

Отечественная ГЕОЛОГИЯ



Журнал выходит один раз в два месяца

Основан в марте 1933 года

3/2012

Учредители:

Министерство природных ресурсов и
экологии Российской Федерации

Российское геологическое общество

Центральный
научно-исследовательский
геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Г. В. РУЧКИН

Бюро: *Р.В.Добровольская* (зам. главного редактора),
В.И.Казанский, А.А.Кременецкий, Г.А.Машковцев,
Н.В.Милетенко (зам. главного редактора),
А.Ю.Розанов, В.И.Старостин

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

МОСКВА

ЛИТОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ,
ГЕОХИМИЯ

Константинов Е.А., Еременко Е.А.

Значение метода лазерной дифракционной гранулометрии при изучении лёссов (на примере разреза Мелекино, Северное Приазовье)

Маслов А.В., Гареев Э.З., Ишерская М.В.

«Стандартные» дискриминантные палеогеодинамические диаграммы и платформенные песчаниковые ассоциации

ГЕОДИНАМИКА И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Тургутанов Е.Х.

Состав и морфология крупных плотностных неоднородностей земной коры — фактор влияния на сейсмическую активность

ДИСКУССИИ

Гладков Е.А.

Полигенез углеводородов в трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторах Восточной Сибири .

ИНФОРМАЦИЯ

Тимурзиев А.И.

Об организации «Кудрявцевских Чтений» — Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти и газа

Порядок оформления статей..... 79

Редакция: Р.В.Добровольская, Т.М.Папеско
Компьютерная верстка Н.П.Кудрявцева

Журнал включен в Реферативный журнал и Базы данных ВИНТИ

Подписано в печать 17.05.2012. Формат 60 88/8. Бумага мелованная.
Печать офсетная.

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

Отпечатано ООО «Арт Медиа Хауз»

Металлогения анортозитов и перспективы развития месторождений Дальнего Востока на глинозем, титан и фосфаты

Г.Ф.СКЛЯРОВА (Институт горного дела ДВО РАН; г.Хабаровск, ул.Тургенева, д.51)

Проанализированы материалы по оценке перспектив анортозитовых формаций Дальнего Востока на выявление и комплексное освоение месторождений на глинозем, титан и фосфаты.

Ключевые слова: анортозиты, глинозем, титан, апатиты, фосфаты.

Склярова Галина Федоровна, sklyarova@igd.khv.ru

Metallogeny anorthosites The Far East on alumina-titano-phosphatic mineralization

G.F.SKLYAROVA

The materials on estimation of anorthosite strata prospects for discovery and complex development of titanium and phosphate deposits are analyzed.

Key words: anorthosites, alumina, titanium, apatites, phosphates.

На территории Дальнего Востока широко распространены анортозиты автономного типа (6 массивов суммарной площадью 12 тыс.км²) вдоль южной окраины Алданского щита, локализованные в наиболее эродированных блоках Становой складчато-глыбовой системы. Под анортозитовой формацией понимается естественная ассоциация базитовых пород, основной фон которой составляют анортозиты с подчиненным развитием габброидов и ультрамафитов, залегающие в виде крупных обособленных массивов среди нижнеархейских метаморфических комплексов. Анортозиты — почти мономинеральные породы, сложенные (до 90%) основными плагиоклазами с примесью кварца, темноцветных минералов. Эти породы характеризуются высокими содержаниями Al₂O₃ до 28% и оснований, преимущественно CaO до 10,8%, SiO₂ до 53%, Fe (III) 4%, Na₂O и K₂O 5,2%.

В пределах Становой складчато-глыбовой системы (регион Байкало-Амурской магистрали) обособляются Джугджурская, Чогарская и Баладекская структурно-минерагенические зоны, а также в Амурской области Каларо-Ханинский рудный район с месторождениями комплексных глинозем-apatит-ильменит-титаномагнетитовых руд [1, 2, 3], прогнозные ресурсы которых весьма значительные (см. рисунок).

В настоящей работе приведены материалы по наиболее изученным объектам в пределах Джугджурской структурно-минерагенической зоны и Каларского рудного района.

Джугджурская структурно-минерагеническая зона занимает восточную часть хр.Становой и хр.Джугджур, в пределах которой известны три изолированных выхода анортозитовых массивов — Лан-

тарский, Лавлинский, и наиболее изученный в отношении рудоносности Геранский (общая площадь 7,5 тыс.км²).

Апатит-титаномагнетит-ильменитовые руды. Геранский массив характеризуется зональным строением: центральная часть его (ширина 10—20 км) сложена преимущественно лабрадоритами с полосообразными, шлировыми телами габбро-анортозитов, габбро. Краевая фация массива (ширина 6—9 км), полукольцом обрамляющая центральную, представлена чередующимися слоями (мощность до сотен метров) анортозитов, габбро-анортозитов, габбро, пироксенитов. С породами краевой фации связана большая часть проявлений комплексных железотитано-фосфатных руд. В их составе выявлены наиболее крупные месторождения (Гаюмское, Маймаканское, Богидэ, Джанинское) и несколько десятков рудопроявлений, специфичных по характеру и типам оруденений.

Маймаканский тип оруденения представлен пластовыми залежами вкрапленных и сплошных титаномагнетит-apatит-ильменитовых (Маймаканское месторождение) и ильменит-apatит-титаномагнетитовых (месторождение Богидэ) руд, которые залегают согласно с вмещающими анортозитами, габбро-анортозитами, габброноритами в краевых фациях Геранского анортозитового массива. По запасам Маймаканское месторождение наиболее крупное в Джугджурской зоне, основные ресурсы апатитовых и титановых руд которого сосредоточены в зоне Северной, разведанной горными выработками и бурением. По минеральному составу руды подразделяются на апатит-титаномагнетит-ильменитовые, ильменит-

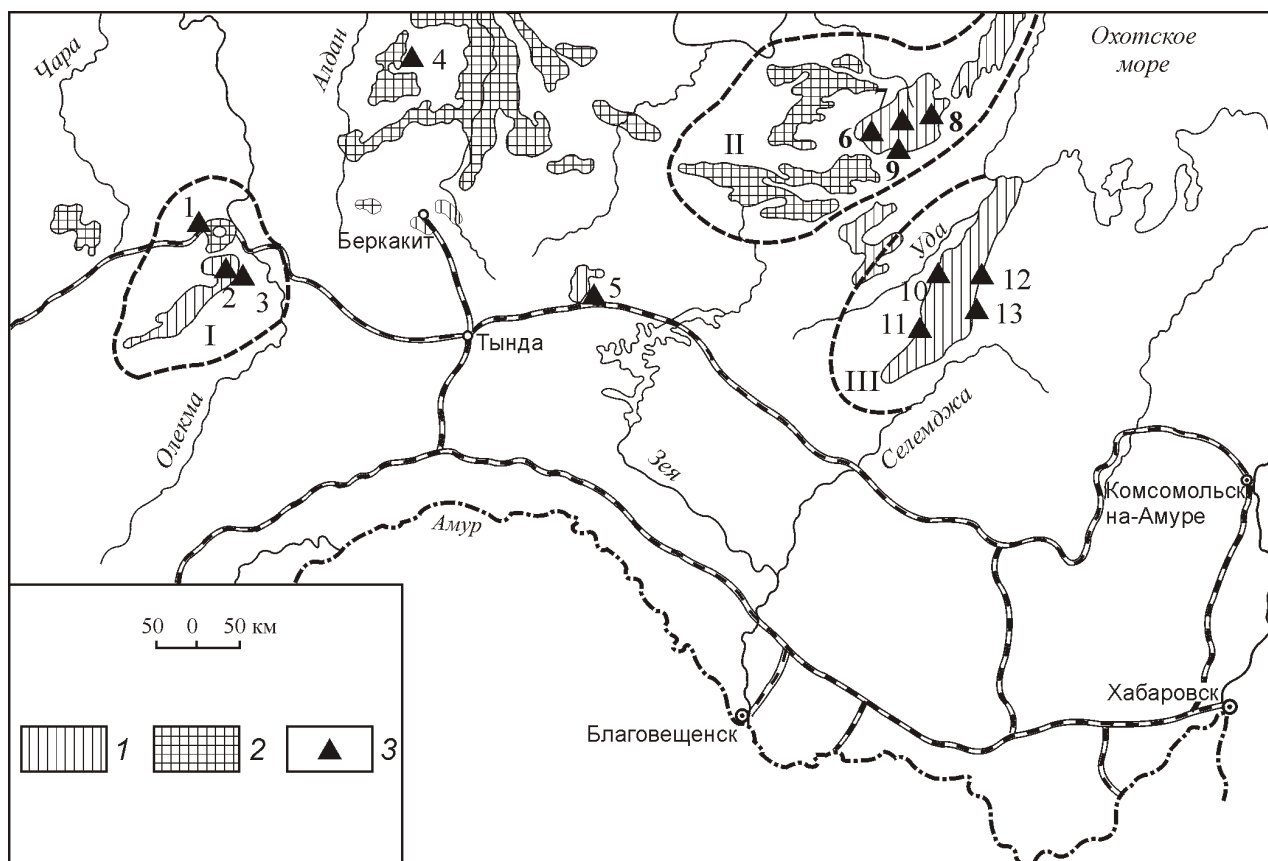


Схема размещения анортозитовых массивов и комплексных титаномagnetит-апатитовых месторождений:

апатитоносные формации: 1 — магматические, 2 — метаморфические; 3 — рудные районы: I — Каларо-Ханинский, II — Джугджурский, III — Баладекский; месторождения титано-апатитовых руд: 1 — Укдуска, 2 — Кюрэчи, 3 — Большой Сэйим, 4 — Селигдарское, 5 — Брянтинское, 6 — Богидэ, 7 — Гаюмское, 8 — Маймаканское, 9 — Джанинское, 10 — Урожайное, 11 — Давакитское, 12 — Гербианское, 13 — Галамское

титаномagnetитовые. Вскрытая мощность ильменитовых руд колеблется от 52,6 до 254,3 м. Содержания TiO_2 по вскрытым интервалам 13,4—17,3%. Запасы руды по C_1 1069,5 млн.т.

Технологическими исследованиями комплексные апатит-титановые руды наиболее эффективно обогащаются по магнитно-флотационной схеме, предусматривающей выделение титаномagnetитового концентрата мокрой магнитной и электромагнитной сепарацией и последующей флотацией апатита и ильменита из немагнитной фракции. Измельчение руды до 0,2 мм, руды легкообогатимые, позволяющие получать высококачественный апатитовый концентрат (P_2O_5 39—40%) при извлечении 85—90%, ильменитовый концентрат (TiO_2 50—60%) при извлечении 48—50%, а также титаномagnetитовый (TiO_2 11—17%) концентрат с содержаниями V_2O_5 0,9—1,1%. В рудах отмечается повышенная платиноносность.

Месторождение Богидэ расположено на западной оконечности Геранского массива. Рудная залежь прослежена на 12 км. По одной технологической пробе при измельчении до 0,2 мм выделен апатитовый концентрат с содержанием P_2O_5 40% при извлечении

96,2%. Одновременно получены кондиционные ильменитовый и титаномagnetитовый концентраты.

Гаюмский тип — жило- и штокообразные залежи (ширина до 102 м при крутом падении) сплошных руд апатит-ильменит-титаномagnetитового состава, локализующиеся в центральной части Геранского анортозитового массива. Вмещающие породы представлены лабрадоритами с линзовидными шлирами габбро-анортозитов. В 6 км находится сходное по строению месторождение Гаюмское-2. Руды крупнозернистые (апатит 0,1—10 мм). Исследования четырех технологических проб в лабораториях ДВИМС, Сибэлектросталь, ИРГИРЕДМЕТ показали, что при крупности измельчения до 0,2 мм по сравнительно простым схемам получают апатитовые концентраты с содержанием P_2O_5 39—39,8% при извлечении 98,5—99,7%, а также одновременно ильменитовый концентрат с содержанием TiO_2 41,8—44,6%. Прогнозные ресурсы ($\text{C}_2 \text{ P}_1$) апатит-титановых руд порядка 513,8 млн.т.

Джанинский тип вкрапленных руд представлен крупными штокообразными крутопадающими телами апатит-титаномagnetит-ильменитовых руд с

однородным распределением полезных компонентов. Джанинское месторождение находится в пределах тектонического блока в южной части Геранского массива, сложенного анортозитами, габбро-анортозитами со шлирами норитов. Среднее содержание в рудах P_2O_5 составляет 4% (2,5—8,5%). Руды легкообогатимые. При исследовании четырех технологических проб, содержащих P_2O_5 2,5—4,7%, получены концентраты с содержанием 39,5—40,5% при извлечении 93—96%. Предполагаемые прогнозные ресурсы руд до глубины 200—400 м составляют 1160 млн.т. Они содержат P_2O_5 46,4 млн.т, TiO_2 22,6 млн.т.

В целом по Геранскому массиву прогнозные ресурсы апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд определены в количестве 3,65 млрд.т. Руды содержат 193 млн.т P_2O_5 . Наиболее богатые руды (среднее 8,2%) установлены по Гаюмскому месторождению, наиболее крупные запасы (68 млн.т P_2O_5 , причем в одном рудном теле) сосредоточены на месторождении Богидэ. Все указанные рудные тела названных месторождений позволяют отнести их к категории весьма перспективных.

Каларо-Ханинский структурно-минералогический район апатит-титаномагнетит-ильменитовых руд в Амурской области находится в относительно благоприятных географо-экономических условиях, непосредственно в зоне влияния Байкало-Амурской магистрали. В этом районе самым крупным титаносодержащим узлом является Каларский массив на крайнем северо-западе области, в междуречье Олёкмы и Калара. В строении массива выделяются две фации — центральная анортозитовая и краевая меланократовая, представленная многократным чередованием слоев анортозита, габбро, габбронорита, норита и рудных разностей. На базе выявленных в его пределах месторождений Большой Сейим, Куранах и Каларское намечаются реальные перспективы освоения месторождений и возможного создания первой на Востоке промышленной базы титана [2].

Месторождение Большой Сейим расположено в Тындинском районе Амурской области, в 15 км от трассы БАМ (ближайшая станция Юктали в 37 км к юго-западу). Рудное поле находится в северо-восточной части Каларского габбро-анортозитового массива. Рудная минерализация в основном представлена ильменитом и магнетитом в виде вкрапленности, гнезд, массивных скоплений. Мощность рудного тела 210 м, площадь выхода 1 км². Запасы по категории C_2 23,8 млн.т с содержаниями TiO_2 11—12%. В рудах присутствует Sc до 1%. Гидрогеологические и горно-технические условия простые: до горизонта 600 м месторождение может отрабатываться карьером с коэффициентом вскрыши 0,84%.

Технологическими исследованиями определена следующая схема обогащения: дробление—измельчение—магнитная сепарация—концентрация на сто-

лах—электромагнитная сепарация. По этой схеме извлекаются: 77,8—80,5% TiO_2 , 47,6—67,8% $Fe_{общ}$ (в т.ч. 26% в магнетитовый концентрат), 63—96% V_2O_5 (в магнетитовый концентрат) и 79,1% P_2O_5 ; вредные примеси: S 0,03—0,26%, P 1,5%, Cr до 0,05%.

В Амурской области по состоянию на 1 января 2009 г. ООО «Уралмайнинг» предоставлено право пользования (до 2030 г. в соответствии с лицензией) с целью разведки и добычи титаномагнетитовых руд на месторождении Большой Сейим, расположенном на территории Тындинского района, в 15 км к северо-востоку от трассы БАМ. Прогнозные ресурсы месторождения P_1 апробированы в 36 млн.т TiO_2 . Кроме того, на *Каларском месторождении* (в 30 км от месторождения Большой Сейим) запасы ильменит-магнетитовых руд составили 11,4 млн.т. Среднее содержание TiO_2 10,42 и V_2O_5 0,5%. Богатые руды содержат (в %) 15—18 TiO_2 , 45—51 Fe и 0,6—0,8 V_2O_5 . Руды легко обогатимы. При их технологическом обогащении получены кондиционные ильменитовый и железо-ванадиевый концентраты.

По предварительному проекту освоения этого месторождения (1998 г.) предусматривалось строительство горнообогатительного комбината и завода по производству пигментной TiO_2 . Мощность комбината планировалось 2500 тыс.т руды в год. Одновременно предусматривалось строительство завода по производству пигментной TiO_2 (100 тыс.т в год), получаемой из высококачественного ильменитового концентрата месторождения Большой Сейим. Проектируемые товарные продукты: ильменитовый 625 тыс.т и магнетитовый 300 тыс.т концентраты, V_2O_5 1330 т. По состоянию на 1997—2001 гг. общий объем инвестиций в титановый проект был определен в количествах 150 млн.долл. Окупаемость всего проекта 2,55 года, рентабельность 42%.

Технологическими исследованиями (ДВИМС, ИРГИРЕДМЕТ, завод «Сибэлектросталь») по 16 лабораторным пробам массой 50—300 кг было показано, что из титано-apatитовых руд по простым магнитно-флотационным схемам с использованием гидронного флотореагента выделялись высокосортные апатитовые концентраты с содержаниями P_2O_5 39,5—40,8%, отвечающие требованиям ГОСТ, при высоком извлечении 90,0—99,7%. Из них наряду с апатитовыми получали ильменитовый концентрат, кондиционный по содержанию TiO_2 44—48% при допустимых количествах вредных примесей, что позволяет рассматривать месторождения Джугджуро-Становой провинции как апатитовые, так и титановые. Кроме того, полевошпатовые хвосты обогащения вкрапленных руд пригодны для получения глинозема, соды, цемента. По результатам ТЭС НИИ «Гипроруда» по месторождениям апатит-магнетит-ильменитовых руд Джугджурского и Каларского рудных районов был сделан вывод о рентабельности их освоения (при сроках окупаемости капложений

за 2—3 года) при условии комплексности использования. На базе выявленных в пределах районов месторождений Большой Сейим, Куранах и Каларское намечались реальные перспективы освоения месторождений и возможного создания первой на Востоке промышленной базы апатита и титана [2].

Как *глиноземистое сырье* практический интерес в анортозитовых формациях представляют лабрадориты, характеризующиеся наиболее основными разностями состава плагиоклазов (лабрадоры, битовниты) и высокими содержаниями Al_2O_3 и CaO (Лантарский, Каларский и другие массивы). Лабрадориты сопоставляются с нефелин-полевошпатовой рудой — нефелиновым сырьем III сорта. Технология переработки анортозитов разработана и принципиально не отличается от схем переработки нефелиновых пород, применяемых на действующих предприятиях, предусматривающих полную утилизацию сырья с получением, кроме глинозема, высокосортного портландцемента, соды, поташа, а также ряда редких элементов — Ga, Rb, Cs.

Требования к анортозитам как глиноземному сырью не разрабатывались. В 1980-е годы Всесоюзный алюминиево-магниевый институт (ВАМИ) выполнял технологические испытания по комплексной переработке канадских анортозитов с содержаниями глинозема в них порядка 27%. В результате было установлено, что они могут быть переработаны на глинозем способом спекания анортозитов с известняками и содой. Международные монополии, использующие для производства глинозема импортные бокситы, проводят большой комплекс технологических и геологических исследований по применению в качестве альтернативного алюминиевого сырья анортозитов и других небокситовых источников глинозема. В частности, в штате Вайоминг США функционировал завод по переработке анортозитов способом спекания и попутного получения огнеупорного цемента. Ввиду прекращения сбыта цемента производство оказалось нерентабельным. Геологической службой в штатах Вайоминг и Калифорния учитываются запасы анортозитов при содержаниях глинозема 25—30%. Рентабельная работа предприятий возможна при условии местной реализации цемента, выход которого составляет 10—14 т на 1 т глинозема.

В отношении оценки анортозитов на глинозем в пределах Джугджурской структурно-минерогенической зоны в качестве поисковых рассматривались участки развития лабрадоритовой формации в пределах Лантарского массива в западном Приохотье. Вдоль северо-западной полосы Лантарского массива прослежены анхимономинеральные лабрадориты, слагающие около 30% площади массива. Анхимономинеральные лабрадориты представляют собой массивные крупнокристаллические породы, состоящие более чем на 95% из плагиоклазов, отвечающих по составу лабрадору с присутствием (5—10%) пироксенов, ильменита, апатита. По хими-

ческому составу лабрадориты характеризуются высокими содержаниями Al_2O_3 26—31 и CaO 10—12%. В пределах Лантарского массива на участке площадью 250 м² точечным методом была отобрана проба массой 200 кг. Химический состав пробы (в %): SiO_2 53,7; Al_2O_3 28,1; CaO 11,3; Na_2O 4,6; Fe_2O_3 1,3. Породы аналогичного состава прослежены на площади шириной 6 и длиной 10 км.

Технологические испытания лабрадоритов на получение глинозема проведены в Иркутском филиале ВАМИ. Спеканием лабрадорита с известняком при T 1250 °C с 30-минутной выдержкой получен спёк легкорастворимых алюминатов щелочей и нерастворимого двукальциевого силиката ($2CaO-SiO_2$) пористостью 57% при извлечении Al_2O_3 на 91,9%, суммы щелочей — на 78—79%. Выщелачивание спёков проведено по двухстадийной схеме. Лабрадориты удовлетворяют почти всем требованиям, предъявляемым к разрабатываемому нефелиновому сырью (в %): Al_2O_3 21, SiO_2 57, Fe_2O_3 FeO — 5, лишь содержание щелочей в них более низкое, а CaO высокое, что благоприятно для сырья на алюминий, так как потребуется меньшая добавка известняка в шихту.

Анортозиты Лантарского массива имеют весьма однородный состав, занимают громадные площади. Запасы их в сотни раз превышают необходимые (500—1000 тыс.т) для строительства предприятия с целью получения глинозема. Выбор участка для отработки может быть определен исходя из экономико-географических предпосылок. По предварительным оценкам работа предприятий рентабельна при условии местной реализации огнеупорного цемента, выход которого составляет 10—14 т на 1 т Al_2O_3 .

Каларский анортозитовый массив расположен в Восточном Забайкалье, на границе Амурской и Читинской областей, в непосредственной близости от трассы Байкало-Амурской магистрали, на водоразделе рек Олёкма и Калакан Каларский. Две наиболее крупные части массива, выведенные в тектонических блоках Куранахский и Имангабитский, имеют сходное строение. В пределах массива выделены три обособленных участка (200, 150, 80 км²), сложенные лабрадоритами и анхимономинеральными лабрадоритами, крупно- и гигантозернистыми породами, состоящие на 90—96% из плагиоклаза № 50—52 (лабрадор). Темноцветные минералы представлены авгитом и гиперстеном. Содержания Al_2O_3 , SiO_2 и CaO близки таковым в анортозитах Норвегии и США, которые отрабатывались для получения глинозема. Запасы сырья больше чем достаточны для строительства крупного предприятия по производству глинозема. По предварительным оценкам работа предприятий рентабельна при условии местной реализации цемента, выход которого составляет 10—14 т на 1 т Al_2O_3 .

Ресурсы анортозитового сырья Дальнего Востока для строительства крупного предприятия по произ-

водству глинозема больше чем достаточны (порядка 800 млрд.т до глубины 30 м). Массивы лабрадоритов расположены в сравнительно благоприятных экономико-географических условиях — вблизи морского побережья (Лантарский массив) и железных дорог (в десятках километров от БАМ—Каларский, Селемджинский, Кавактинский, Колоктиканский и 35 км от Дальневосточной железной дороги). Суммарные запасы около 1,5 млрд.т. Анартозиты на ближайшее будущее могут рассматриваться как неисчерпаемый альтернативный источник сырья на получение глинозема.

В перспективе в условиях развития горнорудной промышленности на Дальнем Востоке в освоение могут быть вовлечены также крупные месторождения титана Джугджурской металлогенической зоны, а также близрасположенные месторождения Баладекского выступа фундамента Амуро-Охотской складчатой системы — Ариаднинское и Кокшаровское ильменитовых руд Приморья. В Камчатском крае ООО «Стройсервис-ДВ» получило право (до 2027 г.) на разведку и добычу титаномагнетитовых песков Халактырского россыпного месторождения. В Республике Саха (Якутия) завершены прогнозно-поисковые работы на комплекс полезных ископаемых (Au, Mn, Ti, V, P и др.) вдоль железной дороги Томмот—Якутск Мендской площади [3].

Таким образом, на территории Дальнего Востока в связи с анортозитовыми формациями имеются геолого-экономические предпосылки для создания сырьевой базы с целью производства фосфорных удобрений и железо-титановых концентратов, глинозема для черной и цветной металлургии на базе наиболее перспективных месторождений комплексного апатит-титаномагнетитового и глиноземного оруденения. Положительные результаты геолого-экономической оценки прогнозных моделей месторождений в составе анортозитовых формаций позволяют рекомендовать их в качестве перспективных для практического освоения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геолого-экономическая оценка минерально-сырьевых ресурсов региона Байкало-Амурской железнодорожной магистрали.* —Л.,1984.
2. *Геолого-экономические проблемы освоения апатитовых руд Южной Якутии.* —Якутск, 1987. С. 102—105.
3. *Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2009 г.* Вып. 7. Титан. Ч. 8. —М., 2009.
4. *Металлогения Дальнего Востока России.* —Хабаровск, 2000.
5. *Основные проблемы изучения и добычи минерального сырья Дальневосточного экономического района.* —Хабаровск,1999.

Минерагения и тектоника раннего докембрия Анабарского щита

С.И.ТУРЧЕНКО (Институт геологии и геохронологии докембрия РАН; 199034, г.Санкт-Петербург, наб.Макарова, д.2), О.М.РОЗЕН (Геологический институт РАН; 119017, г.Москва, Пыжевский пер., д.7)

Рассмотрена минерагения тектонических элементов выявляемых в пределах Анабарского щита, представленных гранулит-гнейсовыми и гранит-зеленокаменными областями архея. Сутуры и коллизионные пояса палеопротерозойского возраста состоят из разнообразных тектонитов. К ним приурочены гранитоиды и анортозиты с титаномagnetитовым оруденением. Наряду с метаморфогенными железорудными месторождениями характерны рудопроявления силлиманита и граната. Перспективны поиски золоторудного оруденения в аккреционных орогенических поясах.

Ключевые слова: метаморфогенные рудопроявления, титаномagnetит, прогнозные золотопроявления, гранулитовые, гранит-зеленокаменные области архея, коллизионные пояса палеопротерозоя.

Турченко Станислав Иванович, turchsi@mail.ru

Розен Олег Маркович, rozeno@ilran.ru

Mineragenia and tectonic of the Early Precambrian of Anabar Shield

S.I.TURCHENKO, O.M.ROSEN

In article the mineragenia of tectonic subdivisions are showed which constitute a structure of the Anabar Shield. Arhaean granulite-gneiss and granite-greenstone areas bringing main mineragenic data. Paleoproterozoic sutures are presents by collision orogenic belts consist of differ blastomilonits, including granitoids and anorthosites with titanomagnetite mineralization. Metamorphogenic ferruginous deposits are common for Anabar Shield together with metamorphogenic sillimanite ores and garnets. There are perspectives for exploration of gold deposits in accretional orogenic belts.

Key words: metamorphogenic high aluminous ores, titanomagnetite, gold prospects, granulites, granite-greenstone, accretional, collision belts.

Многочисленные схемы тектонического строения Сибирского кратона до начала 1990-х годов базировались на комплексном анализе преимущественно геологических и геофизических данных [28], возникла концепция раннедокембрийской мафической коры [9] и предполагалась протерозойская аккреция блоков архейской коры. Достаточно давно стало известно, что основание Сибирской платформы состоит из элементов разного тектоно-петрологического состава: гранулит-гнейсовых и гранит-зеленокаменных доменов [10]. По современным данным эти домены разновозрастные, развивались они независимо друг от друга, а в современной структуре слагают соответствующие по составу террейны, достигающие в поперечнике сотен (до тысячи) километров.

Конец раннего протерозоя — важный момент в глобальных циклах аккреции и распада суперконтинентов «от Пангеи до Пангеи» [4]. Предполагается, что на рубеже архея и протерозоя, около 2,5 млрд.лет назад, возникла Пангея-0 [26]. Частью этого суперконтинента и явился Сибирский кратон. Имеющиеся архейские датировки гранулитового метаморфизма (2,76 млрд.лет) вполне возможно являются реликтовыми метками более раннего суперконтинента (Пангея-0). Иными словами, раннепротерозойский суперконтинент образовался из обломков первого, по-

зднеархейского суперконтинента. Эти обломки перед амальгамацией представляли собой микроконтиненты. Местами на них накапливались палеопротерозойские осадочные чехлы и вулканиты, сопровождаемые комагматическими интрузиями. Во время столкновения и слипания микроконтинентов эти чехлы были смяты и превращены в орогенные (аккреционные) пояса, а в верхнюю кору коллизионных систем поступали кислые коровые магмы. При этом поступление мантийного вещества отсутствовало, что является отличительной особенностью Сибирского фрагмента палеопротерозойского суперконтинента и его металлогенической специализации.

В структуре Анабарского щита, как части Сибирского кратона, на основании геологических и пространственных соотношений разнообразные террейны объединены в более крупные единицы — супертеррейны или тектонические провинции (рис. 1, А). Для решения задач данной работы в пределах Анабарского щита выделены естественные крупные структурные единицы — металлогенические провинции, тектоническое развитие которых, сопровождаемое минерагенией, отображено на рис. 1, Б.

Строение Анабарского щита и его минерагения. В пределах Анабарского щита выходит на поверхность северо-восточная часть Сибирского кратона, в

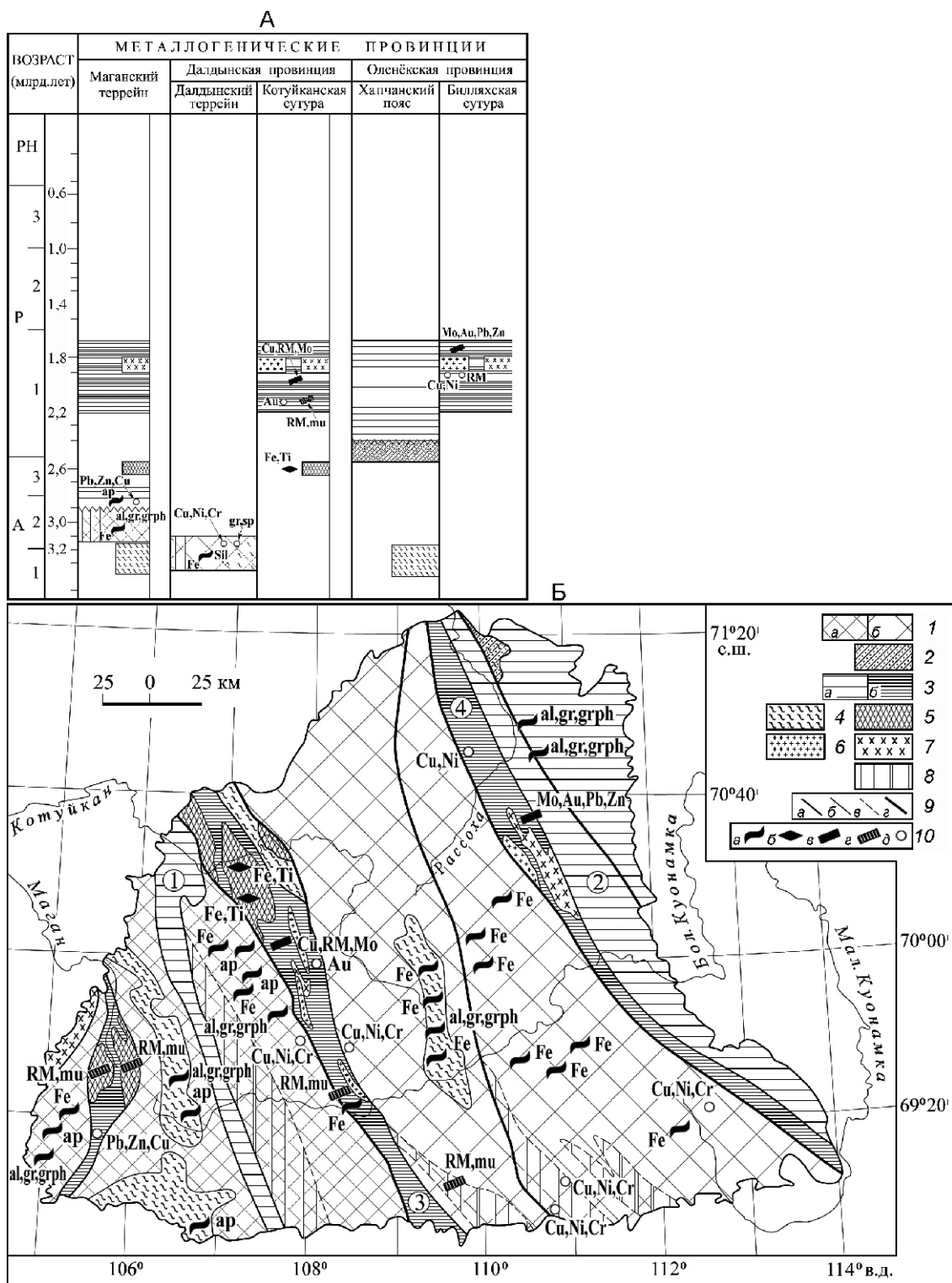


Рис. 1. Металлограмма (А) и схема геологического строения и размещения полезных ископаемых (Б) Анабарского щита:

структурно-тектонические подразделения: 1 — гранулитогнейсовые комплексы Маганской (а) и Далдынской (б) провинций; 2 — гранит-зеленокаменный регион (север Хапчанского пояса); 3 — орогенные пояса (цифры в кружках): а — аккреционные (1 — Маганский 2 — Хапчанский), б — коллизионные (3 — Котуйканский, 4 — Билляхский); 4 — области и зоны тоналит-трондьемитового магматизма; 5 — массивы анортозитов, габбро-анортозитов; интрузии: б — гранитов, 7 — гранодиоритов и диоритов; 8 — области тектонотермальной переработки; 9 — границы между: а — структурно-тектоническими подразделениями, б — литологическими единицами, в — тектонотермальными зонами, з — разломы и надвиги; 10 — проявления полезных ископаемых: а — Fe — железа, ар — апатита, al, gr, grph — силлиманита, граната, графита; б — ильменита и титаномагнетита; в — RM — редкие металлы; му — мусковит в пегматитах; з — жильные Mo, Au, Pb, Zn; д — Cu, Ni минерализация

которую входит Анабарский супертеррейн (тектоническая провинция) в составе Маганского и Далдынского террейнов, и Оленёкский супертеррейн, включающий Биректинский террейн вместе с Хапчанским поясом [13]. Естественные наблюдаемые ассоциации комплексов, слагающих террейны и причлененные к ним сутуры, а также сопутствующие образования (такие как орогенные пояса, зоны тектонотермальной переработки, специфические породы и их ассоциации) в совокупности рассматриваются как металлогенические провинции (см. таблицу).

Маганская металлогеническая провинция включает Маганский террейн с Вюрбюрским аккреционным поясом. Маганский гранулитгнейсовый террейн состоит преимущественно из ортопироксен-плагиоклазовых гнейсов, эндербитов и чарнокитов с редкими двупироксеновыми гнейсами, объемное отношение которых к плагиогнейсам, измеренное при описаниях разрезов, составляет 1:7 [20]. Условия метаморфизма соответствуют грану-

литовой фации умеренных давлений (рис. 2). Изотопная Sm-Nd система указывает на значительную коровую эволюцию вещества ($Nd\ 7, t\ 2,0$ млрд.лет), а $^{147}Sm/^{144}Nd\ 0,11$ отвечает зрелой континентальной коре (рис. 3).

Маганская минерагеническая область, соответствующая рассматриваемому террейну, характеризуется рудопроявлениями метаморфического класса, представленными графитом, силлиманитом и гранатом. В составе маганского комплекса выделяются пачки графит-, силлиманит- и гранатсодержащих пород, прослеживающихся по простиранию на расстояния до 20 км при средней мощности до 0,5 км с неравномерным содержанием этих минералов, составляющих 20%. Двупироксеновые гнейсы содержат линзовидные прослои магнетит-кварц-пироксеновых сланцев мощностью 10—20 м, длиной до 1,5 км и содержанием магнетита 30—40%. В этой минерагенической области имеются перспективы на обнаружение стронций- и боросодержащих мраморов и волласто-

Подразделения Анабарского щита и геохронология

Знак на карте	Подразделение, террейн	Возраст, млрд.лет	Источники
	I. Тектонические единицы 2. Гранулитгнейсовые террейны		
2a	Маганский террейн	T(Nd)DM 3,09; 3,03	[6, 17]
2b	Далдынский террейн	Zr SHRIMP 3,32; Zr 3,35; 3,19 T(Nd)DM 3,14—3,26 T(Nd)WRI 3,1	[1, 15, 23] [18, 23] [17] [22]
	3. Гранит-зеленокаменные террейны		
3a	Биркете террейн	T(Nd)DM 2,44Ga	[16, 17]
	4. Орогенические пояса		
	Аккреционный тип		
4a1	Вюрбюрский пояс	T(Nd)DM 2,85	[6]
4a2	Хапчанский пояс	Zr 2,1 (2,44—1,9)Ga	
	Коллизионный тип		
4b1	Котуйканская сутура	T(Nd)MI 1,84 (1,67—2,18); Zr AMPH 1,97	[17] [1, 15]
4b2	Билляхская сутура	T(Nd)MI 1,84 (1,67—2,18)	[17]
	II. Тектонотермальная переработка		
11a	Зоны позднеархейской переработки	Zr_GRL 2,76	[1, 15]
11a	Зоны раннепротерозойской переработки	T(Nd)MI 1,84 (1,67—2,18)	[17]
	III. Литологические ассоциации		
	Тоналит-трондьемитовые ансамбли	Zr 3,32; 3,35 T(Nd)DM 3,16	[1, 23, 32] [16]
	Анортозиты, массивы: габбро-анортозиты и монцонориты	T(Nd)WRI 2,55	[16]

Примечание. 1. В цитируемых источниках приведены аналитические данные или развернутое обсуждение результатов датирования; 2. Аббревиатуры, использованные для данных изотопного датирования: T(Nd)DM Sm-Nd модельный возраст, анализ пород; T(Nd)MI Sm-Nd — изохронный возраст по минералам; T(Nd)WRI Sm-Nd изохронный возраст по породе; Zr U-Pb — возраст по циркону; AMPH — циркон из мигматитов амфиболитовой фации, GRL — циркон из чарнокитов гранулитовой фации.

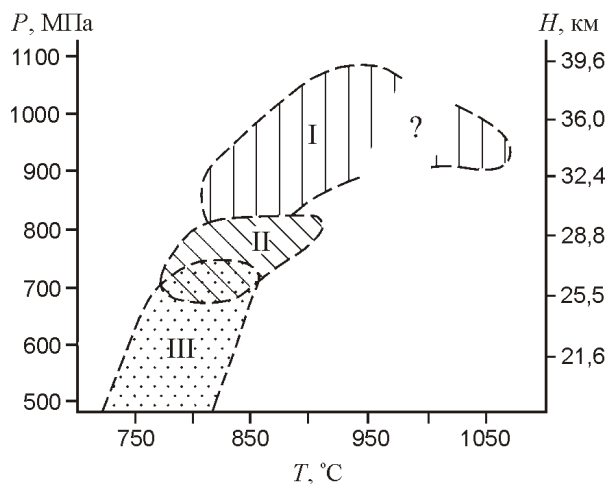


Рис. 2. P - T параметры метаморфических комплексов Анабарского щита:

террейны: I — Маганский (P 850—1100 МПа, T 820—959 °C), II — Далдынский (P 700—850 МПа, T 770—850 °C), III — Биректинский в поле Хапчанского пояса (P 550—700 МПа, T 750—820 °C)

нитовых пород, развивающихся в апокарбонатных метасоматитах.

Вюрбюрский аккреционный пояс обнажен в северо-восточной части террейна (в современной структуре) и прослеживается вдоль осевой его части к югу, до самой границы щита. Он сложен метаграувакками (гранатовыми гнейсами), мраморами и известково-силикатными породами, второстепенную роль играют метавулканиды — пироксеновые гнейсы. В связи с карбонатными породами присутствуют проявления апатитоносных мраморов, которые могут представлять источники фосфорного сырья стратиформного типа. В этой области к пограничной шовной зоне тяготеют проявления и пункты минерализации с Pb, Cu, Zn и редкими металлами гидротермально-метасоматического происхождения.

Плагииогнейсовый фундамент, по-видимому, не древнее 3,09 млрд.лет, судя по Sm-Nd модельному возрасту метаграуваков [6], а более молодые значения [17] обусловлены контаминацией корового вещества. Возраст вулканогенно-седиментогенного вещества Вюрбюрского пояса, $T(\text{Nd})\text{DM}$ 2,85 млрд.лет, предположительно определяет время его формирования на активной окраине террейна [6], а имеющаяся датировка циркона из этой толщи, 2,4 млрд.лет [13], возможно, отражает начало наложенного коллизионного метаморфизма.

Предположительно комплекс локальной (пограничной) сутуры представляет собой фрагмент бластомилонитов и мигматитов с блоками анортозитов, представленных анхимономинеральными плагииоклазовыми разновидностями, с которыми ассоциируют монцодиориты [12], несущие ильменит-магнетитовую и титаномagnetитовую минерализацию. Тек-

тонотермальная переработка достаточно интенсивно проявлена в осевой части террейна в форме регрессивного метаморфизма амфиболитовой фации, наложенного на породы гранулитовой фации. Здесь поздние по времени минералы, например, роговая обманка, образуют псевдоморфозы по ортопироксену с выделением магнетита.

Предположительно наиболее древняя ассоциация серых гнейсов (тоналит-трондьемит-гранодиоритовая) присутствует в западной части террейна, где она разительно отличается по массивному, лишенному преобладающей ориентировки, структурному рисунку на космических и аэрофотоснимках от остальных районов распространения гранулитовых пород террейна [7].

Далдынская металлогеническая провинция представлена Далдынским террейном и Котуйканским коллизионным поясом (сутура). Далдынский гранулитгнейсовый терреин большей частью состоит из двупироксеновых метамафитов и плагииогнейсов (включая эндербиты) с небольшими линзами метакarbonатов, ортопироксеновых кварцитов, а также чарнокитов, что похоже на далдынскую (центрально-анабарскую — по более ранним представлениям [14]) серию. Ассоциация предположительно соответствует островодужным вулканитам (базальт—андезит—дацит) с горизонтами мраморов и кремней. Соотношение метамафитов и плагииогнейсов в разрезах пород составляет здесь 1:3 [20], что указывает на обогащение пород мафитами по сравнению с Маганским террейном.

Возраст плагииогнейсов в ассоциации с эндербитами составил 3,32 млрд.лет (SHRIMP по циркону [1]) и 3,35 млрд.лет — U-Pb метод по циркону [23]. Эти древние значения, по-видимому, отражают первичный возраст вещества террейна. Меньшие значения по циркону 3,19 млрд.лет и Sm-Nd модельные возрасты по валовым пробам $T(\text{Nd})\text{DM}$ 3,14—3,26 [17, 18] и по валовой изохроне $T(\text{Nd})\text{WRI}$ 3,1 млрд.лет [22], по всей вероятности, отражают эффекты поздней контаминации.

Первый в регионе метаморфизм датирован по циркону из ортопироксен-кварц-плагииоклазового гнейса гранулитовой фации в 2,76 млрд.лет [1]. Учитывая установленную связь между гранулитовым метаморфизмом террейнов и процессами гранитообразования и метаморфизма в сопряженных с ними сутурах [13], можно предполагать, что полученное значение характеризует наиболее ранний процесс аккреции микроконтинентов.

В Далдынской минерагенической области, соответствующей рассматриваемому террейну, полезные ископаемые принадлежат к различным классам месторождений метаморфогенного типа. Основную группу составляют месторождения и рудопроявления метаморфического класса железорудного и высокоглиноземистого сырья. Железорудные место-

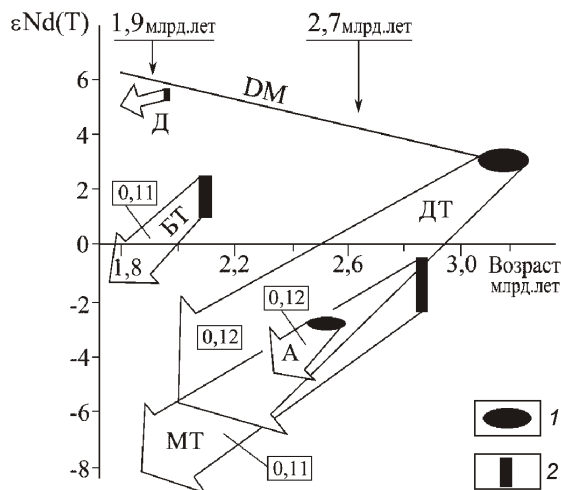


Рис. 3. Изотопная эволюция террейнов и анортозитов Анабарского щита в Sm-Nd системе [16]:

1 — изохронный Sm-Nd возраст пород в целом и U-Pb данные по циркону [16, 22]; 2 — U-Pb возраст по циркону [16]; цифры (в прямоугольниках) — средние значения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ для соответствующих комплексов: А — анортозиты, Д — дайки диоритов, МТ, ДТ, БТ — Маганский, Далдынский, Биректинский террейны; DM — линия эволюции деплетированной мантии; Nd(T) — значения параметра эпсилон неодима для возраста деплетированной мантии

рождения представлены магнетитовыми кварцитами и магнетитовыми двупироксен-гранатовыми кристаллосланцами, образующими линзовидные и лентовидные тела мощностью до 50 м и протяженностью 2—4 км с содержанием оксида Fe(III) 33—80%. Прогнозные запасы легко обогащаемых руд на площади около 200 км² могут быть оценены более чем в 2 млрд.т. Эти же руды содержат повышенные концентрации титана и ванадия.

Высокоглиноземистое сырье представлено силлиманитовыми рудами в глиноземистых сланцах гранулитового комплекса. Прослой с линзами силлиманита мощностью до 100 м прослеживаются по простиранию на 1—30 км с неравномерным содержанием силлиманита от 5 до 30%.

Другим генетическим типом является оруденение метаморфо-метасоматического генезиса, к которому относятся проявления высокомагнезиального граната, кордиерита и сапфирина. Гранат может быть использован в качестве абразивного сырья, а кордиерит и сапфирин представляют собой поделочное сырье. Масштабы проявлений поделочного сырья ограничены и не до конца выяснены, а проявления граната достаточно крупные: только в одном теле размером 2 0,5 км в верховьях р.Ала запасы абразивного граната достигают 50 млн.т.

Кроме того, в этой же минерагенической области с телами гипербазитов связано хромитовое и медно-никелевое оруденение. Оно представляет собой

систему мелких рассредоточенных дометаморфических тел ультрабазитов мощностью 15—20 м и протяженностью до нескольких сотен метров. Как правило, подобные тела бескорневые, в значительной степени преобразованы процессами метаморфизма и метасоматоза. Наиболее крупные тела обладают слабо выраженной зональностью, обусловленной сохранением оливинсодержащих пород в центральных частях тел. Метаультрабазиты обладают повышенными содержаниями Ni, Cr, Cu, Co, наблюдается рассеянная вкрапленность пирротина, халькопирита, хромита и пентландита.

Котуйканская сутура (коллизийный орогенный пояс) располагается вдоль западной окраины Далдынского террейна, который был надвинут к юго-западу (в современной структуре) на Маганский террейн [19], имея в основании дислокационный комплекс Котуйканской сутуры. При ширине от первых километров и до 30 км, сутура представляет собой коллизийный бластомилонитовый макромеланж. Матрикс сложен гнейсами и мигматитами, образовавшимися большей частью за счет милонитов при метаморфизме в амфиболитовой фации. Этот метаморфизм сопровождался явлениями анатексиса, когда возникали жилообразные тела автохтонных гранитов и гранодиоритов. В составе матрикса наблюдаются согласные полосы и прослои кварцитов и мраморов [12], которые вместе с фрагментами островодужных вулканитов [21] указывают на закрытие морского бассейна на месте данной сутуры. Значительную часть объема меланжа занимают аллохтоны. К ним относятся тектонические блоки анортозитов и крупные (до десятков километров в длину), отторженцы гранулитов из прилегающих террейнов, подвергавшихся регрессивному амфиболитовому метаморфизму [12, 31].

Возраст коллизийного процесса определен Sm-Nd методом по изохронам для минералов гранулитовой фации. Он охватывает интервал времени 1,67—2,18 млрд.лет с отчетливым максимумом в 1,84 млрд.лет [17] (рис. 4).

Особенности метаморфизма пород Котуйканской сутуры выявлены при изучении включений в кварце. В составе расплавных включений среди мигматитов Котуйканской зоны при микрозондовых исследованиях обнаруживается гипидиоморфнозернистый агрегат кварца, калишпата, плагиоклаза и биотита размер зерен, которых составляет 0,5—2 мкм. Такой минеральный состав и структура включений прямо свидетельствуют о том, что при формировании мигматитов и гранитов в бластомилонитах происходило частичное плавление, а расплав раскристаллизовался и сохранился в микровключениях [31].

При изучении флюидных включений в кварце установлена смена *P-T* параметров от наиболее глубинных, 850—900 МПа при 850—900 С (что соответствует гранулитовой фации), через значения 600—650 МПа при 780—820 С (амфиболитовая фа-

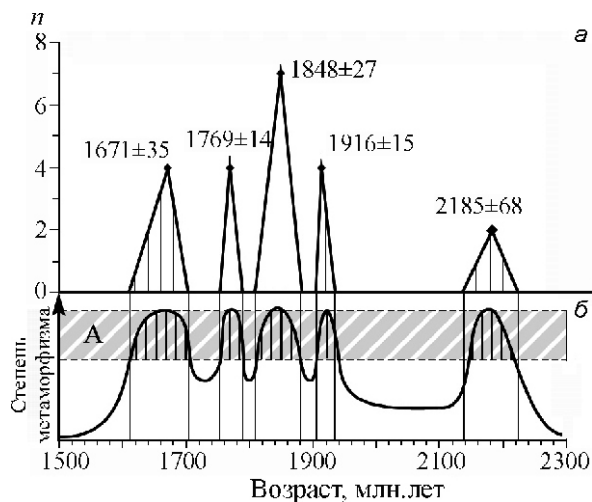


Рис. 4. Этапы гранулитового метаморфизма:

А — по усредненным значениям Sm-Nd минеральных изохрон на Анабарском щите [17]; поля: а — средние возрастные значения в млн.лет и стандартные отклонения (ширина основания треугольника соответствует разбросу наблюдаемых значений), б — диаграмма, качественно отражающая эпизоды гранулитового метаморфизма; n — число определений

ция) до величин 400—500 МПа при 500 С (эпидот-амфиболитовая фация). Заключительная стадия флюидной циркуляции происходила при 70 МПа, 200—300 С (пренит-пумпеллиитовая фация), что устанавливается в самых поздних жилах с друзами кварца [31] (рис. 5). Очевидно, вначале процессы проходили на глубинах около 30 км, а затем постепенно глубина циркуляции растворов уменьшалась до 2,5 км. Такая смена обусловлена постепенной эрозией складчатого сооружения и подъемом к дневной поверхности первоначально глубинных горизонтов, что становится возможным при продолжении воздымания структуры за счет коллизионного сжатия.

Тектонотермальная переработка проявлена в южной части Далдынского террейна, где вместе с фрагментарной милонитизацией наблюдается псевдоморфный регрессивный метаморфизм с замещением минералов гранулитовой на парагенезисы амфиболитовой фации с сохранением очертаний замещенных минералов. Верхний предел возраста процесса определяется тем, что диафторированные гранулиты отчетливо срезаются в обнажениях Главным Анабарским разломом раннепротерозойского возраста, проявленным в форме милонитов, катаклазитов и псевдотахилитов.

Ассоциации серых гнейсов (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой формации) соответствуют наблюдаемые на северо-западе, вблизи Котуйканской сутуры, плагиогнейсы и эндебиты, а также аналогичные породы, выявленные в центральной части террейна [32]. Плагиогнейсы тоналит-трондьемит-гранулитовой формации преобладают и имеют

возраст 3,32 млрд.лет. В результате их частичного плавления 3,16 млрд.лет назад появились сопутствующие эндебиты. Прочие плагиогнейсы и метабазиты, датированные 3,1—3,0 млрд.лет, появились, по-видимому, в результате переработки указанных более древних пород. Все эти магматические породы попадали в близлежащие осадки, модельный возраст которых определяется теперь как $T(\text{Nd})\text{DM}$ 3,00—3,19 млрд.лет [32].

Анортозиты в ассоциации с габбро-анортозитами и монцодиоритами (йотунитами) относятся к типу массивных (автономных) анортозитов [24]. Они сформировались в нижней коре 2,55 млрд.лет назад (Sm-Nd метод, изохрона по валовым составам) [16]. Анортозиты, содержащие титаномагнетитовое оруденение, характеризуются в Восточном массиве как месторождение.

В целом Котуйканская сутурная зона имеет сложное гетерогенное геологическое строение с широким развитием полиметаморфических пород, среди которых располагаются глубинные интрузивные образования (упомянутые ранее анортозиты и габброиды), а также присущие этой зоне двуслюдяные граниты и пегматиты. Ультраметаморфизм и пегматитизация сопровождалась интенсивным калиевым метасоматозом и развитием комплементарных ему зон кислотного выщелачивания, контролирующих поля развития мусковитовых и редкометалльных пегматитов. На минерагеническую специализацию этой зоны определяющее влияние оказывает геохимическая специализация метаморфических и интрузивных комплексов: высокие содержания летучих (F, CO₂, Cl), редких земель (в особенности иттриевой группы) и редких металлов.

Проявления полезных ископаемых в пределах Котуйканской сутуры локализуются в зонах милонитизации и расщепления вдоль краевых швов или вблизи них, где они представлены сульфидной минерализацией с молибденом, медью и редкими металлами. Для зон метасоматоза вблизи гранитоидных интрузий характерна золотосульфидная и редкоземельная минерализация, а в зонах пегматитизации проявлениям кислотного выщелачивания сопутствует формирование мусковита и редкометалльной минерализации.

В южной части Далдынской минерагенической области расположен Харапский коллизионный пояс, близкий по структурно-тектоническим особенностям Котуйканской сутуре. Он соответствует структурно-минерагенической зоне, где развит комплекс полиметаморфических пород эпидот-амфиболитовой фации: биотитовые сланцы, плагиогнейсы, амфиболиты, гранатовые графитсодержащие породы, кварциты, в т.ч. и магнетитовые. Харапская зона отличается также спецификой развития магматизма: относительно широко развиты тела аляскитов, микроклин-биотитовых пегматитов и пегматоидных гранитов.

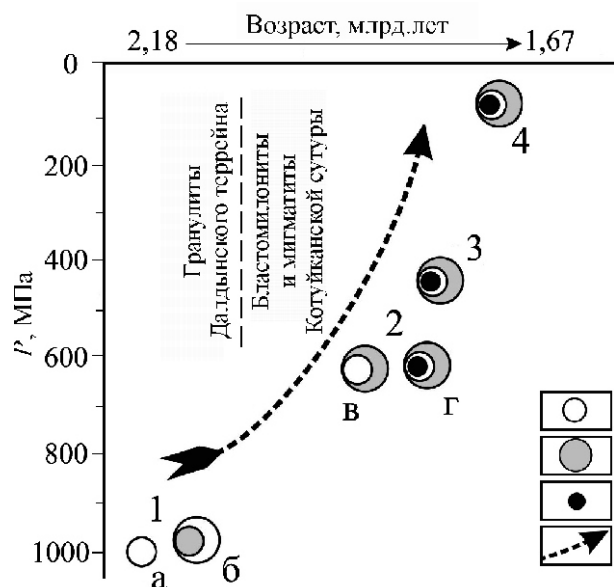


Рис. 5. Эволюция термодинамических и возрастных параметров флюидных включений в кварце из бластомилонитов Котуйканской сутуры:

1 — монофазные включения жидкой CO_2 (а), содержащие также капли H_2O (б) в гранулитах; 2 — комплексные включения жидкой CO_2 (в) и газовой фаз (г) в породах амфиболовой фации; 3 — включения такого же состава, как в породах эпидот-амфиболовой и зеленосланцевой фаций; 4 — ход эволюции флюидных включений; P - T параметры рассчитаны по P - T - V диаграммам CO_2 и H_2O [25, 27, 29]; 1 — P 1000 МПа, T 850—900 °C; 2 — P 600—650 МПа, T 780—810 °C; 3 — P 400—500 МПа, T 500 °C; 4 — P 70 МПа, T 200—300 °C

Минерагеническая специализация определяется наличием реликтов гранулитов Анабарского комплекса, для которых характерны проявления графита, железистых кварцитов и силлиманита. Широко распространены инъекционные пегматиты с мусковитовой и редкометалльной минерализацией и тела базитов с медно-никелевым оруденением.

Оленёкская металлогеническая провинция расположена на северо-востоке Анабарского щита. В ее составе выделяется террейн Биректе, который составляет кристаллическое основание провинции, выходящее на поверхность на северо-востоке Анабарского щита, где небольшой приразломный домен сложен плагиогнейсами и эндебитами [7]. Другой выход находится за пределами рассматриваемой территории в устье р. Лена и относится к Ленскому выступу, где коллизионные ортопироксеновые гнейсы датированы в 1,91 млрд. лет [11]. По характерному амфиболообразному расположению геофизических полей предполагается, что этот террейн относится к гранит-зеленокаменному типу [13]. Возраст определяется по модельным Sm-Nd датировкам как возраст источника пород, составляющий по $T(\text{Nd})\text{DM}$ 2,44 млрд. лет (см. таблицу).

Хапчанский аккреционный пояс включает метаграувакки (гранатовые гнейсы), известково-силикатные породы кальцифиры, метаморфизованные в гранулитовой фации и относимые обычно к хапчанской серии [5]. Модельный Sm-Nd возраст пород составляет 2,44 млрд. лет [16], а возраст гранулитового метаморфизма — 1,97 млрд. лет по циркону [1].

Билляхская сutura расположена вдоль западной окраины Биректинского террейна, который, судя по северо-восточным направлениям падения сланцеватости и полосчатости и геофизическим данным [19], был надвинут к юго-западу на Далдынский террейн вместе с подстилающим комплексом Билляхской сутуры. В составе этого комплекса выделяются: 1) динамометаморфизованные породы или тектониты, представленные катаклазитами и милонитами, развивающимися по породам всех последующих групп; 2) реликтовые блоки и линзы гранулитов хапчанской серии; 3) высокотемпературные диафориты амфиболовой фации с мигматитами, линзами и мелкими телами аляскитовых гранитов и большими массивами порфиробластовых гранодиоритов; 4) средне- и низкотемпературные диафориты эпидот-амфиболовой и зеленосланцевой фаций. Аллохтонные включения анортозитов и ортопироксеновых гнейсов прилегающих террейнов редки и невелики по размерам. Милониты, которые отличаются ориентированными структурами благодаря биотиту и линзовидному распределению агрегатов роговой обманки, формировались в два этапа: 1) маркирован образованием порфиробласт граната, формировавшихся в условиях дифференциального скольжения с образованием структур вращения типа «снежного кома»; 2) эти зерна были рассеяны новообразованными полосами милонитов. Бластокатаклазиты представляют собой раздробленные породы, в которых отсутствует ориентировка минеральных индивидов — порфирокластов и минеральных агрегатов. Кварц, полевые шпаты и пятна агрегированного биотита составляют основную ткань породы. Мигматиты образуются по милонитам за счет раскристаллизации и увеличения количеств калишпата и плагиоклаза при усилении полосчатой структуры, а также и по гранулитовым гнейсам, приобретающим более интенсивную полосчатую структуру, нередко сохраняя реликты граната и ортопироксена [12].

Фрагмент бластомилонитов и мигматитов с блоками тоналитов (серые гнейсы) на северо-востоке Хапчанского пояса предположительно представляет собой комплекс локальной (второстепенной) сутуры — апофиза Билляхской сутуры.

Ассоциация серых гнейсов (тоналит-грондье-мит-гранодиоритовая формация) составляет Салтахский массив, приуроченный к разлому, пересекающему Хапчанский аккреционный пояс на северо-востоке Анабарского щита. Эти породы, по-видимому, относятся к кристаллическому основанию региона и являются частью Биректинского террейна, что косвенно

подтверждается, как полагают Б.Г.Лутц и В.С.Оксман (1990), что тоналиты несогласно перекрываются метаседиментами хапчанской серии.

Граниты и гранодиориты составляют значительную часть объема пород Билляхской сутуры. Граниты — биотитовые, порфиоровидные до «очковых», лейкократовые калиевые породы. Нередко они окружены ореолом мигматитов того же минерального состава, близкого к эвтектоидному, и почти соответствуют гаплогранитам (альбит—ортоклаз—кварц). Гранодиориты образуют более крупные массивы, в частности Билляхский, в середине одноименной сутуры. Гранодиориты обычно содержат порфиоровидные выделения калишпата. По строению они неоднородны и местами постепенно переходят в граниты и диориты, а также включают линзы и полосы плагиогнейсов и амфиболитов.

Минерагеническая специализация Билляхской сутуры определяется наличием интрузивных и метаморфических пород. В северной части сутуры отмечаются проявления сульфидной медно-никелевой и полиметаллической минерализации. Сульфидная медно-никелевая минерализация связана с телами базит-ультрабазитов, а полиметаллическая — с массивами гранодиоритов. Центральная часть сутуры характеризуется редкометалльной минерализацией (церий-иттриевой и циркониевой группы), приуроченной к ореолам метасоматоза и телам гранодиоритов и граносиенитов Билляхского массива. В южной части зоны, в области максимального развития гранитизации и калиевого метасоматоза, сосредоточены основные проявления флогопита, относящиеся к полям развития двупироксеновых сланцев и кальцифиоров. Участки распространения кальцифиоров перспективны на стронций и борсодержащие рудопоявления, поскольку здесь обнаружены геохимические аномалии этих элементов. К краевым частям сутуры приурочены проявления свинца и цинка, а для центральной части отмечаются геохимические аномалии золота, связанные с зонами кварцевого метасоматоза.

Так, в породах Котуйканской зоны [21, 3] установлено, что концентрация золота в них близка к кларковому уровню и лишь иногда достигает 0,01—2,5 г/т, что может свидетельствовать о характере золотоносности в осевой части зоны. В Билляхской зоне (южная и центральная части) установлено, что повышенная золотоносность свойственна аплитовидным гранитам, реже рассланцованным порфиоровидным гранитам и гнейсам. В северной части Билляхского массива гранитоидов участки с сульфидной минерализацией содержат Au 0,1—2,7 г/т, что делает подобное оруденение схожим с гранит-порфировым типом перспективным на поиски крупных месторождений золота с редкометалльным профилем минерализации (Ag, Mo, W, V, Te, Sn).

В заключение следует отметить, что в пределах Анабарского щита выходит на поверхность севе-

ро-восточная часть Сибирского кратона, включающая Маганский, Далдынский и Биректинский террейны вместе с Хапчанским поясом, рассматривающиеся как металлогенические провинции. Маганская минерагеническая провинция, соответствующая юго-западному террейну, характеризуется рудопоявлениями метаморфического класса, представленными графитом, силлиманитом и гранатом. В связи с карбонатными породами обнаружены проявления апатитоносных мраморов, которые могут представлять источники фосфорного сырья стратиформного типа. В этой области к пограничной шовной зоне тяготеют проявления и пункты минерализации с Pb, Cu, Zn и редкими металлами, имеющими гидротермально-метасоматическое происхождение. Здесь же в составе сутуры, представленной бластомилонитами и мигматитами с блоками анортозитов, ассоциируют монцодиориты, несущие ильменит-магнетитовую и титаномagnetитовую минерализацию.

В Далдынской минерагенической провинции полезные ископаемые принадлежат к различным классам месторождений метаморфогенного типа. Основную группу составляют месторождения и рудопоявления прометаморфического класса железорудного и высокоглиноземистого сырья.

Проявления полезных ископаемых в пределах Котуйканской сутуры локализуются: 1) в зонах милонитизации и рассланцевания вдоль краевых швов или вблизи них, где они представлены сульфидной минерализацией с молибденом, медью и редкими металлами; 2) в зонах метасоматоза вблизи гранитоидных интрузий, для которых характерна золотосульфидная и редкоземельная минерализация; 3) в зонах пегматитизации, где проявлениям кислотного выщелачивания сопутствует формирование мусковита и редкометалльной минерализации. Харапский коллизионный пояс на востоке Далдынской металлогенической провинции близок по структурно-тектоническим особенностям Котуйканской сутуре и его минерагеническая специализация определяется наличием реликтов гранулитов Анабарского комплекса, для которых характерны проявления графита, железистых кварцитов и силлиманита. Широко распространены инъекционные пегматиты с мусковитовой и редкометалльной минерализацией и тела базитов с медно-никелевым оруденением.

Минерагеническая специализация Билляхской сутуры определяется проявлениями сульфидной медно-никелевой и полиметаллической минерализации. Проявления сульфидной медно-никелевой связаны с телами базит-ультрабазитов, а полиметаллической — с массивами гранодиоритов. Центральная часть сутуры характеризуется редкометалльной минерализацией (церий-иттриевой и циркониевой группы), приуроченной к ореолам метасоматоза и телам гранодиоритов и граносиенитов Билляхского массива. Для южной и центральной частей массива установлена золотосодержащая минерализация характерная

также для Котуйканской сутуры, где золотоносностью обладают породы с сульфидной вкрапленно-прожилковой минерализацией, которые распространены в осевой части этой сутуры с хорошо выраженными милонитами.

Таким образом, хотя минералогия Анабарского щита представлена преимущественно метаморфогенным типом оруденения, но все же его металлогения определяется достаточно крупными стратиформными месторождениями железа, магматическими месторождениями никеля, хрома и титана, а также признаками золотого оруденения, которое необходимо опосредовать в зонах милонитов, распространенных на Анабарском щите.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бибикина Е.В., Белов А.Н., Розен О.М. Изотопное датирование метаморфических пород Анабарского щита // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. —М.: Наука, 1988. С. 122—134.
2. Вишневский А.Н. Метаморфические комплексы Анабарского щита и особенности их металлогении // Автореф. дисс....д-ра геол.-минер. наук. —Л., 1988.
3. Добрецов В.Н., Кравченко А.А., Смилов А.П., Савина Е.А. Металлогения докембрийского золота Анабарского щита // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. —С-Пб, 2007. С. 84—87.
4. Добрецов В.Н., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. —Новосибирск, 1994.
5. Злобин В.Л. Карбонатные и сопровождающие их породы // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. —М.: Наука, 1988. С. 31—62.
6. Злобин В.Л., Журавлев Д.З., Розен О.М. Sm-Nd модельный возраст метакарбонатно-гнейсовой формации Анабарского гранулитового комплекса западной части Анабарского щита, Полярная Сибирь // 1999. Докл. РАН. Т. 368. № 1. С. 95—98.
7. Лутц Б.Г., Оксман В.К. Глубокоэродированные зоны разломов Анабарского щита. —М.: Наука, 1990.
8. Лутц Б.Г. Магматизм подвижных поясов ранней Земли. —М.: Наука, 1985.
9. Моралев В.М. Ранние этапы эволюции континентальной литосферы. —М.: Наука, 1986.
10. Петров А.Ф., Гусев Г.С., Третьяков Ф.Ф., Оксман В.С. Архейский (алданский) и нижнепротерозойский (карельский) мегакомплексы // Структура и эволюция земной коры Якутии. —М.: Наука, 1985. С. 9—39.
11. Прокопьев А.В., Торо Х., Смилов А.П. и др. Усть-Ленский метаморфический комплекс (северо-восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология. 2007. № 5. С. 20—29.
12. Рачков В.С. Зоны глубинных разломов // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. —М.: Наука, 1988. С. 146—176.
13. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1—19.
14. Розен О.М., Вишневский А.Н., Глуховский М.З. и др. Строение земной коры Анабарского щита. —М.: Наука, 1986.
15. Розен О.М., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З. Архейские гранулиты Анабарского щита (северная Сибирь): геохимия и геохронология // Ранняя кора: ее состав и возраст. —М.: Наука, 1991. С. 199—224.
16. Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163—180.
17. Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Палеопротерозойская аккреция на северо-востоке Сибирского кратона: изотопное датирование Анабарской коллизионной системы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006А. Т. 14. № 6. С. 3—24.
18. Розен О.М., Левский Л.К., Журавлев Д.З. и др. Состав и возраст нижней коры северо-востока Сибирской платформы: изучение ксенолитов в кимберлитах и кернов глубоких скважин // Геология и разведка. 2006Б. № 4. С. 18—28.
19. Розен О.М., Манаков А.В., Суворов В.Д. Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного кила // Геотектоника. 2005. № 6. С. 42—67.
20. Розен О.М., Серенко В.П., Спеццис З.В. и др. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре кратона, особенности состава верхней и нижней коры // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. №1. С. 3—26.
21. Смилов А.П., Березкин В.И., Зедгенизов А.Н. и др. Новые данные о составе, строении и рудоносности Котуйканской зоны тектонического меланжа // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 45—49.
22. Спиридонов В.Г., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В. Sm-Nd возраст и геохимия гранулитов центральной части Анабарского щита // Геохимия. 1993. № 10. С. 1412—1427.
23. Степанюк Л.М., Пономаренко А.Н., Яковлев Б.Г. и др. Кристаллогенезис и возраст циркона в породах гранулитовой фации (на примере мафитового гранулиты далдынской серии Анабарского щита) // Минералогический Журнал. 1993. Т. 15. № 2. С. 40—52.
24. Суханов М.К., Рачков В.С. Анортозиты и сопровождающие их породы // Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. —М.: Наука, 1988. С. 62—83.
25. Томиленко А.А., Чупин В.П. Термобарогеохимия метаморфических пород. —Новосибирск: Наука, 1983.
26. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. —М.: Научный Мир, 2001.
27. Шмулович К.И. Углекислота в процессах высокотемпературного минералообразования. —М.: Наука, 1988.
28. Янин Ф.Л., Борукаев Ч.Б. Тектоника и эволюция земной коры Сибири // Тр. ИГиГ СО РАН. Вып. 173. 1988.
29. Roedder E. Reviews in mineralogy. Mineralogical Society of America. 1984. Vol. 12.
30. Rosen O.M. Metamorphic effects of tectonic movements at the lower crust level: Proterozoic collision zones and terranes of the Anabar shield // Geotectonics. 1995. Vol. 29. № 2. Pp. 91—101.
31. Rosen O.M., Rachkov V.S., Sonyushkin V.E. Metasomatism and partial melting of tectonites and origin of granites in shear belts of the Anabar Shield (North Siberia) // Geologica Carpathica, Bratislava. 1990. Vol. 4. № 6. Pp. 693—708.
32. Rosen O.M., Turkina O.M. The oldest rock assemblages of the Siberian Craton // Earth's oldest rocks (Developments in Precambrian Geology № 15). Eds. M.J. van Kranendonk, R.H. Smithies and V.C. Bennett. 2007. Chapter 6.4. Pp. 495—541.
33. Siivola J., Schmid R. List of mineral abbreviations // Metamorphic rocks: a classification and glossary of terms. D. Fettes and J. Desmons, eds. Cambridge University Press, Cambridge UK. 2007. Chapter 2—12. Pp. 96—110.

Геотемпературное поле Южно-Каспийского бассейна

В.Ю.КЕРИМОВ, М.З.РАЧИНСКИЙ, С.М.КАРНАУХОВ, Р.Н.МУСТАЕВ (Российский государственный университет (РГУ) нефти и газа им.И.М.Губкина»; 119991, г.Москва, Ленинский проспект, д.65, кор.1)

Проанализированы основные факторы, характеризующие геотемпературное поле Южно-Каспийского бассейна: региональный геотемпературный фон (мезозойские, палеоген-миоценовые и плиоценовые отложения), геотемпературное поле локальных структур, методика прогнозирования геотемператур глубоких недр, опыт оценки температурных условий генерации углеводородов в осадочном разрезе.

Ключевые слова: геотемпературное поле, геотемпературный фон, локальные структуры, диссипация углеводородов, термометаморфизация, дифференциация.

Керимов Вагиф Юнусович

Рачинский Михаил Зиновьевич

Карнаухов Сергей Михайлович

Мустаев Рустам Наильевич, r.mustaev@mail.ru

Geotemperature field of South-Caspian basin

V.Yu.KERIMOV, M.Z.RACHINSKY, S.M.KARNAUHOV, R.N.MUSTAIEV

This article describes an analysis the prime factors, qualificative the geotemperature field of South-Caspian basin: region geotemperature background of South-Caspian basin (mesozoic, paleogene-miocene and pliocene deposits), geotemperature field of local structure of South-Caspian basin, methods the predicting of geotemperature of earth depths, skill of appraisal the temperature hydrocarbons generation conditions in the sedimentary cross-section of South-Caspian basin.

Key words: geotemperature field, geotemperature background, local structure, hydrocarbon dissipation, thermometamorphism, differentiation.

Геотемпературный режим недр относится к числу важнейших факторов, определяющих условия генерации углеводородов и характеризующих обстановки миграции и аккумуляции нефти и газа в толще осадочных пород. Существенная роль глубинного тепла Земли проявляется не только в его регулирующем влиянии на ход термokatалитических превращений исходного органического вещества и все последующие физико-химические изменения в составе природных флюидов, контролирующие их мобильность в миграционных процессах и фазовое состояние, но имеет также прикладной аспект, весьма значимый для прогноза нефтегазоносности и выбора оптимальных направлений геологоразведочных работ — практическую возможность использования данных по региональным и локальным возмущениям геотемпературного поля для трассирования путей перемещения углеводородов, определения зон, участков и очагов разгрузки геофлюидодинамических систем, в ареалах функционирования которых, как правило [6, 8, 9—11, 17, 18], формируется и локализуется промышленная нефтегазоносность. Именно по этим причинам результаты исследования геотемпературных условий разрезов нефтегазоносных регионов, районов, зон, площадей и участков могут служить вескими аргу-

ментами при решении вопросов, связанных с установлением вида, формы и пространственной ориентации перемещения флюидов в геологическом пространстве; формированием, размещением и сохранением залежей углеводородов; прогнозом их фазового состояния; определением специфики гидрогеологического фона, гидродинамической и термобарической обстановок в природных резервуарах.

Южно-Каспийский бассейн в современном тектоническом плане (по плиоцен-четвертичному структурно-фациальному этажу) охватывает акваторию Южного Каспия и непосредственно прилегающие участки суши Восточного Азербайджана, Западного Туркменистана и Северного Ирана. Его границами являются: на севере — Дербент-Красноводский глубинный разлом, на западе — Талыш-Вандамский гравитационный максимум, на востоке — Аладаг-Мессерианская тектоническая ступень, на юге — горно-складчатое сооружение Эльбурса (рис. 1).

Параметры бассейна: площадь порядка 160 тыс.км², объем осадочного выполнения 2,7—2,9 млн.м³, толщина залегающей на доюрском кристаллическом субстрате мезозойско-кайнозойской осадочной толщи 7—30 км, общее содержание глин в

ее составе 85—90%. Мезозойская часть разреза представлена карбонатно-терригенной формацией, палеоген-миоценовая — однородная глинистая фация, плиоцен-четвертичная — глинисто-песчаная композиция пород. В геотектоническом отношении бассейн представляет собой сложную систему тектонических ступеней и отдельных макро- и микроблоков по взаимопересекающимся глубинным разломам, гидродинамически сообщающим все стратиграфические составляющие осадочной толщи, последовательно погружающихся от зон внешних бортовых обрамлений в депрессионную внутреннюю область центральной впадины Южного Каспия. Основным интервалом промышленного нефтегазоносности в регионе является мощная (до 5 км и более) глинисто-песчаная серия среднего плиоцена (продуктивная толща — ПТ — в Азербайджане и Северном Иране, красноцветная толща — КТ — в Западном Туркменистане), с коллекторами которой связано до 95% всех выявленных в бассейне углеводородов.

Информационная база настоящего исследования — статистическое обобщение и систематизация порядка 4000 поинтервальных и точечных замеров температур максимальными термометрами в долгопростаивающих

скважинах 206 месторождений и разведочных площадей региона; материалы промыслово-геофизической термометрии около 1500 скважин; 600 экспериментальных керновых определений теплопроводности горных пород; литературные, справочные, фондовые, промысловые, оригинальные авторские материалы по геологии, гидрогеологии и нефтегазоносности локальных структур.

Региональный геотемпературный фон Южно-Каспийского бассейна в общем виде характеризуется следующими основными чертами [6, 9, 11, 15—18]:

в *мезозойских* отложениях наиболее прогнутаю части бассейна температура (t_{mz}) на подошве комплекса—поверхности фундамента—на гипсометрических срезах (26) и (28) км, по оценкам авторов, составляет соответственно 458—484 и 489—514 °С при геотемпературных градиентах ($\Gamma \, dt/dH$) — 1,53—1,58 и 1,50—1,57 °С/100 м; приведенная к тем же глубинам температура (t_{mz}^{np}) 17,6—18,6 и 17,5—18,4 °С/км. По азербайджанской части бассейна зависимость *температура—глубина* для мезозойского комплекса в интервале глубин 0,5—28 км имеет вид — $t_{mz} = 13,9 + 0,063H^{0,871}$ при геотемпературных градиентах $\Gamma_{mz} = 2,48—1,48$ °С/100 м;

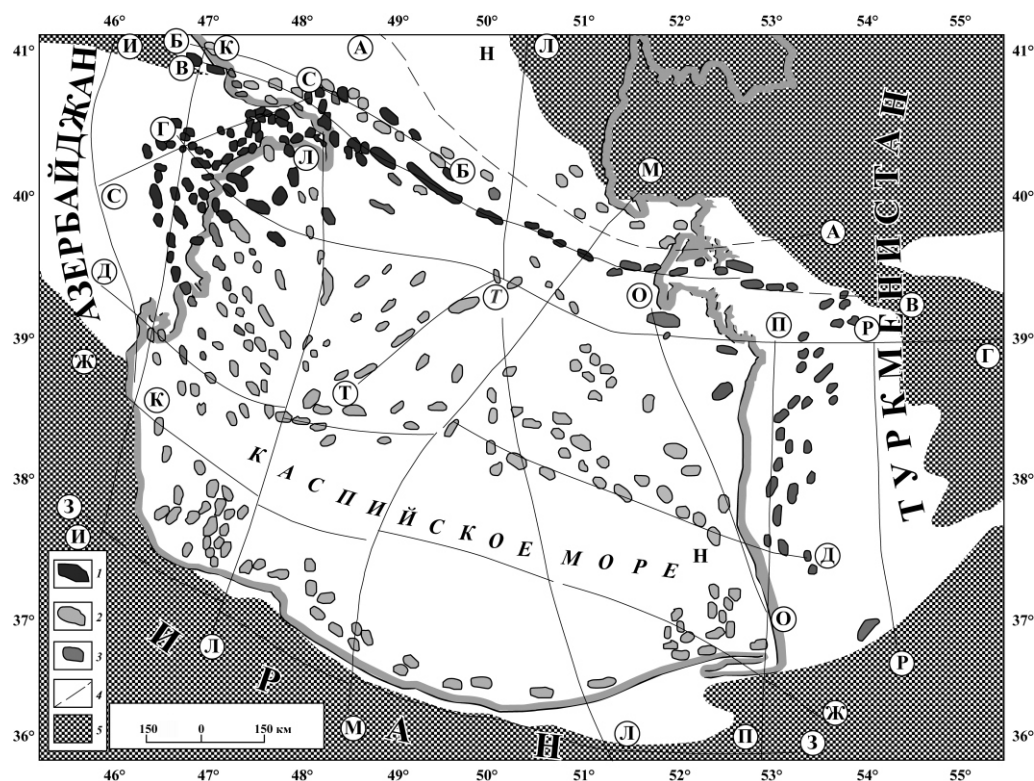


Рис. 1. Обзорная схема структур, нефтегазоносности и региональной тектоники Южно-Каспийской впадины:

1 — месторождения нефти, газа и конденсата; 2 — неопромышленные структуры; 3 — площади, не давшие положительных результатов при разведке; 4 — региональные разломы и разрывы: субмеридиональные: И — Западно-Каспийский, К — Восточно-Азербайджанский (Яшминский), Л — Шахово-Азизбековский, М — Сефидруд-Карабогазский, Н — Центрально-Каспийский, О — Огурчино-Чишкильдерский, П — Западно-Туркменский, Р — Аладаг-Мессерианский; субширотные: А — Дербент-Красноводский, Б — Северо-Апшеронский, В — Апшероно-Прибалханский, Г — Сангачал-Огурчинский, Д — Мильско-Чишкильдерский, Ж — Предмалокавказский, З — Предэльбурский; диагональные: С — Аджикабул-Мардакянский, Т — разрывная дислокация вала Абиha; 5 — неперспективные земли

по туркменской части в интервале 0,5—23 км t_{mz} 16,8 0,073 $H^{0,851}$ и Γ_{mz} 2,46—1,39 C/100 м;

в **палеоген-миоценовых** отложениях наиболее глубокой центральной части бассейна на подошве комплекса—поверхности мезозоя—в интервале глубин 8,7—10,5 км рассчитанные значения $t_{\text{pg-mi}}$ составляют 171—231 C, величины $\Gamma_{\text{pg-mi}}$ соответственно 2,17—2,27 C/100 м, $t_{\text{pg-mi}}^{\text{np}}$ 19,7—22,0 C/км. В азербайджанской части бассейна в интервале глубин 0,5—12 км $t_{\text{pg-mi}}$ 13,9+0,054 $H^{0,898}$ и $\Gamma_{\text{pg-mi}}$ 2,59—1,87 C/100 м; по туркменской части эти показатели в интервале 0,5—9 км имеют вид $t_{\text{pg-mi}}$ 16,8 0,537 $H^{0,602}$ и $\Gamma_{\text{pg-mi}}$ 2,72—0,86 C/100 м;

в **плиоценовых** отложениях на гипсометрическом срезе ($t_{\text{PS(RS)}}^{-1000}$) м изменяются в пределах 27—59,5 C; геотемпературные градиенты $G_{\text{PS(RS)}}^t$ в интервале 1—5 км составляют 1,19—2,30 C/100 м; в районах наиболее глубокого залегания комплекса на его подошве (поверхности подстилающего миоцен-палеогена) $t_{\text{PS(RS)}}$ в пределах глубин 6,25—8,3 км составляет 127—178 C; температура, приведенная к подошве продуктивная—красноцветная толща ($t_{\text{PS(RS)}}^{\text{np}}$) 18,1—23,5 C/км. Для продуктивной толщи азербайджанской части бассейна зависимость температура—глубина в интервале глубин 0,05—8,5 км имеет вид t_{PS} 13,7 0,149 $H^{0,716}$ и G_{RS}^t 3,51—0,82 C/100 м, для красноцветной толщи туркменской зоны в диапазоне 0,05—7 км t_{RS} 13,7 0,488 $H^{0,607}$ и G_{RS}^t 6,27—0,91 C/100 м. Корреляции $t_{\text{PS(RS)}} f(H)$ по отдельным структурам, антиклинальным зонам и районам бассейна приведены на рис. 2;

отличительной особенностью геотемпературного режима Южно-Каспийского бассейна является весьма низкая прогретость плиоценовых и четвертичных отложений. Во всех районах бассейна t на срезе (t_5) км не превышает 110 C, а величины Γ составляют 0,80—1,05 C/100 м. В соседних бассейнах — Предкавказье, Равнинный Дагестан, Южный Мангышлак, Восточный Туркменистан, Центральный Иран — указанные глубины характеризуются значениями порядка 160—180 C и Γ 2,50—3,33 C/100 м [3—5, 8, 9];

низкая прогретость плиоцен-четвертичного интервала и специфический характер распределения температур и их градиентов по глубине являются следствием четырех основных факторов: 1) нестационарности геотемпературного поля в районах новейшего прогибания и интенсивного (иногда лавинного до 900—1100 м/млн.лет) осадконакопления — искажения теплового поля в сторону уменьшения температуры на срезах на 15—20% по сравнению со стационарным режимом [7, 14, 15, 18], вызванного гистерезисом кондуктивного прогрева осадков от темпов их седиментации; 2) уменьшения вверх по разрезу плотности пород, сопровождающегося ростом тепловых сопротивлений; 3) влияния прогрессирующей снизу вверх по разрезу

оптимизации теплоотдачи, вызванной увеличением перепадов температур в связи с приближением к дневной поверхности и ее охлаждающим эффектом; 4) теплоэкранирующего эффекта непосредственно подстилающей продуктивной—красноцветной мощной (до 5 км) глинистой толщи палеоген-миоцена, обеспечивающей, с одной стороны, уменьшение интенсивности кондуктивного теплопереноса вверх по разрезу и снижение суммарного количества тепла, поступающего в контактирующие сверху интервалы разреза, а с другой, соответствующий перегрев нижележающих мезозойских отложений. Теплоизолирующий эффект резко возрастает в зонах развития высокопористых водонасыщенных недоуплотненных (или разуплотненных) глин с аномально высокими поровыми давлениями. Дополнительным механизмом ограничения интенсивности теплопереноса вверх по разрезу является эндотермический процесс термометаморфизма содержащихся в глинах смектитов, сопровождающийся частичным расходом глубинного тепла и обуславливающий сокращение его потока в покрывающие комплексы;

региональное геотемпературное поле бассейна имеет явно выраженный мозаичный характер, соответствующий его ступенчато-блоковой архитектуре и различиям литофациальной композиции разрезов отдельных районов. В то же время фактическое распределение температур по гипсометрическим срезам и площади региона, наряду с перечисленными факторами влияния, не вступает в противоречие и с концепцией функциональной связи температур на срезах с мерой близости к дневной поверхности весьма прогретых пород фундамента. В этом случае правомерно допущение, что прогретость разрезов отдельных районов региона — ступеней и блоков — связана с гипсометрическим положением поверхности кристаллического основания, и там, где оно залегает относительно высоко, кондуктивная передача глубинного тепла в верхние интервалы осадочной толщи осуществляется со значительно меньшим рассеянием (потерями), чем в районах с большей толщиной стратисферы. Учтя это положение, можно установить зависимость между степенью прогрева разрезов и рельефом поверхности субстрата, определенная изменяющимися условиями теплообмена в разнящихся по мощности и соотношению теплопроводящих и теплоэкранирующих интервалах осадочной толщи.

Геотемпературное поле локальных структур Южно-Каспийского бассейна имеет следующие основные черты:

в пределах отдельных месторождений продуктивной—красноцветной толщи на одних и тех же глубинах температура в наиболее дислоцированных присводовых участках поднятий, как правило, осложненных большим количеством дизъюнктивов, грязевым вулканизмом, диапиризмом и другими нарушениями сплошности пород, всегда выше на 5—15 C, чем в их далеких

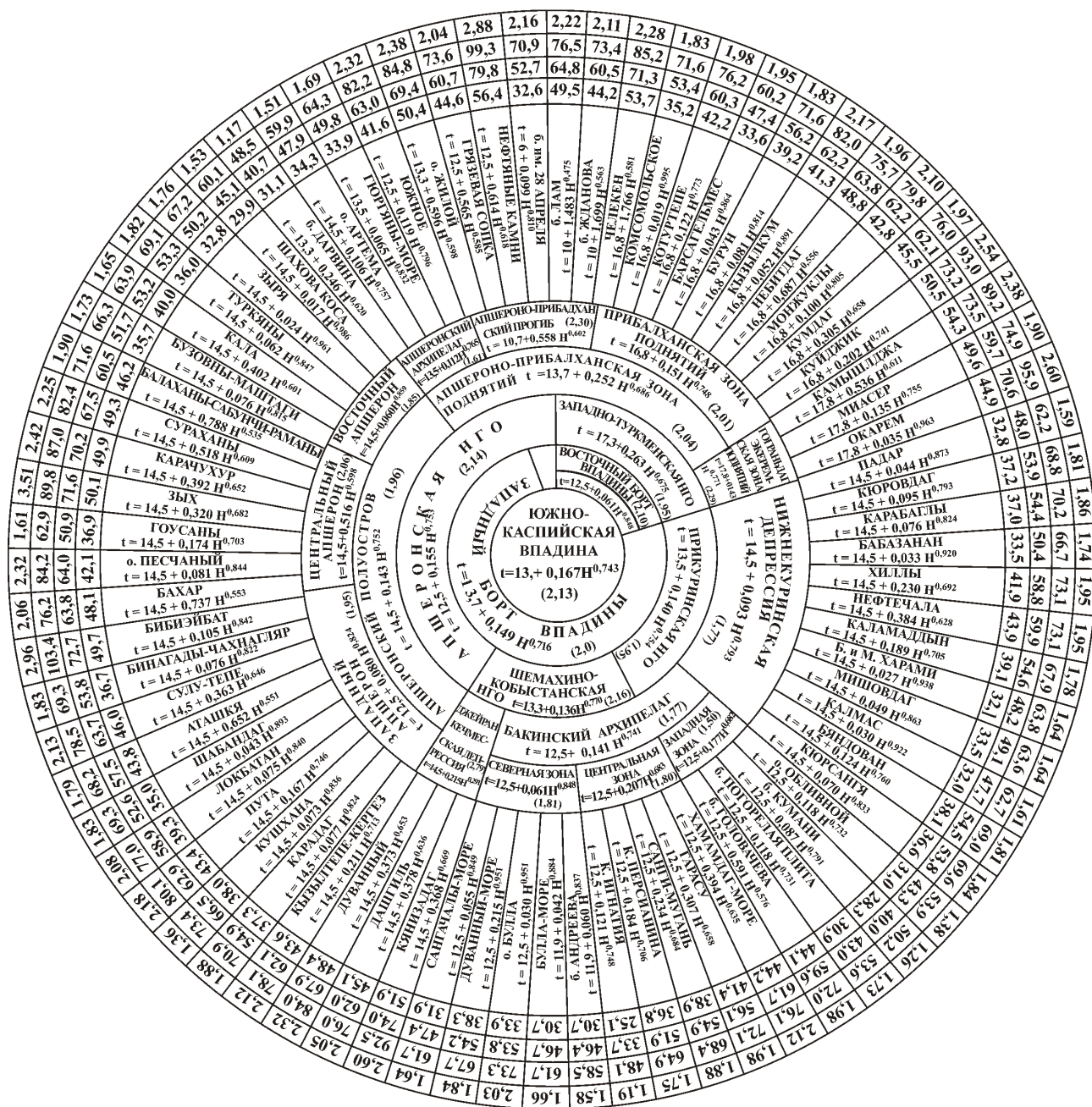


Рис. 2. Корреляционные связи геотемператур с глубиной в разрезах локальных структур, антиклинальных зон, районов и регионов Южно-Каспийского бассейна:

температура на глубине: 1000 м — 32 С, 2000 м — 47,7 С, 3000 м — 62,7 С; среднее значение геотемпературного градиента в диапазоне глубин 0—3000 м — 1,61 С/100 м

крыльевых и периклинальных частях — месторождения Нижекуринской депрессии, Кобыстана, Бакинского архипелага, Апшеронского полуострова, Прибалханской зоны и др. Влияние фактора анизотропии геологической среды, приводящее к латеральному кондуктивному повышению температуры на своде структур региона обычно на 2—5 С в зависимости от изменений плотности пород и других теплофизических свойств в функции углов восстания пластов, учтено. Типичными примерами могут являться Балаханы-Са-

бунчи-Раманинское месторождение, где на одних и тех же гипсометрических отметках разность температур на участке грязевого вулкана Бог-Бог (свод складки и на ее погружении) составляет до 5 С; месторождения Локбатан, Зых, о.Песчаный, Бибиэйбат, где на участках одноименных грязевых вулканов температура на 5—10 С выше, чем на крыльях и Нефтяные Камни, где помимо температурной аномалии в районе грязевого вулкана, вблизи узла тектонических нарушений значения температур на 6—8 С выше по сравнению с менее

дислоцированными участками структуры; месторождения о.Артем и Сулутепе, в которых зоны повышенных (до 18 С) температур трассируют дизъюнктивы и др. [6, 9, 11, 16, 17];

каждое месторождение региона отражает в плане локальный максимум температур положительную геотермическую аномалию. Подобное распределение температур по площади локальных структур обусловлено существенным воздействием на геотемпературное поле продуктивной—красноцветной толщи, наряду с региональным кондуктивным теплопереносом, субвертикальной конвективной составляющей суммарного теплового потока — переноса тепла весьма нагретыми глубинными щелочными подземными водами;

конвективная компонента формирует на региональном кондуктивном фоне локальные положительные геотемпературные аномалии, пространственно сопряженные с гидрогеохимическими, пьезометрическими, изотопными, палинологическими возмущениями соответствующих полей, и генетически тесно связаны с особенностями функционирования переточно-инъекционных механизмов. Как правило, они локализируются в геологической обстановке, где комплексом геологических факторов обеспечивается вертикальная гидравлическая сообщаемость весьма прогретых нижних и охлажденных верхних интервалов разреза;

пространственно сопряженные с пьезометрическими минимумами, гидрогеохимическими, палинологическими, изотопными аномалиями соответствующих полей локальные положительные возмущения геотемпературного поля, отвечающие обстановке дренажа глубинных подземных вод, позволяют количественно оценить конвективную компоненту суммарного теплового потока как отношение разности температур в зонах аномалий и вне их к первым. По оценкам авторов, конвективная доля, определенная переносом тепла инжектирующимися в разрез продуктивной и красноцветной толщам нижними высокотермальными щелочными подземными водами, на месторождениях Южно-Каспийского бассейна составляет 7—18% [9, 12, 13, 16];

интегральный эффект обеих компонент общего теплового потока продуктивной—красноцветной толщи проявляется в виде одновременной связи средних геотемпературных градиентов локальных структур с глубиной залегания подошвы комплекса ($H_{\text{нпт}}$, $H_{\text{пкт}}$) — превалирует кондуктивный момент — и гипсометрической позицией верхней границы зоны перехода сингенетических хлоркальциевых вод в щелочные (гидрокарбонатно-натриевые), генерированные главным образом в ходе термометаморфизации смектитов нижезалегających мощных глинистых серий и генетически чуждые вмещающим отложениям ($H_{\text{зп}}$) — проявляется конвективный момент. Следует учитывать, что дифференциация суммарного теплового потока на названные составляющие по указан-

ным признакам в определенной степени носит условный характер, так как в средних значениях геотемпературных градиентов опосредственно участвуют (в рамках каждой зависимости) обе компоненты. Однако, поскольку в конкретных условиях региона имеют место случаи, когда при одинаковой глубине залегания подошвы продуктивной—красноцветной толщи значения средних градиентов существенно разнятся между собой, что обусловлено различным гипсометрическим положением верхней границы перехода типов вод, и, наоборот, при равной степени насыщенности разреза аллохтонными щелочными водами вариации значений градиентов определяются глубиной залегания подошвы комплекса, можно полагать, что указанные связи достаточно достоверно характеризуют соотношения обоих ингредиентов суммарного теплового потока в пределах локальных структур.

Подобный методологический прием дает возможность количественно оценить роль и место каждой компоненты в формировании геотемпературных полей локальных поднятий продуктивной—красноцветной толщи и в первом приближении определить пространственное (гипсометрическое) положение зон, и соответственно границ между ними, где конвективная составляющая суммарного теплового потока приобретает заметный масштаб;

поскольку основным агентом, транспортирующим тепло в таких толщах из подстилающих комплексов, являются маломинерализованные щелочные воды, нижняя граница явного проявления конвективного теплопереноса представляется как начальный участок генерации и достаточно широкого распространения гидрокарбонатно-натриевых вод и их транзита в вышезалегające отложения. Зависимости $\Gamma f(H_{\text{нпт}}, H_{\text{пкт}})$ и $\Gamma f(H_{\text{зп}})$ по ряду районов Южно-Каспийского бассейна иллюстрируют таблица и рис. 3. Вполне очевидно, что указанные функции должны рассматриваться преимущественно в качественном смысле, поскольку практически не представляется возможным в рамках каждой корреляции утверждать связь переменных только между собой без накладывающихся на эти основные зависимости других дополнительных геологических факторов.

Из приведенных данных видно, что значения угловых коэффициентов обеих функций различны — одному и тому же приращению функций соответствуют различные приращения аргументов, что, в свою очередь, свидетельствует о непараллельности кривых и, как следствие, о наличии точки их пересечения. Расширение области, ограниченной описываемыми кривыми на небольших глубинах (см. рис. 3), свидетельствует о возрастании относительных величин положительных геотемпературных аномалий, обусловленных дискретным в масштабах геологического времени поступлением гипертермальных (по отношению к окружающей среде) щелочных вод и их разгрузкой на участках пьезоминимумов в

Зависимость геотемпературных градиентов от специфики геологических условий районов Южно-Каспийского бассейна

Район	$\Gamma f(H_{\text{ПТ}}, H_{\text{КТ}})$	$\Gamma f(H_{\text{ЗП}})$
Апшеронский полуостров	$0,107H^{0,379}$	$0,445H^{0,209}$
Нижекуринская депрессия	$0,0004H^{0,999}$	$0,161H^{0,314}$
Апшероно-Прибалханский порог	$0,168H^{0,292}$	$0,696H^{0,128}$

гипсометрически повышенных и наиболее дислоцированных зонах разреза;

в пределах Южно-Каспийского бассейна влияние конвективной составляющей на формирование геотемпературного режима продуктивной—красноцветной толщи проявляется в основном в рамках образования положительных термоаномалий, причем с глубиной оно последовательно уменьшается и в пределе — точке пересечения функций $\Gamma f(H_{\text{ПТ}}, H_{\text{КТ}})$ и $\Gamma f(H_{\text{ЗП}})$ стремится к нулю. Исходя из этого, глубина нижней границы проявления конвективной составляющей суммарного теплового потока определяется как абсцисса точки пересечения указанных функций совместным решением их уравнений. Приравняв правые части уравнений, получаем для Апшеронского полуострова значение 4375 м, для Нижекуринской депрессии 5525 м, для Апшероно-Прибалханской зоны поднятий 5807 м. Температура на этих отметках соответственно 92, 96, 107 °С. Изложенное дает основание полагать, что на глубинах ниже указанных значений влияние конвективного теплопереноса становится достаточно малым и вариации геотемпературного поля в таком диапазоне осадочного чехла определяются в основном

различиями в теплофизических свойствах пород. Указанные гипсометрические уровни на практически всей территории названных районов рассматриваемого бассейна соответствуют палеоген-миоценовому интервалу, выполненному в основном мощной (до 5,5 км) толщей пластичных монтмориллонитовых глин. Это обстоятельство в сочетании с зафиксированными значениями температур в точках пересечения кривых (92—107 °С) — оптимальными для начала процессов интенсивной дегидратации смектитов — позволяет, с одной стороны, рассматривать названный стратиграфический интервал как верхнюю границу зоны генерации и широкого распространения щелочных вод, а с другой, утверждает гидродинамическую связь плиоценовых отложений с подстилающим его комплексом.

Методика прогнозирования геотемператур глубоких недр. Объективная оценка значений современных геотемператур и термического режима не вскрытых бурением и не освещенных фактическим скважинным материалом больших глубин представляет значительные сложности вследствие очевидных некорректностей, детерминированных обычно применяемыми пространственными допущениями значений теплофизических параметров пористой среды и формализованными решениями на базе этих условностей сложных систем дифференциальных уравнений теплопроводности. Подобная методология прогнозирования температур приводит к ситуации, когда рассчитанные разными исследователями их значения на различных глубокозалегающих стратиграфических поверхностях и гипсометрических срезах отличаются друг от друга на многие десятки и даже сотни градусов. Наглядным примером может служить Южно-Каспийский бассейн, где, по расчетам А.А.Геодекяна, температура на глуби-

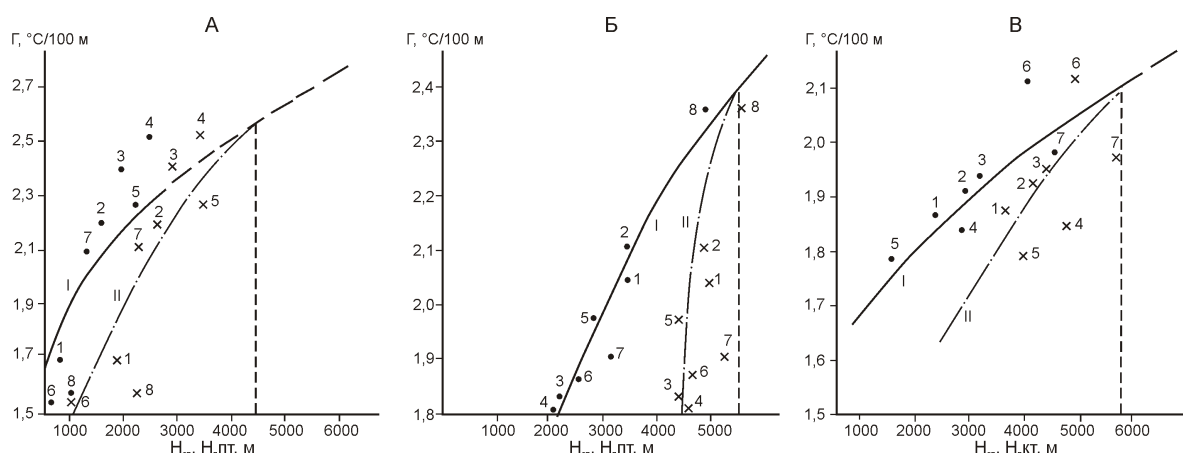


Рис. 3. Зависимость геотемпературных градиентов от глубин залегания подошвы продуктивной (красноцветной) толщи среднего плиоцена и зоны перехода жестких вод в щелочные для Южно-Каспийской впадины:

А — Апшеронский полуостров (месторождения: 1 — Балаханы-Сабунчи-Раманы, 2 — Сураханы, 3 — Карачухур, 4 — Зых, 5 — о.Песчаный, 6 — Бинагады, 7 — Локбатан-Пула, 8 — Кала); Б — Нижекуринская депрессия (месторождения: 1 — Кюровдаг, 2 — Карабаглы, 3 — Хиллы, 4 — Бабазанан, 5 — Нефтечала, 6 — Мишовдаг, 7 — Калмас, 8 — Кюрсангя); В — Апшероно-Прибалханская зона поднятий (месторождения: 1 — Бол.Ливанова (восточная), 2 — Бол.ЛАМ, 3 — Бол.Жданова, 4 — Челекен, 5 — Небитдаг, 6 — Котуртепе, 7 — Барсагельмес); зависимость глубины залегания: I — подошвы ($H_{\text{П}}$) продуктивной—красноцветной толщи (ПТ—КТ) и II — зоны перехода ($H_{\text{ЗП}}$)

не 30 км составляет 525 С; по данным В.Я.Троцюка, на глубине 20 км — 680 С; согласно оценкам Р.И.Кутаса, температура в подошве осадочного чехла бассейна 740 С (А.А.Геодекян, 1968; В.Я.Троцюк, 1982; Р.И.Кутас, 1978).

Аналогичные расхождения возникают и при экстраполяции фактических значений температур в наиболее глубоких скважинах на большие глубины. Здесь предварительно, во-первых, необходимо четко определить и обосновать допускаемый глубинный диапазон прогнозирования и, во-вторых, корректно выбрать вид экстраполяционной функции — линейный, экспоненциальный, логарифмический, степенной и др. Очевидно, что этот метод может быть допустим в случае расчета температур только на относительно небольшой интервал глубин и обязательно в рамках единого стратиграфического комплекса, характеризующегося достаточным постоянством своих теплофизических свойств по разрезу и площади. Применительно к Южно-Каспийскому бассейну это означает, что в пределах диапазона залегания продуктивной—красноцветной толщи подобная экстраполяция оправдана исключительно в рамках именно этого комплекса по общему тренду изменения температур между его верхней и нижней границами, охарактеризованными наблюдаемыми фактическими данными.

С целью исключения указанных погрешностей авторы для условий геологической обстановки рассматриваемого бассейна предложили принципиально новый метод расчета геотемператур на больших глубинах, не освещенных данными скважинной термометрии. По этому способу прогнозируемые значения геотемператур на глубокозалегающих стратиграфических и гипсометрических уровнях рассчитываются путем экстраполяционного наращивания современных реальных температур подошвы продуктивной—красноцветной толщи термоградиентами эталонной зависимости $t f(H)$ миоцен-палеогена в гипсометрическом диапазоне его фактического присутствия в разрезе локальной структуры, и далее полученного таким образом значения температур на его подошве градиентами эталонной кривой мезозоя по всей его толщине вплоть до поверхности кристаллического субстрата [2, 8, 18]. Указанный способ расчета температур опосредованно учитывает реальное изменение теплофизических параметров всего прогнозируемого осадочного разреза, поскольку в величинах термоградиентов (темпа изменения геотемператур с глубиной) этот фактор фигурирует в латентной форме и определяет конкретные значения коэффициентов функций *температура—глубина* и *геотемпературный градиент—глубина*.

В Южно-Каспийском бассейне в качестве калибровочных зависимостей термоградиентов от глубины для мезозойского интервала азербайджанской части бассейна приняты данные по площадям района юго-восточного погружения осевой зоны меганти-

клинория Большого Кавказа (площади Кешчай, Бегимдаг, Советабдаг, Ситалчай, Гядысу) и Северо-Апшеронской морской зоны поднятий (площади Камни Два брата, бол.Цюрупа, бол.Апшеронская Гиладар, Хазри, им.Нахичеванского), где вскрытая скважинами толщина комплекса достигает в отдельных случаях 5,5 км (площадь Советабдаг). Корреляция $\Gamma_{mz} f(H)$ имеет вид $\Gamma_{mz} 5,552H^{0,134}$; по туркменской части бассейна комплекс характеризуется данными площади Карадепе, Кумдаг, Боядаг и связь переменных имеет вид $\Gamma_{mz} 6,211H^{0,149}$.

Палеоген-миоценовый интервал азербайджанской части региона характеризуется материалами площадей Кобыстана (площади Умбаки, Адживели), Апшеронского полуострова (площади Шорбулаг, Зигильпири), Северо-Апшеронской зоны поднятий (Бол.Цюрупа, Камни Два брата, Бол.Апшеронская, Гиладар, Хазри, им.Нахичеванского). Вид зависимости $\Gamma_{pg-mi} 6,168H^{0,152}$; по туркменской части, по данным площадей Карадепе, Кумдаг, Боядаг, та же корреляция имеет вид $\Gamma_{pg-mi} 32,372H^{0,398}$.

Учитывая, что на большей части территории Южно-Каспийского бассейна вещественный состав и определенные им теплофизические свойства пород мезозоя и палеоген-миоцена существенно не разнятся, представляется правомерным использовать приведенные зависимости *геотемпературный градиент—глубина* как эталонные и для других районов региона.

Для продуктивной—красноцветной толщи бассейна нет необходимости использовать термоградиенты при расчете температур, поскольку существуют достаточно надежные прямые корреляции температуры с глубиной, охватывающие диапазон глубин 0,05—8,0 км. Для азербайджанской части региона эта зависимость отвечает функции $t_{ps} 13,7 0,149H^{0,716}$, для туркменской — $t_{rs} 13,7 0,488H^{0,607}$.

Опыт оценки температурных условий генерации углеводородов в осадочном разрезе Южно-Каспийского бассейна. Рассчитанное предложенным методом современное гипсометрическое и стратиграфическое положение изотермы 135 С, отвечающей завершению процессов генерации жидкой нефти (подстадия мезокатагенеза — МК, градация МК₃, А.А.Карцев, Н.Б.Вассоевич, А.А.Геодекян и др., 1971), в Нижнекуринской депрессии охватывает палеоген-миоценовый комплекс в интервале глубин 5,9—7,4 км; в районе Алятской гряды — 5,5—6,7 км; в Кобыстане — 5,1—5,9 км; на Бакинском архипелаге — 5,9—7,4 км; на Апшеронском полуострове и прилегающем южно-апшеронском шельфе — 4,1—7,6 км; на Апшеронском архипелаге и апшеронской подзоне Апшероно-Прибалханского порога — палеоген-миоцен и 5,0—7,5 км и мезозой — 5,7—7,1 км; в Прибалханской зоне поднятий — мезозой 5,5—7,9 км; в Гограньдаг-Чикишлярской зоне — мезозой 5,8—7,8 км.

Залегающие более глубоко отложения мезозоя, охватывающие диапазон более высоких температур и больших глубин, на современном этапе геологической истории бассейна генерируют последовательно жирный газ и конденсат (подстадии мезокатагенеза и апокатагенеза АК, градации МК₄-АК₂, температуры 135—210 С), позднекатагенетический метан (подстадия апокатагенеза, градации АК₃-АК₄, температура 210—300 С), сухие и кислые газы (стадия метакатагенеза МГ, температура 300 С). Из приведенных данных следует, что мезозойские отложения бассейна свой нефтегенерационный ресурс практически полностью реализовали на предшествовавших этапах геологической истории бассейна — во время отложений осадков верхнего мела и палеогена, и в настоящее время на большей части территории Южно-Каспийского бассейна генерируют газовую фазу (в т.ч. «сухие» и кислые газы) «прогазовывающую» весь вышезалегающий разрез [1, 2, 19].

Отложения продуктивной—красноцветной толщи на большей части ареала своего распространения пока не вступили в завершающую стадию нефтеобразования и почти сохранили исходно незначительный углеводородный генерационный потенциал.

Очевидно, что вследствие дифференциации по признаку интенсивности тепловых режимов отдельных районов и зон бассейна в каждом из них могут реализовываться разные стадии, подстадии и градации термометаморфизма органических веществ пород разреза. По этой причине общая картина превращений исходной органики носит мозаичный («очаговый») характер — в одном тектоноблоке может генерироваться жидкая фаза углеводородов, в другом на тех же глубинах — газовая, в третьем — генерация вообще может не происходить как по причине полной реализации углеводородного ресурса на предыдущих этапах геологической истории района, так и в связи с нахождением нефтегазопроизводящих интервалов в обстановке недостаточных для трансформаций фоссилизированной органики геотемператур.

Приведенные данные подтверждают вторичный характер углеводородного насыщения в продуктивной—красноцветной толще региона и соответственно доминирующую роль в процессе формирования залежей и месторождений субвертикальной межформационной миграции флюидов [14].

Анализ геотемпературной составляющей общего геофлюидодинамического поля Южно-Каспийского бассейна приводит к заключению, что современный геотемпературный режим осадочного чехла региона контролируется литофациальной композицией разрезов отдельных районов, степенью тектонической дислоцированности локальных структур, условиями мобильности термальных подземных вод и в существенной степени формируется за счет конвективной компоненты суммарного теплового потока — переноса тепла мигрирующими флюидами, обусловлен-

ного переточно-инъекционными неотектоническими процессами, гидравлически сообщающими самый нижний и верхние этажи литосферы бассейна.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барс Е.А., Котов В.С., Мирошников М.В. и др. Гидрогеологические закономерности размещения залежей нефти и газа. — М.: Недра, 1978.
2. Васович Н.Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков // Новости нефтяной техники. Сер. Геология. 1960. № 4. С. 215.
3. Гаттенбергер Ю.П. Гидрогеология и гидродинамика подземных вод. — М.: Недра, 1971.
4. Дикки П., Хант Дж. Геохимические и гидродинамические методы разведки литолого-стратиграфических ловушек // Стратегические и литологические залежи нефти и газа. — М.: Недра, 1975. С. 78—101.
5. Дурмишьян А.Г., Рачинский М.З. Генетические связи подземных вод и углеводородных скоплений в среднеплиоценовых отложениях западного борта Южно-Каспийской впадины как показатель особенностей их формирования. — Л., 1973. Деп. ВИНТИ, № 7337-73.
6. Зорькин Л.М. Геохимия газов пластовых вод нефтегазодносных бассейнов. — М.: Недра, 1973.
7. Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М. Гидрогеология нефтегазодносных бассейнов. — М.: Недра, 1986.
8. Керимов В.Ю., Рачинский М.З. Геофлюидодинамические факторы формирования, размещения и прогноза нефтегазодносности // Советская геология. 1990. № 11. С. 19—26.
9. Керимов В.Ю., Рачинский М.З. Геофлюидодинамические критерии нефтегазодносности альпийских геосинклинальных регионов / Фундаментальные проблемы нефтегазгеологической науки. Кн. 1. — М., 1990.
10. Керимов В.Ю., Рачинский М.З. Геолого-статистическое моделирование нефтегазонакопления в альпийских подвижных поясах / Фундаментальные проблемы нефтегазгеологической науки. Кн. 2. — М., 1990.
11. Колодий В.В. Подземные воды нефтегазовых провинций и их роль в миграции и аккумуляции нефти. — Киев: Наукова думка, 1983. С. 166—168.
12. Мехтиева Ш.Ф., Ахундов А.Р., Рачинский М.З. Пластовые воды газоконденсатных залежей Азербайджана. — Баку: Элм, 1970.
13. Рачинский М.З. Геотермический режим Южно-Каспийской впадины // Советская геология. 1972. № 3. С. 57—72.
14. Рачинский М.З. Справочник по подземным водам нефтегазовых и газоконденсатных месторождений Азербайджана. — Баку: Изд-во Маариф, 1976.
15. Рачинский М.З. Геотемпературный режим альпийских геосинклинальных зон в связи с гидрогеологической обстановкой природных резервуаров и размещением нефтегазодносности // Изв. вузов. Геология и разведка. 1987. № 4.
16. Рачинский М.З. Геобарический режим альпийских геосинклинальных зон в связи с гидрогеологической обстановкой природных резервуаров и размещением региональной и локальной нефтегазодносности // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 1. С.
17. Рачинский М.З. Гидрогеологические факторы формирования и размещения нефтегазодносности в Южно-Каспийской впадине // Изв. вузов. Геология и разведка. 1989. № 2. С.
18. Rachinsky M.Z., Chilingar G.V., Gorfunkel M.V. Oil and Gas Potential of South-Caspian Basin. Energy Sources Journal. Part A. Vol. 29. Is. 15. 2007.

Поиски месторождений алмазов: роль рельефа в формировании поисковых обстановок

В.П.АФАНАСЬЕВ, Д.А.САМДАНОВ, И.Д.ЗОЛЬНИКОВ, Н.В.ГЛУШКОВА, Е.О.ЕГОРОВА (Институт геологии и минералогии им.В.С.Соболева (ИГМ) СО РАН; 630051, г.Новосибирск, проспект акад.Коптюга, д.3)

Показана зависимость характера ореолов индикаторных минералов кимберлитов, условий опробования руслового аллювия на открытых площадях от степени горизонтальной расчлененности рельефа, отражающей активность современных эрозионных процессов. Разработана методика построения и анализа схем горизонтальной расчлененности рельефа с использованием технологий геоинформационных систем (ГИС). Предложенная методика позволяет оценить поисковые обстановки и оптимизировать подходы к ведению поисковых работ.

Ключевые слова: кимберлитовое поле, поисковая обстановка, индикаторные минералы кимберлитов, алмаз, технологии ГИС, дистанционное зондирование.

Афанасьев Валентин Петрович, avp-diamond@mail.ru
Самданов Дмитрий Александрович, dimany_88@mail.ru
Зольников Иван Дмитриевич, zol@igm.nsc.ru
Глушкова Надежда Владимировна, hope@igm.nsc.ru
Егорова Екатерина Олеговна, hyperborean@bk.ru

Searches of diamond deposits: relief importance in formation of search conditions

V.P.AFANASIEV, D.A.SAMDANOV, I.D.ZOLNIKOV, N.V.GLUSHKOVA, E.O.EGOROVA

The showed dependence of pattern halo of dispersion kimberlite indicator minerals, approbation conditions stream bed alluvium on the open spaces from degree horizontal broken relief showing activity of modern erosive processes. The developed method of construction and analysis of horizontal broken relief schemes with GIS-technologies use. The suggested method allows estimate search conditions and optimizes approaches to search works conducting.

Key words: kimberlite field, search conditions, kimberlite indicator minerals, diamond, GIS-technologies, remote sensing.

Территория любого алмазоносного региона дифференцирована по геологическому строению, истории геологического развития, современным условиям ведения поисковых работ на алмазы. Кроме того, коренные алмазоносные породы могут иметь разный возраст, соответственно формируемые за их счет россыпи и ореолы индикаторных минералов будут иметь разную седиментологическую историю. Как следствие, условия минералогических поисков месторождений алмазов, их возможности и ограничения, потенциальная результативность, организация поисковых работ будут существенно различаться на разных территориях. В обобщенном виде эти факторы ассимилированы в понятии *тип поисковой обстановки* [1, 5].

Одним из важных факторов, определяющих поисковую обстановку, является современная геоморфологическая ситуация и характер формирующих ее геологических процессов. От них в значительной степени зависят условия и результативность минералогических поисков месторождений алмазов, поскольку геоморфологическая ситуация определяет усло-

вия современной эрозии кимберлитов и более древних промежуточных коллекторов и, соответственно, эффективность шлихового опробования при прослеживании ореолов индикаторных минералов и алмазов.

Обоснование постановки исследований. Одной из предпосылок детального исследования геоморфологического фактора в характере поисковой обстановки послужили резкие различия в строении и условиях формирования ореолов индикаторных минералов кимберлитов на сопредельных площадях в верхнем течении рек Муна и Тюнг в Западной Якутии, выявленные в процессе ведения поисковых работ [3, 6 и др.]. В конце 1950-х годов на этих площадях, отстоящих друг от друга на расстояние 110—140 км, работали две стационарные партии с примерно одинаковым уровнем квалификации специалистов, материальным обеспечением, использовавшими однотипную технологию и методику ведения поисковых работ. Однако партия, работавшая на р.Улах-Муна (приток р.Муна) нашла продуктивное кимберлитовое поле, тогда как партия, работавшая на р.Тюнг, до-

была лишь 110 алмазов на одном участке (Алексеевский) и даже не выявила контрастных ореолов индикаторных минералов. Между тем работы 1990-х годов по р.Тюнг и ее притокам благодаря использованию усовершенствованной технологии шлихового опробования позволили обнаружить большое количество алмазов и индикаторных минералов и частично выяснить причины их пропуска предыдущими работами [6], в результате чего резко повысилась перспективность данных площадей на коренную алмазоносность и было обосновано наличие неизвестных кимберлитовых тел, отличающихся от Верхнемунских. Тем самым по перспективам коренной алмазоносности бассейн р.Тюнг примерно сравнялся с бассейном р.Муна, но остался открытым вопрос результативности поисков на этих территориях.

Исследования в данном направлении заставили обратить внимание на два обстоятельства:

1. От Верхнемунского поля, представляющего собой компактную группу кимберлитовых тел в бассейне р.Улах-Муна, обнажающихся на дневной поверхности и эродируемых в настоящее время, формируется современный поток рассеяния по рекам Улах-Муна и Муна, протягивающийся в современном аллювии на расстояние 110 км до устья левого притока р.Муна—р.Чукар [3] (работами авторов, 2010 г. этот поток рассеяния прослежен до устья р.Эгелиндэ на 150 км и есть основания предполагать его продолжение несколько далее), но из-за экспоненциального падения концентрации минералов прямого сноса по мере удаления от кимберлитовых тел [2] объем опробования приходилось также увеличивать по экспоненте. При этом в русловом аллювии присутствует смесь индикаторных минералов: 1) минералов прямого сноса с кимберлитов; 2) переотложенных из ранее существовавших здесь, но к настоящему времени размытых древних коллекторов индикаторных минералов и алмазов. Данные группы минералов различаются по степени и формам механического износа, составу минеральной ассоциации, формам физико-химических экзогенных изменений. В то же время в бассейне р.Тюнг пока найдены лишь переотложенные минералы, свидетельствующие о наличии здесь кимберлитовых тел, но из-за отсутствия минералов прямого сноса с кимберлитов невозможно локализовать их местоположение.

2. Найденная в устье ручья Атырджак (правый приток р.Тюнг в ее верховьях) карстовая воронка позволила авторам выяснить минерагеническую роль карста как остаточного коллектора индикаторных минералов [6]. Однако опробование руслового аллювия р.Тюнг вниз по течению от карстовой воронки стандартными шлиховыми пробами (20 л) показало, что шлейф разноса индикаторов от нее прослеживается лишь на 1,5 км, а далее индикаторы малыми объемами опробования не улавливаются. Для сравнения:

по р.Муна индикаторные минералы прямого сноса от Верхнемунского поля 20-литровыми пробами можно проследить на расстояние не менее 30—40 км.

Таким образом, кимберлиты Верхнемунского поля, по образному выражению Г.Х.Файнштейна, «кричат» о себе, тогда как в бассейне р.Тюнг «отмалчиваются». Одной из вероятных причин этого может быть различная активность современных эрозионных процессов, более активных в бассейне р.Муна и обеспечивающих более дальний и обильный снос индикаторных минералов, по сравнению с р.Тюнг. Для проверки этого предположения проведены исследования на обширной площади, охватывающей бассейны рек Муны и Тюнг и их окрестности.

Методика и результаты геоморфологических исследований. В настоящее время при различных геологических исследованиях широко применяются геоинформационные системы (ГИС) и цифровые модели рельефа (ЦМР). При геологической съемке, геохимических поисках, поисках неотектонических структур, перспективных на нефть и газ и других, применяются ГИС-технологии [15, 11]. В своей работе авторы используют ГИС и ЦМР для оптимизации поисков месторождений алмазов. Имеется ряд работ, посвященных геоморфологии центральной части Якутской алмазоносной провинции [12, 13], но подход авторов, методика и результаты в региональном аспекте являются новыми [10].

Активность современных эрозионных процессов прямо связана со степенью расчлененности, контрастности рельефа. Поэтому необходимо использовать характеристики рельефа, достаточно полно отражающие данный параметр. В методике авторов для определения активности современной эрозии анализируется горизонтальная расчлененность рельефа. Под горизонтальной расчлененностью понимается не только плотность долинной сети [16], но и плотность хребтов на водоразделах, что позволяет более полно охарактеризовать активность эрозионных процессов.

Исходным материалом послужила ЦМР территории с пространственным разрешением 200 м, построенная по векторной карте масштаба 1:1 000 000. Такого разрешения достаточно для региональных мелкомасштабных моделей, поскольку кроме изолиний и отметок высот при построении ЦМР используется векторная гидросеть с водотоками первого, второго и третьего порядков (первый порядок — реки Оленёк, Лена). При этом длина водотоков третьего порядка превышает в среднем 100 км. Построение ЦМР по векторной карте предпочтительнее использования ЦМР, полученных с космических снимков Aster с точки зрения точности модели, так как исключает возникновение «артефактов» на цифровой модели рельефа.

Поскольку основная задача — районирование территории по степени горизонтальной расчлененности рельефа, то первым этапом является получение по

ЦМР различных геоморфологических схем, анализ которых позволяет выйти на расчлененность рельефа. Первая схема — схема экспозиции склонов, на которой отображается морфометрическая характеристика пространственной ориентации элементарного склона, численно равная азимуту проекции нормали склона на горизонтальную плоскость, т.е. азимут падения склона. Следующий этап заключается в построении на основе схемы экспозиции склонов схемы ребер рельефа. Схема ребер строится как градиент экспозиции склонов. Математический смысл ребер рельефа — это первая производная по направлению от экспозиции склонов, т.е. она отображает «быстроту» смены азимутов падения склонов.

Все линейные объекты этой схемы должны совпадать с ребрами рельефа, так как именно на ребрах происходит изменение азимута падения склона. Значения для областей с протяженными склонами должны быть близки к нулю, а для областей с частой сменой склонов, изменяющих угол, должны иметь

максимальное значение. На схеме ребер отображаются русла рек первого и второго порядков, русла временных потоков, суходолы, хребты на водоразделах, а также ребра, связанные с резкими перегибами (например, бровки и тыловые швы уступов).

Следовательно, схема ребер рельефа по сути уже является характеристикой, отражающей расчлененность рельефа. Однако в таком «сыром» виде она достаточно сложна с целью интерпретации и использования для районирования, поэтому на следующем этапе по схеме ребер рельефа строится плотностная сетка (рис. 1). Поскольку все ребра представлены в виде линейных объектов, то предварительно необходимо представить растровую схему ребер рельефа в виде точек, по которым строится плотностная сетка. Для лучшего представления все значения для плотностной сетки пересчитаны в проценты, которые обозначают процент от площади окружности с радиусом скользящего окна, занимаемой ребрами. Это делается следующим образом. Строится векторный

круг с радиусом больше радиуса скользящего окна, переводится в растровое изображение и представляется в виде точечных объектов. Затем по полученным точкам строится плотностная сетка с теми же параметрами, что и плотностная сетка для схемы ребер рельефа и выявляется максимальное значение, которое берется за 100%. После этого все значения плотностной сетки ребер пересчитываются на проценты через пропорцию.

Предварительно были использованы радиусы скользящего окна 10 и 100 км. Плотностная сетка с радиусом скользящего окна 10 км является чрезмерно детальной и не дает возможности объективно охарактеризовать региональную расчлененность рельефа. Радиус 100 км, наоборот, «загрубляет» схему. Поэтому был выбран радиус скользящего окна 50 км, который оптимален для наших задач. Полученная плотностная сетка (см. рис. 1) с радиусом скользящего окна 50 км наиболее адекватна для выбранного масштаба исследования и отражает горизонтальную расчлененность рельефа. Плотностная сетка проклассифицирована по стандартному отклонению, которое показывает «средний» разброс значений перемен-

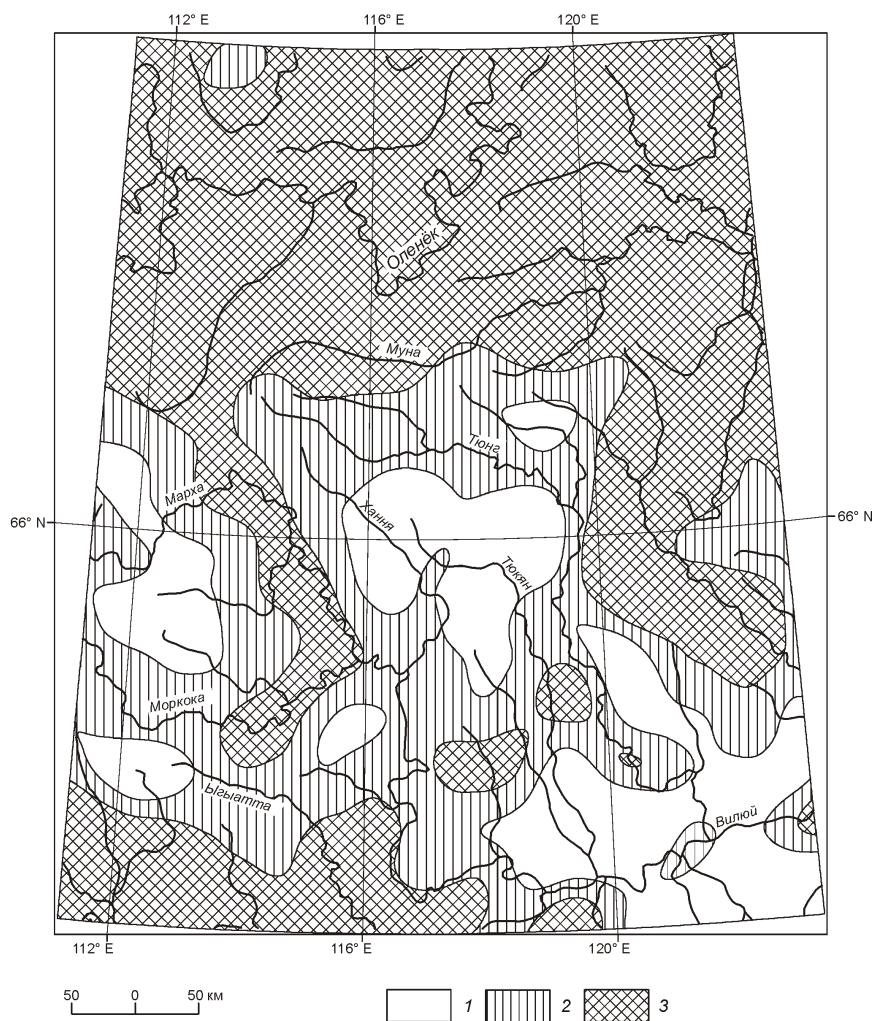


Рис. 1. Плотностная сетка ребер рельефа с радиусом скользящего окна 50 км центральной части Якутской алмазоносной провинции:

горизонтальная расчлененность рельефа: 1 — слабая 11,59—21,25%, 2 — средняя 21,26—26,1%, 3 — сильная 26,1—40,6%

ной относительно ее среднего арифметического. В итоге получены шесть значений, которые объединены в три группы, каждая из которых характеризует тип горизонтальной расчлененности рельефа (слабая, средняя и сильная). Для иллюстрации типов областей со слабой, средней и сильной степенью горизонтальной расчлененности рельефа построены теневые модели рельефа с положением освещения на севере 0 и углом наклона освещения над горизонтом 40 (рис. 2).

Районы к северу от р. Муна в целом можно охарактеризовать как районы с сильной расчлененностью рельефа. Это долины рек Оленёк, Силигир, Укукит, Малая Куонамка, Моторчуна, Севернэй. В областях повышенной расчлененности рельефа расположены также р. Линде и западная часть долины р. Марха. Районы сильной расчлененности небольшой протяженности встречаются на юге центральной части Якутской алмазонасной провинции. Это верхнее течение р. Конончан, водораздел рек Тюнг и Тюкян, а также бассейны рек Аламдыа и Олгуйдах (за исключением верхних течений).

К районам средней расчлененности относятся восточная часть долины р. Марха, русло которой проходит по границе районов сильной и средней расчлененности. В районах средней расчлененности протекают реки Тюнг, Чилли (за исключением нижнего течения), средние течения рек Ханья, Тюкян, а также приустьевые части рек Диппа и Чыбыда. Небольшой по площади район со средней расчлененностью рельефа расположен на самом северо-востоке области исследования и по геологической позиции отвечает юго-восточной части Анабарского щита.

Все остальные районы относятся к районам со слабой расчлененностью рельефа. Минимальные значения плотностной сетки приходятся на приустьевую часть р. Тюкян, Тюнг-Тюкянское междуречье. К районам слабой расчлененности относятся верхние течения рек Олгуйдах, Мархара, Ханья, верхнее и нижнее течение р. Тюкян и приустьевая часть р. Чилли. В целом область Муно-Мархинского междуречья цели-

ком попадает в область пониженной горизонтальной расчлененности рельефа и окружена областями средней и сильной расчлененности.

Связь рельефа и характера ореолов рассеяния индикаторных минералов. Результаты геоморфологического районирования показали, что бассейн р. Муна находится преимущественно в области повышенной горизонтальной расчлененности рельефа, тогда как Муно-Мархинское междуречье в целом характеризуется пониженной горизонтальной расчлененностью рельефа и, соответственно, низкой эрозионной активностью водотоков (см. рис. 1).

Бассейн р. Муна и Муно-Мархинское междуречье ранее были закрыты юрскими терригенными отложениями Вилуйской синеклизы, содержащими индикаторные минералы кимберлитов из среднепалеозойских кимберлитов [6]. Однако в связи с воздыманием Анабарской антеклизы мезозойские отложения постепенно размывались и территория освобождалась от них. В настоящее время территория относится на большей части к категории открытых (кимберлиты экспонированы на дневной поверхности) или полузакрытых ближе к современному полю развития мезозойских отложений в Вилуйской синеклизе (реликты юрских отложений на водоразделах). По мере размыва юрских отложений индикаторные минералы кимберлитов, содержащиеся в них, постепенно перемещались к внутренним частям синеклизы в южных, юго-восточных румбах [14]. В настоящее время индикаторные минералы кимберлитов, переотложенные из размытых юрских отложений, содержатся главным образом в современном аллювии (единичные зерна можно обнаружить на водоразделах), а также остались, часто в высоких концентрациях, в карстовых депрессиях [6]. Для этих минералов характерны «признаки древности», отражающие их длительную седиментологическую историю с момента формирования кимберлитовых тел в фамене. К ним относятся разнообразная степень износа пиропов и пикроильменитов, преимущественно средняя и сильная, и признаки гипергенной коррозии в латеритной

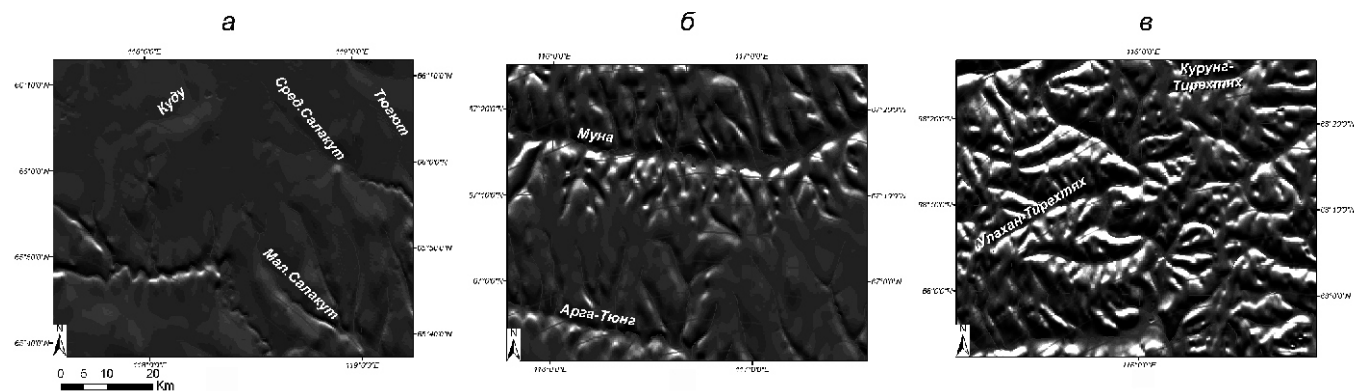


Рис. 2. Теневая модель рельефа областей с разной горизонтальной расчлененностью рельефа:

а — слабая; б — средняя; в — сильная

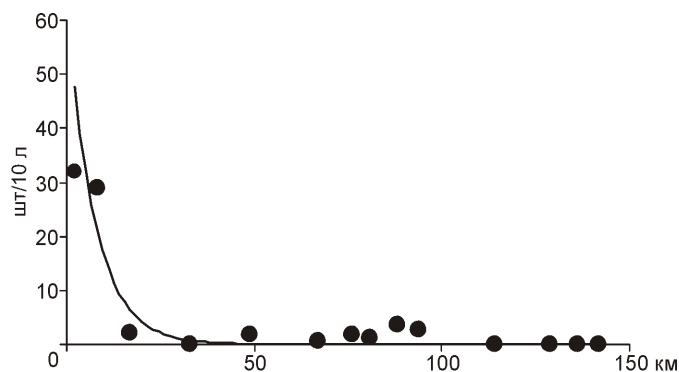


Рис. 3. Падение концентрации оливина по мере удаления от Верхнемунского кимберлитового поля:

вертикальная ось — число зерен оливина нормированное на 10 л пробы; горизонтальная — расстояние от устья р. Улах-Муна

коре выветривания, развивавшейся в позднем девоне — раннем карбоне. В этом отношении вся рассматриваемая территория однотипна. Вместе с тем, в шлиховых пробах по р. Муна присутствует другая группа минералов — минералы прямого сноса с кимберлитовых тел Верхнемунского кимберлитового поля, трубки которого размещены в долине притока р. Муна—р. Улах-Муна и активно эродируются в настоящее время.

Авторы провели специальные исследования современного потока рассеяния индикаторных минералов от Верхнемунского поля вниз по течению р. Муна. В качестве ключевого минерала избран оливин (им очень богаты кимберлитовые тела поля), но оливин не сохраняется в древних ореолах рассеяния, прошедших латеритное выветривание, поэтому в переотложенном состоянии он практически не встречается [5] и служит надежным индикатором прямого размыва кимберлитов.

Проведенные ранее экспериментальные исследования [2] и опыт ведения поисковых работ показывают, что концентрация индикаторных минералов экспоненциально падает по мере удаления от кимберлитовых тел [5], в связи с чем для прослеживания минералов следует, соответственно, увеличивать объемы опробования. Поэтому объемы опробования увеличивались по мере удаления от кимберлитового поля и доводились до получения оливинов, в результате чего удалось проследить его разнос на расстояние около 150 км до устья левого притока р. Муна—р. Эгелиндэ (рис. 3). Можно полагать, что он разносится на некоторое расстояние дальше. Однако и этого достаточно чтобы оценить возможности транспортировки минералов в современной аллювии. Необходимо отметить, что ранее оливин считался крайне нетранспортабельным минералом. Так, по данным В.В. Грицка [9] оливин от трубок Верхнемунского поля разносится на расстояние не более 6 км. Столь

резкие различия в оценке дальности транспортировки обусловлены подходом к опробованию. Прежние оценки основывались на одинаковых и малых объемах опробования (стандартный объем шлиховой пробы 20 л), поэтому оливин скоро переставал улавливаться в силу чисто статистических причин, что приводило к ошибочным выводам относительно низкой абразивной устойчивости оливина.

Следующий важный результат — очень слабый механический износ и оливинов, и других индикаторных минералов Верхнемунского поля на изученном расстоянии. В районе устья р. Эгелиндэ (удаление около 150 км от Верхнемунского поля) износ оливинов размером 2 мм можно оценить как очень слабый, выражающийся лишь в слабом округлении контрастных элементов рельефа (рис. 4). Аналогично пиропы имеют лишь щербинки на ребрах и вершинах «первичных» (сформированных в кимберлите) сколов. Можно утверждать, что в аллювиальных условиях перенос на 150 км индикаторных минералов песчаной размерности не приводит к износу выше слабого, что полностью согласуется с моделью континентального (аллювиального) литодинамического типа ореолов [3, 4, 5, 7]. Это согласуется также с экспериментальными данными по моделированию аллювиального износа минералов: по данным Кюнена потеря массы в среднезернистом кварцевом песке при транспортировке на 200 тыс. км составит не больше 1%, что визуалью не фиксируется [17, 18]. Все обстановки, в которых достигается более высокая степень износа, связаны с волноприбойной деятельностью в бассейновых условиях и не отражают удаленность коренных источников [5, 8].

В бассейне р. Тюнг несмотря на большие объемы опробовательских работ до сих пор не удалось идентифицировать минералы прямого сноса с кимберлитов иначе кимберлитовые тела уже можно было бы обнаружить. Следовательно, активность современных эрозионных процессов на данной территории ниже, чем в бассейне р. Муна, что отражается в слабой расчлененности рельефа.

В итоге можно предполагать, что одной из важных причин низкой результативности поисков в бассейне р. Тюнг и, более широко, на Муно-Мархинском междуречье, служит слабая расчлененность рельефа. Выстраивается следующая цепочка причинно-следственных связей: низкая активность современных эрозионных процессов — слабая расчлененность рельефа — пониженный в целом фон индикаторных минералов и их контрастное распределение, связанное в значительной степени с распределением карстовых ловушек минералов — низкая результативность опробования — низкая результативность поисков. При этом по минералогическим оценкам на территории Муно-Мархинского междуречья имеются продуктивные кимберлитовые поля, но локализовать их только по минералогическим признакам, изучая характер ассоциаций индикаторных

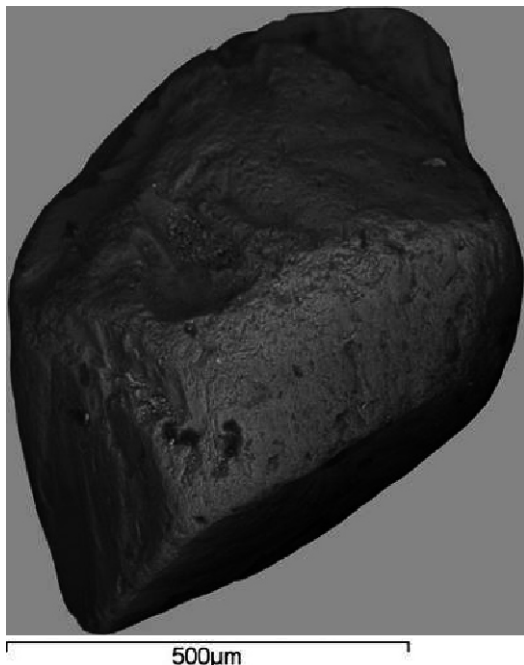


Рис. 4. Оливин из пробы МН-069 в 136 км от устья р. Улах-Муна

минералов и их распределение в современном аллювии, не представляется возможным. Для этой территории необходимо привлечение дополнительных предположений, в частности геофизических, основанных на моделях кимберлитовых полей.

В заключение следует отметить, что проведенные исследования показали зависимость характера ореолов индикаторных минералов, условий опробования руслового аллювия на открытых площадях от рельефа, и в первую очередь, от степени горизонтальной расчлененности, отражающей активность современных эрозионных процессов. Различия в степени расчлененности рельефа в бассейнах рек Муна и Тюнг объясняют разницу в отмеченной результативности поисковых работ. Следующим этапом должна быть разработка методики ретроспективного анализа активности эрозионных процессов на конкретных территориях, поскольку современные ореолы индикаторных минералов — лишь последнее звено в цепи циклов седиментогенеза начиная с момента формирования кимберлитов (для Муно-Мархинского междуречья около 360 млн. лет — со среднепалеозойской эпохи кимберлитового магматизма). Таким образом, предложенная методика анализа горизонтальной расчлененности по схеме плотности ребер рельефа позволяет оценить поисковые обстановки и оптимизировать подходы к ведению поисковых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасьев В.П. Типизация шлихо-минералогических поисковых обстановок Якутской алмазоносной провинции // Советская геология. 1989. № 1. С. 24—33.
2. Афанасьев В.П., Бабенко В.В. Миграционные свойства кимберлитовых минералов // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 3. С. 714—718.
3. Афанасьев В.П., Варламов В.А., Гаранин В.К. Зависимость износа кимберлитовых минералов от условий и дальности транспортировки // Геология и геофизика. 1984. № 10. С. 119—125.
4. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н. Основные литодинамические типы ореолов индикаторных минералов кимберлитов и обстановки их формирования // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 281—288.
5. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Поисковая минералогия алмаза. —Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2010.
6. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. и др. Роль карста в формировании россыпной алмазоносности Муно-Мархинского междуречья (Якутская алмазоносная провинция, Россия) // Геология рудных месторождений. 2001. № 3. С. 262—267.
7. Афанасьев В.П., Николенко Е.И., Тычков Н.С. и др. Механический износ индикаторных минералов кимберлитов: экспериментальные исследования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 120—127.
8. Афанасьев В.П., Сибирцев Ю.М., Егоров А.Ю. О кимберлитовых минералах из древних прибрежно-морских коллекторов // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 2. С. 48—55.
9. Бобриевич А.П., Бондаренко М.Н., Гневушев М.А. и др. Алмазные месторождения Якутии. —М.: Госгеолтехиздат, 1959.
10. Глушкова Н.В., Лямина В.А., Зольников И.Д. и др. Использование цифровых моделей рельефа для решения задач четвертичной геологии и геоморфологии Сибири // Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода: «Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Апатиты, 12—17 сентября, 2011 г., 2011. Т. 1. С. 131—134.
11. Давыденко Д.Б. Морфометрическая модель поднятий конседиментационного типа как один из вариантов геолого-математического моделирования // Геоинформатика. 2008. № 3. С. 37—44.
12. Новиков И.С. Рельеф анабарской антеклизы в бассейне нижнего течения р.Большая Куонамка // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 11. С. 125—130.
13. Новиков И.С. Этапы денудации и кайнозойская эволюция рельефа северо-восточной части Анабарской антеклизы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 9. С. 1465—1474.
14. Плотникова М.И., Кардопольцева О.И., Салтыков О.Г. и др. Стратиграфия и литология «водораздельных галечников» Мархино-Тюнгского междуречья и палеогеография времени их накопления в связи с историей формирования алмазоносных россыпей бассейна среднего течения р.Марха // Геология алмазных месторождений. —М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 123—141.
15. Соколов С.В., Юрченко Ю.Ю. Цифровая модель рельефа как основа районирования территорий по условиям ведения геохимических работ (на примере малого Хингана, Дальний восток) // Геоинформатика. 2010. № 4. С. 54—56.
16. Тимофеев Д.А., Уфимцев Г.Ф., Онухов Ф.С. Терминология общей геоморфологии. —М.: Наука, 1977. С. 33, 100.
17. Kuenen Ph.H. Experimental abrasion of sand grains // International Geological Congress: Report of the Twenty-First Ses. Norden. 8 Submarine Geology. Copenhagen. 1960.
18. Kuenen Ph.H. Experimental abrasion on sand // Amer. J. Sci. 1959. Vol. 257. Pp. 212.

Золотоносность и геолого-структурные особенности Монкресс-Хайламинского рудного узла (Восточные Саяны)

В.Д.КОНКИН, (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, кор.1), А.И.ИВАНОВ (ЗАО «Сибирская геологическая компания» «СибГК»; 664081, г.Иркутск, ул.30-Дивизии, д.51-32), А.Л.ГАЛЯМОВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов (ЦНИГРИ); 117545, г.Москва, Варшавское шоссе, д.129, кор.1)

Предложена новая интерпретация геолого-структурных особенностей строения структурно-вещественных комплексов Монкресской тектономагматической депрессии и Монкресс-Хайламинского рудного узла. Золотоносность рудного узла связана с гидротермально-метасоматическими образованиями березит-лиственитового состава, контролируемых зонами радиально-кольцевых разрывных нарушений и телами малых интрузий гранитоидного ряда, сформировавшихся в ранне- и среднепалеозойский этапы тектономагматических активизаций.

Ключевые слова: Монкресская структура, структурно-вещественный комплекс, золоторудные формации.

Конкин Виктор Дмитриевич, tsnigri@tsnigri.ru

Иванов Анатолий Инокентьевич, sibgk@sibgk.ru

Галямов Андрей Львович, tsnigri@tsnigri.ru

Gold potential and structural features of Monkres-Khaylama ore cluster, East Sayan

V.D.KONKIN, A.I.IVANOV, A.L.GALYAMOV

A new interpretation of geological and structural features inherent in tectonically related rock assemblages of the Monkres tectono-magmatic depression and Monkres-Khaylama ore cluster is presentet. Gold potential of the ore cluster associates with hydrothermal-metasomatic alterations of beresite-listwaenite style controlled by zones of radial and concentric faults and minor granite bodies developed during the course of paleo- through mid-Paleozoic tectono-magmatic activations.

Key words: Monkres structure, tectonically related rock assemblages, type gold-bearing formative environment.

Монкресс-Хайламинский рудный узел выделен геологами ЗАО «Сибирская геологическая компания» («СибГК») А.И.Ивановым и Ю.Л.Агеевым [10] в Монкресс-Хайламинском рудном районе, который расположен в Ийско-Кукшерском прогибе Удино-Колбинской (Бирюсинской) металлогенической (структурно-формационной) зоне Восточно-Саянской золотоносной провинции. Геологическим эквивалентом, рассматриваемого рудного узла по данным указанных геологов, служит полихронно развившаяся сложно построенная мульдообразная Монкресская тектономагматическая депрессия центрального типа с кальдерой проседания, осложненная радиально-кольцевыми разломами. В современном структурном плане площадь Монкресс-Хайламинского рудного узла представлена брахиформной (эллипсовидной) синклиналью (40 20 км), расположенной в зоне влияния Удино-Колбинской системы глубинных разломов зоны Главного Саянского разлома, разделяющего Дербинскую и Бирюсинскую структурно-формационные зоны. При этом ее длинная ось ориентирована в северо-восточном направлении под углом 50—55 к зоне Главного Саянского разлома (рис. 1).

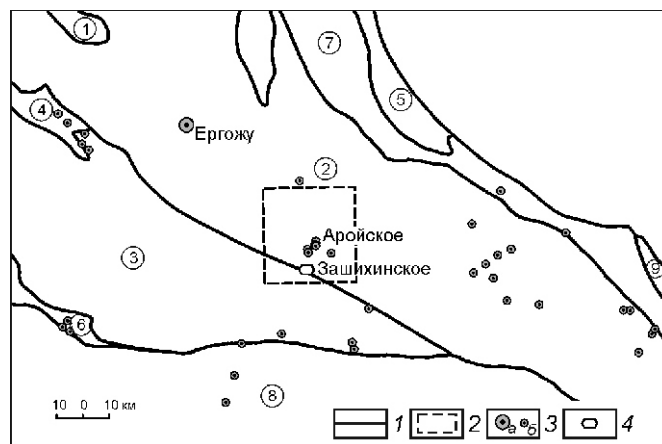


Рис. 1. Схема размещения Монкресс-Хайламинской площади:

1 — границы структурно-формационных зон (цифры в кружках): 1 — Агульская, 2 — Бирюсинская, 3 — Дербинская, 4 — Каннская, 5 — Присянская, 6 — Сисимо-Казырская, 7 — Урикско-Ийская, 8 — Хамсаринская, 9 — Шарыжалгайская; 2 — площадь изучения; 3 — месторождения (a) и рудопроявления (б) золота; 4 — месторождения редких металлов

В центральной части Монкресс-Хайламинского рудного узла обособляется Аройское рудное поле с одноименным золоторудным месторождением. В 2006—2008 гг. ЗАО «СибГК» провела поисково-оценочные работы на рудное золото в пределах Аройского рудного поля с подсчетом запасов рудного золота одного из рудных тел на Аройском месторождении.

Ряд исследователей: Г.Я.Абрамович, В.И. и Л.И.В.Левицкие, А.Г.Еханин, А.Н.Смагин., В.П.Парначев, Л.И.Буторин и другие [1—6, 9, 12—14, 17] указанную структуру рассматривает как фрагмент древнего (архейско-раннепротерозойского) гранит-зеленокаменного пояса в составе Монкресской структурно-формационной зоны, с комплексами пород габбро-базальтового вулканоплутонического ареала и локальными вулканическими структурами, перспективными на выявление месторождений Fe, Ti и Au. Формирование золоторудной минерализации в пределах Монкресской зоны при этом связывается с более поздними (ордовик-девонскими ?) процессами реювенации.

Необходимо отметить, что высокая степень метаморфических преобразований стратифицированных комплексов пород Монкресс-Хайламинского рудного района и широкое развитие на рассматриваемой территории магматических образований затрудняет разработку литолого-стратиграфических схем накопления пород и однозначного установления палеотектонических обстановок их формирования. Тем не менее наблюдения, анализ и интерпретация материалов ГДП-200 и ГСР-50 (листы (N-47-78-В, Г; -90-А, Б и др.; авторы: Н.З.Бошерницан, 1973; В.Г.Окоороков, Г.К.Галимов, 1978; А.В.Салаев, 1991; С.В.Андрющенко, 1989) позволили авторам статьи принять следующую литолого-стратиграфическую схему последовательности накопления структурно-вещественных комплексов и геотектонических режимов их формирования (рис. 2).

В строении Монкресской тектономагматической депрессии и ее обрамлении принимают участие сложнодислоцированные структурно-вещественные комплексы рифейских рифтогенных прогибов, венд-кембрийских вулканических дуг и сопряженных с ними прогибов, а также среднепалеозойского вулканоплутонического пояса и сопряженных с ними прогибов, формировавшихся на архей-протерозой-

ском гранитогнейсовом основании. Характерными элементами строения депрессии являются разновозрастные силлоподобные субвулканические тела габбро-анортозитового и базит-гипербазитового составов, связанные с рифей-вендской тектономагматической активизацией и интрузии гранит-гранодиоритов, гранит-граносиенитов, а так же поля даек песчистого состава, связанные с венд-кембрийской (раннепалеозойской ?) и среднепалеозойской этапами тектономагматической активизации. Пространственное соотношение литолого-стратиграфических и интрузивных комплексов и позиция рудопоявлений отражены на литолого-структурной карте Монкресской тектономагматической депрессии и ее обрамления (рис. 3).

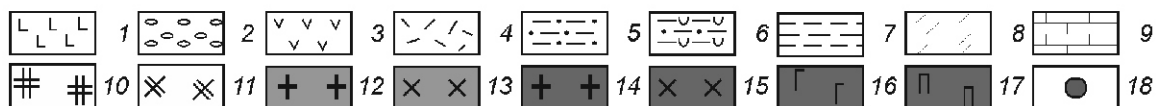
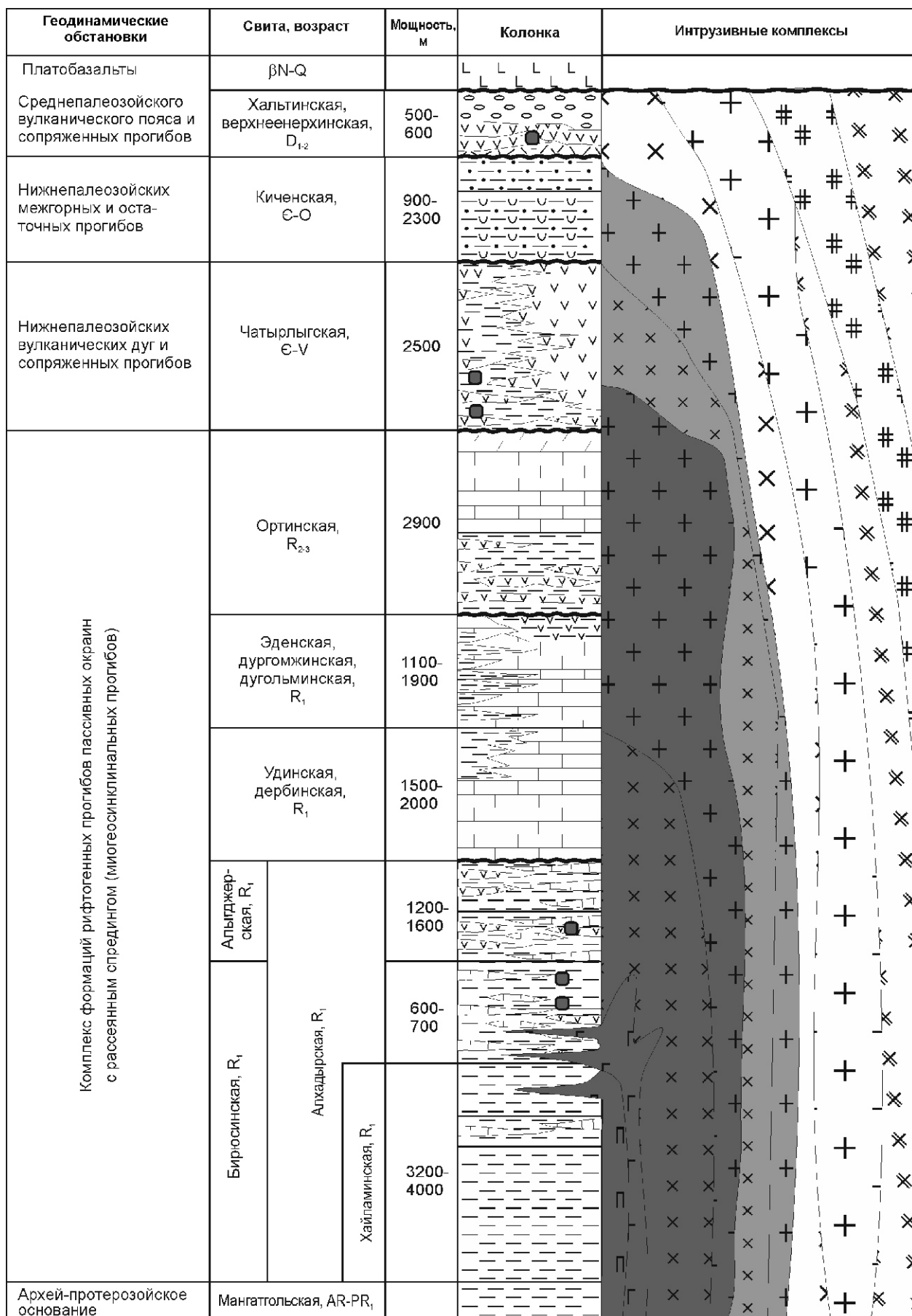
Анализ размещения стратифицированных и интрузивных комплексов пород и их сочетаний на исследуемой площади позволяет предложить следующую последовательность формирования Монкресс-Хайламинской тектономагматической депрессии.

В *рифейский этап* на раздробленном кристаллическом основании архей-раннепротерозойского фундамента края Сибирского континента в системе локальных рифтогенных прогибов, накапливались толщи вулканогенно-терригенные и терригенно-карбонатные флишоидного и грубофлишоидного строения общей мощностью 7980—9600 м. Нижняя часть разреза сложена метапесчанико-сланцевыми, метакарбонатно-терригенными, углеродсодержащими метапесчано-сланцевыми пачками с единичными горизонтами метатупов и метаэффузивов (?) основного состава бирюсинской (алхадырской) и хайламинской свит нижнего рифея; в средней части разреза преобладают метавулканогенно-карбонатно-терригенные и метакарбонатно-терригенные пачки пород алыгджерской свиты, метакарбонатно-терригенные и метатерригенно-карбонатные углеродсодержащие пачки пород удинской (дербинской) свиты и метавулканогенно-карбонатно-терригенные эденской (дургомжинской, дугольминской) свиты. Разрез рифтогенных прогибов завершают средне-позднерифейские метакарбонатно-терригенные, метатерригенно-вулканогенные и метакарбонатные толщи общей мощностью до 2900 м ортинской свиты.

Предполагается, что ранне-среднерифейская часть разреза соответствует разрезу сухопитской серии

Рис. 2. Колонка формационного выполнения структурно-вещественных комплексов Монкресс-Хайламинского рудного узла:

стратифицированные литологические типы пород: 1 — платобазальты, 2 — метагравелиты и метаконгломераты; 3 — лавы и туфы андезитобазальтов, 4 — лавы и туфы риолит-дацитов и андезитодацитов трахитоидной серии, 5 — метапесчаники и метаалевролиты; 6 — туфогенные метапесчаники и метаалевролиты; 7 — метаалевролиты; 8 — доломиты; 9 — известняки и мраморы; *интрузивные породы:* средний палеозой: 10 — сиениты и щелочные граниты, 11 — граносиениты; ранний палеозой: 12 — граниты, 13 — диориты и гранодиориты; рифей—кембрий: 14 — граниты, 15 — гранодориты и диориты, 16 — габбро и габбронориты, 17 — ультрабазиты; 18 — позиция золоторудных месторождений и проявлений в возрастной колонке



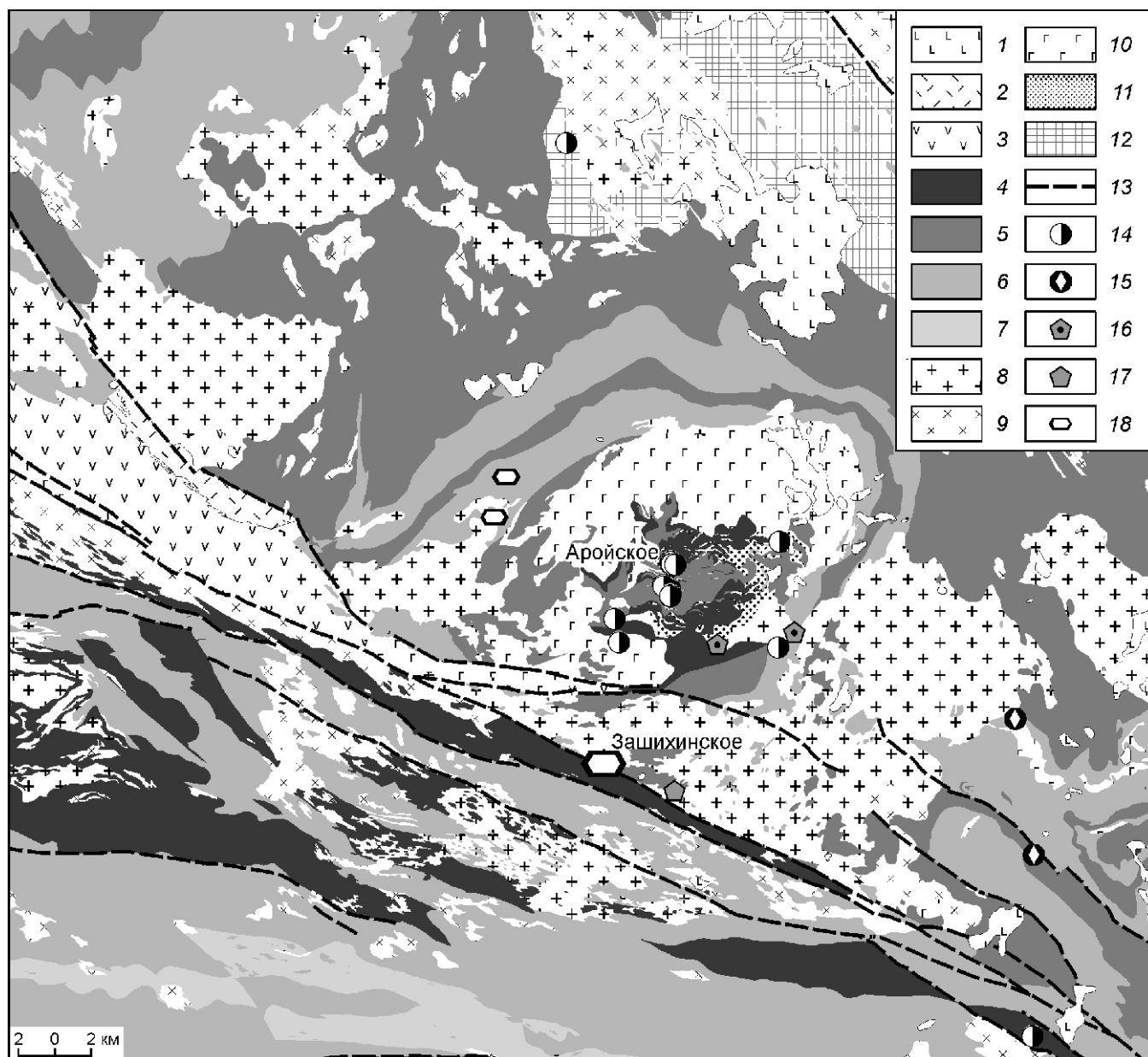


Рис. 3. Схема геологического строения Монкресс-Хайламинской тектономагматической депрессии:

стратифицированные комплексы: 1 — неоген-четвертичные платобазальты, 2 — вулканического пояса среднего палеозоя (ранне-среднедевонского времени) и сопряженных с ними припоисных прогибов, 3 — островодужные венд—нижнего палеозоя; *рифтогенных прогибов ранне- и средне-позднерифейского времени:* 4 — вулканогенно-терригенные, 5 — терригенные, 6 — карбонатно-терригенные, 7 — терригенно-карбонатные и карбонатные; *магматические формации:* 8 — палеозойских сиенитов, граносиенитов, гранитов, диоритов и гранодиоритов, 9 — рифей-вендских гранитов, диоритов и гранодиоритов, 10 — базит-гапербазитов; 11 — участки термокупольной гранитизации; 12 — архей-протерозойского основания; 13 — основные разрывные нарушения; *месторождения и рудопроявления:* 14 — золота, 15 — никеля, 16 — молибдена, 17 — вольфрама, 18 — редких металлов

раннего рифея на Енисейском кряже и аналогична рифейским разрезам Олоkitского прогиба Северного Прибайкалья и окинской серии Окинского прогиба, расположенного на северном обрамлении Гарганской глыбы. Отметим, что прогибы с преимущественным накоплением ритмично-флишеидных терригенных и терригенно-карбонатных толщ, при угнетенном (до 30%) объеме вулканогенных толщ, в

палеотектоническом отношении интерпретируются как рифтогенные прогибы, формировавшиеся в обстановках переходных зон от бассейнов с преимущественно терригенным и терригенно-карбонатным осадконакоплением к преимущественно с вулканогенным осадконакоплением [15].

В *рифей-вендский этап* тектономагматической активизации были сформированы интрузивные ком-

плексы, представленные перидотитами, габбро-габбро-диабазы, диоритами, диорит-гранодиоритами, гранит-лейкогранитами, гранодиоритами, выделяемыми в составе бирюсинского, саянского, дербинского, ангаульского и арбанского интрузивных комплексов. При этом *гранитоиды саянского комплекса* ряд исследователей, которые опираются на определения абсолютного возраста, относят его к нижнему протерозою.

В *венд-кембрийский этап* формируются вулканические дуги и сопряженные с ними прогибы, в которых накапливались толщи вулканогенной риолит-андезитобазальтовой формации чатырлыгской свиты. Разрез этой свиты завершается терригенными алевросланцевыми толщами с фациями базальтовых лав и молассоидной туфогенно-терригенной формацией киченской свиты кембрий-ордовикского возраста. Развитие вулканогенных формаций связывается с образованием вулканических построек на склонах рифейского палеоподнятия. Обширные поля пород этого периода известны к западу от Монкресской структуры в пределах узкого мобильного грабена, сопряженного с зоной Главного Саянского шва.

В *нижнепалеозойский этап* тектономагматической активности сформировались интрузивные комплексы, представленные гранит-гранит-порфировой, диорит-гранодиоритовой, габбро-габброноритовой, габбро-габбро-диабазовой и перидотитовой формациями таннуольского, чернозиминского (игнокского) и ангаульского комплексов. Базитовые и ультрабазитовые комплексы слагают межпластовые и трещинные тела на крыльях брахисинклинальных складок. Гранитоидные комплексы развиты преимущественно вблизи зоны Главного Саянского шва, размещаясь в зонах сопряженных с ним тектонических нарушений и замковых частях антиклинальных структур.

В *среднепалеозойский этап* формировались комплексы вулканоплутонического пояса и сопряженных с ними припоясных прогибов, которые проявлены в основном на северо-западном продолжении изученной площади и представлены стратифицированными комплексами вулканогенной (трахиандезитобазальтовой) и молассовой формаций хальтинской (верхненерхинской) свиты, развитыми в депрессии, расположенной северо-западнее Монкресской структуры, а также в узких грабенах, примыкающих к зоне Главного Саянского шва. Интрузивные гранитоидные комплексы вулканоплутонического комплекса проявлены в развитии вдоль зоны Главного Саянского шва полифазных интрузивных тел диорит-гранодиоритовой, гранит-лейкогранитной, сиенит-граносиенитовой и сиенитовой формаций огнитского комплекса. От более ранних интрузивных комплексов их отличает изометричность формы тел, кайнотипный облик магматических пород и отчетливо секущие контакты с вмещающими породами, часто с зонами ороговикованных пород.

Структурно-вещественные комплексы после девонского времени на площади не установлены. Вместе с тем, следует отметить проявления платобазальтового вулканизма неоген-четвертичного времени, занимающие относительно широкие поля (см. рис. 3) и свидетельствующие о продолжающихся процессах тектономагматической активизации региона, которые активно начали проявляться с венд-раннепалеозойского времени.

Формирование современного структурного плана Монкресской площади и ее обрамления определяют пликативно-дизъюнктивные дислокации, начавшиеся в позднем рифее и унаследовано развивавшиеся в венд-раннепалеозойский период. Это выражено в сигмоидном искривлении линейных и брахиформных синклинальных складок и гребневидных антиклиналей. Предполагается, что формирование мульдообразной Монкресской тектономагматической депрессии центрального типа с кальдерой проседания связано с деформационными процессами ранее сформированной сложно построенной вулканической (?) структуры центрального типа с базитовым вулканизмом, но структурно-вещественных комплексов, фиксирующих упомянутую структуру, не выявлено. Однако, с ранними проявлениями базитового вулканизма, по-видимому, связано формирование последующих субвулканических силлоподобных и более сложной морфологии интрузий габброидов и единичных мелких тел эруптивных брекчий базитового состава. Ядерная часть мульдообразной структуры сложена локолитообразными расслоенными телами базит-гипербазитов.

В раннем и среднем палеозое мульдообразные структуры испытывали продольное сжатие, деформации волочения и поперечного изгиба, что привело к образованию локальных блокированных брахисинклинальных складчатых форм и сопряженных с ними взбросо-сдвиговых разрывов радиально-кольцевого плана, которые в ряде случаев контролируют размещение интрузивного магматизма. Отметим, что морфология интрузивных тел и их распределение подчиняется направлениям общего структурного плана складчатых деформаций рассматриваемой территории. На площади Монкресс-Хайламинского рудного узла основными структурами, сформировавшимися в этот период, являются серии кальдерообразующих разрывных зон, которые характеризуются сложной радиально-кольцевой системой с центром в междуречье Аррой—Золотой. Позиция этого рудного узла подчеркивается локальной гравитационной аномалией.

На площади рудного поля установлены проявления разновозрастного интрузивного магматизма. Так, в центральной части структуры (бассейн руч. Золотой) установлены трубообразные тела эруптивных брекчий кислого состава размером до нескольких сотен метров в поперечнике. Эти тела прорваны штокообразными интрузиями гранодиорит-порфиров

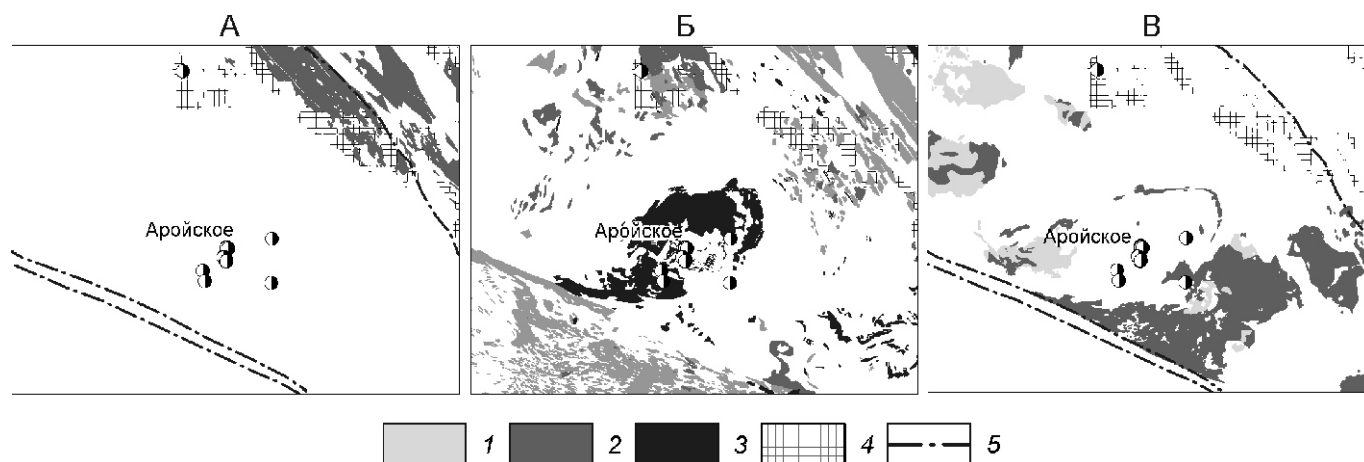


Рис. 4. Схема размещения интрузивных комплексов архей—нижнего протерозоя (А), рифея—венда (Б) и палеозоя (В):

1 — сиениты и граносиениты; 2 — граниты и гранодиориты; 3 — базиты и ультрабазиты; 4 — комплекс архей-нижнепротерозойского основания; 5 — основные разрывные нарушения; см. услов. обозн. к рис. 3

палеозоя (огнитский комплекс). Необходимо отметить, что интрузивные комплексы гранитоидного ряда сопровождаются ареалами даек пестрого состава (диабазы, габбро-диабазы, диоритовые порфиры, гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры, кварцевые сиениты), а также жильными телами пегматитов.

Размещение штокообразных и дайкообразных тел гранитоидов пространственно связано с кольцевыми и радиальными разломами. Кольцевые разломы представляют собой зоны интенсивного расщепления, к которым приурочены золотоносные метасоматиты серицит-бурошпатового или бурошпат-серицитового состава. Рудоносные метасоматиты развиваются во многих случаях вдоль первичной сланцеватости метаморфических пород, вдоль тектонической сланцеватости и по контактам штоков и даек гранит-порфиров.

Формирование разновозрастных интрузивных комплексов подчиняется общей тектономагматической эволюции развития территории Восточных Саян, а их размещение и пространственно-генетическая связь с проявлениями редкометалльной, молибденовой и золоторудной минерализации (базит-гипербазитовых с медно-никелевой, гранит-граносиенитовых с тантал-ниобиевой, гранит-гранодиоритовых с молибденовой и золотой), определяет выделение площадей, перспективных на выявление соответствующих видов месторождений. Размещение интрузивных и субвулканических образований показано на рис. 4.

По имеющейся в литературе информации верхняя возрастная граница гранитоидного магматизма датируется средне-верхнекембрийским—ордовикским временем, что может свидетельствовать о наличии на рассматриваемой площади фрагментов ареалов длительно развивавшегося плутонического (вулкано-

плутонического ?) пояса. Необходимо отметить, что ареал размещения интрузивного гранитоидного магматизма значительно превышает площади развития вулканогенных образований этого периода. Интрузивные образования имеют сложное многофазовое строение отдельных массивов и представлены преимущественно массивами гранитоидного ряда (гранит-гранит-порфировая и диорит-гранодиоритовая формации). Протяженные тела габбро-диабазов, габбро-диоритов и перидотитов сопровождаются телами крупнокристаллических массивных амфиболитов. Контактные изменения проявились в мраморизации известняков, ороговиковании и скарнировании.

На площади Аройского рудного поля гранитоиды закартированы в центральной части Монкресской вулканотектонической структуры в бассейне руч.Золотой и на его левом водоразделе. Они представлены гранодиорит-порфирами, диорит-порфирами, сиенит-порфирами, монзонит-порфирами, монцосиенит-порфирами. Дайковый комплекс, широко представленный сиенит-порфирами, кварцевыми диоритами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами, плагиопорфирами и гранит-порфирами, образует ареалы, дифференцированные по преимущественному составу пород даек. Абсолютный возраст по циркону из штокообразного тела гранит-порфиров в центральной части составляет 462 5,9 млн.лет, а из тел гранитоидов в зоне кольцевых разломов 462 7,6 млн.лет, что соответствует времени формирования гранитоидов таннуольского комплекса (ордовик—силур). Абсолютный возраст определен Е.П.Миронюком во ВСЕГЕИ из проб, отобранных А.И.Ивановым. Здесь необходимо отметить, что в южном обрамлении Монкресской структуры предшествовавшими исследователями установлены тела пермо-триасовых (260 14 млн.лет) массивов щелоч-

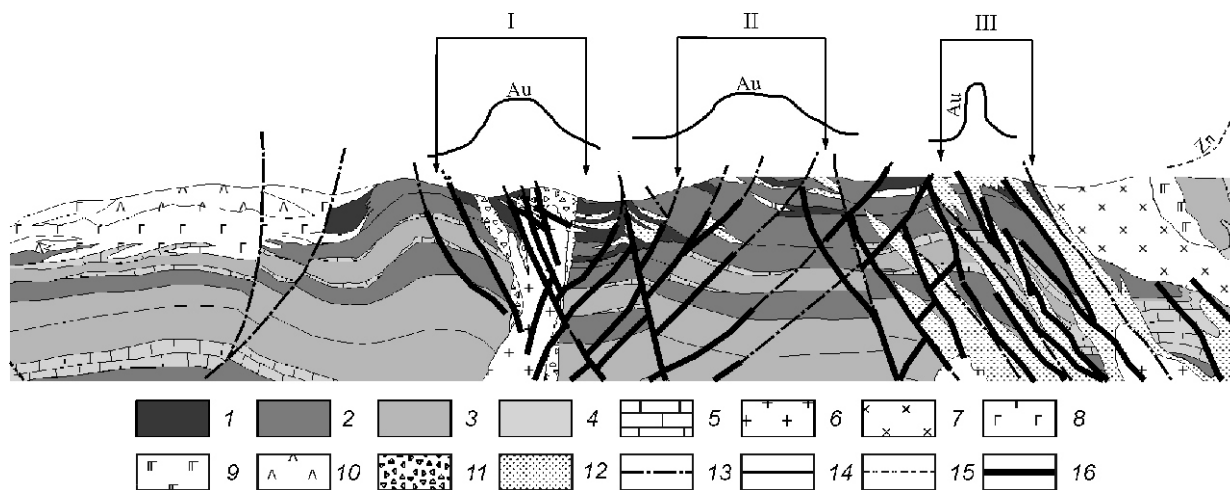


Рис. 5. Геологический разрез Аройского золоторудного месторождения:

участки: I — Золотой, II — Складской, III — Монкресский; *стратифицированные типы пород*: 1 — вулканогенно-терригенные, 2 — терригенные, 3 — карбонатно-терригенные, 4 — терригенно-карбонатные и карбонатные, 5 — известняки; *интрузивные*: 6 — гранитов, 7 — диоритов и гранодиоритов, габбро: 8 — мелко- и 9 — крупнокристаллические, 10 — амфиболиты; 11 — брекчии трубок взрыва; 12 — зоны термокупольной гранитизации; 13 — разрывные нарушения; *геохимические ореолы*: 14 — золота, 15 — цинка; 16 — минерализованные зоны

ных гранитоидов, с одним из которых связано крупное Зашихинское редкометальное месторождение [3].

Среди тектонических нарушений выделяются основные шовные структуры, ограничивающие Дербинскую и Бирюсинскую структурно-формационные зоны, а также внутренние швы, трассирующиеся зонами расланцевания гранитоидов наиболее древнего для региона хадаминского комплекса и развитием диафтореза. Отдельной группой отмечаются кольцевые системы разрывов, отчетливо фиксируемые на космоснимках и в рельефе.

Эти системы образуют концентрические дуги вокруг центра Монкресской брахисинклинали. Среди рядовых разломов, отмечаются зоны пластически деформированных внутрiformационных разрывов, и более поздних секущих дизъюнктивных нарушений, морфология которых отражает общие направления течения пород, связанных с формированием основных структур Саянского шва.

Золотоносность Монкресс-Хайламинского рудного узла и его обрамления наблюдается в процессе становления интрузий гранитоидного ряда и даек пестрого состава гранитоидных комплексов трех этапов тектономагматической активизации: венд—раннего палеозоя, среднего палеозоя и палеозой-мезозойского возраста, частично унаследовавших тектонический план размещения базит-гипербазитовых интрузивных и субвулканических образований раннепротерозойского (?) времени. Золотоносность проявлена в наличии первичных и вторичных геохимических аномалий золота, шлиховых ореолов и потоков рассеяния Au, Mo, Cu, Pb и Zn, пунктами минерализации, рудопоявлениями золота. В четвертичных ал-

лювиальных и делювиально-пролювиальных отложениях залегают золотоносные россыпи, часть из которых отработана. Кроме золота металлогению рудного узла характеризуют также проявления редких металлов (месторождение Зашихинское), проявления ильменит-титаномагнетитовых руд (Титановое и др.), полиметаллов, вольфрама, железистых кварцитов.

Выявленные золоторудные проявления относятся к золотосульфидно-кварцевой, серебросодержащей золотосульфидно-кварцевой и золотокварцевой рудным формациям. Рудопоявления золота локализуются преимущественно в зонах дробления, катаклаза и расланцевания, минерализованными продуктами серицит-кварцевого, карбонат-серицит-кварцевого метосоматоза интрузив-надинтрузивных частей гранитоидных массивов и разнообразных комплексов вмещающих пород.

В пределах Аройского рудного поля разведано одноименное месторождение, золоторудные тела которого представлены системой золотосодержащих кварцевых, карбонатно-кварцевых жил в зонах прожилкового окварцевания и березитизированных кристаллических сланцев (рис. 5). В центральной части структуры (участок Золотой) установлены реликтовые трубообразные тела эруптивных брекчий кислого состава, размеры которых несколько сотен метров в поперечнике. Эти тела прорваны штокообразными интрузиями гранодиорит-порфиров огнитского комплекса.

Кольцевые и радиальные разломы, вмещающие золоторудную минерализацию и наиболее отчетливо выделяющиеся в верховьях руч. Горелый, формировались, вероятно, одновременно с кольцевой системой.

Руды в минерализованных зонах золотокварцевые, как правило, с переменным количеством железистых карбонатов, и золотосульфидно-кварцевые. В составе сульфидов преобладает пирит, наиболее продуктивными являются ассоциации, представленные пиритом, арсенопиритом, висмутином, галенитом, сфалеритом, аргентитом. По морфологии золотоносных зон и их минеральному составу выделяются следующие типы золотого оруденения:

1. Зоны дробленых, гидротермально измененных серицит-кварцевых, карбонат-серицит-кварцевых пород с сульфидной минерализацией. Сульфиды представлены пиритом, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, арсенопиритом в виде рассеянной вкрапленности, линзовидных просечек и коротких прожилков. Окварцевание тонкопрожилковое. Зоны имеют большую мощность (до 40 м) и протяженность (до 1—2 км). Содержание золота достигает 19 г/т.

2. Зоны прожилкового окварцевания, кварцевые и кварц-сульфидные жилы мощностью 0,1—0,8 м и протяженностью первые сотни метров, сопровождающиеся, как правило, окolorудными изменениями типа березитов. Общая мощность таких образований 0,5—9,0 м. Содержание золота в кварце — от первых десятков до нескольких десятков граммов, достигает 50—100 г/т. Сульфидная вкрапленность обычно убогая и представлена пиритом, халькопиритом, реже галенитом, арсенопиритом, аргентитом. Повышенные содержания золота отмечены в разностях кварца с прожилковидными, просечковыми скоплениями темно-бурого, весьма плотного лимонита, представляющего собой, вероятно, псевдоморфозы по пириту.

3. Кварц-карбонатные брекчии, тяготеющие к тектоническим нарушениям северо-восточного и субмеридионального направлений. Минерализация преимущественно пиритовая, убогая. Мощность зон брекчий 10—40 м. Протяженность зон не установлена. Содержание Au до 1 г/т.

Выявленные рудные зоны Аройского рудного поля приурочены к полого- и крутопадающим радиально-кольцевым приразломным зонам рассланцевания. Наряду с линейными рудными телами, предполагается выявление тел трубообразной и более сложной морфологии в участках пересечения разрывов. О возможности выявления подобных рудных тел свидетельствует значительное количество штуфных проб с высокими содержаниями Au (10—100 г/т) на небольшой площади. Имеющийся к настоящему времени фактический материал о структуре Аройского рудного поля позволяет определить приуроченность части золоторудных зон к системе сложно построенных пологозалегающих разрывных нарушений взбросо-надвигового типа. Золотоносные зоны имеют значительную протяженность (до 1500 м) и вмещают рудные тела с повышенными содержаниями Au (4—25,6 г/т) при мощности рудных тел от 0,1 до 6 м и протяженности 130—500 м.

Основными критериями и признаками, определяющими размещение золоторудной минерализации в пределах Монкресс-Хайламинского рудного узла, служит наличие:

метатеригенно-туфогенных толщ грубофлишoidного строения с горизонтами карбонатных и туфогенных фаций, интродуцированных телами диорит-гранодиоритового, гранит-гранит-порфирового и гранит-монцодиоритового ряда с ареалом даек пестрого состава;

зон дробления, катаклаза и рассланцевания, минерализованными продуктами серицит-кварцевого, карбонат-серицит-кварцевого метосоматоза интрузивно-интрузивных частей гранитоидных массивов;

тектонических нарушений, в т.ч. радиально-кольцевых систем зон разломов с проявлениями березитоподных метасоматитов серицит-кварцевого, карбонат-серицит-кварцевого составов с сульфидной минерализацией;

первичных и вторичных геохимических аномалий золота, шлиховых ореолов и потоков рассеяния Au, Mo, Cu, Pb и Zn;

пунктов минерализации и рудопроявлений золотокварцевой и золотосульфидно-кварцевой рудных формаций.

Для оконтуривания перспективных на рудное золото площадей рангов рудного узла и рудного поля, помимо геологических (литолого-структурных и др.), геохимических и рудно-минералогических признаков, необходимо учитывать и геофизические факторы [16], в т.ч. отражение ареалов размещения золотоносных и потенциально золотоносных структурно-вещественных комплексов и их составляющих в гравитационном и магнитном полях.

Анализ закономерностей размещения основных рудоконтролирующих элементов-признаков прогнозно-поисковых моделей, характеризующих обстановки нахождения золоторудных рудных узлов и потенциально перспективных на рудное золото площадей ранга рудного поля позволил выделить Монкресс-Хайламинский рудный район, включающий одноименный рудный узел с Аройским и Монкресским рудными полями, а также ряд потенциально перспективных площадей вне рудного района (рис. 6). К настоящему времени наибольший интерес представляют площади восточной части Монкресс-Халаминского рудного узла и, в частности, участка Монкресс.

В заключение следует отметить, что, несмотря на многолетние исследования рассматриваемой территории, ряд геологических вопросов, в т.ч. геотектоническая позиция Монкресс-Халаминской структуры в пределах Бирюсинской глыбы, как и геологический, и абсолютный возраст формирования стратифицированных и интрузивных комплексов, в т.ч. базит-гипербазитового и гранитоидного ряда, требуют дополнительных исследований. Особенно в интерпретации стадий формирования интрузивных комплексов и выделения

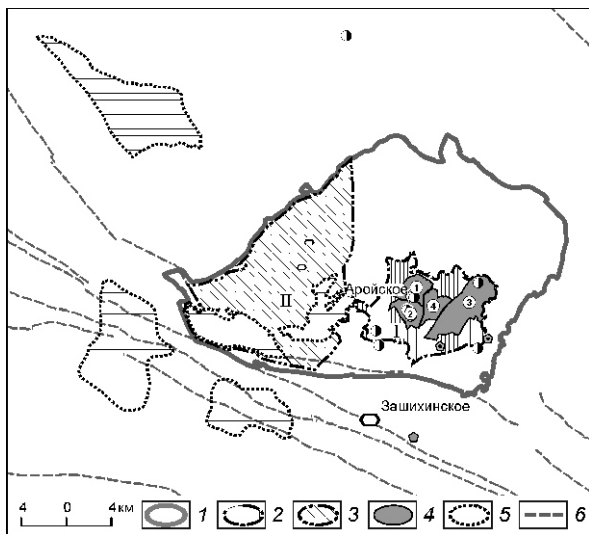


Рис. 6. Металлогенические таксоны Аройской площади:

1 — Монкресс-Хайламинский рудный район; 2 и 3 — рудные узлы: I — Монкресс-Хайламинский, II — Хайламинский (перспективный); 4 — рудные поля: 1 — Аройское, 2 — Горелое, 3 — Монкресское, 4 — Среднее; 5 — перспективные площади; разрывные нарушения: 6 — крупные и 7 — рядовые; см. услов. обозн. к рис. 3

среди них контролирующее размещение и локализацию золоторудной минерализации. Значительный интерес представляет задача определения геологического и абсолютного возраста формирования золоторудной минерализации. В частности на рассматриваемой площади рудного узла жильно-прожилковая золоторудная минерализация выявлена в зонах тектонических нарушений среди рифейских толщ и в штоке гранитоидов (предположительно ордовик-силурийского времени 462 7,6 млн.лет).

Предложенная интерпретация геотектонической позиции Монкресс-Халаминской тектономагматической постройки (с кальдерой проседания) как унаследованно развивавшейся мульдообразной структуры в рифтогенном прогибе с внедрением рифей-вендских интрузий гранитоидного ряда и субвулканических тел базит-гипербазитового ряда, а также венд-кембрийских и среднепалеозойских малых интрузий гранитоидного ряда с комплексами даек «пестрого» состава, позволило с новых позиций провести прогнозно-металлогенические построения и уточнить площади разноранговых металлогенических таксонов, перспективные на выявление месторождений золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамович Г.Я., Левицкий В.И., Резницкий Л.З.* Палеозойские гранитоиды Бирюсинской глыбы (Восточный Саян). Эволюция петрогенеза и дифференциации вещества Земли // Мат-лы междунар. (X всероссийское) петрографического совещания «Петрография

- XXI века». — Апатиты; Изд-во Кольского НЦ РАН, 2005. С. 7—10.
2. *Абрамович Г.Я., Александровский Ю.С., Смагин А.Н.* Рудоносность островодужных и рифтогенных вулканоплутонических ассоциаций (на примере Восточного Саяна и Восточной Тувы) // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы III Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. — Улан-Удэ. Т. 1. С. 8—11.
3. *Архангельская В.В., Шурига Т.Н.* Геологическое строение, зональность и оруденение Зашихинского тантал-ниобиевого месторождения // Разведка и охрана недр. 1997. № 12. С. 7—10.
4. *Беличенко В.Г., Бутов Ю.П., Боос Р.Г. и др.* Геология и метаморфизм Восточного Саяна. — Новосибирск: Наука, 1988.
5. *Геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист N-49-V. Объяснительная записка.* — М., 1972.
6. *Гертнер И.Ф., Глазунов О.М., Морикио Т.И. и др.* Изотопно-геохимические ограничения модели формирования Кингашского ультрамафит-мафитового массива (Восточный Саян) / Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 5. Мат-лы Всерос. науч. конф. Т. 1. — Томск, 2005. С. 61—72.
7. *Государственная геологическая карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист O-49-XXXV. Объяснительная записка.* — М., 1984.
8. *Добрецов Н.Л., Беличенко В.Г., Боос Р.Г. и др.* Геология и рудоносность Восточного Саяна. — Новосибирск: Наука, 1989.
9. *Еханян А.Г., Смагин А.Н., Парначев В.П., Буторин Л.И.* К оценке рудоносности Саяно-Енисейской зоны разломов // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы III Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. — Улан-Удэ. Т. 1. С. 200—202.
10. *Иванов А.И., Агеев Ю.Л.* Роль новых моделей рудообразования при поисках золоторудных месторождений в южном складчатом обрамлении Сибирской платформы / Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений — достижение и перспективы. — М., 2008. С. 91—92.
11. *Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. — М., 2004.
12. *Куц Л.В.* Специфика проявления процессов динамометамального метаморфизма в зоне бирюсинского разлома (Восточный Саян) // Мат-лы XIX Всерос. молодеж. конф.: Строение литосферы и геодинамика (24—28 апреля 2001 г.). — Иркутск, 2001. С. 103—105.
13. *Левицкий В.И., Левицкий И.В.* Минерагеническая типизация Присянского выступа фундамента Сибирской платформы // Мат-лы Всерос. конф. (Петрозаводск, 11—13 ноября 2009 г.). — Петрозаводск, 2009. С. 158—162.
14. *Левицкий В.И., Левицкий И.В.* Железистые кварциты гранулитовых и зеленокаменных комплексов юга Восточной Сибири // Мат-лы Всерос. конф. (Петрозаводск, 11—13 ноября 2009 г.). — Петрозаводск, 2009. С. 162—165.
15. *Ручкин Г.В., Конкин В.Д.* Минерогения пассивных окраин и шельфов окраинных морей // Минерогения осадочных бассейнов континентов и периконтинентальных областей. — М.: Геокарт, ЦРГЦ, МАНПО, 1998. С. 314—429.
16. *Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях / Под ред. А.И.Кривцова, В.М.Терентьева.* — СПб, 1991.
17. *Федотова А.А., Хаин Е.В.* Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе / Тр. ГИН РАН. Вып. 537. — М.: Научный мир, 2002.

Состояние и перспективы расширения минерально-сырьевой базы борных руд России

Ф.А.ЗАКИРОВА., П.П.СЕНАТОРОВ (ФГУП Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых (ЦНИИГеолнеруд); 420097, г.Казань, ул.Зинина, д.4), В.В.РУДНЕВ (ФГУП Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им.Н.М.Федоровского (ВИМС); 119017, г.Москва, Старомонетный пер., д.31.)

Проведен анализ состояния минерально-сырьевой базы борных руд России. Рассмотрены перспективы ее развития, заключающиеся в расширении минерально-сырьевой базы в европейской части Российской Федерации путем вовлечения в ее арсенал месторождений бора галогенного геолого-промышленного типа. Они отличаются наиболее высоким качеством руд по сравнению с боросиликатами Дальнегорского месторождения, единственного разрабатываемого в стране объекта борных руд.

Ключевые слова: бор, галогенный, скарновый, месторождение, перспективы, ресурсы, Россия.

Закирова Фирдаус Абдрахмановна, root@geolnerud.net

Сенаторов Павел Петрович

Руднев Владимир Васильевич

State and prospects of development of the boron mineral-resources base of Russia

F.A.ZAKIROVA, P.P.SENATOROV, V.V.RUDNEV

The boron mineral-resources base of Russia and prospects of its development have been analysed. For expansion of the boron mineral-resources base in European part of Russia it is necessary to include the boron deposits of halogen origin. The boron ore of this type is of better quality versus boron silicates of Dalnegorsky deposit.

Key words: bor, halogen origin, skarn, deposit, prospect, resource, Russia.

Борные руды — ликвидный вид минерального сырья, имеющий важное значение в развитии многих отраслей промышленности. Следует отметить стратегическое значение бора в атомной энергетике, самолето- и ракетостроении, производстве особо твердых материалов и др.

В соответствии с формационно-генетической классификацией среди борных месторождений выделены три промышленных типа: скарновый, вулканогенно-осадочный и галогенный [5].

Наиболее крупными масштабами, высокими содержаниями борного ангидрида (B_2O_3), сравнительно несложной технологией переработки руд и благоприятными горно-геологическими условиями характеризуются *вулканогенно-осадочные месторождения*. Они приурочены к активным континентальным окраинам и размещаются в тыловых и средних частях Альпийско-Гималайского и Тихоокеанского вулканических поясов, сопряженных с глубинными разломами. Месторождения локализуются преимущественно в кайнозойских озерных отложениях, в которых сосредоточено около 90% мировых запасов борного сырья.

Скарновые месторождения более многочисленны, но по масштабам оруденения, степени концентрации бора и технологическим свойствам руд они, как правило, значительно уступают вулканогенно-осадочным. Практическая значимость известково- и магнезиально-скарновых месторождений бора

одинакова. Среди известково-скарновых промышленные месторождения встречаются реже, но отличаются значительными масштабами оруденения. Магнезиально-скарновые характеризуются лучшими технологическими свойствами руд, но имеют более сложное строение и меньшие масштабы оруденения. Формирование основной массы эндогенного борного оруденения происходило в протерозойском тектоническом цикле и связано с региональной гранитизацией при эпиплатформенном орогенезе на щитах и срединных массивах. В мезо-кайнозой этот процесс сопровождается батолитовым гранитоидным и трещинным калиево-щелочным магматизмом предорогенной и орогенной стадий развития. Суммарные запасы борного сырья в них оцениваются приблизительно в 8% от мировых.

Месторождения бора *галогенного типа* связаны с отложениями фанерозоя (от кембрия до неогена). Они формируются преимущественно в морских условиях (Прикаспийская, Северо-Германская впадины и др.), имеют крупные масштабы, но сложные условия отработки. При довольно простой технологии извлечения бора для них свойственны относительно низкие содержания B_2O_3 . Месторождения элювиальных боратов, представляющие собой элювиально-галогенно-боратовый подтип, генетически относятся к галогенно-боратовым, содержат богатые руды, но отличаются меньшими запасами [5].

За рубежом (Турция, США, Китай, Чили и др.), где сконцентрированы основные мировые запасы борных руд различного происхождения, отмечается тенденция к увеличению объемов их добычи. Основная мировая добыча борного сырья (80%) сосредоточена в Турции, США и России, из которых ведущими производителями и экспортерами являются Турция и США. Вулканогенно-осадочные месторождения в России не выявлены и перспективы их обнаружения (после развала СССР) практически отсутствуют, поскольку наиболее перспективной в отношении поисков вулканогенно-осадочных месторождений бора являлась территория Альпийско-Гималайского борно-рудного пояса в пределах Закавказья и Памира.

Минерально-сырьевая база борных руд России представлена месторождениями скарнового типа (рис. 1). Государственным балансом запасов учтены три месторождения: Дальнегорское, Таежное (Дальневосточный федеральный округ) и Гора Золотой Курган (Южный федеральный округ). Основная часть запасов борных руд (99,6%) размещена в Дальневосточном федеральном округе. Из перечисленных объектов разрабатывается только Дальнегорское месторождение (Приморский край), которое по запасам датолитовых руд, составляющим 67,9% балансовых запасов борных руд России или 86,6% запасов B_2O_3 , является самым крупным в стране. Месторождения Таежное в Республике Саха (Якутия) и Гора Золотой Курган в Ставропольском крае относятся к числу резервных.

Борожелезородное месторождение Таежное связано с магнезиальными скарнами. Балансовые запасы комплексных борато-магнетитовых руд составляют 31,7% общероссийских запасов борных руд или 13,1% запасов B_2O_3 . Месторождение подготавливается к освоению: с 2008 г. ОАО «Инвестиционная группа «АЛРОСА», с 2010 г. — ОАО «Горно-металлургическая компания «Тимир» (ОАО «ГМК «Тимир»). Следует отметить, что борные руды, представленные в основном ливдигитом и ссайбелиитом, отличаются довольно низким качеством (среднее содержание B_2O_3 всего 3,11%), требуют глубокого обогащения и представляют интерес лишь как попутный компонент при добыче магнетитовых руд.

Запасы борных руд месторождения Гора Золотой Курган составляют 0,4% общероссийских. Они представлены бедными датолитовыми рудами (среднее содержание B_2O_3 4,66%) сложного минерального состава, которые практически не обогащаются. Месторождение расположено в зеленой зоне г.Пятигорск и его целесообразно снять с баланса.

Разработку датолитовых руд Дальнегорского месторождения ведет ЗАО «Горно-химическая компания «Бор» (ЗАО «ГХК «Бор»), которое является монопольным производителем борной продукции в России. Руды месторождения отличаются высоким качеством. Богатые руды с содержанием B_2O_3 12%, составляют свыше 25% запасов. Практически вся борсодержащая руда, добываемая здесь, используется для получения борной кислоты, отличающейся



Рис. 1. Минерально-сырьевая база борных руд России:

1 — месторождения скарнового типа: а — разрабатываемые, б — резервные; проявления галогенного типа: 2 — объекты, перспективные для постановки геологоразведочных работ с прогнозными ресурсами: а — апробированные, б — неапробированные; основные потребители борной продукции европейской части РФ и Урала, области: 1 — Московская, 2 — Липецкая, 3 — Нижегородская, 4 — Ростовская, 5 — Волгоградская, 6 — Саратовская, 7 — Самарская, 8 — Оренбургская, 9 — Свердловская; 10 — Республика Башкортостан

высоким качеством. Нигде в мире из датолитовой руды борную кислоту не производят. В небольших количествах комбинат выпускает борат кальция и борный ангидрид.

На российском рынке (в основном европейская часть страны и Урал) реализуется лишь около 5% борной продукции, выпускаемой ЗАО «ГХК «Бор».

Основная ее часть экспортируется, преимущественно в страны Азиатско-Тихоокеанского региона фирмам Китая, Японии и Южной Кореи. В меньшем объеме поставки осуществляются в Бельгию и на Тайвань, незначительные — в Украину, Казахстан и др. С рынка стран Восточной Европы (Беларусь, Балтия и др.) продукция ЗАО «ГХК «Бор» практически вытеснена более дешевыми американскими, турецкими и перуанскими боропродуктами. В настоящее время основные фонды предприятия существенно изношены, оно находится в крайне сложном финансовом положении и поднимается вопрос о его национализации.

Апробированные и учтенные прогнозные ресурсы бора скарнового типа на территории Российской Федерации сосредоточены только на борожелезородном месторождении Солонго в Республике Бурятия. На месторождении выявлены 11 борных тел с авторскими запасами (категорий C_1 и C_2), 8 железородных (категорий C_1 и C_2), 23 цинковых (кат. C_2) и дополнительно подсчитаны запасы Mo и Mn (кат. C_2). Прогнозные ресурсы кат. P_1 в количестве 500 тыс.т B_2O_3 локализованы в южном блоке месторождения до глубины 300 м, среднее содержание B_2O_3 составляет 5,7%.

Перспективы расширения сырьевой базы борных руд связаны с районами, благоприятными для нахождения эндогенных месторождений (Алданский щит, хребты Становой и Джугджур, Верхояно-Индиговская рудная провинция и другие регионы) и с перспективами обнаружения руд галогенного геолого-промышленного типа (пермские соленосные толщи в обрамлении Прикаспийской впадины и Предуральского прогиба, кембрийские галогенные отложения Иркутского амфитеатра и др.).

Российский рынок преимущественно в связи с развитием производства стекла и строительной керамики проявляет определенную тенденцию к росту спроса на соединения бора. К числу наиболее крупных потребителей относятся многочисленные стекольные и керамические предприятия субъектов Центрального, Приволжского и Южного федеральных округов. Многие из них перешли на импортную продукцию в основном американских и турецких производителей. Этому способствовало также прекращение (2002 г.) производства борной кислоты из казахстанского сырья на ОАО «Криолит» в Оренбургской области. Доля иностранных компаний в 2005 г. на российском рынке достигла 38%. Эта цифра сохраняется и до настоящего времени (в 1999 г. она составляла лишь 0,2%) и ее увеличение реально.

В условиях возникшей ситуации создание минерально-сырьевой базы борного сырья в европейской части Российской Федерации для бесперебойного снабжения потребителей качественным сырьем — важная задача. В связи с этим проблема расширения минерально-сырьевой базы борных руд России путем открытия месторождений с более высоким качеством руд по сравнению с боросиликатными, именно месторождений галогенного типа, является в настоящее время одним из путей ее решения. Следует напомнить, что в СССР галогенные (элювиальные) бораты Индерского месторождения Казахстана вместе с датолитовыми рудами Дальнегорского месторождения служили основным источником борного сырья в стране.

Галогенные месторождения боратов, как уже было отмечено, представлены двумя подтипами. Месторождения галогенно-боратового подтипа связаны с калийно-магниевыми солями нижнепермской кунгурской галогенной формации Прикаспийской впадины, имеют крупные масштабы, довольно простую технологию извлечения бора, но относительно низкие содержания B_2O_3 и сложные горно-геологические условия.

Элювиально-галогенно-боратовые (или элювиальные) месторождения возникли в результате выщелачивания коренных борно-калийных солей. Такие месторождения состоят из многочисленных линз (до 100 и более), залегающих в гипсовых, гипсово-глинистых и глинистых отложениях вторичного кепрока соляных куполов. Боратовые залежи прослеживаются по простиранию на сотни метров (реже до 1 км), мощности их изменяются от первых до десятков метров, достигая 50 м (в редких случаях). Борные руды отличаются высокими содержаниями B_2O_3 30—50% и характеризуются несложной технологией обогащения. По этим показателям они близки к вулканогенно-осадочным боратам. В зависимости от типа соляных куполов, с которыми связаны месторождения, борные руды залегают или неглубоко от земной поверхности (15—40 м) — индерский тип, или на более значительных глубинах (150—400 м) — сатимолинский тип.

Галогенные месторождения бора России пока не выявлены. Несмотря на имеющиеся благоприятные предпосылки в отношении их поисков, до недавнего времени (март 2011 г.), не было даже объектов с апробированными прогнозными ресурсами. Однако, как показывают проведенные исследования последних лет, в отношении поисков месторождений бора галогенного типа огромный интерес представляет территория российской части Северного Прикаспия — зоны развития соляных структур в пределах Астраханской, Оренбургской, Волгоградской, Саратовской областей и Республики Башкортостан.

На многих соляных структурах этих регионов в период 1935—1962 гг. велись поисковые и по-

исково-ревизионные работы на галогенные бораты, которые были прекращены после введения в эксплуатацию Индерского месторождения. В течение длительного периода отрезком в 50 лет на территории российской части Северного Прикаспия работы по изучению бороносности галогенных отложений не проводились.

С позиций их поисков особый интерес представляет зона развития солянокупольных структур западной части Прикаспийской синеклизы в пределах Астраханской области, а среди них — соляные купола открытого типа, в гипсовых шляпах которых возможно выявление промышленных месторождений галогенных боратов индерского типа. С таким соляным куполом связано боропроявление Баскунчак [3, 4].

На этой структуре ФГУП ЦНИИГеолнеруд с 2006 по 2010 гг., проводил прогнозно-ревизионные исследования. Итогом работ стала апробация прогнозных ресурсов элювиальных боратов по кат.Р₂ на площади Северного гипсового поля боропроявления Баскунчак, пока единственного в России объекта галогенных боратов с апробированными прогнозными ресурсами. Полученные результаты свидетельствуют о целесообразности проведения дальнейших поисковых работ на перспективных площадях купола Баскунчак с целью выявления промышленных залежей элювиальных боратов индерского типа. Следует особо подчеркнуть, что боропроявление Баскунчак — единственный по своей уникальности объект в европейской части России, представляющий практический интерес в отношении промышленной бороносности.

В обрамлении Северного Прикаспия имеются перспективы выявления месторождений галогенных боратов, подобных имеющимся в Казахстане. Анализ размещения соляных структур с борной минерализацией в Астраханской, Волгоградской, Оренбургской областях и Республике Башкортостан в зависимости от тектонической обстановки в эпоху галогенеза показал, что большинство таких структур находится над грабенообразными прогибами, тяготея к их бортовым частям, где породы галогенной толщи отличаются повышенной трещиноватостью [1]. Именно с такими тектоническими структурами связаны уникальные месторождения галогенных боратов — Индерское, Сатимола и Челкар (Казахстан), расположенные в центральной части Прикаспийской впадины. Среди структур наибольшего внимания заслуживают соляные купола открытого типа, на которых возможно выявление промышленных месторождений галогенных (элювиальных) боратов индерского типа.

Возвращаясь к единственному эксплуатируемому в России Дальнегорскому месторождению, отметим, что, несмотря на оптимистический прогноз, касающийся обеспеченности предприятия балансовыми за-

пасами борных руд в границах открытой разработки более чем на 100 лет, нахождение этого уникального объекта в Приморском крае на большом удалении от основных российских потребителей и 100%-ная монополизация добычи и переработки, а также создавшаяся на ЗАО «ГХК «Бор» сложная экономическая ситуация, заставляет задуматься о расширении минерально-сырьевой базы борного сырья России.

Еще раз подчеркнем, что наибольший интерес представляет российская территория Северного Прикаспия, где есть перспективы выявления месторождений галогенных боратов, руды которых по многим технологическим показателям близки к вулканогенно-осадочным, являющимся одним из важнейших источников борного сырья в мире. Анализ минерально-сырьевой базы борных руд галогенного геолого-промышленного типа и проведенная прогнозная оценка ресурсного потенциала Северного Прикаспия являются тому подтверждением. Авторские прогнозные ресурсы галогенных боратов кат.Р₃ по Северному Прикаспию в пределах его российской части, составляют 40,5 млн.т В₂O₃. Из них по федеральным округам (В₂O₃ в млн.т): Приволжскому — 32,6 и Южному — 7,9. Апробированы и учтены в Роснедра прогнозные ресурсы галогенных боратов на боропроявлении Баскунчак кат.Р₂ в количестве 594 тыс.т В₂O₃.

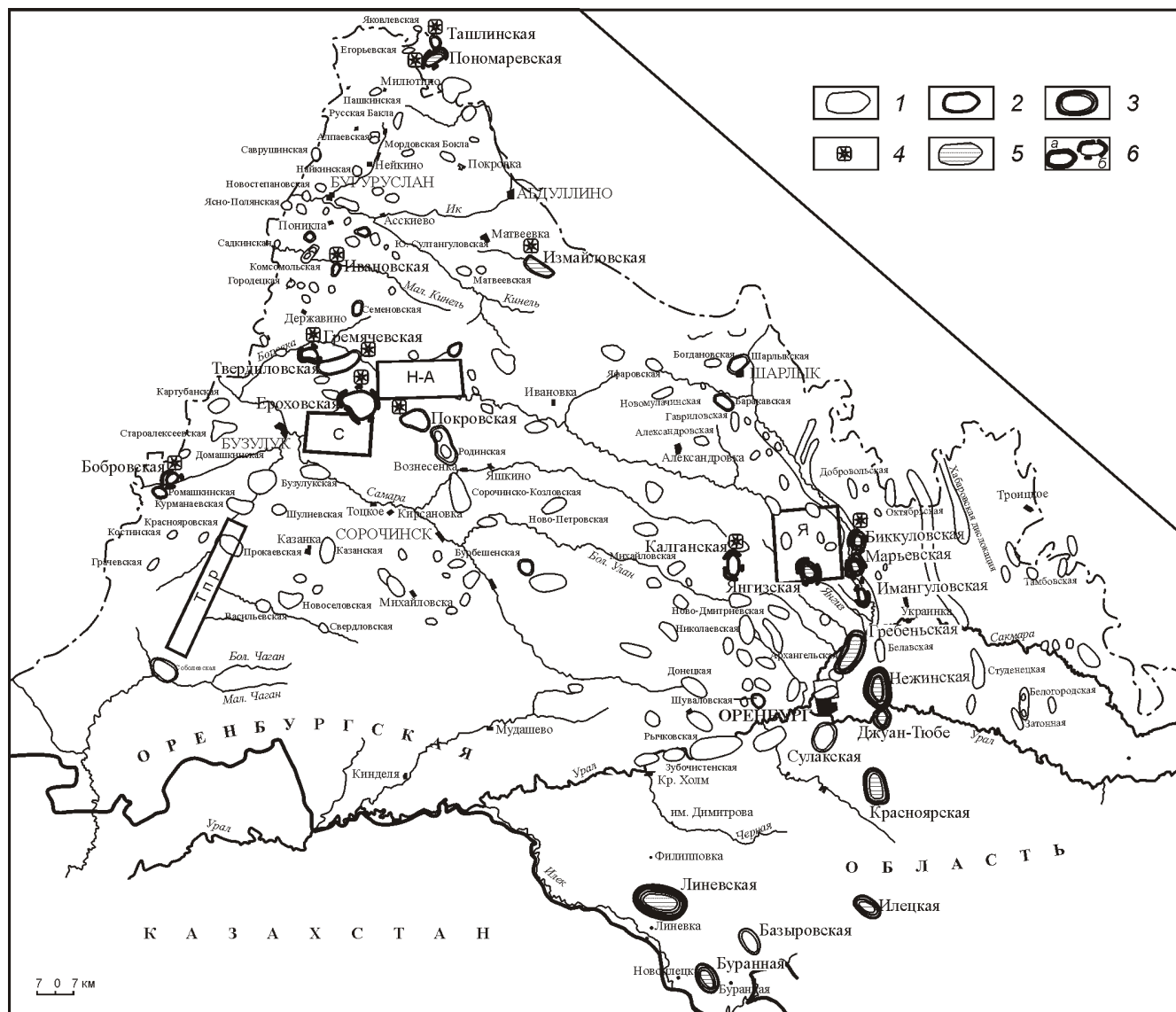
Из субъектов Приволжского федерального округа выделяется Оренбургская область (прогнозные ресурсы кат.Р₃ 27,5 млн.т В₂O₃, авторские). С позиций поисков галогенных месторождений бора, первоочередной интерес в ее пределах представляет зона развития соляных куполов и структур в северо-восточной части Прикаспийской синеклизы и ее обрамлении, где есть основные предпосылки для обнаружения месторождений галогенных боратов индерского и сатимолинского типов. В зоне распространения продуктивной карналлит-сильвин-галитовой фации, с которой связаны все известные месторождения галогенных боратов Северного Прикаспия, выделяется область развития соляных структур с неглубоким залеганием соляного ядра (250—350 м) с борной минерализацией, распространенной как в разрезе соляной толщи, так и в перекрывающих ее гипсовых шляпах, характеризующихся значительной мощностью.

В минерагеническом отношении этот регион связан с Прикаспийским и Предуральским бассейнами и сложно построенной в тектоническом отношении зонной сочленения этих двух крупных минерагенических таксонов.

К наиболее перспективным объектам Оренбургской области относятся боропроявления Нежинское, Линевское и Илецкое (см. рисунки 1 и 2). На Нежинской структуре бороносность выявлена в гипсовой шляпе и в солях. В ходе поисковых работ 1950—1962 гг. здесь пробурены 23 скважины. Следует особо подчеркнуть, что в 14 из них выявлена борная ми-

На Нежинском боропроявлении, в результате проведенных ФГУП ЦНИИгеолнеруд в 2010 г. прогноз-

Илецкое боропроявление представляет особый интерес, поскольку в гипсовой шляпе этой структуры



1 — соляные структуры, выделенные по геофизическим данным; 2 — площади (Н-А — Ново-Алексеевская, С — Сухореченская, Я — Янгизская; Тпр — Тепловский профиль), на которых в 1950—1960 гг. проводилась ревизия керна разведочных, структурно-поисковых скважин на нефть и газ на выявление бороносности нижнепермских галогенных отложений; 3 — структуры, на которых проведены поисковые и ревизионно-опробовательские работы на галогенные бораты Красноярской и Нежинской партий в 1940—1963 гг.; 4 — повышенное содержание бора в подземных водах кунгурских отложений; 5 — структуры с выявленной борной минерализацией в галогенных отложениях по данным бурения и ревизионно-опробовательских работ; 6 — соляные структуры, перспективные для проведения: *a* — поисковых, *б* — прогноз-ревизионных исследований на галогенные бораты

возможно выявление элювиальных боратов индерского типа. Боропроявление связано с прорванным соляным штоком, на котором участками развиты элювиальные породы с борной минерализацией, а соляные отложения характеризуются присутствием боратов преимущественно гидробората. Проведенные в 2010 г. прогнозно-ревизионные исследования позволили провести полную аналогию в строении гипсовых шляп Илецкого и Индерского куполов, установить наличие здесь всех горизонтов гипсовой шляпы, наблюдаемых на Индерском месторождении. Выявлена интенсивная борная минерализация гипсовой шляпы Илецкого купола, особенно горизонта нижних битуминозных гипсов. Однако нахождение Илецкого боропроявления в курортно-санаторной зоне г.Соль-Илецк, не позволяет рекомендовать на нем постановку дальнейших исследований.

На Линевском боропроявлении впервые поисковое бурение на бор проводилось в 1957 г. (Б.С.Рякин, Г.В.Яцуляк). В процессе проведенных работ эта структура выделена в качестве перспективной в отношении бороносности и калиеносности, а на ее площади первоочередными для поисков боратов рекомендованы 2 участка. Линевская структура по результатам геофизических исследований (КМПВ), подтвержденных данными бурения, является перспективной на поиски залежей как элювиальных боратов, так и борно-калийных солей [2].

На Линевском боропроявлении возможно выявление скоплений галогенных боратов сатимолинского типа. Разрез отличается своеобразным строением соленосной толщи: в ней присутствует мощная (до 270 м) пачка глинисто-доломит-соляных пород с залежами калийно-магниевого солей сильвинитового и карналлитового состава. Идентичные разрезы с повышенным содержанием нерастворимого остатка наблюдаются на месторождении Сатимолы. Бороносность в основном представлена желваками и кристаллами гидробората, а также кургантаитом и пандермитом. Мощность бороносной толщи, состоящей из тонкого переслаивания мергеля, доломитизированного известняка, ангидрита и каменной соли с включениями сильвина, карналлита и полигалита, составляет 64 м. Особый интерес представляет присутствие пандермита, поскольку наличие этого борного минерала свидетельствует о его возникновении из растворов с наиболее высоким содержанием бора [6].

В результате проведенных ФГУП ЦНИИГеолнеруд в 2010 г. прогнозно-ревизионных исследований на Линевском боропроявлении в зоне развития карста, выявлен биообъект, концентрирующий бор, который участками образует массовые скопления на значительной площади. Содержания бора в зеленой массе растений на 2 порядка превышают фоновые. Полученные результаты дают основание рекомендовать проведение дальнейших биогеохимических исследо-

ваний с целью выделения участков для постановки поискового бурения.

Линевское боропроявление, как и Нежинское, отличается выгодным географо-экономическим положением. Линевское находится в 10—15 км от пос.Линевка, который расположен в 4 км от крупной железнодорожной ветки и автотрассы, соединяющей его с городами Оренбург и Соль-Илецк. Нежинское боропроявление расположено в 25 км восточнее г.Оренбург. Целесообразность постановки поисковых работ с бурением скважин на площади этих боропроявлений вполне оправдана минерагеническими предпосылками и развитой инфраструктурой территории.

На основании имеющегося материала по боропроявлениям Оренбургской области можно ожидать здесь выявление крупных залежей галогенных борных руд, имеющих промышленное значение. Исследования должны быть направлены на продолжение изучения пород гипсовой шляпы и соленосной толщи на галогенные бораты и в первую очередь — широко развитого в них гидроборатитового оруденения желвакового типа, который изучен достаточно слабо, но может представлять промышленный интерес. Ранее проведенными работами (1950—1960 гг.) этот тип оруденения отнесен к разряду бесперспективных как не имеющий сходства с индерским.

Опровергая это заключение, необходимо отметить, что на Индерском месторождении с конца XX столетия разрабатываются промышленные залежи элювиальных боратов преимущественно гидроборатитового типа (месторождение 102), а в борно-калийных рудах месторождения 99 отмечаются участки развития высокородных солей, в которых борная минерализация представлена в основном желваками и кристаллами гидробората.

Кроме первоочередных объектов (боропроявления Линевское и Нежинское), перспективным в отношении поисков галогенных боратов представляется район Салмышских дислокаций — структуры Янгизская, Марьевская, Имангуловская и Биккуловская (см. рис. 2). Для них характерно неглубокое (200—350 м) залегание соляной толщи с калиепооявлениями, по которым развиты мощные (до 140 м) гипсовые шляпы с борной минерализацией, представленной преимущественно гидроборатитом. На отдельных участках этих структур в местах закарстованности породы гипсовой шляпы выходят на дневную поверхность. О перспективности структур свидетельствуют аномально высокие концентрации бора в водах кунгурских отложений (глубина 350—370 м), представляющие промышленный интерес (см. рис. 2). Поэтому на площади перечисленных объектов целесообразно проведение прогнозно-ревизионных работ, включающих геологическое изучение гипсовой шляпы в зонах развития карста, как наиболее перспективных в отношении бороносности с при-

менением биогеохимического метода в качестве одного из опережающих на выявление галогенных боратов с целью подготовки структур для поискового бурения.

В пределах Оренбургской области, кроме того, имеются соляные структуры с высокими концентрациями бора в минерализованных водах кунгурских отложений (см. рис. 2). На трех из них — Пономаревской, Калганской и Ероховской выявлены концентрации бора, достигающие 600 мг/л; на двух — Гремячевской и Бобровской — 300 мг/л, на остальных — Ташлинской, Измайловской, Ивановской, Твердиловской и Покровской — повышенные содержания бора (от 94 до 240 мг/л).

На территории Саратовской области определенный интерес в отношении бороносности может представлять Старо-Порубежская площадь, а также боропроявления соляных куполов Краснокутский, Озинки и Гремучинский.

В Республике Башкортостан в пределах Федоровско-Стерлибашевского вала, известны многочисленные боропроявления как в гипсовой шляпе, так и в соленосном разрезе. Кровля солей данных структур отмечается на глубинах порядка 200—300 м, и они могут быть перспективны на поиски залежей боратов сатимولينского типа.

Проведение прогнозно-ревизионных исследований и постановка поисковых работ на первоочередных перспективных объектах российской части Северного Прикаспия с целью выявления боратowego оруденения станет началом нового этапа в создании минерально-сырьевой базы борных руд галогенного типа, что позволит существенно расширить геогра-

фию борной минерально-сырьевой базы России путем открытия и вовлечения в ее арсенал галогенных месторождений бора.

В ближайшем будущем необходимо проведение поисковых работ на перспективных участках Северного гипсового поля боропроявления Баскунчак в Астраханской области. В Оренбургской области следует провести оценку ресурсного потенциала галогенных боратов первоочередных объектов — проявлений Нежинское и Линевское с апробацией прогнозных ресурсов по кат.Р₂ и наметить участки для постановки оценочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Валеев Р.Н., Озол А.А., Тихвинский И.Н.* Особенности генезиса месторождений боратов галогенно-осадочного типа // Советская геология. 1972. № 5. С. 71—80.
2. *Диаров М.Д.* Геология, условия формирования и поисковые критерии калийно-борных солей центральной части Прикаспия // Автореф. дис....д-ра геол.-минер. наук. —Алма-Ата, 1971.
3. *Закирова Ф.А.* Перспективы выявления галогенных месторождений бора в западном и юго-западном обрамлении Прикаспийской впадины // Отечественная геология. 2008. № 1. С. 19—25.
4. *Закирова Ф.А.* Прогнозная оценка бороносности соляных куполов Северного Прикаспия на основе биогеохимических исследований (на примере купола Баскунчак) // Отечественная геология. 2010. № 4. С. 26—31.
5. *Поиски, разведка и оценка месторождений бора* // Под ред. А.Е.Лисицына и И.И.Пастушенко. —М.: Недра, 1983.
6. *Халтурина И.И., Аврова Н.П.* Типоморфизм боратов месторождений элювиального типа // Геология и методы прогноза месторождений неметаллических полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата. 1985. С. 57—68.

Значение метода лазерной дифракционной гранулометрии при изучении лёссов (на примере разреза Мелекино, Северное Приазовье)

Е.А.КОНСТАНТИНОВ (Институт географии РАН; 119017, г.Москва, Старомонетный пер., д.29), Е.А.ЕРЕМЕНКО (Московский государственный университет им.М.В.Ломоносова; 19991, г.Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д.1, географический факультет; ООО «ИнжГео»)

Исследование связано с проблемой применения новейших методов в изучении гранулометрического состава тонкодисперсных отложений. На примере анализа отложений лёссово-почвенной формации Северного Приазовья сравниваются метод лазерно-дифракционный и традиционный метод пипетки. Выявлено увеличение информативности результатов гранулометрического анализа при использовании лазерно-дифракционного метода. Дана оценка сопоставимости результатов двух методов.

Ключевые слова: гранулометрический анализ, лазерно-дифракционный метод, лёсс.

Константинов Евгений Александрович, eakonst@rambler.ru

Еременко Екатерина Андреевна, ashmell@mail.ru

Significance of the laser diffraction grain size analysis in the study of loess (for example Melekino section, the Northern Azov sea region)

Е.А.KONSTANTINOV, Е.А.EREMENKO

This research is concerned with the problem of application of newest methods in study of grain size distribution of fine-grained sediments. The comparison of two methods (laser diffraction method and traditional pipette method) is made on the example of the analysis of the sediments of loess-soil formation of the Northern Azov sea region. It was revealed an increase in informativeness of the results of grain size analysis using the laser diffraction method. In addition, it gives assess the comparability of the results of two methods.

Key words: grain size analysis, laser diffraction method, loess.

Лазерная дифракционная гранулометрия известна уже более 20 лет [17] в литологии и почвоведении как метод для гранулометрического анализа тонкодисперсных отложений. Очевидное преимущество этого метода перед традиционными гидравлическими методами — высокая (в десятки раз выше) скорость анализа. Кроме того, метод обладает высокой разрешающей способностью, что позволяет использовать максимально дробные гранулометрические шкалы для представления результатов. Однако у отечественных исследователей лазерная гранулометрия пока не пользуется широкой популярностью, о чем можно судить по небольшому числу работ, где в качестве инструмента для гранулометрического анализа был использован лазерный анализатор размера частиц. Причина этого кроется не только во внушительной стоимости прибора. За десятилетия накопленные данные по гранулометрическому составу почв и тонкодисперсных отложений с использованием традиционных гидравлических методов (метод пипетки, еще известный как метод Качинского, метод Сабанина) часто плохо согласуются с результатами, полученными на лазерном анализаторе. Причем установлено, что сходимость результатов пипеточного мето-

да и метода лазерной дифракционной гранулометрии существенно отличается для разных типов отложений [14, 16]. Одни отложения (золотые) показывают достаточно высокую сходимость результатов, другие (диатомовые илы) — низкую. Работа над выяснением причин различий результатов анализов для разных типов отложений открывает возможность для сопоставления данных двух методов.

В таком исследовании в качестве объекта для изучения выбраны лёссовые отложения. В литологическом плане для типичных лёссов характерны следующие признаки: гомогенность, отсутствие слоистости, пористость 40—50%, содержание вторичных карбонатов. В гранулометрическом составе преобладает алевритовая фракция 0,01—0,05 мм, частицы песка крупнее 0,25 мм, как правило, отсутствуют, а глинистые частицы мельче 0,005 мм содержатся в небольшом количестве [6, 8]. Следует здесь заметить, что подобный гранулометрический состав полностью укладывается в диапазон измерения лазерного анализатора, что делает лёссы перспективными для анализа методом лазерной дифракционной гранулометрии.

Для гранулометрического анализа лёссов выбран опорный разрез Мелекино континентальных отложе-

ний плейстоцена Приазовья. Ранее разрез изучался коллективом специалистов Института географии (ИГ) АН СССР в конце 1960-х—начале 1970-х годов [5]. Разрез расположен в 6—8 км к юго-западу от г. Мариуполь (Украина) и представляет собой естественное береговое обнажение высотой более 25 м. В разрезе вскрывается толща субаэральных (лессово-почвенная формация) плейстоценовых отложений, подстилаемая эоплейстоценовыми лагунными глинами [5]. В 2008—2010 гг. силами сотрудников лаборатории эволюционной географии ИГ РАН проведены более детальные исследования. В основной зачистке высотой 15 м вскрыта лессово-почвенная серия, включающая образования раннего, среднего и позднего плейстоцена [4]. Образцы из этой зачистки послужили материалом для данного исследования.

Цель работы — попытка оценить информативность лазерной дифракционной гранулометрии по сравнению с традиционным пипеточным методом гранулометрического анализа тонкодисперсных отложений на примере изучения отложений лессово-почвенной формации Северного Приазовья, а также определить степень сопоставимости результатов гранулометрического анализа, полученных разными методами и выяснить причины различий.

Лабораторные анализы образцов отложений проводились в двух лабораториях: гранулометрический анализ 6 образцов по методу пипетки — лаборатория ИГ РАН, гранулометрический анализ 72 образцов с использованием лазерного анализатора размера частиц — лаборатория географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

Принципиальная основа метода лазерной дифракционной гранулометрии. Метод лазерной дифракционной гранулометрии основан на явлении дифракции света, которая проявляется в частичном отклонении света от прямолинейного распространения при прохождении им препятствия. Отклонение тем сильнее, чем меньше размер препятствия и чем этот размер ближе к длине световой волны. Наблюдаемая дифракционная картина зависит от длины волны света, размеров и формы препятствия. Рассматриваемый случай дифракции имеет строгое математическое описание в теории Фраунгофера [14, 15]. Имея в качестве препятствия частицы и зная длину световой волны, можно по параметрам дифракционной картины точно определить размер этих частиц.

Лазерные анализаторы размера частиц состоят из трех основных элементов: источника когерентного монохроматического поляризованного излучения (лазера); измерительной ячейки, в которой измеряемые частицы равномерно распределены в водной среде и фотодиодного детектора, который измеряет интенсивность света в отдельных зонах мишени и тем самым количественно характеризует дифракционную картину. При помощи заданного математического алгоритма показания с детектора трансфор-

мируются в числовое выражение распределения частиц по крупности.

В рамках данного исследования использован лазерный анализатор размера частиц Analysette 22 Comfort производства немецкой фирмы Фрич. Он позволяет измерять частицы размером от 1,25 до 0,00016 мм [17]. Оптимальный же диапазон для измерения, установленный опытным путем, 0,1—0,001 мм. В этом диапазоне наблюдается наилучшая сходимость результатов при многократных измерениях.

В данном приборе использован полупроводниковый лазер с длиной волны 650 нм [17]. Проба в измерительной ячейке находится в виде водной суспензии, куда поступает по гибким трубкам из кюветы для добавления образца. Для обеспечения однородности суспензии непрерывно перемешивается. Для дополнительной диспергации (разрушения агрегатов) частиц применяется ультразвук, интенсивность которого можно настраивать.

Прибор имеет ряд конструктивных особенностей (рис. 1), запатентованных компанией Фрич [17]. Проба здесь помещается в сходящийся лазерный луч, преобразуемый при помощи линзы Фурье. Это позволяет охватить весь диапазон измеряемых частиц в пробе простым перемещением измерительной ячейки относительно детектора. Так, если ячейка расположена относительно далеко от детектора (см. рис. 1), то на детектор попадает в основном слабо

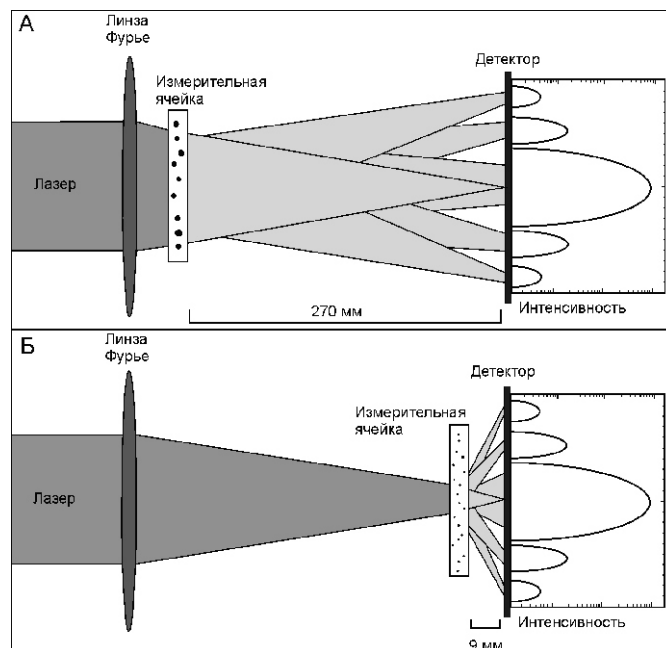


Рис. 1. Принципиальная схема лазерного анализатора Fritsch Analysette 22 Comfort (с изменениями сайта <http://www.fritsch-laser.de/>):

положение ячейки относительно детектора при определении: А — алевитистых и песчаных частиц и Б — глинистых

рассеянный свет, обеспечивая оптимальное измерение наиболее крупного материала. Если измерительная ячейка расположена вблизи детектора (см. рис. 1), то им полностью захватываются сильно рассеянные лучи, отклоненные на большой угол при прохождении самых мелких частиц. Таким образом, совмещая результаты нескольких измерений, удастся охватить весь диапазон измеряемых частиц с высоким разрешением [17].

Результаты измерений выводятся на компьютер, где обрабатываются специальной программой и представляются в виде гистограммы распределения частиц и кумулятивной кривой. Программа позволяет представлять результаты измерений в любой гранулометрической шкале, которая может быть самостоятельно подобрана исследователем в зависимости от поставленных в работе задач. Результаты легко экспортируются в другие программы (например, MS Excel) для дальнейшей статистической обработки.

В данном исследовании для определения размеров частиц использован математический алгоритм, основанный на теории Фраунгофера. Эта модель не учитывает оптические свойства исследуемого материала и описывает только явление дифракции (без учета преломления, отражения и поглощения света частицами — эти явления описывает теория Ми). Использование модели Фраунгофера накладывает ограничение — она не совсем корректна для определения частиц диаметром 0,001 мм, размер которых приближается к длине световой волны. Однако она в отличие от модели Ми не требует знания оптических характеристик исследуемого материала [14]. Тем самым применение модели Фраунгофера сильно упрощает процедуру измерения частиц. Для наших задач эта модель вполне применима, так как нет необходимости выделять дополнительные фракции для частиц 0,001 мм.

Сопоставимость результатов лазерной дифракционной гранулометрии и метода пипетки, причины различий. Традиционно для гранулометрического анализа частиц мельче 0,1 мм применялись гидравлические методы. Наиболее широко распространен так называемый пипеточный метод в модификации Качинского [7]. За долгие годы применения этого метода был накоплен огромный объем фактического материала. Использование одного стандартного метода очень удобно при сопоставлении данных из разных источников. С появлением альтернативного метода лазерной дифракционной гранулометрии встал вопрос о сопоставимости полученных с его помощью результатов с данными, полученными методом пипетки.

Как показали эксперименты, при сравнении результатов анализа одних и тех же образцов с использованием метода пипетки и лазерного анализатора, могут наблюдаться значительные расхождения. Ряд исследователей [3, 10, 13, 14, 16] указывают на то, что основные различия наблюдаются в поле глины

(0,005 мм). Лазерный анализатор систематически занижает содержание фракции мелкой глины (0,001 мм) по сравнению с методом пипетки. При этом содержание этой фракции может отличаться значительно — в 1,5—5 раз [10]. Содержание же фракции крупной глины (0,005—0,001 мм) наоборот часто завышено при использовании лазерного анализатора [3, 10]. Кроме того, сходимость результатов различна для разных типов отложений [14, 16]. Сходимость результатов, как правило, выше для гомогенных мономинеральных пород, где преобладают изометричные частицы, и ниже для гетерогенных полиминеральных сильно глинистых пород, где много не изометричных (вытянутых и пластинчатых) частиц. Причина несходимости результатов двух методов, очевидно, заключается в разной физической основе этих методов.

Метод пипетки основан на законе Стокса, согласно которому скорость осаждения частиц в жидкости с известной вязкостью зависит от размера частиц. При использовании этого метода принимается ряд существенных допущений [16]: 1) все частицы твердые, имеют сферическую форму и гладкую поверхность; 2) плотность всех частиц одинакова и принимается равной плотности кварца ($2,65 \text{ г/см}^3$); 3) отдельные частицы не взаимодействуют друг с другом и со стенками сосуда.

Физический принцип метода лазерной дифракционной гранулометрии был описан выше. При его использовании принимаются следующие допущения [16]: 1) частицы равномерно распределены в среде и случайно ориентированы; 2) при использовании теории Фраунгофера для подсчета содержания частиц не учитывается преломление, отражение и поглощение света частицами.

Таким образом, каждый из методов лишь характеризует отдельные специфические свойства исследуемого материала и не может претендовать на полную объективность анализа. Ряд принимаемых допущений, который лежит в основе каждого метода, может в той или иной степени влиять на качество результатов гранулометрического анализа в зависимости от типа осадка. Степень сопоставимости результатов двух методов будет зависеть от характеристик исследуемого материала, прежде всего от сферичности частиц в пробе. Кроме того, важнейшими аспектами для сопоставления результатов являются качество и идентичность подготовки проб.

Значительные расхождения результатов двух методов в поле глины (0,005 мм) связаны с тем, что для этой фракции характерно обилие частиц глинистых минералов, имеющих удлиненную и пластинчатую форму [16]. Такая форма частиц приводит к серьезным трудностям при анализе как пипеточным методом, так и методом лазерной дифракционной гранулометрии. При использовании как одного, так и другого метода все содержащиеся в пробе частицы любой формы аппроксимируются сферами. Принци-

пы аппроксимации отличаются для каждого метода из-за различия их физической основы.

С одной стороны, при использовании метода лазерной дифракционной гранулометрии размер неизомеричной частицы будет зависеть от ее ориентации в пространстве в момент измерения, т.е. размер одной и той же частицы может изменяться значительно (рис. 2, Б) в зависимости от ее положения относительно лазерного луча в момент измерения. В результате существенная доля глинистых неизомеричных частиц, размер которых был определен по длинной оси, попадет во фракции крупной глины (0,005—0,001 мм) и мелкого алеврита (0,01—0,005 мм). Такой механизм ведет к занижению содержания фракции мелкой глины (0,001 мм) и завышению содержания фракции крупной глины (0,005— 0,001 мм) при применении указанного метода.

С другой стороны, при использовании пипеточного метода, пластинчатая форма глинистых частиц (см. рис. 2, А) будет способствовать их замедленному осаждению в жидкости, что в результате приводит к искусственному занижению размера таких частиц [16]. Следствием этого является завышение содержания мелкоглинистой фракции. Нужно также учитывать, что в почвах на плотность частиц существенно влияют оболочки из органоминеральных коллоидных структур [10]. Эти оболочки сильно занижают плотность частиц, что уменьшает скорость их осаждения в водной среде. Такой механизм также ведет к завышению содержания фракции мелкой глины при использовании пипеточного метода.

Таким образом, существуют объективные причины, которые обуславливают существенное расхождение результатов двух методов в поле глины (0,005 мм). Содержание фракции мелкой глины (0,001 мм), определенное методом лазерной дифракционной гранулометрии, оказывается систематически занижен-

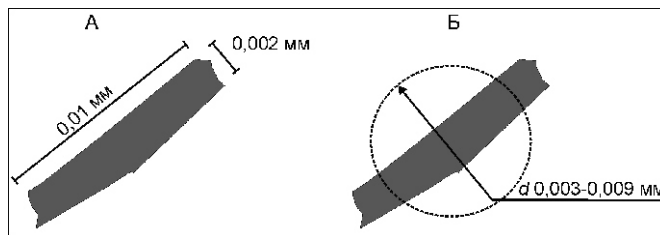


Рис. 2. Различия в определении размеров неизомеричных глинистых частиц методом пипетки (А) и методом лазерной дифракционной гранулометрии (Б)

ным относительно метода пипетки, а крупной (0,005—0,001 мм) завышенным.

Для оценки сопоставимости двух методов при анализе лёссовых пород были выбраны 6 образцов из разреза Мелекино: образцы 15, 17, 19 из горизонта валдайского лёсса и образцы 28, 32, 34 из Мезинского погребенного почвенного комплекса. Пробы были поделены на две равные части и прошли одинаковую процедуру подготовки проб [1, 7, 9, 11], которая предполагает проведение дисперсионного гранулометрического анализа с разрушением агрегатов. На первом этапе подготовки проб образцы обрабатывались слабым 3%-ным раствором HCl для удаления карбонатов. После промыва от остатков кислоты образцы рассеивались на сите с размером ячейки 0,1 мм. Затем образцы растирались в ступке резиновым пестиком в течение 10 мин в присутствии 4%-ного раствора пирофосфата натрия для дополнительной диспергации агрегатов. Далее определялся гранулометрический состав образцов двумя методами.

Согласно полученным результатам (табл. 1), самые существенные различия наблюдаются в поле фракции мелкой глины (0,001 мм). Содержание мелкой глины определенное методом пипетки оказалось выше по сравнению с методом лазерной дифракционной

1. Сравнение результатов гранулометрического анализа для шести образцов методом лазерной дифракционной гранулометрии (числитель) и методом пипетки (знаменатель)

Образцы	Содержание частиц, %				
	Глина		Алеврит		Тонкий песок (0,05—0,1 мм)
	мелкая (0,001 мм)	крупная (0,001—0,005 мм)	мелкий (0,005—0,01 мм)	крупный (0,01—0,05 мм)	
15	3,6/8,4	12,2/8,7	5,6/12,2	78,3/70,4	0,3/0,4
17	3,3/9,9	11,9/8,5	6,3/13,3	75,3/68,18	3,3/0,1
19	3,3/11,0	14,9/6,5	6,6/12,7	73,6/69,6	1,6/0,2
28	2,2/8,6	15,5/9,3	14,6/11,4	66,3/70,2	1,2/0,4
32	2,1/9,2	12,9/5,9	12,2/9,6	70,9/74,6	2,7/0,7
34	2,6/8,0	11,9/6,4	10,7/10,3	73,6/74,8	0,1/0,4

гранулометрии на 6—8% (превышение в 3—4 раза). Фракция крупной глины (0,001—0,005 мм) наоборот обнаруживает несколько повышенное содержание (на 4—8%) при использовании лазерного анализатора. Суммарное содержание мелкой и крупной глины характеризуется очень близкими значениями для двух методов, расхождения здесь не превышают 3,5%. Полученные расхождения результатов в поле глины (0,005 мм) согласуются с ранее полученными результатами ряда других авторов [3, 10, 13] и хорошо объясняются теоретической основой различий двух методов, изложенной выше. По всей видимости, максимальная концентрация неизометричных частиц глинистых минералов соответствует в данных пробах фракции мелкой глины (0,001 мм). Это предопределяет пониженные значения ее содержания и повышенные значения содержания крупной глины (0,001—0,005 мм) при использовании метода лазерной дифракционной гранулометрии по сравнению с этими значениями при использовании метода пипетки.

Преобладающей фракцией в данных образцах является алеврит (0,005—0,05 мм) — около 80%. И мелкий (0,005—0,01 мм), и крупный (0,01—0,05 мм) алеврит показывают высокую сходимость. Расхождения здесь не превышают 8%, что не очень существенно при высоком содержании этих фракций.

Повышенное содержание тонкопесчаной фракции (0,05—0,1 мм) при использовании лазерной дифракционной гранулометрии можно объяснить тем, что лазерный анализатор несферичные частицы пограничного (крупный алеврит — тонкий песок) размера около 0,05 мм относит в тонкопесчаную фракцию, а пипеточным методом эти частицы будут определены как крупный алеврит. Здесь работает тот же принцип, что и с глинистыми частицами: лазерный анализатор несколько завышает размер неизометричных частиц, в то время как пипеточный метод занижает их размер. В результате метод лазерной дифракционной гранулометрии дает несколько более высокое содержание фракции тонкого песка.

В целом результаты двух анализов показали высокую сходимость (рис. 3). Можно отнести это к особенностям лёссов в сравнении с другими тонкодисперсными отложениями, которая объясняется их высокой однородностью по минеральному составу, где основную массу составляют квазиизометричные зерна кварца. Существенные различия наблюдаются в поле фракции мелкой глины. Причина этого — неизометричная форма и плотностные особенности частиц, которые принадлежат к этой фракции.

Таким образом, для лёссов представляется возможным проводить сопоставление результатов гранулометрического анализа, полученных разными методами. Однако для сопоставления необходимо соблюдение как минимум двух условий: 1) должно строго соблюдаться условие идентичности подготовки проб; 2) при сопоставлении результатов необходимо учи-

тывать, что содержание мелкоглинистых (0,001 мм) частиц при использовании метода лазерной дифракционной гранулометрии будет систематически заниженным на 6—8% (в отдельных случаях и более) по сравнению с использованием метода пипетки. Расхождения, наблюдаемые в других фракциях в большинстве случаев менее существенны.

Гранулометрический состав отложений разреза Мелекино и преимущество использования дробной гранулометрической шкалы. Для проведения гранулометрического анализа из толщи разреза Мелекино (рис. 4) было отобрано 72 пробы с интервалом отбора 20 см. Результаты определения размеров частиц на лазерном анализаторе получены в дробной логарифмической гамма-шкале Батурина [2]. В соответствии с этой шкалой для изучаемых образцов выделяется 21 размерная фракция. Отношение конечных размеров фракций по этой шкале определяется как $\sqrt[10]{10}$ [5]. Шкала Батурина содержит также и линейные размеры, предусмотренные традиционно используемой в грунтоведении и почвоведении так называемой технической шкалой [12], что представляет большое удобство при переходе от одной шкалы к другой (табл. 2). Так, для лучшего визуального восприятия, диаграмма изменения гранулометрического состава по разрезу (см. рис. 4) построена в технической шкале с выделением пяти фракций. Анализируя эту диаграмму, можно отметить следующее:

1. Гранулометрический состав отложений достаточно однороден, не испытывает сильных изменений по разрезу. Преобладает фракция крупного алеврита (0,01—0,05 мм) — 70%. Суммарное содержание мелкой (0,001 мм) и крупной глины (0,001—

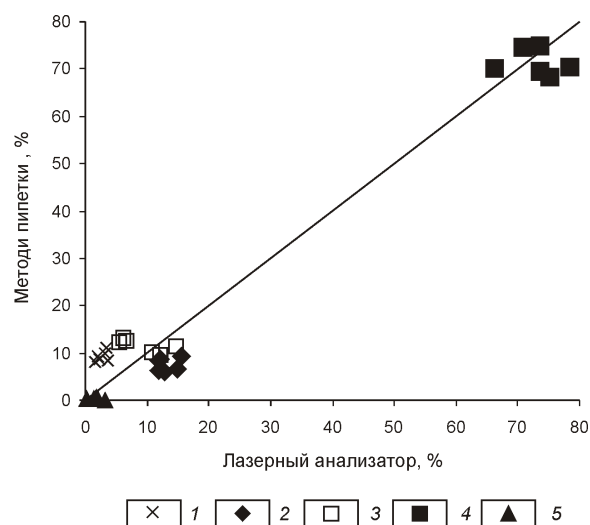


Рис. 3. Корреляция результатов гранулометрического анализа методом лазерной дифракционной гранулометрии и пипеточным методом для шести образцов из разреза Мелекино:

размеры фракции (в мм): 1 — 0,001; 2 — 0,001—0,005; 3 — 0,005—0,01; 4 — 0,01—0,05; 5 — 0,05—0,1

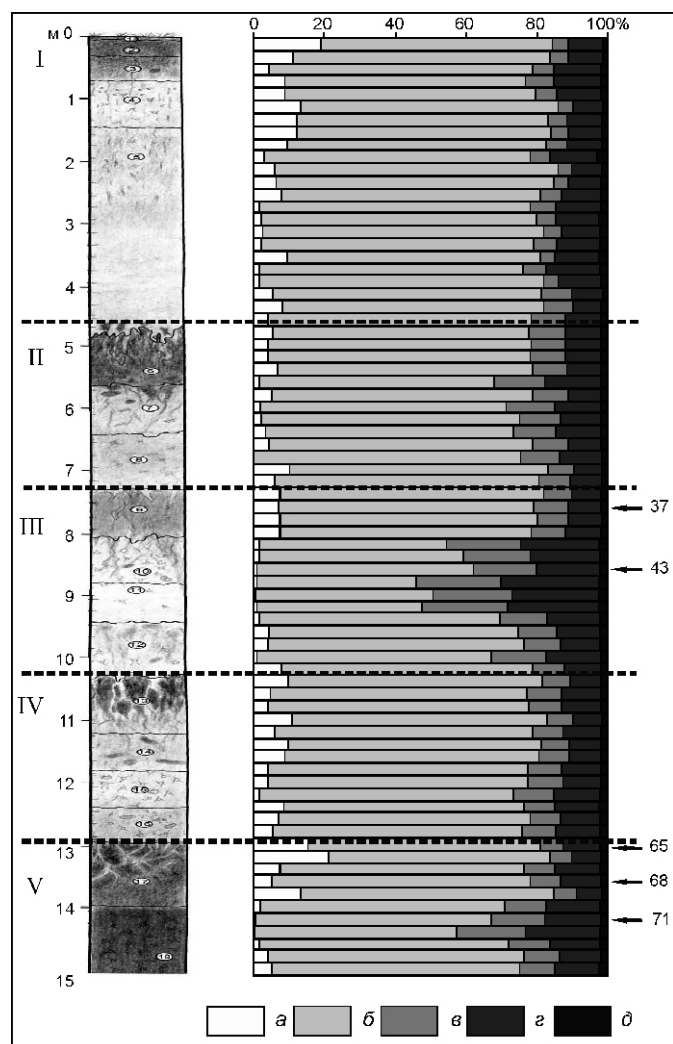


Рис. 4. Гранулометрический состав лёссово-почвенной толщи разреза Мелекино, определенный методом лазерной дифракционной гранулометрии. Составитель А.А.Величко:

почвенные комплексы: I — Голоценовый, II — Мезинский, III — Каменский, IV — Инжавинский, V — Воронский; размеры фракций (в мм): *a* — 0,05—0,1; *б* — 0,01—0,05; *в* — 0,005—0,01; *г* — 0,001—0,005; *д* — 0,001; стрелки — образцы, использованные для сравнения разных гранулометрических шкал на рис. 5

0,005 мм) не превышает 20%. Примесь тонкозернистого песка (0,05—0,1 мм) не превышает 10%.

2. Повышенное содержание крупной глины (0,001—0,005 мм) приурочено к горизонтам В ископаемых почв. В особенности это характерно для Каменского погребенного почвенного комплекса.

3. Рост содержания тонкопесчаной фракции (0,05—0,1 мм) приурочен к гумусовым горизонтам почв.

Однородность гранулометрического состава лёссово-почвенной толщи повышает значимость дробного гранулометрического анализа. Высокая

дробность позволяет получить дополнительную информацию о строении толщи.

Преимущество использования дробной шкалы Батурина проиллюстрированы на рис. 5. Проведено сравнение графиков распределения частиц по крупности, построенных в технической шкале, с графиками, построенными в шкале Батурина. Для иллюстрации были выбраны два образца из Каменского почвенного комплекса (37 — образец из гумусового горизонта почвы, 43 — образец из горизонта В) и три образца из Воронского почвенного комплекса (65 — образец из гумусового горизонта, 68 — горизонт АВ,

2. Сопоставление гранулометрических шкал: традиционной (технической) и логарифмической гамма-шкалы В.П.Батурина

Гамма-шкала В.П.Батурина, мм	Техническая шкала, мм	Фракции	
		по работе [9]	по работе [7]
0,20—0,25	0,1—0,25	Песок мелкий	Песок мелкий
0,16—0,20			
0,125—0,16			
0,1—0,125	0,05—0,1	Песок тонкий	
0,08—0,1			
0,063—0,08			
0,05—0,63	0,01—0,05	Алеврит крупный	Пыль крупная
0,04—0,05			
0,032—0,04			
0,025—0,32			
0,02—0,25			
0,016—0,02			
0,0125—0,016	0,005—0,01	Алеврит мелкий	Пыль средняя
0,01—0,0125			
0,008—0,01			
0,0063—0,008	0,001—0,005	Глина крупная	Пыль мелкая
0,005—0,0063			
0,004—0,005			
0,0032—0,004			
0,0025—0,0032			
0,002—0,0025			
0,0016—0,002	Частицы мельче 0,001 мм	Глина мелкая	Ил
0,0013—0,0016			
0,001—0,0013			

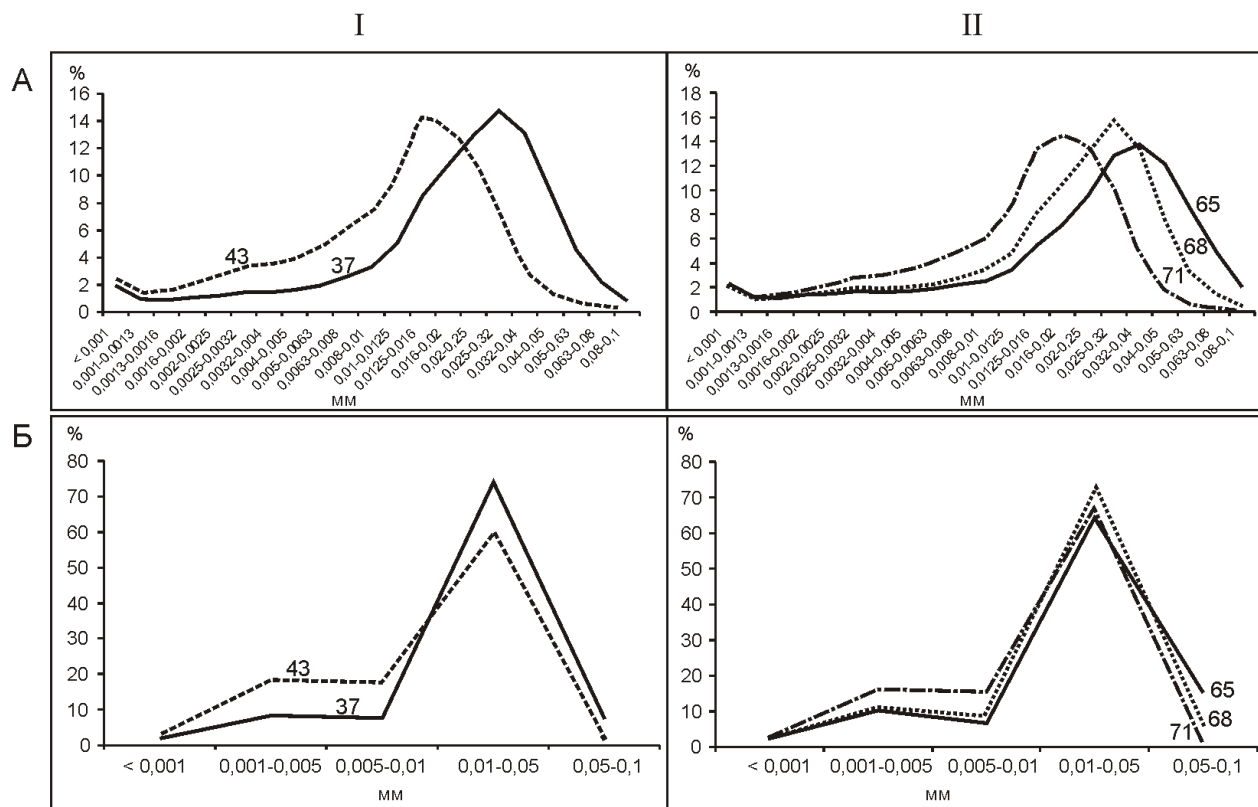


Рис. 5. Графики распределения гранулометрического состава для образцов из Каменского (I) и Воронского (II) почвенных комплексов, построенные в двух гранулометрических шкалах: Батурина (А), техническая (Б)

71 — горизонт В). Эти почвенные комплексы характеризуются наибольшей изменчивостью гранулометрического состава по почвенным горизонтам. На графиках, построенных в технической шкале, во всех образцах отмечается выраженный пик во фракции крупного алеврита (0,01—0,05 мм). Для образцов из почвенного горизонта В наблюдается небольшой рост содержания глинистой фракции (0,005 мм) по сравнению с образцами из гумусового горизонта при сохранении моды в крупном алеврите. Рассматривая графики, построенные в шкале Батурина, мы наблюдаем различие между гранулометрическим составом почвенных горизонтов не только в росте глинистой фракции (0,005 мм), но также и в изменении модального диаметра зерен внутри фракции крупного алеврита (0,01—0,05 мм) для горизонта В. Для гумусового горизонта этих почв модальный диаметр соответствует фракции 0,032—0,04 мм, для горизонта В — 0,0125—0,016 мм. Уменьшение модального диаметра зерен в горизонтах почв В является отражением почвенного процесса, о котором мы не имели бы представления, используя техническую шкалу.

Таким образом, используя дробную шкалу Батурина, мы повышаем разрешающую способность гранулометрического анализа и избегаем потери информации. Возможность использования этой шкалы для тонкодисперсных отложений открывается в результате применения метода лазерной дифракционной гранулометрии.

В заключение следует отметить, что на примере разреза Мелекино показано, что лёссы благодаря своим специфическим свойствам (гомогенность породы, преобладание квазиизометричных зерен кварца в составе, низкое содержание удлиненных и пластинчатых глинистых частиц) показывают высокую сходимость результатов, полученных разными методами (лазерная дифракционная гранулометрия и пипеточный). Однако при сопоставлении таких данных гранулометрического анализа необходимо выполнять два существенных условия: для сопоставления должна строго соблюдаться идентичность подготовки проб; необходимо учитывать, что при использовании метода лазерной дифракционной гранулометрии содержание фракции мелкой глины (0,001 мм) систематически занижено по сравнению с результатами пипеточного метода, следовательно, необходимо вносить соответствующие поправки.

Главное преимущество использования метода лазерной дифракционной гранулометрии заключается в увеличении информативности гранулометрического анализа. Благодаря высокой разрешающей способности лазерного анализатора открывается возможность выбора любой гранулометрической шкалы (в т.ч. максимально дробной), что крайне затруднительно при использовании пипеточного метода. На примере образцов из горизонтов ископаемых почв показано как использование дробной шкалы Батурина ведет к повышению информативности гранулометрического анализа.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аринушкина Е.В.* Руководство по химическому анализу почв. —М.: Изд-во МГУ, 1970.
2. *Батурин В.П.* Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. —М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1947.
3. *Блохин А.Н., Кулижский С.П.* Оценка применения метода лазерной дифрактометрии в определении гранулометрического состава почв // Вестник Томского гос. ун-та. Почвоведение и лесное хозяйство. 2009. № 1 (5). С. 37—43.
4. *Величко А.А., Катто Н.Р., Тесаков А.С.* и др. Особенности строения плейстоценовой лёссово-почвенной формации юга Русской равнины по материалам Восточного Приазовья // Докл. РАН. 2009. Т. 428. № 6. С. 815—819.
5. *Величко А.А., Морозова Т.Д., Певзнер М.А.* Строение и возраст горизонтов лёссов и ископаемых почв на главных террасовых уровнях Северного Приазовья // Палеомагнитный анализ при изучении четвертичных отложений и вулканитов. —М.: Наука, 1973. С. 48—70.
6. *Величко А.А., Морозова Т.Д.* Лёссовый покров в позднем плейстоцене // Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен—голоцен. Атлас-монография / Под ред. А.А.Величко. —М.: ГЕОС, 2009. С. 49—63.
7. *Качинский Н.А.* Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. —М.: Изд-во АН СССР, 1958.
8. *Кригер Н.И.* Лёсс, его свойства и связь с географической средой. —М.: Наука, 1965.
9. *Рухин Л.Б.* Основы литологии. —Л.: Недра, 1969.
10. *Федотов Г.Н., Шеин Е.В., Путляев В.И.* и др. Физико-химические основы различий седиментометрического и лазерно-дифракционного методов определения гранулометрического состава почв // Почвоведение. 2007. № 3. С. 310—317.
11. *Фролов В.Т.* Литология. Кн. 2. —М.: Изд-во МГУ, 1993.
12. *Шванов В.Н., Фролов В.Т., Сергеева Э.И.* и др. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов. —С-Пб: Недра, 1998.
13. *Шеремецкая Е.Д.* Лазерная гранулометрия: принцип, сравнение с классическими методами и применение для фацеального анализа аллювиальных отложений // Общие, экологические и инженерные аспекты изучения гидрологических русловых и эрозионных процессов. —М., 2008. С. 317—326.
14. *Eshel G., Levy G.J., Mingelgrin U., Singer M.J.* Critical Evaluation of the Use of Laser Diffraction for Particle-Size Distribution Analysis // Soil Science Society of America Journal. 2004. Vol. 68. Pp. 736—743.
15. *Jonasz M.* Size, shape, composition and structure of microparticles from light scattering. In J.P.M. Syvitske (ed.) Principles, methods, and application of particle size analysis. Cambridge Univ. Press. Cambridge. 1991. Pp. 143—162.
16. *Konert M., Vandenberghe J.* Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction // Sedimentology. 1997. Vol. 44. Pp. 523—535.
17. <http://www.fritsch-laser.de>.

«Стандартные» дискриминантные палеогеодинамические диаграммы и платформенные песчаниковые ассоциации

А.В.МАСЛОВ (Институт геологии и геохимии УрО РАН; 620075, г.Екатеринбург, Почтовый пер., д.7), Э.З.ГАРЕЕВ, М.В.ИШЕРСКАЯ

На основании материалов о химическом составе субплатформенных и платформенных песчаников рифея (мезо- и неопротерозоя) Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) и Камско-Бельского авлакогена, а также данных А.Б.Ронов с соавторами о составе алевропесчаных пород верхнего протерозоя и фанерозоя Русской плиты показано, что для реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования псаммитов платформенного и субплатформенного типа (кварцевые, полевошпат-кварцевые и аркозовые) более приемлемы дискриминантные диаграммы Дж.Мейнарда с соавторами ($K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$), Б.Розера и К.Корша (SiO_2-K_2O/Na_2O), тогда как для граувакковых и близких к ним по составу песчаников периостроводужных бассейнов — различные диаграммы М.Бхатиа: $(Fe_2O_3^* MgO)-Al_2O_3/SiO_2$, $(Fe_2O_3^* MgO)-K_2O/Na_2O$, F1—F2 и др.

Ключевые слова: песчаники, палеогеодинамические реконструкции, дискриминантные диаграммы.

Маслов Андрей Викторович, maslov@igg.uran.ru

Гареев Эмир Зуфарович, gareevemir@yandex.ru

Ишерская Марина Владимировна

«Standard» discriminant paleogeodynamic diagrams and platform sandstone associations

A.V.MASLOV, E.Z.GAREEV, M.V.ISHERSKAYA

On the base of original chemical compositions of Riphean (Meso- and Neoproterozoic) subplatform and platform sandstones of Bashkirian anticlinorium (South Urals), Kama-Belaya aulacogen and Upper Precambrian and Phanerozoic sandstones of Russian platform (Ronov's data) it is shown that for the reconstructions of paleogeodynamic conditions of subplatform and platform sandstones the discriminant diagrams ($K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$) and (SiO_2-K_2O/Na_2O) are more acceptable. On the other hand various Bhatia's discriminant diagrams, such as $(Fe_2O_3^* MgO)-Al_2O_3/SiO_2$, $(Fe_2O_3^* MgO)-K_2O/Na_2O$, F1—F2 and others are more acceptable for greywacke and similar to them sandstones from island arc and other active paleogeodynamic conditions.

Key words: sandstones, paleogeodynamic reconstructions, discriminant diagrams.

Большинство современных зарубежных публикаций, посвященных комплексной расшифровке обстановок формирования терригенных (алюмосиликокластических) последовательностей не обходится без использования одной или нескольких дискриминантных лито- и геохимических* диаграмм. Иллюстрацией сказанному является далеко не полный перечень работ подобного рода за два последних года только в журналах, публикуемых издательством «Elsevier» [27—31, 34, 36 и др.].

Песчаники, образовавшиеся в различных тектонических обстановках (в пределах платформ, на пассивных окраинах континентов, в обстановках предгорных прогибов, островодужных областях или у подножья континентальных склонов), характеризуются

заметными различиями в содержании петрогенных оксидов. Обобщение большого фактического материала по песчаникам современных тектонических обстановок позволило М.Бхатиа [25] провести корреляцию между особенностями химического состава песчаников и тектоническими режимами бассейнов их седиментации. В результате были разработаны критерии, позволяющие различать песчаники, сформировавшиеся в различных геодинамических обстановках и на их основе предложен ряд генетических диаграмм — $(Fe_2O_3^* MgO)-K_2O/Na_2O$, $(Fe_2O_3^* MgO)-Al_2O_3/SiO_2$, $(Fe_2O_3^* MgO)-Al_2O_3/(CaO Na_2O)$ и $(Fe_2O_3^* MgO)-TiO_2$ (здесь $Fe_2O_3^*$ представляет собой суммарное железо в пересчете на Fe_2O_3).

На указанных диаграммах достаточно отчетливо выражена тенденция изменения химических составов песчаников в ряду от псаммитов океанических (юных) островных дуг к псаммитам зрелых островных дуг, породам активных и пассивных континен-

*Под литохимическими данными следует понимать данные о содержании и соотношениях в осадочных породах главных (петрогенных) элементов; соответственно, геохимические данные — это данные о содержании и соотношениях элементов-примесей.

тальных окраин: снижение TiO_2 и Fe_2O_3^* MgO , а также $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и рост значений $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ при уменьшении параметра Fe_2O_3^* MgO . Песчаники юных островных дуг характеризуются по данным работы [25] высокими значениями Fe_2O_3^* MgO (8—14%) и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0,24—0,33) и имеют содержания TiO_2 0,8—1,4%. Значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ составляют в них, соответственно, 0,2—0,4 и 1,0—2,0. Песчаники зрелых островных дуг отличаются от обломочных пород, ассоциирующих с океаническими дугами, более низкими значениями Fe_2O_3^* MgO (5—8%), TiO_2 (0,50—0,70%) и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0,15—0,20) и более высокими величинами $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$ — 0,4—0,8 и 0,5—2,5, соответственно. Для песков и песчаников активных континентальных окраин присущи еще более низкие значения Fe_2O_3^* MgO (2—5%), TiO_2 (0,25—0,45%) и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (0,10—0,20), чем это типично для псаммитов зрелых островных дуг, и, напротив, более высокие величины $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Средний состав песчаников данной геодинамической обстановки соответствует аркозам, но значение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в них выше, тогда как $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ ниже, чем в типичных аркозовых песчаниках пассивных тектонических обстановок [5]. Пески и песчаники пассивных окраин характеризуются значительными вариациями химического состава с существенным разбросом величин $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O})$. По сравнению с песчаниками активных континентальных окраин они имеют несколько более низкие значения Fe_2O_3^* MgO и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и более высокое $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, что указывает на преобладание в них кварца и незначительное содержание полевых шпатов и обломков пород. В целом, как показывает в т.ч. и опыт авторов статьи [3, 10—12, 14], приведенные дискриминантные диаграммы применимы в основном к песчаникам, формирующимся в приостроводужных бассейнах осадконакопления.

В публикациях [25, 26] для идентификации геодинамических обстановок накопления палеозойских граувакк Австралии была предложена также факторная дискриминантная диаграмма F1—F2; где

$$\begin{aligned} F1 &= 0,303 \text{ SiO}_2 + 0,0447 \text{ TiO}_2 + 0,008 \text{ Al}_2\text{O}_3 + \\ &+ 0,208 \text{ FeO} + 3,082 \text{ MnO} + 0,14 \text{ MgO} + \\ &+ 0,195 \text{ CaO} + 0,719 \text{ Na}_2\text{O} + 0,032 \text{ K}_2\text{O} + 7,51 \text{ P}_2\text{O}_5; \\ F2 &= 43,57 \text{ SiO}_2 + 0,421 \text{ TiO}_2 + 1,988 \text{ Al}_2\text{O}_3 + \\ &+ 0,551 \text{ Fe}_2\text{O}_3 + 1,61 \text{ FeO} + 2,72 \text{ MnO} + 0,881 \text{ MgO} + \\ &+ 0,907 \text{ CaO} + 0,177 \text{ Na}_2\text{O} + 1,84 \text{ K}_2\text{O} + 7,244 \text{ P}_2\text{O}_5. \end{aligned}$$

Для разграничения геодинамических обстановок формирования терригенных отложений Б.Розер и К.Корш [37] разработали диаграмму SiO_2 — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ с тремя полями: 1) пассивных континентальных окраин; 2) активных континентальных окраин и 3) океанических островных дуг. Данная диаграмма достаточно широко используется в практике палеогеодинамических реконструкций, хотя, также как и уже рассмотрен-

ные диаграммы М.Бхатиа, не позволяет получить однозначные выводы относительно природы всех (любых) песчаниковых ассоциаций.

Несколько ранее для этих же целей была предложена диаграмма $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ [35], на которой авторы показали всего два классификационных поля песчаников — пассивных и активных континентальных окраин.

За годы, прошедшие со времени опубликования указанных диаграмм, которые можно с достаточным основанием считать общепринятыми и стандартными, накопилась достаточно противоречивая информация о степени их «достоверности» [32, 33, 38—41 и др.]. Одной из наиболее ярких иллюстраций является, на взгляд авторов, работа [24], в которой исследовано соответствие составов неогеновых песчаников и песков, сформированных в обстановках пассивных и активных континентальных окраин и океанических островных дуг, их положению на диаграммах М.Бхатиа, Б.Розера и К.Корша. Авторы установили, что на диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})$ — TiO_2 ни один из нескольких сотен исследованных ими образцов псаммитов пассивных окраин не попал в соответствующее им поле. Для песчаников активных окраин «процент соответствия» составил 5, а для псаммитов океанических островных дуг — около 15. Эти же показатели для диаграммы $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})$ — $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ были равны, соответственно, 2, 7 и 23%. Несколько выше (14, 15 и 17%) оказались для диаграммы F1—F2. На диаграмме SiO_2 — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в поле песчаников пассивных окраин оказалось локализовано 50% образцов, реально соответствовавших данной обстановке. Такой же «процент соответствия» характерен и для псаммитов, отобранных в пределах активных континентальных окраин, а для песков и песчаников, образцы которых были отобраны по периферии океанических островных дуг, он был несколько ниже (30%). Наилучшим же совпадением с теоретическими полями на диаграмме SiO_2 — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ обладали данные, усредненные для тех или иных выборок [24].

В настоящей работе авторы попытались проанализировать распределение на таких широко применяемых в литературе дискриминантных палеогеодинамических диаграммах как $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ — $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, SiO_2 — $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, $(\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO})$ — $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ и F1—F2 точек составов рифейских песчаников Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория, формировавшихся по геологическим данным в условиях заведомо спокойного платформенного или близкого к нему режима. Кроме того в качестве эталонных привлечены данные по среднему химическому составу алевропесчаных пород кембрия, ордовика, силура, среднего и верхнего девона, карбона, верхней перми, триаса, юры, мела и кайнозоя Русской плиты (табл. 1), систематизированные в работе [21].

Литостратиграфия и обстановки формирования отложений рифея Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. В Камско-Бельском авлакогене к нижнему рифею относится *кыргинская серия*, объединяющая прикамскую, калтасинскую и надеждинскую свиты [16]. Прикамская свита сложена кварцевыми, кварц-полевошпатовыми и аркозовыми песчаниками, аргиллитами, алевролитами, конгломератами и гравелитами; калтасинская свита — карбонатными породами при подчиненной роли тонкозернистых терригенных образований; надеждинская свита — полевошпат-кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами; в верхней ее части преобладают тонкозернистые терригенные и карбонатно-терригенные отложения.

Тукаевская свита *серафимовской серии* юрматиния представлена в основном пестроцветными аркозовыми, полевошпат-кварцевыми и близкими к ним по составу песчаниками; ольховская свита этого же стратона включает пестро- и темноцветные аргиллиты, мергели, алевролиты и доломиты.

Абдулинская серия каратавия включает усинскую, леонидовскую, приутовскую и шиханскую свиты.

Усинская свита сложена пестро- и сероцветными полевошпат-кварцевыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами; леонидовская — пестро- и сероцветными кварцевыми песчаниками с каолинитовым цементом; приутовская — пестроцветными глинистыми сланцами, алевролитами, мергелями, доломитами, кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками и терригенно-карбонатными породами; шиханская — серо-, зелено- и красноцветными глинистыми и строматолитовыми известняками, доломитами и мергелями.

По представлениям авторов публикаций [1, 2], на начальных стадиях развития Камско-Бельского авлакогена (начало прикамского времени) в пологих впадинах накапливались тонкозернистые аллювиальные и озерные отложения. Во второй половине прикамского времени темпы прогибания и дифференцированные подвижки блоков резко усилились, в области сноса сформировался расчлененный рельеф, что способствовало накоплению преимущественно грубообломочных терригенных образований. В дальнейшем (калтасинское и надеждинское время) формирование отложений происходило преимущественно в мелко-водно-морских обстановках.

1. Средний химический состав алевропесчаных пород Русской плиты. По работе [21] с упрощениями

Стратиграфический интервал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
Кембрий	77,10	0,30	9,46	4,32	0,08	1,04	1,51	0,46	2,42	0,10
Ордовик	69,06	0,11	7,50	3,84	0,06	1,68	7,40	0,39	1,74	1,95
Силур	66,58	0,15	2,88	3,51	0,03	1,16	12,51	0,53	1,34	0,15
Средний девон	74,79	0,25	7,50	4,49	0,07	2,25	3,01	0,15	2,02	0,12
Верхний девон	74,84	0,44	7,72	5,49	0,078	1,55	2,80	0,17	1,90	0,18
Нижний карбон	71,83	0,50	5,80	3,80	0,04	2,65	4,07	0,24	0,85	0,04
Верхний карбон	55,24	0,38	13,37	4,63	0,08	2,88	8,12	0,93	4,24	0,09
Верхняя пермь	46,08	0,21	10,42	4,72	0,083	5,26	13,11	1,82	1,80	0,10
Триас	60,27	0,37	10,19	5,93	0,08	2,00	7,28	1,31	1,93	0,11
Нижняя юра	72,56	0,48	8,38	3,43	0,07	0,88	3,92	0,57	1,39	0,05
Средняя юра	67,21	0,57	9,95	5,24	0,09	1,31	4,08	1,24	1,94	0,14
Верхняя юра	63,74	0,47	7,67	3,54	0,07	1,22	8,08	0,89	2,24	0,10
Нижний мел	69,75	0,44	8,24	6,85	0,05	1,40	2,84	0,93	1,71	0,37
Верхний мел	69,01	0,41	5,06	3,42	0,02	1,30	7,86	0,62	1,74	0,13
Палеоген	79,05	0,49	5,33	2,91	0,064	0,75	2,83	0,40	1,50	0,09
Неоген	80,02	0,41	6,25	2,08	0,036	1,01	2,58	0,59	1,27	0,05
Третичный период	79,34	0,47	5,61	2,66	0,06	0,83	2,75	0,46	1,43	0,08
Четвертичный период	80,06	0,45	6,05	2,14	0,03	0,91	3,13	0,50	1,71	0,08

Примечание. Содержания оксидов в алевропесчаных породах даны без учета C_{орг.}, CO₂, SO₃, S_{пир.}, H₂O и H₂O ; Fe₂O₃общ. Fe₂O₃ 1,1 FeO.

Е.В.Лозин [8] считает, что на юго-восточном склоне Восточно-Европейской платформы в рифее был сформирован ряд микрорифтов, имевших в основном субмеридиональную ориентировку. В раннем рифее они заполнились глубоководными осадками значительной мощности, а в среднем рифее были преобразованы в региональный Хомутовско-Уфимско-Тепляковский прогиб, который унаследованно развивался как в позднем рифее, так и в венде.

Р.Х.Масагутов [9] рассматривает процесс формирования Камско-Бельского авлакогена как многостадийный — повторный рифтогенез в значительной степени усложнил структурный план территории, заложенный в начале раннего рифея, и привел к появлению ряда новых грабеновых прогибов. Предполагается, что уже в раннем рифее Камско-Бельский авлакоген граничил на востоке с океаническим бассейном, в котором существовала развитая островодужная система (однако неоспоримые доказательства этого в настоящее время отсутствуют, А.М. и др.). В среднем рифее для Камско-Бельского авлакогена было характерно крупноступенчатое строение — западный борт авлакогена представлял собой шельфовую зону, восточные районы которой осложнялись сериями прогибов, грабенов и ложбин. В позднем рифее области прогибания в авлакогене заметно сократились.

Разрез рифея *Башкирского мегантиклинория* объединяет три серии — бурзянскую, юрматинскую и каратаускую [17, 23]. Нижнерифейская *бурзянская серия* включает в северо-восточных районах данной структуры айскую, саткинскую и бакальскую свиты, а в ее центральной части аналогами указанных свит являются, соответственно, большеинзерская, суранская и юшинская. В нижней части айской свиты (мощность 1700—2500 м) преобладают аркозовые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов и покровами metabазальтов, а в верхней — низкоуглеродистые глинистые сланцы. Саткинская свита (до 3000—3500 м) сложена преимущественно доломитами; подчиненную роль в ее разрезах играют низкоуглеродистые глинистые сланцы. Бакальская свита (1500—1650 м) представлена в нижней части преимущественно низкоуглеродистыми глинистыми сланцами, а в верхней объединяет несколько алюмосиликокластических и карбонатных пачек. Юшинская свита (650—1000 м) сложена глинистыми сланцами и низкоуглеродистыми их разновидностями, алевролитами и песчаниками.

Среднерифейская *юрматинская серия* включает машакскую, зигальгинскую, зигазино-комаровскую и авзянскую свиты. Машакская свита (1600—3000 м) представлена песчаниками, конгломератами и алевролитами с подчиненными им прослоями и пакетами глинистых сланцев. В нижней и средней ее частях наблюдаются многочисленные силлы долеритов и экстразивные тела дацитов. Зигальгинская свита

(500—700 м) сложена преимущественно кварцевыми песчаниками; в ряде ее разрезов присутствуют и линзы конгломератов; зигазино-комаровская (750—1500 м) объединяет пачки неравномерного переслаивания глинистых сланцев, алевролитов и песчаников; авзянская свита (1600—2300 м) представлена несколькими карбонатными и терригенными толщами.

Верхнерифейская *каратауская серия* объединяет ряд алюмосиликокластических (зильмердакская, инзерская, криволукская) и карбонатных (катавская, миньярская, уксая) свит. Максимальная мощность отложений серии оценивается в 5500—6000 м.

В 1960-х—начале 1970-х годов верхнедокембрийские осадочные последовательности западного склона Южного Урала рассматривались как типичные миогеосинклинальные образования [20 и др.]. В начале 1980-х годов появились представления о рифтогенно-депрессивной природе рифейско-вендских отложений [4, 7 и др.]. В последние же годы все более широкое распространение получает точка зрения о том, что в раннем и среднем рифее на рассматриваемой территории существовали относительно небольшие эпикратонные бассейны, а для позднего рифея может быть реконструирован латеральный ряд формаций, присущий океаническому бассейну [19 и др.]. В самом начале раннего (айское время) и среднего (машакское время) рифея на территории современного Башкирского мегантиклинория имели место процессы внутриконтинентального рифтогенеза (?), приведшие к появлению так называемых грабеновых ассоциаций — конгломератов и разнозернистых песчаников, ассоциирующих с основными и кислыми вулканитами [6].

В соответствии со сказанным для своих построений авторы использовали аналитические данные для песчаников прикамской, надеждинской, тукаевской, ольховской, усинской, леонидовской и приутовской свит (Камско-Бельский авлакоген), приведенные в табл. 2, а также юшинской, зигазино-комаровской и авзянской свит* (Южный Урал), представленные в табл. 3, т.е. тех образований, которые по геологическим данным достаточно уверенно рассматриваются как накапливавшиеся в платформенных или близких к ним обстановках.

Химический состав песчаников рифея Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. Для классификации песчаников по химическому составу Ф.Петтиджон с соавторами [18] разработал диаграмму $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ — $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$. В основу разделения песчаников на разные группы положен геохимический подход, отражающий соотношение в породах кварца, полевых

*Авторы в основном исключили из рассмотрения данные по химическому составу песчаников среднерифейской зигальгинской свиты, так как их экстракварцевый состав обусловлен влиянием преимущественно климата и рециклинга [13, 15].

2. Средние содержания основных породообразующих оксидов в песчаниках различных литостратиграфических подразделений рифея Камско-Бельского авлакогена

Компоненты	Свиты						
	Прикамская	Надеждинская	Тукаевская	Ольховская	Усинская	Леонидовская	Приютовская
SiO ₂	<u>80,39</u> <u>16,11</u> 56,27—89,20	<u>85,35</u> <u>6,41</u> 80,00—93,40	<u>90,53</u> <u>6,91</u> 65,54—96,00	<u>79,55</u> <u>7,85</u> 74,00—85,10	<u>83,72</u> <u>7,32</u> 71,00—91,48	<u>87,92</u> <u>7,74</u> 69,12—95,79	<u>82,72</u> <u>8,73</u> 70,60—94,00
TiO ₂	<u>0,18</u> <u>0,15</u> 0,07—0,39	<u>0,21</u> <u>0,13</u> 0,10—0,36	<u>0,13</u> <u>0,12</u> 0,06—0,54	<u>0,40</u> <u>0,41</u> 0,11—0,69	<u>0,18</u> <u>0,12</u> 0,08—0,39	<u>0,16</u> <u>0,15</u> 0,06—0,59	<u>0,21</u> <u>0,09</u> 0,09—0,42
Al ₂ O ₃	<u>9,06</u> <u>6,14</u> 5,04—18,21	<u>7,29</u> <u>2,44</u> 4,08—9,26	<u>5,10</u> <u>2,83</u> 2,64—15,00	<u>10,40</u> <u>0,73</u> 9,89—10,92	<u>9,49</u> <u>4,60</u> 4,27—18,61	<u>7,02</u> <u>3,12</u> 2,92—13,35	<u>7,87</u> <u>3,78</u> 3,85—14,63
Fe ₂ O ₃ зобш.	<u>1,25</u> <u>0,47</u> 0,86—1,91	<u>2,06</u> <u>1,12</u> 0,97—3,11	<u>1,60</u> <u>1,69</u> 0,71—7,96	<u>3,60</u> <u>1,93</u> 2,24—4,96	<u>1,87</u> <u>1,05</u> 1,02—4,42	<u>1,74</u> <u>1,30</u> 0,70—5,38	<u>1,76</u> <u>0,83</u> 0,79—3,00
MnO	<u>0,02</u> <u>0,001</u> 0,018—0,021	<u>0,02</u> <u>0,001</u> 0,02—0,03	<u>0,02</u> <u>0,01</u> 0,02—0,05	<u>0,05</u> <u>0,04</u> 0,02—0,08	<u>0,03</u> <u>0,001</u> 0,02—0,04	<u>0,03</u> <u>0,02</u> 0,02—0,10	<u>0,05</u> <u>0,06</u> 0,02—0,19
MgO	<u>3,00</u> <u>4,53</u> 0,22—8,23	<u>0,94</u> <u>0,57</u> 0,29—1,39	<u>0,61</u> <u>0,48</u> 0,23—1,44	1,06	<u>0,40</u> <u>0,25</u> 0,15—0,83	<u>1,40</u> <u>1,03</u> 0,24—2,21	<u>2,11</u> <u>1,51</u> 0,93—4,73
CaO	<u>0,34</u> <u>0,24</u> 0,18—0,70	<u>0,33</u> <u>0,11</u> 0,22—0,48	<u>0,24</u> <u>0,17</u> 0,13—0,74	<u>0,83</u> <u>0,92</u> 0,18—1,48	<u>0,26</u> <u>0,06</u> 0,16—0,34	<u>0,28</u> <u>0,18</u> 0,15—0,78	<u>0,91</u> <u>1,34</u> 0,13—3,68
Na ₂ O	0,50	—	<u>0,58</u> <u>0,21</u> 0,50—1,21	2,60	0,50	<u>1,10</u> <u>1,27</u> 0,50—3,80	<u>0,75</u> <u>0,39</u> 0,50—1,57
K ₂ O	<u>4,51</u> <u>3,89</u> 2,16—10,30	<u>3,28</u> <u>1,75</u> 0,88—4,60	<u>1,52</u> <u>1,66</u> 0,41—6,72	2,11	<u>2,81</u> <u>1,76</u> 0,02—6,02	<u>2,09</u> <u>0,92</u> 1,19—3,30	<u>2,29</u> <u>1,78</u> 0,27—5,60
P ₂ O ₅	<u>0,07</u> <u>0,03</u> 0,05—0,10	<u>0,06</u> <u>0,02</u> 0,03—0,08	<u>0,06</u> <u>0,05</u> 0,03—0,26	<u>0,10</u> <u>0,07</u> 0,05—0,15	<u>0,08</u> <u>0,06</u> 0,04—0,24	<u>0,05</u> <u>0,03</u> 0,03—0,14	<u>0,06</u> <u>0,03</u> 0,03—0,11
ППП	<u>1,75</u> <u>1,85</u> 0,50—4,50	<u>0,80</u> <u>0,42</u> 0,30—1,30	<u>0,56</u> <u>0,54</u> 0,10—2,40	<u>2,25</u> <u>0,21</u> 2,10—2,40	<u>1,68</u> <u>1,27</u> 0,30—4,70	<u>1,25</u> <u>0,79</u> 0,30—2,60	<u>2,17</u> <u>1,94</u> 0,20—6,00
n	5	5	17	2	12	15	10

Примечание. В таблицах 2 и 3 в числителе — среднее значение и величина стандартного отклонения, в знаменателе — минимальное и максимальное значения; n — число проанализированных образцов.

шпатов и глинистых минералов — чем дальше основные компоненты каркаса песчаников подвергаются переносу (или многократному переотложению) и чем дальше от источника сноса они накапливаются, тем больше выражена в них тенденция к обогащению кварцем по сравнению с другими минералами. Для незрелых песчаников характерны низкие (1,3) значения величины $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и, наоборот, высокие (0) значения $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$, тогда как для зрелых (кварцевые арениты) — высокие (1,7) значения $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и низкие (0) величины $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$.

На указанной диаграмме точки составов песчаников рифея Камско-Бельского авлакогена достаточно равномерно распределены преимущественно в классификационных полях аркозов, субаркозов и сублитаренитов, несколько точек попадает в поля лититов и граувакк (рис. 1, А). Песчаники Башкирского мегантиклинория по соотношению $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ и $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ принадлежат главным образом к аркозам, лититам и субаркозам, ряд точек составов лока-

лизован в полях сублититов и кварцевых аренитов (см. рис. 1, Б). Средние точки составов алевропесчаных пород фанерозоя Русской плиты сосредоточены здесь в основном в полях аркозов и субаркозов, подчиненная роль принадлежит сублититам (силур), лититам (триас и средняя юра) и грауваккам (верхняя пермь), что представлено на рис. 1, В.

Распределение точек составов песчаников рифея Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория и фанерозоя Русской плиты. На дискриминантных диаграммах (рис. 2, А и Б) практически все точки составов песчаников рифея *Камско-Бельского авлакогена* локализованы в полях псаммитов, характерных для осадочных образований пассивной континентальной окраины. На диаграмме (см. рис. 2, Б) исключение представляет ряд точек приютовской и леонидовской свит, а также по одному образцу песчаников прикамской и ольховской свит, расположенных в поле псаммитов активных континентальных окраин. На рис. 2, В около 75% точек составов проанализированных образцов сосре-

3. Средние содержания основных породообразующих оксидов в песчаниках различных подразделений рифея Башкирского мегантиклинория

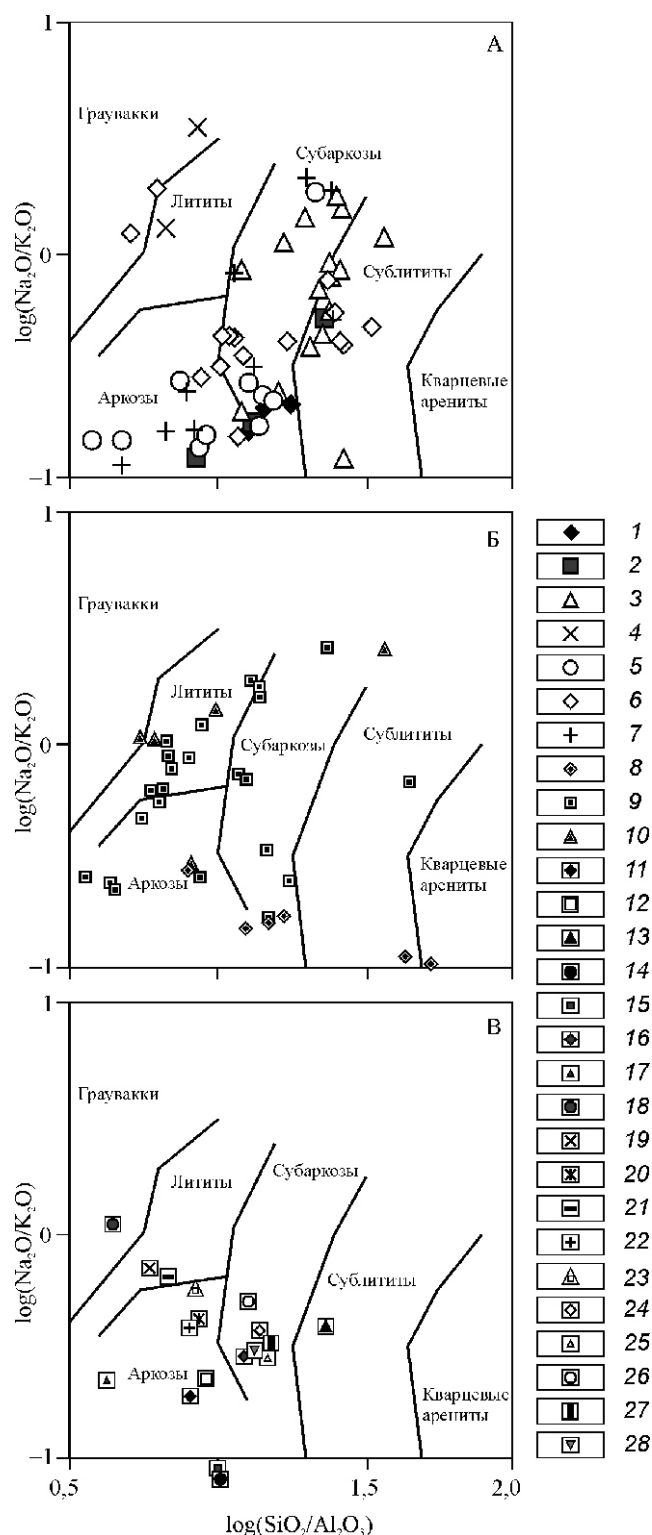
Компоненты	Свиты		
	Юшинская	Зигазино-комаровская	Авзянская
SiO ₂	87,87 <u>6,03</u> 78,80—94,61	79,44 <u>9,81</u> 50,84—94,70	84,10 <u>7,70</u> 69,66—93,80
TiO ₂	0,26 <u>0,15</u> 0,12—0,58	0,44 <u>0,25</u> 0,07—1,12	0,23 <u>0,16</u> 0,03—0,51
Al ₂ O ₃	5,17 <u>2,94</u> 1,80—9,70	8,90 <u>4,02</u> 2,15—18,37	5,96 <u>3,93</u> 1,10—12,58
Fe ₂ O ₃ зобщ.	2,72 <u>1,94</u> 1,15—6,14	3,81 <u>2,70</u> 0,74—11,12	2,83 <u>1,91</u> 0,70—7,91
MnO	0,03 <u>0,02</u> 0,001—0,05	0,02 <u>0,03</u> 0,001—0,12	0,01 <u>0,01</u> 0,001—0,04
MgO	0,85 <u>0,79</u> 0,001—2,24	1,15 <u>1,33</u> 0,10—6,48	1,21 <u>1,03</u> 0,20—2,98
CaO	0,17 <u>0,11</u> 0,001—0,36	0,54 <u>1,38</u> 0,01—7,02	0,93 <u>1,65</u> 0,01—5,44
Na ₂ O	0,16 <u>0,15</u> 0,04—0,50	1,17 <u>0,82</u> 0,01—2,87	0,58 <u>0,83</u> 0,04—2,00
K ₂ O	1,03 <u>0,53</u> 0,36—1,87	2,00 <u>1,10</u> 0,06—4,41	1,94 <u>1,10</u> 0,02—4,23
P ₂ O ₅	0,04 <u>0,02</u> 0,01—0,06	0,04 <u>0,03</u> 0,00—0,11	0,02 <u>0,01</u> 0,001—0,05
ППП	1,00 <u>0,69</u> 0,11—1,84	2,31 <u>2,52</u> 0,05—13,21	1,98 <u>2,16</u> 0,15—7,41
n	8	26	13

точено в классификационном поле песчаников пассивных континентальных окраин, тогда как остальные распределены в порядке убывания по трем дру-

Рис. 1. Распределение фигуративных точек индивидуальных составов песчаников рифея Камско-Бельского авлакогена (А) и Башкирского мегантиклинория (Б), а также средних точек составов алевропесчаных пород различных стратиграфических подразделений осадочного чехла Русской плиты (В) на классификационной диаграмме $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ — $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$:

свиты: 1 — прикамская, 2 — надеждинская, 3 — тукаевская, 4 — ольховская, 5 — усинская, 6 — леонидовская, 7 — приутовская, 8 — юшинская, 9 — зигазино-комаровская, 10 — авзянская; стратиграфические подразделения: 11 — кембрий, 12 — ордовик, 13 — силур; девон: 14 — средний и 15 — верхний; карбон: 16 — нижний и 17 — верхний; 18 — верхняя пермь, 19 — триас; юра: 20 — нижняя, 21 — средняя и 22 — верхняя; мел: 23 — нижний и 24 — верхний; 25 — палеоген, 26 — неоген; периоды: 27 — третичный и 28 — четвертичный

гим полям. Несколько иначе расположены точки составов песчаников рифея Камско-Бельского авлакогена на рис. 2, Г: одна часть их тяготеет к области составов пассивных континентальных окраин, а другая сосредоточена в области составов активных окраин. Примечательно, что в распределении точек той или иной свиты нет какой-нибудь определенности. Например, точки составов песчаников прикамской, надеждинской, усинской, леонидовской и приутовской свит присутствуют в обоих названных классификационных полях. Очевидно, что ценность полученной



с помощью данной диаграммы информации о геодинамической природе рассматриваемых песчаниковых ассоциаций меньше, чем в случае, представленном на рис. 2, А и Б.

Фигуративные точки составов песчаников юшинской, зигаино-комаровской и авзянской свит рифея **Башкирского мегантиклинория** на рис. 3, А полностью сосредоточены в классификационном поле составов псаммитов пассивных континентальных окраин. Близкая ситуация наблюдается и на диаграмме (см. рис. 3, Б), где за исключением некоторых точек песчаников авзянской и зигаино-комаровской свит, остальные локализованы в поле составов псаммитов пассивных континентальных окраин. Напротив, на рис. 3, В принадлежность к данному полю обнаруживает только около 45% проанализированных образцов песчаников, а на рис. 3, Г примерно в 2 раза боль-

ше — 75—80%. Для сравнения на диаграмме (см. рис. 3, В) показана также область составов экстракварцевых песчаников зигальгинской свиты юрматинской серии среднего рифея. Характеризуясь средними значениями Fe_2O_3^* , MgO и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$, соответственно, 1,0 0,35 и 0,006 0,003, псаммиты этого литостратиграфического подразделения занимают на диаграмме М.Бхатиа положение близкое к стандартному классификационному полю песчаников пассивных континентальных окраин, но являются, как уже отмечалось, вследствие процессов многократного перетолжения и интенсивного химического выветривания на палеоводосборах химически и минералогически более зрелыми, чем большинство обычных платформенных песчаников. Точки составов зигальгинских песчаников, как и следовало ожидать (см. рис. 3, Г), сосредоточены в классификационном поле

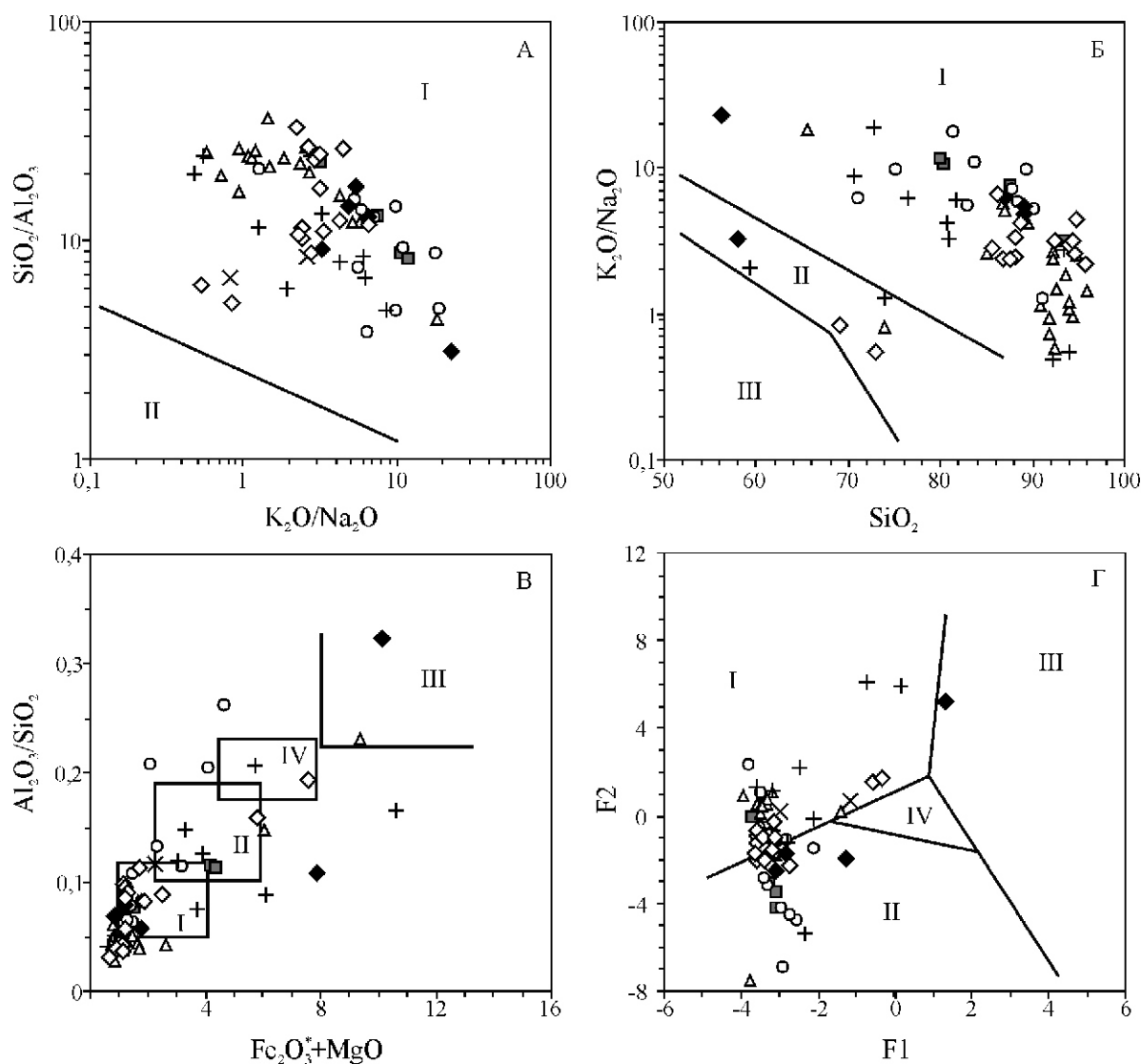


Рис. 2. Распределение фигуративных точек составов песчаников рифея Камско-Бельского авлакогена на различных дискриминантных диаграммах:

континентальные окраины: I — пассивные и II — активные; дуги: III — океанические островные (вулканические) и IV — континентальные вулканические; см. услов. обозн. к рис. 1

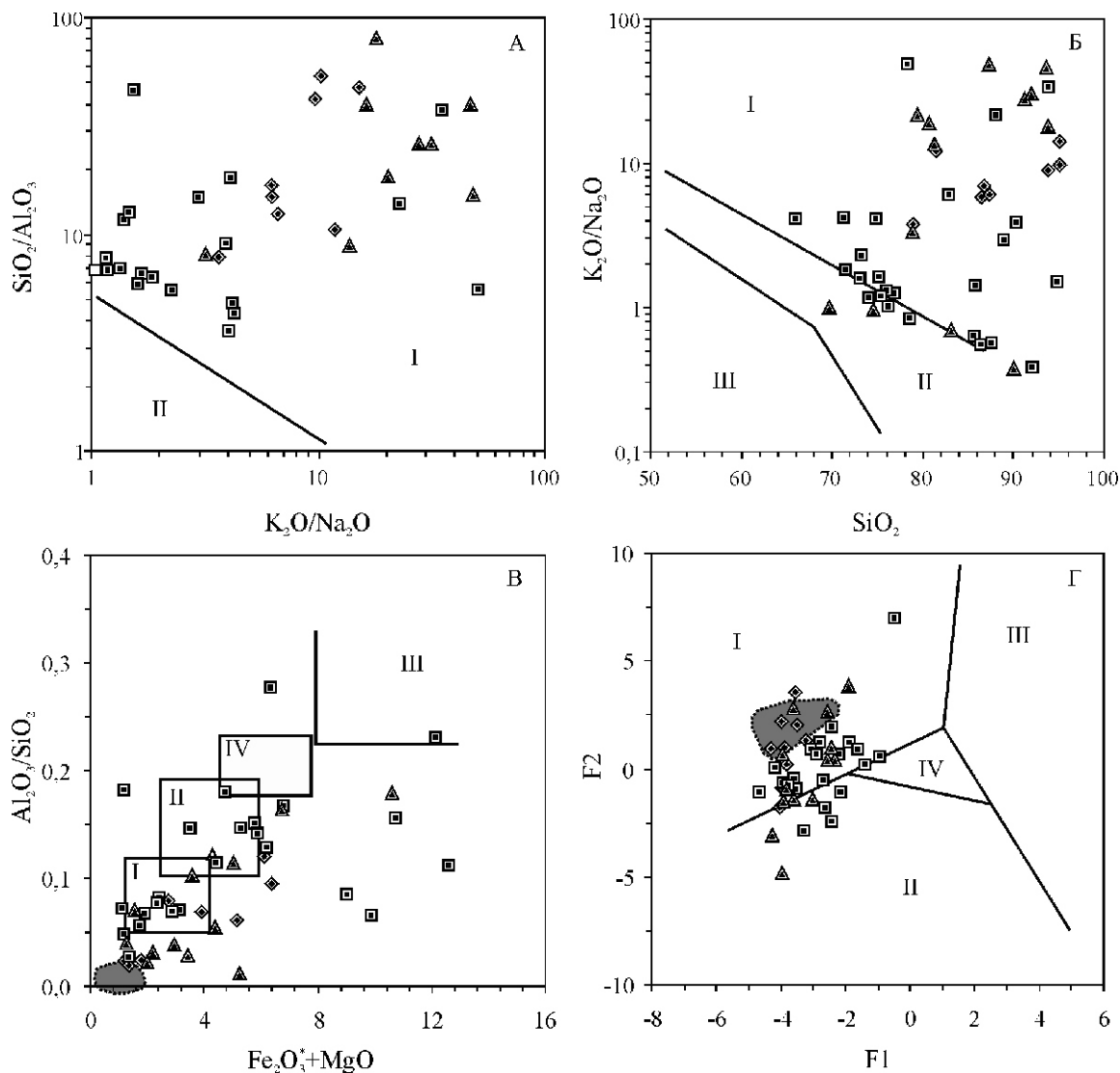


Рис. 3. Положение фигуративных точек составов песчаников юшинской, зигазино-комаровской и авзянской свит рифея Башкирского мегантиклинория на различных дискриминантных диаграммах:

серое — поле составов песчаников зигальгинской свиты; см. услов. обозн. к рис. 1

псаммитов пассивных континентальных окраин, т.е. являются несомненными отложениями спокойного геодинамического режима.

Доля алевропесчаных пород в **осадочном чехле Русской плиты** составляет несколько более 32% его общего объема [21]. Это полигенные образования, в составе которых ведущую роль играют (в %): кварц 59, полевые шпаты 10 и глинистые минералы 23. Средние содержания SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O и K_2O в них составляют (в %), соответственно, 69,8 9,1, 7,6 2,5, 1,7 1,1, 5,4 3,5, 0,7 0,4 и 1,8 0,7 (см. табл. 1). Наиболее близкими к перечисленным средним цифрам по SiO_2 являются песчаники нижнего и верхнего мела, по Al_2O_3 — псаммиты верхней юры, по MgO — псаммиты ордовика и верхнего девона, а по CaO — песчаники нижнего карбона. Песчаники верхнего мела содержатся в количестве Na_2O 0,6%, что не намного меньше, чем среднее содержа-

ние Na_2O в алевропесчаных породах всего осадочного чехла Русской плиты. Песчаники верхнего девона и верхней перми характеризуются наиболее близкими к среднему значению для всего чехла содержаниями K_2O (1,9 и 1,8%).

Точки составов алевропесчаных пород практически всех стратиграфических подразделений осадочного чехла Русской плиты сосредоточены в поле составов, характерных для песчаников пассивных континентальных окраин (рис. 4, А). Исключение составляют лишь песчаники верхней перми, значения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ и $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ в которых, соответственно, 1 и 5, что «сдвигает» их среднюю фигуративную точку в поле псаммитов активных континентальных окраин. В поле пассивных континентальных окраин расположены на рассматриваемой диаграмме и средние точки составов платформенных песчаных отложений разного возраста. Большинство точек составов

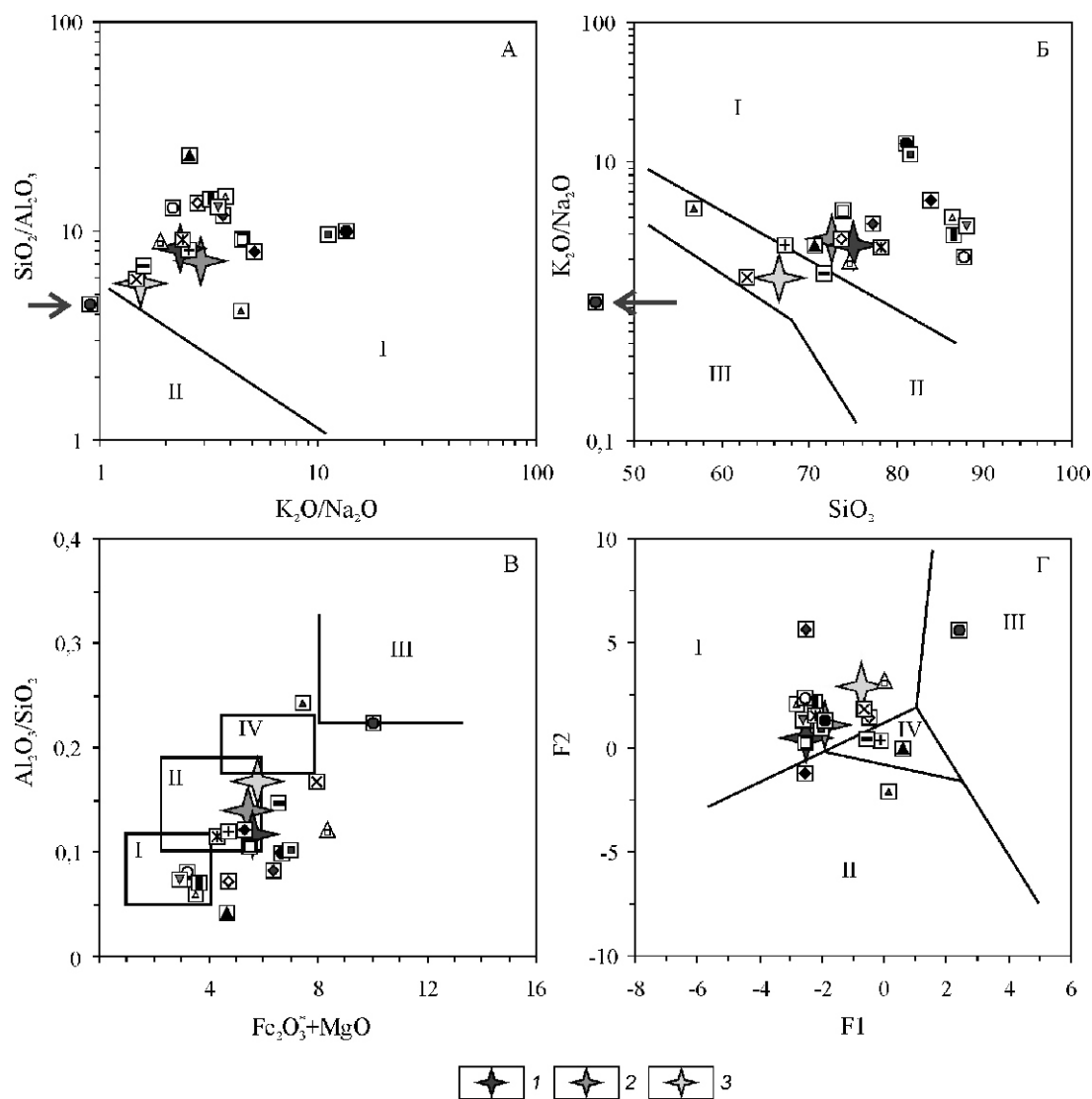


Рис. 4. Положение фигуративных точек составов алевропесчаных пород различных стратиграфических подразделений палеозоя, мезозоя и кайнозоя осадочного чехла Русской плиты на различных дискриминантных диаграммах:

средние химические составы платформенных песчаных отложений, по данным работы [22]: 1 — верхний протерозой; 2 — палеозой; 3 — мезозой и кайнозой; см. услов. обозн. к рис. 1

алевролитов и песчаников осадочного чехла Русской плиты (см. рис. 4, Б) также расположены в классификационном поле отложений пассивных континентальных окраин. Точка песчаников верхней перми и здесь попадает в иное поле — поле океанических островных дуг, тогда как в поле активных континентальных окраин локализованы точки составов алевропесчаных пород верхнего карбона, триаса и средней юры (?), а также средняя точка состава мезозойско-кайнозойских песчаных пород платформ. К стандартному полю песчаников пассивных континентальных окраин принадлежит уже меньшая часть из средних точек песчаников различных стратиграфических подразделений палеозоя и мезозоя чехла Русской плиты (см. рис. 4, Б). Однако показательно даже не это, а то, что все три средние точки состава песча-

ных пород платформ разного возраста (верхний протерозой, палеозой и мезо-кайнозой) тяготеют к классификационному полю активных пассивных окраин. К полю океанических островных дуг близка здесь не только средняя точка состава алевропесчаных пород верхней перми, как это было характерно для двух рассмотренных выше диаграмм, но и средняя точка алевролитов и псаммитов верхнего карбона. Наконец, на рис. 4, Г большинство средних точек алевропесчаных пород чехла Русской плиты, как и средние для песчаных пород верхнего протерозоя, палеозоя и мезо-кайнозоя точки, сосредоточены в поле составов пассивных континентальных окраин. Иное положение присуще на данной диаграмме вновь песчаникам верхней перми (поле океанических островных дуг), силура, а также средней и верхней юры (поле конти-

ментальных вулканических дуг) и псаммитах кембрия и верхнего карбона (поле активных континентальных окраин). Средняя точка состава алевропесчаных пород ордовика в избранные авторами границы факторов не попала, потому что значения F1 и F2, соответственно, 13,0 и 13,4. Это связано с достаточно большим «весом» содержания P_2O_5 в формулах обоих факторов, так как среднее содержание P_2O_5 для песчаников ордовика Русской плиты составляет, по данным работы [21], 1,95%.

Итак, приведенные данные показывают, что фигуративные точки составов пород всех трех исследованных алевропесчаных и песчаных ассоциаций заведомо (по геологическим данным) платформенного происхождения с почти 100%-ной вероятностью локализованы в соответствующих им классификационных полях только на рис. 4, А и Б. На двух других диаграммах (см. рис. 4, В и Г) наблюдается существенно более широкий их разброс, и в поле пассивных континентальных окраин, которое можно рассматривать как поле, отвечающее песчаникам из обстановок с минимальной тектонической активностью, попадает иногда меньшая часть точек составов той или иной выборки. Последнее особенно хорошо видно как в случае с алевропесчаными породами различных стратиграфических интервалов фанерозоя Русской плиты, так и в случае со средними составами песчаников верхнего протерозоя, палеозоя и мезо-кайнозоя этой же структуры, точки составов которых представлены на рис. 4, В. Средние точки песчаных пород верхнего протерозоя и палеозоя Русской платформы отвечают полю пассивных континентальных окраин (см. рис. 4, Б), тогда как точка аналогичных по гранулометрическому составу пород мезозоя и кайнозоя локализована в поле активных континентальных окраин. Возможно, это следствие особенностей методики, на основе которой был выполнен расчет среднего химического состава песчаников этого возраста.

В заключение можно сделать вывод о том, что для реконструкции палеогеодинамических обстановок формирования псаммитов платформенного и субплатформенного типа (кварцевые, полевошпат-кварцевые, субаркозовые и аркозовые) более приемлемыми являются дискриминантные диаграммы Дж.Мейнарда с соавторами ($K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$), а также Б.Розера и К.Корша (SiO_2-K_2O/Na_2O), тогда как для граувакковых и близких к ним по составу песчаников периостроводужных бассейнов — различные диаграммы М.Бхатта: $(Fe_2O_3^* MgO)-K_2O/Na_2O$, $(Fe_2O_3^* MgO)-Al_2O_3/SiO_2$, $(Fe_2O_3^* MgO)-Al_2O_3/(CaO Na_2O)$, $(Fe_2O_3^* MgO)-TiO_2$ и F1—F2. Впрочем, последняя диаграмма обладает в ряде случаев достаточно высоким «процентом достоверности» и для платформенных песчаниковых ассоциаций.

Исследования выполнены при частичной финансовой поддержке интеграционного проекта УрО, СО и ДВО РАН (проект УрО РАН 09-С-5-1013).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аксенов Е.М., Солонцов А.Ф. Рифей и венд востока Русской плиты // Докембрийские вулканогенно-осадочные комплексы Урала. — Свердловск, 1986. С. 117—127.
2. Аксенов Е.М., Баранов В.В., Кавеев И.Х., Солонцов Л.Ф. Новые данные по верхнему докембрию востока Русской плиты // Изв. АН СССР. Сер. Геология. 1984. № 7. С. 144—148.
3. Гареев Э.З., Маслов А.В. Петрохимические особенности позднедокембрийских осадочных ассоциаций Башкирского мегантиклинория // Литология и полезные ископаемые. 1999. № 1. С. 78—91.
4. Иванов С.Н. О доордовикской истории Урала и предгеосинклинальном развитии земной коры вообще // Доордовикская история Урала. — Свердловск, 1980. С. 3—27.
5. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В.Склярова. — М.: Интермет Инжиниринг, 2001.
6. Кориневский В.Г. Древние грабенные формации Урала / Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления Тараташского комплекса. — Свердловск, 1978. С. 44—55.
7. Курбацкая Ф.А. Формации и палеотектоника Уральской окраины Восточно-Европейской платформы в позднем докембрии // Автореф. дисс....д-ра геол.-минер. наук. — М., 1985.
8. Лозин Е.В. Тектоника и нефтеносность платформенного Башкортостана. Ч. I. — М., 1994.
9. Масагутов Р.Х. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. — М.: Недра, 2002.
10. Маслов А.В., Гареев Э.З. Основные петрохимические особенности и условия образования аркозовых комплексов рифея и венда Южного Урала // Литология и полезные ископаемые. 1992. № 3. С. 50—60.
11. Маслов А.В., Гареев Э.З. Основные черты петрохимической эволюции песчаников стратотипического разреза рифея на Южном Урале // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 4. С. 119—127.
12. Маслов А.В., Гареев Э.З. Петрографо-петрохимические аспекты формирования ниже-рифейских песчаниковых ассоциаций Южного Урала // Геохимия. 1996. № 3. С. 278—288.
13. Маслов А.В., Гареев Э.З., Крупенин М.Т. Терригенные осадочные последовательности типового разреза рифея: соотношение процессов рециклинга и привноса «first cycle» материала // Геохимия. 2005. № 2. С. 158—181.
14. Маслов А.В., Гареев Э.З., Подковыров В.Н. Песчаники верхнего рифея и венда Башкирского мегантиклинория // Литология и полезные ископаемые. 2010. № 3. С. 320—338.
15. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З. Литологические, литохимические и геохимические индикаторы палеоклимата (на примере рифея Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. 2003. № 5. С. 427—446.
16. Маслов А.В., Овсянников В.Г., Ишерская М.В. Рифей восточной, северо-восточной и северной периферии Русской платформы и западной мегазоны Урала: литостратиграфия, условия формирования и типы осадочных последовательностей // Литосфера. 2002. № 2. С. 54—95.
17. Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). Т. I. — Екатеринбург, 2001.
18. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. — М.: Мир, 1976.

19. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010.
20. Романов В.А. Типовые разрезы докембрия Южного Урала. — М.: Наука, 1973.
21. Ронов А.Б., Мигдисов А.А., Хане К. Количественные закономерности эволюции состава алевропесчаных пород Русской плиты // Геохимия. 1995. № 3. С. 323—348.
22. Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. — М.: Наука, 1990.
23. *Стратотун* рифея. Стратиграфия. Геохронология / Под ред. Б.М.Келлер и Н.М.Чумакова. — М.: Наука, 1983.
24. Armstrong-Altrin J.S., Verma S.P. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings // Sed. Geol. 2005. Vol. 177. Pp. 115—129.
25. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. Vol. 91. № 6. Pp. 611—627.
26. Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. Vol. 92. Pp. 181—193.
27. Descourvieres C., Douglas G., Leyland L. et al. Geochemical reconstruction of the provenance, weathering and deposition of detrital-dominated sediments in the Perth Basin: The Cretaceous Leederville Formation, south-west Australia // Sedimentary Geology. 2011. Vol. 236. Pp. 62—76.
28. El-Enen M.M.A. Geochemistry, provenance, and metamorphic evolution of Gabal Samra Neoproterozoic metapelites, Sinai, Egypt // Journal of African Earth Sciences. 2011. Vol. 59. Pp. 269—282.
29. El-Rahman Y.A., Polat A., Fryer B.J. et al. The provenance and tectonic setting of the Neoproterozoic Um Hassa Greywacke Member, Wadi Hammamat area, Egypt: Evidence from petrography and geochemistry // Journal of African Earth Sciences. 2010. Vol. 58. Pp. 185—196.
30. Ghosh S., Sarkar S. Geochemistry of Permo-Triassic mudstone of the Satpura Gondwana basin, central India: Clues for provenance // Chemical Geology. 2010. Vol. 277. Pp. 78—100.
31. Gul M., Gurbuz K., Cronin B.T. Provenance of the northern part of the Kahramanmaraş Peripheral Foreland Basin (Miocene, S Turkey) // Journal of Asian Earth Sciences. 2011. Vol. 40. Pp. 475—495.
32. Haughton P.D.W. A cryptic Caledonian flysch terrane in Scotland // J. Geol. Soc. (Lond.). 1988. Vol. 145. Pp. 685—703.
33. Holail H.M., Moghazi A.M. Provenance, tectonic setting and geochemistry of greywackes and siltstones of the Late Precambrian Hammamat Group, Egypt // Sed. Geol. 1998. Vol. 116. Pp. 227—50.
34. Hossain H.M.Z., Roser B.P., Kimura J.-I. Petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary Sylhet succession, northeastern Bengal Basin, Bangladesh: Provenance and source area weathering // Sedimentary Geology. 2010. Vol. 228. Pp. 171—183.
35. Maynard J.B., Valloni R., Ho Shing Ju. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // Geol. Soc. Am. Spec. Publs. 1982. № 10. Pp. 551—561.
36. Naipauer M., Cingolani C.A., Vujovich G.I., Chemale F.Jr. Geochemistry of Neoproterozoic-Cambrian metasedimentary rocks of the Caucete Group, Sierra de Pie de Palo, Argentina: Implications for their provenance // Journal of South American Earth Sciences. 2010. Vol. 30. Pp. 84—96.
37. Roser B.D., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // J. Geol. 1986. Vol. 94. Pp. 635—650.
38. Shao L., Stattegger K., Carbe-Schoenberg C.-D. Sandstone petrology and geochemistry of the Turban Basin (NW China): implications for the tectonic evolution of a continental basin // J. Sed. Res. 2001. Vol. 71. Pp. 37—49.
39. Toulkeridis T., Clauer N., Kroner A. et al. Characterization, provenance, and tectonic setting of Fig Tree greywackes from the Archaean Barberton Belt, South Africa // Sed. Geol. 1999. Vol. 124. Pp. 113—29.
40. Van de Kamp P.C., Leake B.E. Petrography and geochemistry of feldspathic and mafic sediments of the northeastern Pacific margin // Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci. 1985. Vol. 76. Pp. 411—49.
41. Winchester J.A., Max M.D. Tectonic setting discrimination in clastic sequences: an example from the Late Proterozoic Erris Group, NW Ireland // Prec. Res. 1989. Vol. 45. Pp. 191—201.

Состав и морфология крупных плотностных неоднородностей земной коры — фактор влияния на сейсмическую активность

Е.Х.ТУРУТАНОВ (Учреждение Российской академии наук Институт земной коры СО РАН; 664033, г.Иркутск, ул.Лермонтова, д.128)

Установлено, что крупные плотностные неоднородности земной коры базитового состава Байкальской горной области, форма и размеры которых определены в результате интерпретации гравиметрических данных, отличаются минимальной сейсмической активностью по сравнению с гранитизированными блоками, механическая прочность которых снижается за счет внедрения гранитных интрузий. К таким блокам приурочено большинство гипоцентров землетрясений.

Ключевые слова: гравиметрия, земная кора, интрузия, сейсмичность.

Турутанов Евгений Хрисанфович, tur@crust.irk.ru

Composition and morphology of large density inhomogeneities in the Earth's crust as an influence on seismic activity

E.Kh.TURUTANOV

It has been found that large density inhomogeneities in the basite crust of the Baikal mountain system whose shape and size were determined from the gravimetric data interpretation are of minimal seismic activity as compared to granitized blocks, which show decrease in their mechanical strength due to granite intrusion and to which most of the earthquake hypocenters are confined.

Key words: gravimetry, Earth's crust, intrusion, seismicity.

Корреляция различных характеристик физических полей с сейсмической активностью исследованы в Прибайкалье довольно детально [1, 2, 5, 6, 7, 13, 14 16]. Однако установлены только крайне слабые связи между упомянутыми величинами [8]. Следовательно, использованные тектонофизические параметры физико-геологической среды не могут служить основой совершенствования количественных методов оценки сейсмической опасности.

Исследователи считают, что сейсмичность вызвана не физическими полями как таковыми, а непосредственно физико-геологической средой, в частности, крупными плотностными неоднородностями, генерирующими эти поля. Плотностные неоднородности выделяются в основном вещественным составом и гравиметрическими особенностями слагающих их литологических комплексов, поэтому и искомые связи необходимо выявлять между сейсмичностью и указанными параметрами физико-геологической среды.

Иными словами, есть все основания предполагать, что одним из способов оценки параметров долговременной средней сейсмичности является установление связи последней с глубинной геометрией и составом крупных плотностных неоднородностей верхней части земной коры. Морфология крупных неоднородностей, как показали геофизические ис-

следования Байкальской горной области, достаточно надежно устанавливается с помощью инверсии потенциальных полей, в частности, гравиметрического [11, 12].

Достоверность предложенного подхода была проверена следующим образом. На структурную схему (рис. 1), полученную в результате интерпретации данных гравиметрической съемки среднего масштаба, проведенной в бассейне рек Сюльбан, Конда и Намаракит (Витимо-Олёкминская горная страна Байкальской горной области) [13], с использованием данных Байкальского филиала ГС СО РАН (<http://www.seis-bykl.ru>) нанесены эпицентры сейсмических событий, начиная с энергетического класса 8, которые имели место в 1966—1975 и 2000—2011 гг. включительно.

Следует обратить внимание на то, что слабые (К 8—11) землетрясения преимущественно приурочены к области развития гранитов на глубине. В контуры этой области попадает 70% слабых землетрясений. Точность локации таких эпицентров не выше 5 км. Если считать, что эпицентры, удаленные от границ области развития гранитов на расстояние, не превышающее приведенную величину, также принадлежат этой области, то можно говорить о принадлежности к ней 90% землетрясений.

По-видимому, внедрение палеозойских гранитов создало механическую неоднородность земной коры, что привело к снижению ее прочности по сравнению с блоками, где гранитов на глубине нет. Возможно поэтому разрывы, с которыми связаны землетрясения, развиваются в этом районе под действием поля

тектонических напряжений преимущественно на участках развития гранитов (см. рис. 1).

Естественно, в общем случае природа механических неоднородностей в земной коре не исчерпывается только присутствием гранитных тел. Ее могут создавать и другие крупные геологические образова-

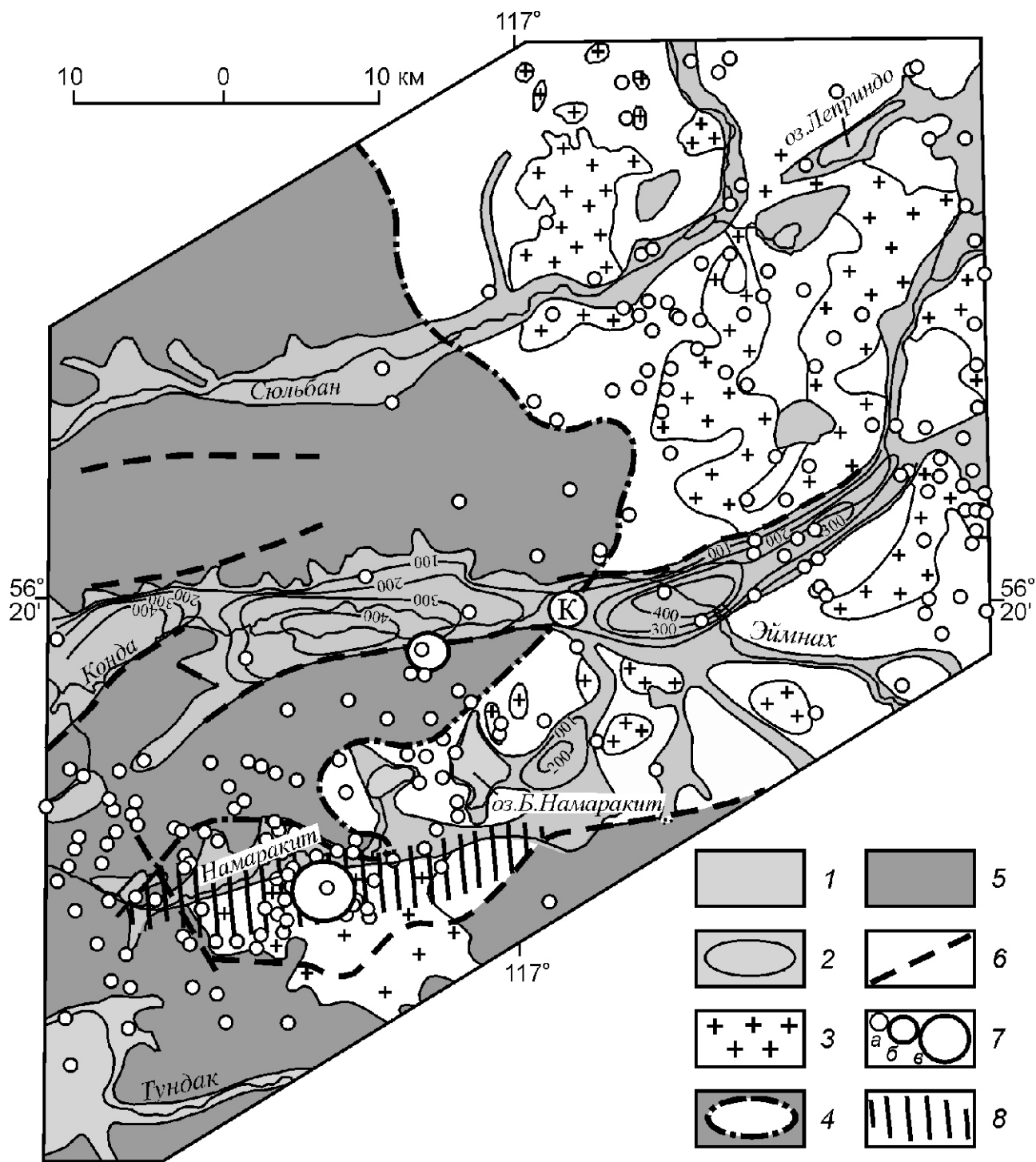


Рис. 1. Структурная схема бассейнов рек Сюльбан, Конда и Намаракит. По работе [13] с изменениями:

1 — кайнозойские отложения; 2 — изопахиты кайнозойских отложений (в м); 3 — выходы палеозойских гранитов; 4 — область развития палеозойских гранитов на глубине под вмещающими породами; 5 — докембрийские образования вне области развития гранитов на глубине; 6 — разломы по гравиметрическим данным; 7 — эпицентры землетрясений [3, 4], зарегистрированные в 2000—2011 гг., энергетические классы (К): а — 8—11; б — 14; в — 17 — (Муйское); 8 — плейстоценовая область Муйского землетрясения по сейсмогеологическим данным [9]; К — Кондинская впадина

ния. Вполне можно допустить, что в обширных зонах развития гранитов (например, таких как Ангаро-Витимский батолит) плотностные неоднородности, снижающие общую прочность коры, будут представлены провесами кровли гранитов.

В рассматриваемом районе в 1957 г. произошло одно землетрясение энергетического класса 14 и одно — 17 (Муйское). Эпицентр землетрясения класса 14 не попадает в область развития гранитов и на первый взгляд тяготеет к разлому, ограничивающему Кондинскую впадину с юга (см. рис. 1). От края этой области он удален на расстояние около 5 км. Эпицентр землетрясения класса 17 (Муйское) попадает на западное замыкание Западно-Кондинской котловины за пределами площади съемки и расположен на удалении 12 км от края области развития гранитов (см. рис. 1). Обе последние цифры не выходят за пределы возможной точности определения местоположения эпицентра.

Район Муйского землетрясения (К 17) был обследован сейсмогеологическими методами, и по максимальному развитию сейсмодислокаций околонулена его плейстосейстовая область [9]. Сопоставление этих данных со структурной схемой, составленной по результатам гравиметрических работ (см. рис. 1), показывает, что плейстосейстовая область почти полностью совпадает с осевой частью южной ветви гранитного массива, которому в гравитационном поле соответствует южная ветвь «залива» пониженных значений силы тяжести (рис. 2). Создается впечатление, что разлом, с которым связано землетрясение, возник вблизи оси этой сравнительно узкой неоднородности.

Катастрофическое Муйское землетрясение является редким событием, поэтому может возникнуть сомнение в закономерном характере приуроченности его плейстосейстовой области к гранитному массиву. В принципе, такое совпадение могло быть и случайным. Однако приуроченность к области развития гранитов большого количества относительно слабых землетрясений (К 8—11) свидетельствует о закономерном характере наблюдаемых соотношений. Возможно, что именно районы плотностных неоднородностей земной коры, особенно районы их сужения и выклинивания, — места наиболее опасные в сейсмическом отношении. И наоборот, участки земной коры, в структуре которых преобладают крупные массивы мафитовых пород, должны обладать большей прочностью, и, соответственно, меньшей сейсмичностью.

Для исследования возможной связи сейсмичности с плотностными неоднородностями основного состава, расположенными в верхней части земной коры, выбрана территория Приольхонья, хорошо изученная геофизическими методами, в частности, гравиметрическим [12]. По результатам интерпретации гравиметрических и магнитометрических данных

для этой территории составлена схема глубинного строения. Оказалось, что породы основного состава, геологические выходы которых картируются на побережье Приольхонья, на глубине образуют крупный плутон, длина которого превышает 100 км при ширине 5—20 км. Плутон имеет сложную форму, и его нижняя граница расположена на глубине 4,0—7,5 км. По геофизическим данным [12], юго-восточная часть этого тела сброшена в акваторию озера на 0,5—5,0 км при формировании Байкальской впадины и скрыта под осадками и водой. Как и в случае исследования связи сейсмичности с плотностными неоднородностями коры гранитоидного состава, схема строения Приольхонья была сопоставлена с материалами по сейсмичности этого района. На рассматриваемую схему нанесены землетрясения, начиная с восьмого энергетического класса [3, 4]. Они условно разделены на три группы: очень сильные (К 17), сильные (К 16—14) и слабые (К 13—8). Для построения карты поля эпицентров землетрясений Приольхонья использованы также данные Байкальского филиала ГС СО РАН (<http://www.seis-bykl.ru>). Кроме того, учтены эпицентры землетрясений, выявленные по палеосейсмическим данным работы [16] и материалы локальной сети сейсмических станций Бурятского филиала ГС СО РАН [10], расположенной в районе Центрального Байкала.

Картина эпицентрального поля на рис. 3 иллюстрирует известный вывод о затухании активности сейсмического процесса в северо-западном направлении от берега оз. Байкал [8]. Число землетрясений возрастает к северо-востоку от Бирхинского массива (см. рис. 3), где по гравиметрическим данным предполагается крупное нескрытое эрозией габброидное тело [12]. При сравнении рассматриваемых участков по степени неоднородности верхних 5—10 км земной коры северо-восточный участок при наличии базитового тела или ряда тел следует считать, по-видимому, более неоднородным, чем юго-западный. Эпицентры землетрясений на суше тяготеют к разрывным нарушениям второго порядка как северо-восточного, так и северо-западного направлений.

Если обратиться к той части основных массивов, которая по магнитометрическим данным [12] расположена в фундаменте оз. Байкал (см. рис. 3), то увидим, что от сопредельных участков фундамента оз. Байкал она отличается минимальной сейсмичностью. Действительно, к юго-востоку от контура проекции базитовых тел число эпицентров значительно возрастает, а размеры участков «молчания» малы и соизмеримы с точностью определения местоположения эпицентров. К юго-западу от предполагаемого окончания базитового плутона сейсмичность остается выше, чем в его пределах, хотя уровень ее несколько ниже, чем на юго-востоке. Особенность этого участка — наличие двух эпицентров землетрясений энергетических классов 16 и 14.

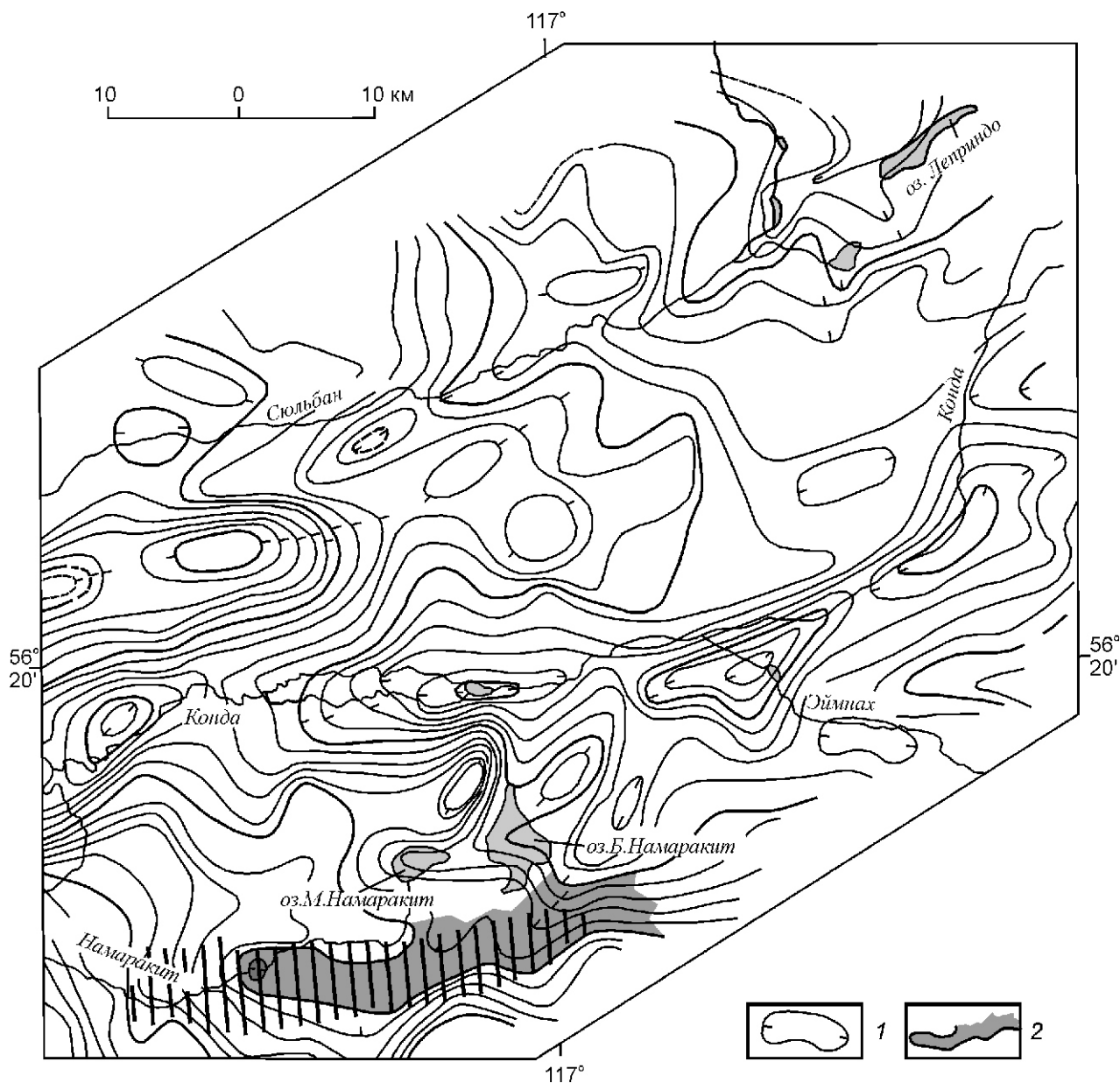


Рис. 2. Карта аномалий силы тяжести в редукции Буге бассейнов рек Сюльбан, Конда и Намаракит. Без оцифровки, в относительном уровне, по работе [12] с изменениями:

1 — изоаномалы силы тяжести; 2 — южная ветвь «залива» пониженных значений силы тяжести; см. услов. обозн. к рис. 1

Исследования глубин гипоцентров сопредельной с Приольхоньем территории Центрального Байкала с использованием данных Селенгинской локальной сети сейсмических станций [10] подтверждают связь сейсмичности с составом и морфологией крупных плотностных неоднородностей верхней части земной коры.

Общий характер эпицентрального поля в области Центрального Байкала показан на рис. 4, Б. Наиболее представительная группа эпицентров расположена по линии II, вдоль которой наблюдается три обособленные, линейно вытянутые группы гипоцентров, погружающиеся по простиранию вдоль оз. Байкал в северо-восточном направлении (см. рис. 4, А). Оказалось, что в первой группе глубина очагов уменьшается

ся на северо-восток от 14 до 10 км с углом наклона средней оси около 5° . Для двух других групп глубина очагов увеличивается в том же направлении от 12 до 22 км с углом падения осей до 11° , так же как и вдоль линий I и III (см. рис. 4, В).

В юго-восточном направлении вдоль поперечных линий IV и V заглубление очагов происходит в таком же диапазоне, но на меньшем расстоянии, так что угол падения увеличивается до $12\text{—}16^\circ$ (см. рис. 4, В и Г).

Приведенные данные говорят о том, что очаги землетрясений в районе Центрального Байкала расположены в верхней части консолидированной коры, начиная непосредственно от подошвы осадочной тол-

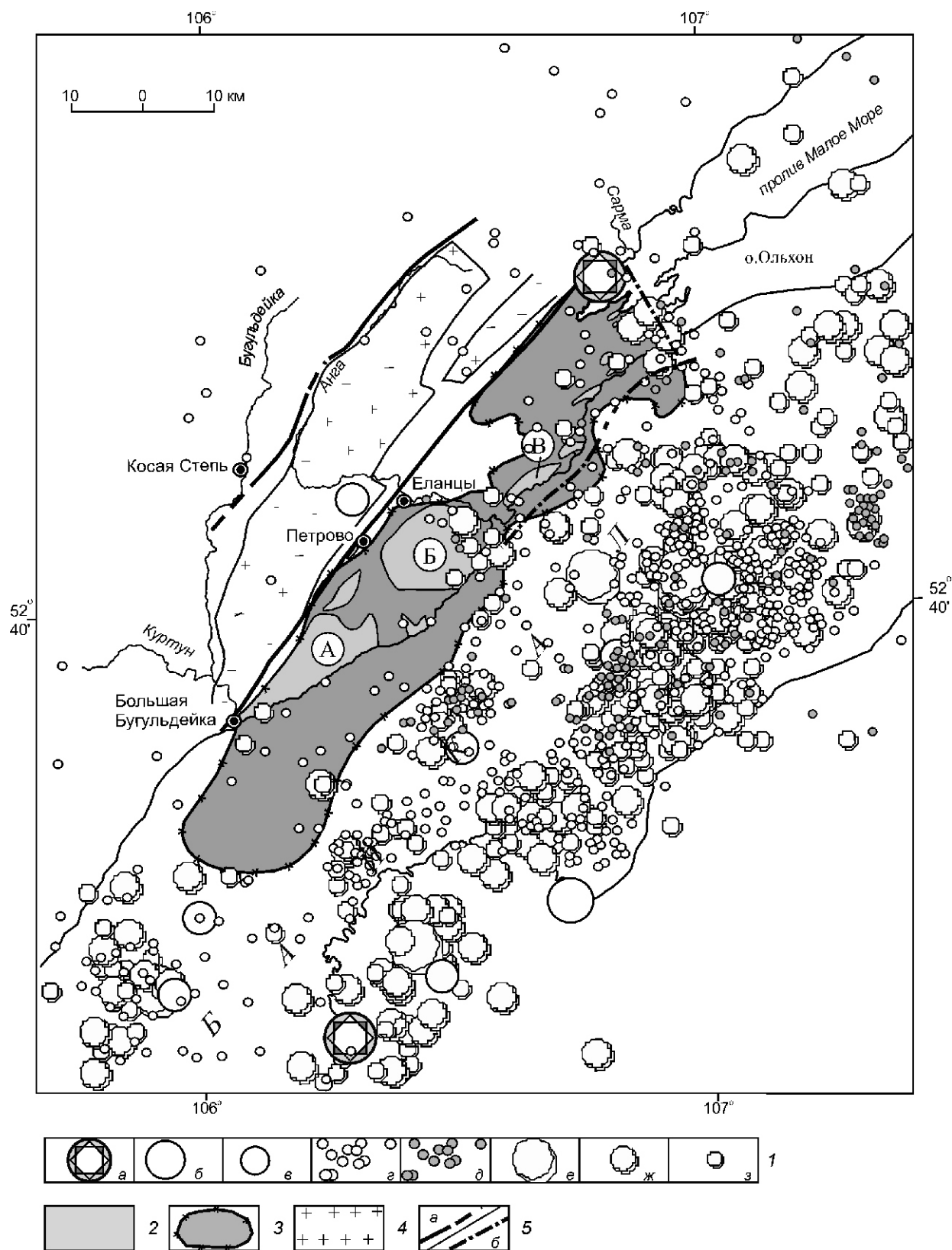


Рис. 3. Схема расположения эпицентров землетрясений и палеосейсмодислокаций Приольхонья:

1 — эпицентры землетрясений, энергетические классы (К): а — 16—14 по палеосейсмическим данным [16]; 1962—1976 гг. [3, 4], классы: б — 17, в — 16—14, г — 13—8; 1994—2011 гг., классы: д — 13—8; 1962—1999 гг. [10], классы: е — 13—10,5, ж — 10,5—7,5, з — 7,5—6,5; 2 — выходы на поверхность массивов базитового состава: А — Бугульдейского (Крестовского), Б — Бирхинского (Озёрского), В — Тажеранского (Улан-Нурского) и др.; 3 — площадь проекции геологических тел базитового состава (по гравиметрическим данным) на земную и водную поверхности [12]; 4 — выходы гранитов; 5 — крупные разломы по геолого-геофизическим данным: а — на поверхности Земли, б — под водой

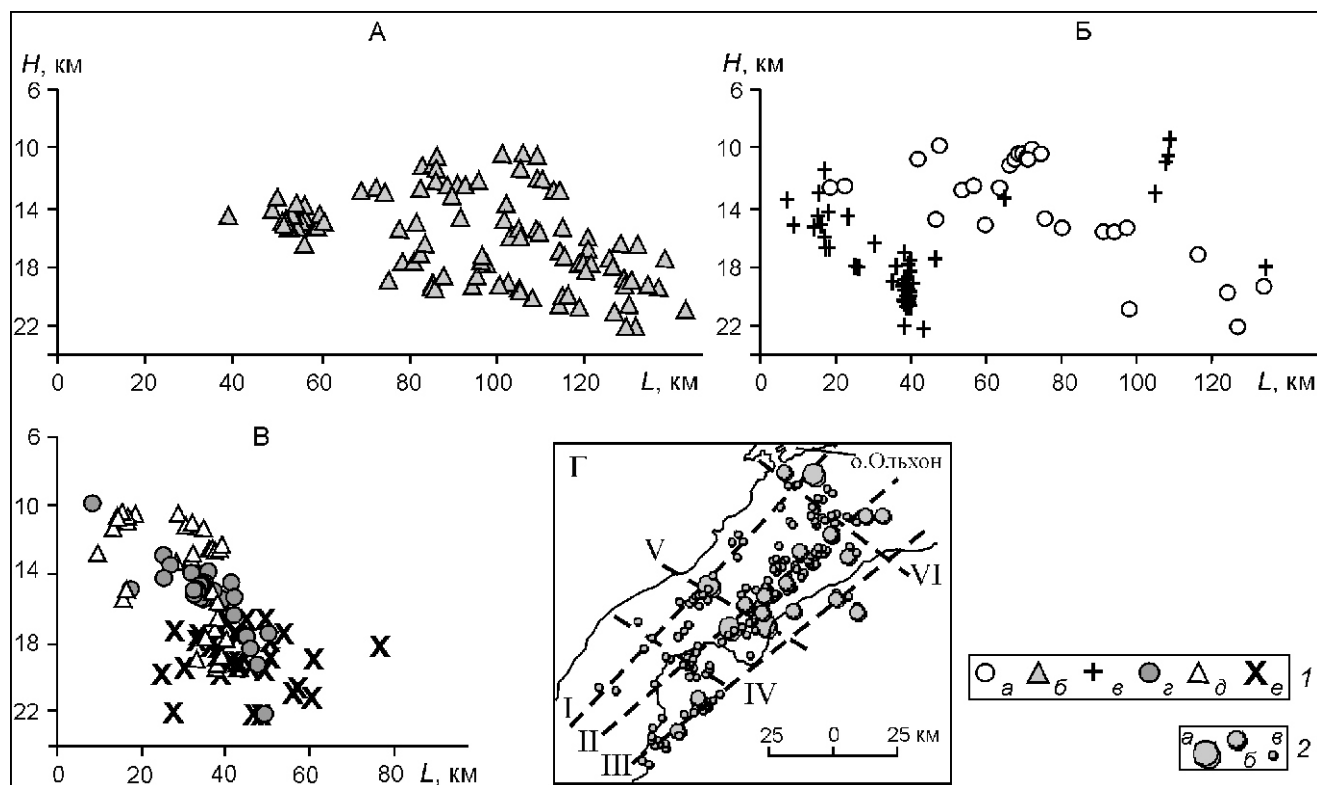


Рис. 4. Распределение очагов землетрясений в земной коре Центрального Байкала:

А и Б — для условных разрезов вдоль группы линий, расположенных по простиранию оз. Байкал; В — ориентированных вкост озера по работе [10] с изменениями; Г — расположение эпицентров землетрясений за 2001—2005 гг., использованных для определения глубины очагов: I — линии: а — I, б — II, в — III, г — IV, д — V, е — VI; 2 — эпицентры землетрясений, энергетический класс (К): а — 10,5—13,0, б — 7,5—10,5, в — 6,5—7,5; I—VI — положение условных разрезов вдоль характерных областей расположения землетрясений

щи пород на глубине около 10 км, и погружаются в юго-восточном направлении на глубину до 20 км под углом около 12—16° (см. рис. 4, Г).

Следовательно, большинство гипоцентров землетрясений на акватории оз. Байкал, прилегающей к Приольхонью, находятся ниже максимально установленных по гравиметрическим данным глубин залегания нижних кромок базитовых тел в этом районе, т.е. землетрясения (за небольшим исключением) не возникают в области преимущественного развития пород мафитового состава. Это объясняет установленный факт минимального числа эпицентров землетрясений в районе развития крупных базитовых интрузий Приольхонья.

Таким образом, можно утверждать, что в распределении очагов землетрясений в Приольхонье наблюдается тенденция к уменьшению их числа на участках развития базитовых тел как на побережье, так и под рыхлыми осадками на акватории оз. Байкал. По-видимому, это объясняется увеличением прочностных свойств коры при внедрении высокотемпературных магм основного состава.

На основании материалов статьи можно сделать следующие выводы. Сейсмическая активность Байкальской горной области связана с процессом рифто-

генеза, который неравномерно проявляется в пространстве. Причиной может быть как различие в интенсивности глубинных процессов, так и различие участков литосферы по механическим свойствам. Например увеличение сейсмической активности рассматриваемого региона в области больших отрицательных аномалий силы тяжести [8], т.е. там, где существуют наиболее крупные плотностные неоднородности в верхней части земной коры — заполненные осадками кайнозойские впадины, или протяженные по латерали интрузии различного состава.

Действительно, сопоставление морфологических особенностей линз кайнозойских осадков впадин Байкальской горной области с неоднородностями фундамента показывает, что впадины тяготеют преимущественно к контактам гранитов с метаморфическими породами [12]. Котловины локализуются чаще всего на гранитном субстрате, при этом сама зона контакта превращается в одну из границ впадины. По-видимому, граниты являются менее прочными образованиями, чем глубоко метаморфизованные породы докембрия, а внедрение палеозойских интрузий нарушает первоначальную однородность коры и снижает ее механическую прочность по сравнению с участками, где граниты на глубине отсутствуют.

И напротив, блоки земной коры преимущественно мафитового состава отличаются минимальной сейсмической активностью по сравнению с гранитизированными. В Приольхонье (Западное Прибайкалье), где массивные тела основного состава слагают крупный плутон (100–20 км), очаги землетрясений, за редким исключением, расположены вне области распространения этого образования.

Основной вывод заключается в том, что гравиметрия позволяет выделять в верхней части земной коры плотностные неоднородности, которые могут соответствовать и прочностным неоднородностям. Их местоположение, по-видимому, в значительной степени и определяет места возникновения землетрясений.

Характер распределения очагов землетрясений в земной коре Байкальской горной области и его взаимосвязь с глубинным строением земной коры остаются до сих пор дискуссионными. Одна из главных проблем здесь — учет влияния скоростных неоднородностей в земной коре, распределенных как по вертикали, так и горизонтали. Поскольку надежность локализации очагов землетрясений в значительной степени зависит от аномальных особенностей среды, необходимость изучения влияния крупных плотностных неоднородностей земной коры на точность определения координат очага несомненна.

Надежное определение глубин очагов землетрясений может быть получено только при исключении из расчетов станций со значительными аномалиями времен, которые могут быть обусловлены присутствием крупных горизонтальных скоростных, (а значит и плотностных) неоднородностей [10]. Поэтому данные о геометрических особенностях этих неоднородностей имеют ключевое значение в оценке характера пространственного распределения очагов землетрясений. Очевидно, что сведения о морфологии крупных плотностных неоднородностей верхней части земной коры, полученные с привлечением данных гравиметрии, могут внести определенный вклад в проблему познания трехмерной структуры Байкальской горной области, решаемую с помощью сейсмологических методов.

Рассмотренный материал еще недостаточен для окончательного выявления связей между распределением очагов землетрясений и степенью неоднородности верхней части земной коры, но, безусловно, представляет интерес и может быть использован в дальнейшем по мере накопления и систематизации аналогичных данных по Байкальской горной области.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке гранта СО РАН ОНЗ-7.7.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гзовский М.В., Крестников В.Н., Рейснер Г.И. Геологические методы количественной характеристики среднего градиента скорости вертикальных тектонических движений (изменений наклона) земной коры и некоторые результаты их применения // Изв. АН СССР. Сер. Геофизика. 1959. № 8. С. 1147—1156.
2. Гзовский М.В. Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа // Современные движения земной коры. —М.: Изд-во АН СССР, 1963. № 1. С. 149—178.
3. Голенецкий С.И. Землетрясения районов трассы БАМ на участке от северной оконечности оз.Байкал до р.Олёкма в 1975 г. —Иркутск, 1976.
4. Голенецкий С.И. Краткий обзор сейсмичности районов трассы БАМ на участке от северной оконечности оз. Байкал до р.Олёкма за период времени с 1962 по 1974 г. —Иркутск, 1976.
5. Зорин Ю.А. О глубинном строении впадины озера Байкал по геофизическим данным // Изв. АН СССР. Сер. Геология 1966. № 7. С. 75—85.
6. Ризниченко Ю.В. Связь течения горных масс с сейсмичностью // Докл. АН СССР. 1965. Т. 161. № 1. С. 96—98.
7. Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры. —М.: Наука, 1965.
8. Ризниченко Ю.В., Пшенин К.В., Зорин Ю.А. Сейсмическая активность Прибайкалья в сопоставлении с рельефом и гравитационными аномалиями // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1969. № 10. С. 10—27.
9. Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин А.А. и др. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / Под ред. В.П.Солоненко. —М.: Наука, 1966.
10. Тубанов Ц.А. Глубина очагов землетрясений в области Центрального Байкала по данным локальной системы наблюдений // Автореф. дис....канд. геол.-минер. наук. —Иркутск, 2009.
11. Турутанов Е.Х., Зорин Ю.А. Глубинное строение гранитных плутонов Монголии и Забайкалья. —Новосибирск: Наука, 1978.
12. Турутанов Е.Х. Строение кайнозойских впадин северо-восточного и юго-западного окончаний Байкальской рифтовой системы по гравиметрическим данным. —Иркутск, 2010.
13. Флоренсов Н.А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. —М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1960.
14. Флоренсов Н.А. К проблеме механизма горообразования во внутренней Азии // Геотектоника. 1965. № 4. С. 3—14.
15. Чипизубов А.В., Смекалин О.П., Семенов Р.М., Имаев В.С. Палеосейсмичность Прибайкалья // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36. № 1. С. 7—22.
16. Ryzhichenko Yu.V. Earthquakes as a display of the earth's crust and mantle flow// Papers 9 Assembly ESC 1—7 Aug. 1966 in Copenhagen. Acad. Forlag/Kobenhavn. 1967. Pp. 403—411.

Гипотеза о полигенезе углеводородов в трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторах Восточной Сибири

Е.А.ГЛАДКОВ (Национальный исследовательский Томский политехнический университет; 634050, г.Томск, проспект Ленина, д.30; Учреждение Российской академии наук Институт нефтегазовой геологии и геофизики им.А.А.Трофимука СО РАН, Томское отделение; 634055, г.Томск, ул.Академическая, д.3)

Гладков Евгений Алексеевич, gladkov1974@mail.ru

Hypotheses about polygenesis hydrocarbons in fractured carbonate reservoirs of the cavernous Eastern Siberia

E.A.GLADKOV

Целенаправленные поиски месторождений нефти и газа в протерозойских отложениях Восточной Сибири проводятся более 50 лет [13, 19]. Юрубчено-Тохомское месторождение, как наиболее крупное, до сих пор выступает в качестве эталонного для создания концепции поисков залежей углеводородного сырья в верхнем, а так же, возможно, и в нижнем протерозое не только на Сибирской платформе, но и в других протерозойских осадочных бассейнах мира [14].

Поэтому необходимо иметь четкие представления о геологии и условиях формирования отложений, являющихся коллекторами. Для выработки такой концепции недостаточно учитывать только возраст резервуара [14]. Например, в Китае известны залежи нефти в трещиновато-кавернозных коллекторах с возрастом пород около 1 млрд. 700 млн.лет, где китайскими учеными была доказана миграция нефти из кайнозойских нефтепроизводящих пород озерного происхождения [20].

Автор, чтобы избежать дискуссионных вопросов, придерживается полигенной природы формирования залежей углеводородов [9]. Как уже ранее было отмечено [4, 5, 6], в рифейских отложениях Восточной Сибири, трещиновато-кавернозные коллекторы достаточно широко распространены. Таким образом, запасы углеводородов в уже открытых месторождениях составляют сотни миллионов тонн.

Согласно исследованиям А.Э.Конторовича с соавторами [14], суммарная мощность высокоуглеродистых отложений в разрезе Юрубчено-Тохомского месторождения превышает 1500 м, следовательно, генерация нефти и газа должна быть существенно выше, чем могла продуцировать баженовская толща (средняя мощность около 15—20 м).

Не затрагивая длительный процесс формирования коллектора, отметим главное. В настоящее время принято считать, что длительный континентальный

перерыв сопровождался широким процессом карсто-и кавернообразования вдоль возникших трещин, проявившихся в предбайкальские и предвендские коллизии [14]. В это время происходило интенсивное дробление территории на блоки, что привело к широкому развитию вертикальной трещиноватости. Дальнейшее погружение территории Байкитской антеклизы в венде и фанерозое связано с ее перекрытием кембрийскими эвапоритовыми толщами, образовавшими надежный флюидоупор, сформировавший огромный резервуар горизонта P_1 .

Первоначальное образование залежи в горизонте P_1 происходило в несколько этапов, о чем свидетельствует субгоризонтальное нефтенасыщение, установленное А.И.Ларичевым [17] на ряде уровней газовой шапки. Затем мандринская толща практически полностью исчерпала свой нефтегенерационный потенциал, а дальнейшее погружение привело к генерированию газа, который начал интенсивно поступать в ловушку и формировать газовую шапку, оттесняя нефтяную подушку. Ряд исследователей [14] полагает, что указанный процесс протекал в несколько этапов, последний из которых был интенсифицирован (генерация газа) увеличением температуры осадочного чехла при подъеме в верхние горизонты земной коры огромной базитовой магмы предпозднепермско-раннетриасовой эпохой магматизма. Последовавшее вслед за этим посттриасовое воздымание бассейна [3] и размыв привели к снижению пластовых давлений, способствовали выделению углеводородных газов в свободную фазу из воды и мощному всплеску струйной вертикальной миграции газа через «прозрачную» из-за вертикальной трещиноватости толщу рифея до первого надежного флюидоупора каким явились глинисто-карбонатные и карбонатно-эвапоритовые отложения верхнего венда и нижнего кембрия [14].

Современные представления. Разработка трещиновато-кавернозных рифейских отложений Юрубченской залежи, связана с многочисленными неопределенностями, в т.ч. большой неравномерностью при распределении трещин и каверн. Для уточнения физико-механических и фильтрационно-ёмкостных свойств был отобран керн и детально изучен [12]. Породы-коллекторы рифейских отложений Юрубченско-Тохомского месторождения — породы преимущественно трещинного типа [12]. В связи с этим особое внимание все исследователи обращали на изучение характеристик систем трещин рассматриваемого продуктивного объекта: густота, раскрытость и коэффициент сжимаемости трещин.

В результате проведенных Ю.А.Кашниковым с коллегами исследований [12], полученные динамическими испытаниями значения модуля упругости в 1,5—2,0 раза превысили величины модуля упругости при статических испытаниях, что характерно для динамических испытаний. Значение коэффициента Пуассона при статических испытаниях оказалось значительно ниже, чем при динамических. Это опровергает идею о быстром смыкании трещин в процессе падения пластового давления. Однако исключительно высокие значения прочностных и деформационных статических и динамических характеристик, которые в несколько раз выше, чем аналогичные физико-механические свойства для карбонатных коллекторов большинства месторождений углеводородов, свидетельствуют о наличии в массиве пород месторождения высоких остаточных тектонических напряжений, которые будут способствовать смыканию стенок трещин при падении в системе трещин пластового давления.

Основными параметрами, характеризующими работу продуктивной залежи, являются фильтрационно-ёмкостные свойства, в частности, пористость и проницаемость. Специалистами ВостСибНИИГГиМС [18] открытая пористость определялась по методу Преображенского. Оборудование, инструменты и реактивы соответствовали ГОСТ 26450.0-85. Коэффициент открытой пористости $K_{п}^{пл}$ и сжимаемость порового пространства Π измерялись на установке УИФМС (модифицированная ИФС-П). Последующие расчеты дали также значение коэффициента сжимаемости порового пространства

Π . В то же время в связи с низкими значениями пористости матрицы и интенсивной трещиноватостью и кавернозностью данный параметр включает сжимаемость каверн и трещин. Средняя величина полученной пористости колеблется в пределах 0,4—0,6%, а проницаемость (по гидродинамическим данным) — от $0,03 \cdot 10^{-3}$ до $3653,4 \cdot 10^{-3}$ мкм², при среднем значении — $119 \cdot 10^{-3}$ мкм².

При разработке пластов, сложенных трещиноватыми и трещинно-поровыми породами, сталкиваются с проблемами, не свойственными объектам порового типа. Это связано с наличием систем трещин, кото-

рые в значительной степени определяют процессы нефтеизвлечения, что может существенно влиять на продуктивность скважин в процессе её разработки.

Как известно, трещинно-поровые коллекторы представляют собой двойную среду, состоящую из объемной сетки трещин, в которую помещена пористая матрица, разбитая трещинами на разнокалиберные блоки. Принято считать, что при изменении пластового давления пористые блоки почти не испытывают упругих деформаций, и их абсолютная газопроницаемость остается практически постоянной. Деформация трещиноватого коллектора, вызванная падением пластового давления, сопровождается снижением трещинной проницаемости, что ведет к снижению коэффициентов продуктивности и дебитов.

Для моделирования трещинно-поровых коллекторов применяют модель двойной пористости, используя современные программные пакеты (ECLIPSE, Tempest MORE и др.). В то же время, как в модельных представлениях, так и в самих программных комплексах слабо отражены явления смыкания трещин в процессе падения пластового давления и соответствующее снижение трещинной составляющей проницаемости. Поэтому указанный тип коллектора автор, вслед за Ю.А.Кашниковым с коллегами [12], рассматривает как имеющий преимущественно геомеханическую природу. Кроме того, использование модели двойной пористости для гидродинамического моделирования разработки рифейских объектов представляется весьма сложной и в определенной степени неактуальной проблемой вследствие значительной неопределенности исходных параметров, входящих в данную модель, а также учитывая, что породы, слагающие рифейский объект, очень плотные и имеют пористость 0,5—2%. Более эффективным и целесообразным представляется определение закона изменения трещиной проницаемости (т.е. считаем, что проницаемость матрицы мала и практически не изменяется) продуктивных объектов в процессе падения пластового давления и применение данного закона в гидродинамическом моделировании, используя модель простой пористости [12]. При этом, как показали опыты, поровая составляющая проницаемости рифейских карбонатных объектов, действительно не изменяется. Таким образом, основное внимание должно быть обращено на изучение изменения трещинной составляющей проницаемости.

В рамках данной работы [12] были выполнены исследования изменения фильтрационно-ёмкостных свойств образцов с трещинами в процессе длительного действия пониженного пластового давления. Всего испытаниям было подвергнуто 9 образцов с трещинами. При этом падение и восстановление пластового давления путем снижения и нагнетания внутритрещинного давления позволили воспроизвести реальные условия снижения и поддержания пластового давления.

Испытания показали следующие результаты [12]. Общее снижение проницаемости при падении давления до 3 МПа весьма существенно и составляет для отдельных образцов 90% от первоначальной. Восстановление проницаемости происходит менее интенсивно и при падении эффективного давления до 3 МПа проницаемость восстанавливается только до 20% от проницаемости, характерной для эффективного давления 0,5 МПа. Таким образом, при проведении экспериментов в лабораторных условиях, были получены выводы о том, что даже небольшое снижение пластового давления приводит к значительному снижению проницаемости и соответственно продуктивности скважин, кроме этого процесс деформирования по системам трещин вследствие снижения пластового давления является практически мало обратимым и, соответственно, если допустить на начальном этапе разработки падение пластового давления, то в последующем нельзя будет восстановить первоначальную продуктивность скважин.

Тем не менее, проведенные исследования [12] не могли в полной мере воссоздать пластовые условия для реальных продуктивных отложений, так как даже на более крупных образцах керна были получены данные по пористости существенно выше.

Теоретические предпосылки деформационно-метасоматического преобразования карбонатных пород. Автор полностью поддерживает предложенную временную модель образования Юрубчено-Тохомского месторождения [14], однако формирование трещин, по его мнению, обусловлено не только тектоническими причинами, но и деформационно-метасоматическими.

Деформационно-метасоматическое преобразование — это преобразование продуктивных отложений и вмещающих пород в результате изменения структуры и объема их пустотно-порового пространства при активном участии пластовых флюидов и вторичном минералообразовании, приводящее к изменению их фильтрационно-ёмкостных свойств.

Многочисленными исследованиями [1, 3, 7, 8, 10, 11, 15, 16 и др.] достоверно выделена связь тектоники с эманациями из верхней мантии в виде гидротермальных растворов (флюидов) и процессами изменения пород-коллекторов. При этом роль высокотемпературных гидротерм (флюидов) активизирующих процессы формирования вторичной пористости за счет образования трещин гидроразрыва весьма высока. В частности, изучение коллекторских свойств палеозойских отложений фундамента Западной Сибири (осадочные, метаморфические и изверженные породы) показало, что они характеризуются резкой неоднородностью и трещинно-кавернозным характером, возникшим в результате метасоматической переработки пород гидротермальными (флюидами) растворами.

Специальными исследованиями было установлено, что объемы накопленной добычи углеводородов

и доказанные их запасы, могут быть сопоставимы с количеством привнесенного вещества [16]. Также, указанные исследователи отмечают, что «...понимание гидротермальной природы пластовых флюидов позволяет рассматривать накопление углеводородных масс, вторичные изменения пород разрезом, возникновение неотектонических структур, формирование аномальных поверхностных геохимических полей над залежами нефти и газа, как единый неразрывный во времени и пространстве процесс, связанный с дегазацией недр планеты...» [16, с. 361].

Теоретически наиболее сильно будут подвергаться процессам преобразования карбонатные породы, сложенные на 100% известняком (кальцитом), который в результате полной доломитизации может уменьшать свой объем на 12,3%, а при кальцитизации возможен обратный процесс. В зависимости от минерального состава матрицы и цемента, автор предлагает две классификации — для карбонатных (дополнение к работе [2]) и терригенных коллекторов (дополнение к работе [22]), основанные на изменении ёмкости коллектора в результате деформационно-метасоматических преобразований (таблицы 1 и 2).

При доломитизации мы будем наблюдать увеличение объема пустотно-порового пространства, а при кальцитизации уменьшение, поэтому зная состав породы можно представить предполагаемый механизм следующим образом (см. табл. 1). Для терригенных пород возьмем классификацию, предложенную В.Н.Швановым [22], так как широко используемая в последние годы классификация А.А.Ханина [21], которая делит породы-коллекторы на 6 классов по абсолютной проницаемости, не учитывает минералогическую продуктивных отложений.

В зависимости от состава цемента в результате деформационно-метасоматических преобразований максимально возможное изменение ёмкости коллектора без учета изменения минеральных зерен и обломков, представлено в табл. 2.

Таким образом, зная минеральный состав продуктивных отложений, их текстуру и структуру, можно прогнозировать степень изменения объема их пустотно-порового пространства, увеличение или уменьшение общей пористости. Так, в результате эксперимента, проведенного в ИХН СО РАН (г.Томск), доказана возможность образования доломита в присутствии карбамиды и хлорида магния при температуре 160 С. При этом присутствие нефти не оказывает заметного влияния на образование доломита.

Деформационно-метасоматическое полигенное образование залежей углеводородов в трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторах. В дополнение к проведенным исследованиям [12, 14, 17, 18], автор предлагает еще один из возможных механизмов формирования трещиновато-кавернозного карбонатного коллектора горизонта P_1 — деформационно-метасоматический полигенный.

1. Классификация известково-доломитовых пород с учетом деформационно-метасоматических процессов (по работе [22], с изменениями и дополнениями автора

Порода	Содержание $\text{Ca}(\text{CO}_3)_2$, %		Уменьшение объема пород при доломитизации, %	Содержание $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, %		Увеличение объема пород при кальцитизации, %
Известняк	95—100	100	0,000	0	0	12,300
Известняк доломитистый	75—95	95	0,615	5—25	5	11,685
		90	1,230		10	11,070
		85	1,845		15	10,455
		80	2,460		20	9,840
		75	3,075		25	9,225
Известняк доломитовый	50—75	70	3,690	25—50	30	8,610
		65	4,305		35	7,995
		60	4,920		40	7,380
		55	5,535		45	6,765
		50	6,150		50	6,150
Доломит известковый	25—50	45	6,765	50—75	55	5,535
		40	7,380		60	4,920
		35	7,995		65	4,305
		30	8,610		70	3,690
		25	9,225		75	3,075
Доломит известковистый	5—25	20	9,840	75—95	80	2,460
		15	10,455		85	1,845
		10	11,070		90	1,230
		5	11,685		95	0,615
Доломит	0—5	0	12,300	100	100	0,000

Образование трещиноватости в карбонатных коллекторах Юрубчено-Тохомского и ему подобных месторождениях возможно в результате уменьшения объема карбонатных пород в процессе их доломитизации (см. таблицы 1 и 2). Процесс доломитизации, скорее всего, носил пульсационный характер и был тесно связан с увеличением температуры осадочного чехла при подъеме в верхние слои земной коры огромной базитовой магмы [3], а также наличием долгоживущих разломов, приуроченных к Юрубчено-Тохомскому месторождению.

Не отвергая органогенную природу нефти в Юрубчено-Тохомском месторождении, автор статьи предлагает рассматривать приразломные зоны, как участки для проникновения углеводородов мантийного происхождения. Мантийные углеводороды могли быть составной частью в высокоминерализованном насыщенном магнием глубинном флюиде. На глубинах в несколько километров были возможны процессы деформационно-метасоматического преобразова-

ния карбонатных пород. В результате чего сформировался трещиновато-кавернозный тип коллектора.

Если рассматривать деформационно-метасоматическое преобразование пород как непрерывный процесс, то проникновение углеводородов мантийного происхождения из зон разломов внутрь коллектора могло затронуть весьма обширные участки месторождения. Для уточнения данного предположения необходимо провести специальные исследования по химическому анализу нефти, локализованной на различном расстоянии от разломов.

Из материалов статьи можно сделать выводы о том, что углеводороды (нефть, газ, газоконденсат) трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторов Восточной Сибири, расположенные в зонах разломов, могут иметь полигенное происхождение. Возможно, если поддерживать депрессию на уровне, не допускающем критического смыкания трещин, то при наличии глубинных флюидов, насыщенных мантийными углеводородами, синицировать их

2. Изменение объема пустотно-порового пространства при полной доломитизации (кальцитизации) продуктивных отложений с различным типом цемента

Тип цемента	Содержание цемента в породе, %	Состав цемента			
		Глинистый (без карбонатов)	Карбонатно-глинистый (карбонатов 50%)	Глинисто-карбонатный (карбонатов 50%)	Карбонатный (полностью карбонатный)
Базальный	40—50	0	0,100—2,500	2,500—5,500	4,920—6,150
Открытый поровый	30—40	0	0,060—2,000	1,850—4,430	3,690—4,920
Закрытый поровый	25—30	0	0,050—1,500	1,540—3,320	3,075—3,690
Неполный поровый	10—25	0	0,020—1,250	0,620—2,770	1,230—3,075
Контурный	5—10	0	0,010—0,500	0,310—1,110	0,615—1,230
Прерывистый контурный	1—5	0	0,002—0,250	0,060—0,550	0,123—0,615

фильтрацию от зон разломов (по трещинам) внутрь пласта. Таким образом, за счет поступления углеводородов мантийного происхождения, мы сможем извлекать больше подвижных извлекаемых запасов, чем их локализовано в залежи.

Предложенная модель полигенного формирования углеводородов в трещиновато-кавернозных карбонатных коллекторах, также вполне вероятна и для других типов месторождений, приуроченных к зонам разломов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасарова М.В. Взаимодействие карбонатных пород с гидротермальными системами при формировании коллекторов нефти и газа // Литология и нефтегазоносность карбонатных отложений // Мат-лы научно-практической конференции. г.Сыктывкар 10—19 июня 2001. —Сыктывкар, 2001. С. 125—127.
2. Вишняков С.Г. Карбонатные породы и полевое исследование их пригодности для известкования почвы // Карбонатные породы Ленинградской области, Северного края и Карельской АССР. Вып. 2. —М.: Госгоргеонефтеиздат, 1933. С. 3—22.
3. Гладков Е.А. Теоретическая и практическая невозможность построения детальной фильтрационной модели на основе геологической модели // Бурение и нефть. 2009. № 7—8. С. 22—23.
4. Гладков Е.А. Преимущество наклонно-направленных скважин перед горизонтальными при разработке сложнопостроенного продуктивного пласта // Бурение и нефть. 2010. № 10. С. 22—24.
5. Гладков Е.А. Возможные проблемы при разработке Верхнечонского газоконденсатнонефтяного месторождения (Восточная Сибирь) // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 2010. № 11. С. 62—64.
6. Гладков Е.А. Особенности разработки трещиновато-кавернозных коллекторов Восточной Сибири // Газовая промышленность. 2011. № 8. С. 36—38.
7. Гладков Е.А. Влияние метасоматоза на разработку месторождений углеводородов // I Российский Нефтяной конгресс: Сб. материалов. —М., 2011. С. 90—93.
8. Гладков Е.А. Причины изменения фильтрационно-емкостных свойств коллекторов в процессе разработки месторождений углеводородов // Научно-практическая конференция «Современные вызовы при разработке и обустройстве месторождений нефти и газа Сибири»: Сб. материалов. —Томск, 2011. С. 44—45.
9. Дмитриевский А.Н. Полигенез нефти и газа // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 3. С. 373—377.
10. Дмитриевский А.Н., Валяев Б.М. Локализованные потоки глубинных углеводородных флюидов // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ / Под ред. А.Н.Дмитриевского. —М.: ГЕОС, 2002. С. 319—322.
11. Дюнин В.И., Корзун В.И. Гидрогеодинамика нефтегазовых бассейнов. —М.: Научный мир, 2005.
12. Кашиников Ю.А., Гладышев С.В., Разянов Р.К. и др. Гидродинамическое моделирование первоочередного участка разработки Юрубчено-Тохомского месторождения с учетом геомеханического эффекта смыкания трещин // Нефтяное хозяйство. 2011. № 4. С. 104—107.
13. Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К. и др. Геология нефти и газа Западной Сибири. —М.: Недра, 1975.
14. Конторович А.Э., Изосимова А.Н., Конторович А.А. и др. Геологическое строение и условия формирования гигантской Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции в верхнем протерозое Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 8. С. 166—195.
15. Коробов А.Д., Коробова Л.А. Зона развития уникальных природных резервуаров — породы фундамента тафrogenных областей // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ / Под ред. А.Н.Дмитриевского. —М.: ГЕОС, 2002. С. 258—262.
16. Коробов Ю.И., Малюшко Л.Д. Флюидодинамическая модель формирования залежей углеводородов — теоретическая основа поисков месторождений нефти и газа // Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть и газ / Под ред. А.Н.Дмитриевского. —М.: ГЕОС, 2002. С. 360—362.
17. Ларичев А.И., Коробов Ю.И. Результаты поверхностной газогеохимической съемки в пределах Юрубчено-Тохомской зоны нефтегазоаккумуляции // Результаты работ по межведомственной региональной научной программе «Поиск» за 1992—1993 гг. —Новосибирск, 1995. Ч. II. С. 112—116.
18. Мендюк И.М. Изучение упруго-деформационных свойств пород-коллекторов рифея Юрубченского месторождения. —Иркутск, 1991.
19. Трофимук А.А. Нефтегазоносность Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1960. № 7. С. 3—12.
20. Фан Пу, Чанг Байшенг Неморские нефти Китая // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 6. С. 45—59.
21. Ханин А.А. Породы-коллекторы нефти и газа и их изучение. —М.: Недра, 1969.
22. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). —Л.: Недра, 1987.

Об организации «Кудрявцевских Чтений» — Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти и газа

14 декабря 2011 г. в ОАО «Центральная геофизическая экспедиция» («ЦГЭ») прошло Учредительное собрание по организации и проведению «Кудрявцевских Чтений» — Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти. По решению Координационного совета председательствующий А.И.Тимурзиев открыл Собрание и выступил с докладом по организации Чтений. Вступительное слово было посвящено вкладу Н.А.Кудрявцева в создание современной гипотезы неорганического происхождения нефти и газа. Наряду с научным подвигом Н.А.Кудрявцева, была отмечена его активная гражданская позиция и открытая бескомпромиссная борьба с попытками дискредитации и принижения идей неорганического происхождения нефти, его смелая полемика на страницах журналов и всесоюзных совещаниях по происхождению нефти. В настоящее время это вызывает особое чувство гордости, если вспомнить те времена преследования инакомыслия и тоталитарные методы руководства в науке.

В собрании приняли участие геологи-нефтяники, представители научных, производственных и сервисных организаций, вузовской и академической науки страны: В.А.Алексеев, О.Ю.Баталин, Н.Г.Вафина, Б.М.Валяев, А.М.Кузин, В.В.Муравьев, Р.Х.Муслимов, Н.И.Павленкова, Ю.И.Пиковский, И.Н.Плотникова, Р.Б.Сейфуль-Мулюков, А.И.Тимурзиев, В.А.Трофимов, В.А.Шляховский и др. Приветствия по поводу проведения Учредительного собрания Чтений прислали академики Ф.А.Летников и А.А.Маракушев, В.Н.Ларин, М.Н.Смирнова и другие известные ученые.

Проект «Кудрявцевские Чтения» помимо функции организующей площадки для сторонников неорганического происхождения нефти, является элементом научной революции, происходящей в геологии нефти, и служит созданию теории глубинно-фильтрационного генезиса нефти как научной основы для реализации в нашей стране государственной программы по поискам глубинной нефти. Чтения позиционируются как ежегодная Всероссийская научно-практическая конференция, посвященная памяти Н.А.Кудрявцева.

Девиз конференции — от теории происхождения нефти к технологиям прямых поисков глубинной нефти — вытекает из осознания того, что время дискуссий прошло и пришло время утилизации знаний о глубинном генезисе углеводородов в методы прогнозирования нефтегазоносности недр и технологии поисков и освоения глубинной нефти.

Цель конференции — решение триединого вопроса: 1) создание на основе обобщения имеющегося Знания научной теории глубинного происхождения нефти; 2) создание научных методов прогнозирования нефтегазоносности недр, оценки перспектив нефтегазоносности и нефтегазогеологического районирования недр; 3) разработка новых технологий поисков и освоения глубинной нефти.

Тема первых Чтений: «Глубинная нефть: теория происхождения, методы прогнозирования и технологии поисков», предполагает обсуждение среди ученых и нефтяников нашей страны вопросов текущего состояния теории глубинного происхождения нефти, методов прогнозирования и технологий поисков глубинной нефти.

Резолюция Учредительного собрания. Выражая коллективную тревогу текущим состоянием нефтегазовой отрасли в нашей стране, вошедшей с конца прошлого века в глубокий системный кризис, охвативший не только в падении научного обеспечения геологоразведочных работ, но и в оскудении ресурсной базы и темпов ее воспроизводства, участники Учредительного собрания Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти «Кудрявцевские Чтения» постановили:

1. Признать кризисное состояние нефтегазовой отрасли страны, исчерпавшей ресурс своего развития, в результате неэффективного научного обеспечения геологоразведочного процесса на основе осадочно-миграционной теории происхождения нефти.

2. Считать своевременным организацию Всероссийской конференции по глубинному генезису нефти в продолжение славных традиций отечественной школы неорганического происхождения нефти на путях возрождения нефтегазовой геологии и создания научного обеспечения геологоразведочных работ для нефтяных компаний страны.

3. Первые «Кудрявцевские Чтения» провести 22—24 октября 2012 г. в г.Москва в ОАО «ЦГЭ».

Приглашаем ученых, геологов и нефтяников научных, производственных и сервисных организаций страны принять участие в первых «Кудрявцевских Чтениях». Сайт конференции: <http://conference.deerpoil.ru/>. Пожелания и предложения по организационным вопросам учредительской и спонсорской поддержке конференции можно присылать на адрес: conference@deerpoil.ru.

Порядок оформления статей, представляемых в журнал «Отечественная геология»

Настоящий порядок вводится в соответствии с рекомендациями ВАК Министерства образования и науки Российской Федерации и унификацией для Научной Электронной Библиотеки (НЭБ)

Образец оформления статьи:

УДК _____	К.П.Комаров, П.С.Егоров, 2011
Геологическое строение Кольского полуострова	
К.П.КОМАРОВ, П.С.ЕГОРОВ (Кольский научный центр РАН)	
<i>Аннотация</i> (на русском языке, не более 5—7 строк) _____ _____ _____ _____ _____	
<i>Ключевые слова</i> (на русском языке, не более 5—7 слов) _____	
<i>Перевод названия статьи на английский язык</i> (полужирным шрифтом) _____ _____	
K.P.KOMAROV, P.S.EGOROV	
<i>Аннотация</i> (на английском языке, не более 5—7 строк) _____ _____ _____ _____ _____	
<i>Key words</i> (не более 5—7) _____	
<i>Адрес для переписки — почтовый, телефон, e-mail:</i> _____	
Далее	
ТЕКСТ СТАТЬИ (см. требования к авторам статей) _____	
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ 1. _____ 2. _____ и т.д.	

Требования к авторам статей

1. Рукопись статьи подготавливается в соответствии с образцом оформления и представляется с установленными сопровождающими документами: письмом (разрешением на опубликование) руководителя учреждения и экспертным заключением о возможности публикации в открытой печати. В конце статьи ставятся подписи всех авторов. В том случае, если автор не один, то указать фамилию автора, с которым будет вестись переписка.

2. К материалам, направляемым в редакцию, должна быть приложена справка об авторе (авторах) с указанием: фамилии, имя, отчества, ученой степени, звания, должности, места работы, адреса для переписки (почтового), телефона, e-mail каждого автора.

3. В журнале не публикуются статьи, излагающие обобщения и предположения, не вытекающие из публикуемого оригинального фактического материала; серийные и излагающие отдельные этапы исследований, не представляющих общего интереса.

4. Статьи, отклоненные редколлегией, повторно не рассматриваются.

5. Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая таблицы и список литературы. Следует оставить поля: сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в Text format (*.rtf), (*.doc) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал). В отдельные файлы помещаются статья, таблицы. Возможна передача статей по электронной почте: ogeo@yandex.ru, tsnigri@tsnigri.ru.

6. Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation 2.0.

7. Список литературы дается сквозной нумерацией в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы приводятся соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не включаются неопубликованные работы.

8. Рисунки и другие графические материалы (не более 4) в черно-белом варианте прилагаются к статье в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формата страницы журнала. Рисунки принимаются в виде фотокопии (на глянцевой бумаге), на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивным шрифтом. Текстовые и цифровые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр должен быть не менее 2 мм, толщина линий рисунка — не менее 0,2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в одном из следующих форматов: графический редактор Corel Draw (*.cdr); Encapsulated Post Script (*.eps); TIFF — только для фото (*.tif); Диаграмма Microsoft Excel (*.xls). 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.

9. Подрисуточные подписи печатаются на отдельной странице (текстовый файл, после списка литературы). Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

10. Редакция оставляет за собой право сокращать и редактировать название статьи, текст, рисунки.

11. С целью облегчения редактирования статей следует использовать термины и понятия в значениях, отраженных в следующих изданиях:

Толковый словарь английских геологических терминов. Перевод с английского / Под ред. Н.В.Межеловского. —М.: Геокарт, 2002.

Российский металлогенический словарь / Под ред. А.И.Кривцова.

—С-Пб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003.

Термины и понятия, используемые при прогнозно-металлогенических исследованиях. —С-Пб, 1991.

12. Статьи, превышающие установленный объем или не отвечающие данным требованиям, возвращаются автору.