

Том 27, номер 2
ISSN 0207 - 4028

Март-Апрель 2008

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



<http://itig.as.khb.ru/POG>

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Е.П. Леликов, И.Б. Цой, Т.А. Емельянова, Е.П. Терехов, Н.Г. Ващенко, Н.К. Вагина, О.Л. Смирнова, В.Д. Худик.</i> Геологическое строение подводного хребта Витязя в районе “сейсмической брешы” (тихоокеанский склон Курильской островной дуги)	3
<i>А.А. Черепанов.</i> Благородные металлы в золошлаковых отходах дальневосточных ТЭЦ	16
<i>А.М. Кокорин, Д.К. Кокорина, А.А. Орехов.</i> Многометалльность и высокая продуктивность локальных рудно-магматических систем Сихотэ-Алиня (на примере Арсеньевского месторождения)	29
<i>Н.П. Романовский, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко.</i> Палеозойский гранитоидный магматизм восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и формирование крупных месторождений	46
<i>Г.А. Валуй, Е.Ю. Москаленко, А.А. Стрижкова, Г.Р. Саядян.</i> Изотопы кислорода в мел-палеогеновых гранитоидах Приморья и некоторые вопросы их генезиса	62
<i>С.М. Сапрыгин.</i> О детальном сейсмическом районировании Сахалина	72
<i>Л.И. Гонтовая, С.В. Попруженко, И.В. Низкоус, С.Е. Апрельков.</i> Верхняя мантия Камчатки: глубинная модель и связь с тектоникой	80
<i>И.С. Литвиненко.</i> Весьма мелкое и тонкое золото в россыпях на северо-востоке России	92
<i>В.Г. Варнавский.</i> Седиментогенный аспект эволюции кайнозойских структур юго-западной части Среднеамурского осадочного бассейна и перспектив их нефтегазоносности (Дальний Восток)	107
Хроника	
<i>Г.Л. Кириллова.</i> Меловые климаты Восточной Азии (проект 507 ЮНЕСКО и МСГН)	119
Юбилей	
К 95-летию со дня рождения <i>Николая Алексеевича Шило</i>	122

CONTENTS

<i>Ye.P. Lelikov, I.B. Tsoy, T.A. Yemelyanova, Ye.P. Terekhov, N.G. Vaschenkova, N.K. Vagina, O.L. Smirnova, V.D. Khudik. Geological structure of the submarine Vityaz Ridge within the “Seismic Gap” area (Pacific slope of the Kuril Island Arc).....</i>	3
<i>A.A. Cherepanov. Precious metals in the ash-cinder waste of Far Eastern heat-and-power stations</i>	16
<i>A.M. Kokorin, D.K. Kokorina, A.A. Orekhov. Multi-metal content and high productivity of local ore-magmatic systems of the Sikhote-Alin (as exemplified by the Arsenyevsk deposit, Kavalerovo district)</i>	29
<i>N.P. Romanovsky, Yu.F. Malyshev, M.V. Goroshko. Paleozoic granitoid magmatism of the eastern part of the Central Asia fold belt and the formation of large deposits</i>	46
<i>G.A. Valui, Ye.Yu. Moskalenko, A.A. Strizhkova, G.R. Sayadyan. Oxygen isotopes in the Cretaceous-Paleogene granites of Primorye, and some problems of their genesis</i>	62
<i>S.M. Saprygin . Detailed seismic zoning of Sakhalin</i>	72
<i>L. I. Gontovaya, S.V. Popruzhenko, I.V. Nizkous, S. E. Aprelkov. The upper mantel of Kamchatka: the depth model and its relation to tectonics</i>	80
<i>I.S. Litvinenko. Essentially small and thin gold in placers of Northeast Russia</i>	92
<i>V.G. Varnavsky. Sedimentogenic aspect of the evolution of Cenozoic structures of southwestern part of the Middle Amur sedimentary basin (Far East) and their petroliferous prospects</i>	107

Chronicles

<i>G.L. Kirillova. Cretaceous climates of East Asia (507 UNESCO and IUGS Project)</i>	119
---	-----

Anniversaries

<i>N.A. Shilo (to the 95-th anniversary)</i>	122
--	-----

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПОДВОДНОГО ХРЕБТА ВИТЯЗЯ В РАЙОНЕ
“СЕЙСМИЧЕСКОЙ БРЕШИ” (ТИХООКЕАНСКИЙ СКЛОН КУРИЛЬСКОЙ
ОСТРОВНОЙ ДУГИ)

*Е.П. Леликов¹, И.Б. Цой¹, Т.А. Емельянова¹, Е.П. Терехов¹,
Н.Г. Ващенко¹, Н.К. Вагина¹, О.Л. Смирнова¹, В.Д. Худик²*

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 9 июня 2007 г.

Приведены результаты геологических исследований экспедиции на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (37 рейс) в 2005 г. на подводном хребте Витязя. При драгировании были подняты разнообразные породы, слагающие фундамент и осадочный чехол хребта в пределах трех полигонов. На основании определений радиоизотопного возраста, петрогеохимических, петрографических и палеонтологических данных, сравнения поднятых пород с образованиями прилегающей суши и дна Охотского моря проведено разделение их на несколько возрастных комплексов. Магматические породы подразделены на позднемеловой, эоценовый, позднеолигоценый, миоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы, вулканогенно-осадочные – на позднемеловой–раннепалеоценовый (поздний кампан–дат), палеогеновый нерасчлененный (палеоцен–эоцен?), олигоцен–раннемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы. Определение возраста и условий формирования выделенных комплексов позволило проследить историю геологического развития центральной части тихоокеанского склона Курильской островной дуги.

Ключевые слова: осадочные, магматические породы, поздний мел–кайнозой, радиоларии, диатомы, силикофлагелляты, палинофлора, подводный хребет Витязя, Курильская островная дуга.

ВВЕДЕНИЕ

В 2005 году Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО РАН и Институтом океанологии РАН была проведена морская геолого-геофизическая экспедиция на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (рейс 37). Она выполнялась по проекту “Изучение строения центральной части Курило-Камчатской островной дуги как возможного очага катастрофического цунамигенного землетрясения” с целью оперативной оценки состояния тектонической структуры в сейсмоактивной зоне фронтального склона дуги между островами Уруп и Парамушир. Наряду с геофизическими исследованиями (гравиметрическая, гидромагнитная съемки и непрерывное сейсмопрофилирование) проводились геологические работы. Они выполнялись для изучения геологического строения и истории развития подводного хребта Витязя, района проливов Буссоль и Дианы. Данные опробования донных геологических образований ис-

пользовались также для идентификации акустического фундамента и источников геофизических аномалий, задокументированных в процессе геофизических работ.

Результаты геофизических исследований “сейсмической брешы” подробно изложены в статье [8]. Геологическое строение этой структуры дано в ней кратко на основании предварительного изучения каменного материала.

В настоящей статье приведены результаты детального изучения разновозрастных вулканогенно-терригенных и магматических пород хребта Витязя с использованием палеонтологических и радиоизотопных данных, которые позволили обосновать выделение ряда возрастных комплексов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Каменный материал был получен путем драгирования крутых склонов подводных возвышенностей

и бортов каньонов, не перекрытых современными осадками участков морского дна, которые выбирались по данным эхолотного промера и непрерывного сейсмопрофилирования. Всего было выполнено драгирование на 19 станциях, в большинстве из которых получен разнообразный представительный каменный материал из докайнозойского фундамента и кайнозойских отложений. Для геологического опробования использовалась цилиндрическая драга диаметром 60 см и штатная судовая траловая лебедка.

Определение местоположения точки драгирования обеспечивалось двумя морскими спутниковыми навигационными приемниками системы GPS – Garmin GPS 120 и Garmin GPS 128.

Поднятые горные породы документировались, их образцы отбирались для изучения в лабораторных условиях. Принимая во внимание распространение в пределах исследованного региона материала ледового разноса, отбирались только образцы, которые отвечали критериям их коренного происхождения. Это обломки и глыбы горных пород угловатой формы со свежими сколами, свидетельствующими об их отрыве от коренных обнажений; преобладание в драге образцов определенного типа, которые имели бы однородный петрографический состав, свидетельствующий о том, что они слагают единую терригенную толщу или вулcano-магматический комплекс.

Лабораторные исследования горных пород заключались в петрографическом изучении, палеонтологическом и радиоизотопном определении возраста магматических пород.

Определение возраста осадочных толщ проводилось микропалеонтологическими (радиолярии, диатомеи, силикофлагелляты, палинофлора) методами. Радиолярии экстрагированы из пород при помощи 1–2 % раствора плавиковой кислоты в результате многократных (>10), разной продолжительности (от 1 часа и до 3-х суток) циклов препарирования. Необходимость варьирования режимов их препарирования обусловлена малым числом экземпляров и заметной деформированностью, иногда сильной раздробленностью скелетов радиолярий (особенно мультициртоидных *Nassellaria*).

Диатомеи, силикофлагелляты, споры и пыльца выделялись по стандартным методикам с использованием тяжелой калиево-кадмиевой жидкости. Для определения возраста по диатомовым водорослям были использованы северо-тихоокеанские зональные диатомовые шкалы [5, 24, 31], по силикофлагеллятам – синтетическая зональная шкала для тропических и субтропических океанических областей [22]. Реконструкция условий осадконакопления

проводилась на основе анализа соотношения различных экологических групп диатомовых комплексов [21].

РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ

Краткая характеристика рельефа

Район исследований располагается на приостровном склоне желоба в центральной части Курильской островной дуги. Морфологически он состоит из двух частей: внутренней вулканической дуги, представленной Большой Курильской грядой, и внешней невулканической дуги, соответствующей подводному хребту Витязя. Хребет Витязя отделяется от Большой Курильской гряды междуговым прогибом и подразделяется на южное и северное плато, поскольку на траверсе между островами Симушир и Расшуа в рельефе дна он не выражен. Глубина поверхности хребта колеблется от 150–200 м до 900–1000 м. На юго-восток его склон опускается к Курило-Камчатскому желобу, а на северо-запад – в сторону прогиба, отделяющего его от горного сооружения дуги. Геологические работы проводились на трех полигонах, охватывающих оба отрезка хребта: Витязь, Диана и Буссоль (рис. 1). Их характеристика приводится по данным Б.В. Баранова [11].

Полигон Витязь охватывает юго-западную оконечность северного плато. Его склон состоит из двух ступеней, разделенных достаточно крутым склоном высотой 1500–2000 метров. Первая ступень соответствует вершинной поверхности хребта Витязя. Она располагается на глубине около 200 м и погружается в южном направлении в сторону глубоководного желоба до 750–1000 м. На запад и юго-запад ступень обрывается крутым уступом высотой до 1500 м. Уступ расчленен многочисленными каньонами субширотного направления.

Вторая ступень располагается на глубинах 1500–2000 метров. В ее южной части отчетливо выделяются два небольших, вытянутых в субширотном направлении хребта протяженностью до 25 км. Гребни хребтов островершинные, минимальная глубина над южным хребтом составляет 600 м, а над северным – 1200 м.

Полигон Диана располагается к востоку от о-ва Симушир и охватывает южный отрезок северного плато хребта Витязя. По особенностям рельефа полигон может быть разделен на две части: северо-западную и юго-восточную, граница между которыми проходит по изобате 2500 метров. В северо-западной его части наблюдается серия поднятий, ориентированных в северо-западном направлении и спускающихся вниз по склону от изобаты 1000 метров до

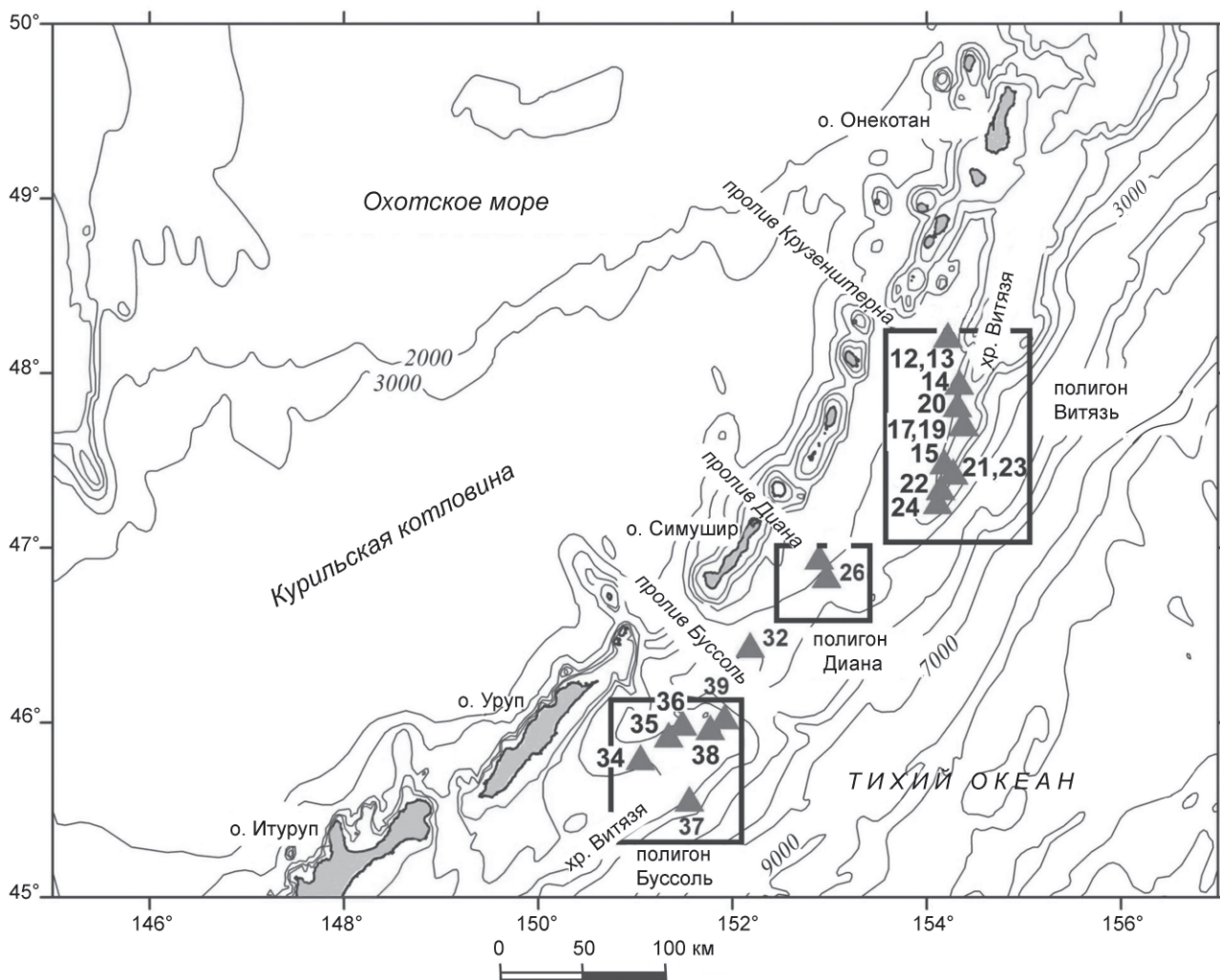


Рис. 1. Карта фактического материала подводного хребта Витязя.

Местоположение станций драгирования (треугольники) и полигонов (прямоугольники) в районе работ. Станция 15 выполнена в 41 рейсе НИС «Академик М. Лаврентьев». Изобаты проведены через 1000 м.

2500 метров. Поднятия разделены узкими прогибами. На склонах поднятий располагаются округлые, изометричной формы холмы, высота которых изменяется от 250–300 метров вверх по склону, до 1000–2000 м – по направлению к нижней части склона. Форма этих холмов дает основание считать их подводными вулканическими постройками, что подтверждается данными драгирования. В юго-восточной части полигона сохраняется генеральное северо-западное простирание. Рельеф этой части состоит из трех прогибов, оконтуриваемых изобатой 3000 метров и разделенных двумя поднятиями с крутыми склонами.

Полигон Буссоль охватывает вершину южного плато, северо-западный и северо-восточный его

склоны и частично грабен Буссоль. Для этого участка характерны резкие перепады глубин – от 1000 м над вершиной плато и более 5000 м на дне грабена Буссоль. Вершина состоит из двух ступеней, одна из которых (северо-восточная) опущена относительно второй по серии уступов высотой до нескольких десятков метров. Уступы ориентированы в субмеридиональном направлении и соответствуют разрывным нарушениям. Они пересекают вершинную поверхность плато и продолжаются на его северо-западный и юго-восточный склоны в виде каньонов. Глубина их вреза составляет около 500 м.

Грабен Буссоль в целом имеет северо-западное простирание и ориентирован поперек островного склона Курильской дуги. Его юго-западный борт

Таблица 1. Радиоизотопные определения возраста магматических пород.

№ п/п	№ пробы	Широта	Долгота	Интервал драгирования, м	K±σ, %	⁴⁰ Ar _{рад} ±σ, нг/г	Возраст ±1.6σ, млн лет
1	Lv-37-19-3	47° 42.908'	154° 22.670'	1800–1500	3.80±0.04	19.8±0.2	74±2
2	Lv-37-14-4	47° 57.019'	154° 20.066'	1450–1200	1.92±0.02	6.78±0.09	50.2±1.6
3	Lv-37-17-11	47° 42.690'	154° 23.208'	1770–1500	4.46±0.05	15.41±0.16	49.2±0.15
4	Lv-37-17-8	47° 42.690'	154° 23.208'	1770–1500	3.45±0.04	11.45±0.10	47.2±1.4
5	Lv-37-24-2	47° 16.015'	154° 06.770'	1900–1700	2.23±0.03	4.29±0.11	27.5±1.6
6	Lv-37-37-6	45° 33.784'	151° 33.306'	2200–1900	0.82±0.015	0.607±0.013	10.7±0.6
7	Lv-37-25-1	46° 56.958'	152° 53.644'	1870–1600	0.30±0.015	0.034±0.003	1.6±0.3

Примечание. Обр. 1, 3 – гранит-порфиры, 2 – андезибазальт, 4 – игнимбрит, 5 – туфолава трахита, 6 – андезит, 7 – базальт. Определения выполнены К-Аг методом в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН.

формирует очень крутой склон хребта Витязя с перепадами глубин до 4000 м. Северо-восточный борт менее крутой, с перепадами глубин до 1500 м. Дно грабена состоит из отдельных депрессий, разделенных небольшими поднятиями.

В процессе выполнения геологических работ на полигонах были подняты разнообразны породы, слагающие фундамент и осадочный чехол хребта. На основании определений радиоизотопного возраста (табл. 1), петрогеохимических, петрографических и палеонтологических исследований, сравнения поднятых драгами пород с образованиями прилегающей суши и дна Охотского моря проведено разделение их на несколько возрастных комплексов. Их характеристика приведена в возрастной последовательности отдельно для вулканогенно-осадочных и магматических пород.

Вулканогенно-осадочные породы

Породы фундамента

Позднемеловой–раннепалеогеновый комплекс

Вулканогенно-кремнисто-терригенные породы фундамента позднемелового–раннепалеогенового возраста подняты на ряде станций (14, 20, 23, 25) с западного склона северного плато в интервале глубин 1800–1200 м. Они представлены кремнистыми алевроаргиллитами с прослоями туфов (ст. 14), алевролитами (ст. 14, 20) и мелкозернистыми песчаниками (ст. 20, 23, 25).

Тонкопелосчатые кремнистые алевроаргиллиты подняты в виде остроугольных глыб (30×25×20 см) и более мелких обломков. Характерно частое чередование темных слоев (0.03–0.1 мм) алевроаргиллитов, обогащенных гидроксидами железа, светлых слоев (0.1–2.2 мм) алевроаргиллитов и туфов (до 2.5 мм). Обломочный материал преимущественно пелитовой (до 0.01 мм) размерности, встречаются прослои аргиллитов с примесью алевритового (0.01–0.05 мм) и

единичными обломками псаммитового (до 0,2 мм) материала. Состав алевро-псаммитовых обломков: полевой шпат, биотит, мусковит, кварц, единичные сростки биотита и плагиоклаза. Прослои туфов сложены осколками (0.02–0.5 мм) альбита, эффузивов, биотита, реже мусковита и пород кварц-полевошпатового состава.

Из кремнистых алевроаргиллитов (образцы 14-5; 14-5а, 14-6-1а, глубины 1450–1200 м) выделены многочисленные остатки радиолярий плохой и, в меньшей степени, средней сохранности. Тем не менее, отмечено присутствие общих таксонов и/или их фрагментов, а также таксонов близкого возрастного диапазона во всех указанных пробах. Комплекс радиолярий из этого местонахождения представлен: *Amphipyndax stocki* gr. (Campbell et Clark), *Amphipyndax* spp., *Dictyomitra* sp. cf. *D. multicostata* Zittel, *Dictyomitra* spp., *Clathrocyclas hyronia* Foreman, *Lithomespilus* sp. cf. *L. mendosa* (Krashenikov), *Diacanthocapsa* spp., *Orbiculiforma renillaeformis* (Campbell et Clark), *Phaseliforma* sp. cf. *P. carinata* Pessagno, *Phaseliforma* spp., *Porodiscus* sp. cf. *P. cretaceous* Campbell et Clark, *Porodiscus* spp., *Archaeospongoprimum* spp., *Spongodiscus* spp. и некоторыми другими ближе не определимыми многосегментными *Nassellaria* и дисковидными *Spumellaria*. Рассматриваемая ассоциация радиолярий в целом близка (хотя и заметно беднее по таксономическому составу) к позднекампанским–маастрихтским ассоциациям охотоморского обрамления, известным из паланского разреза Западной Камчатки [14] и синхронных отложений Олюторской зоны Корякии [4, 13, 18, 19] и Сахалина [7], а также может быть сопоставлена с позднекампанскими–маастрихтскими комплексами радиолярий из отложений малокурильской свиты о. Шикотан [15]. В составе ассоциации преобладают таксоны широкого географического распространения, пригодные для корреляционного анализа. Так *Phaseliforma* sp. cf.

P. carinata Pessagno близка к виду-индексу подзоны *Phaseliforma corinata* низов позднего кампана Северной Калифорнии [30], но в других районах этот вид прослежен вплоть до границы позднего мела–палеогена. Существование *Orbiculiforma renillaeformis* (Campbell et Clark) и *Lithomespilus* sp. cf. *L. mendosa* (Krashenikov) в Циркумпацифике по одним данным ограничено поздним кампаном–самым ранним палеоценом [25, 26], а по другим – поздним маастрихтом–датом [14]. Последние появления вида *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark), по данным указанных авторов, ограничены началом раннего палеоцена или датским временем. Присутствие *Orbiculiforma renillaeformis* (Campbell et Clark), *Amphipyndax stocki* (Campbell et Clark) и *Dictyomitra* sp. cf. *D. multico-stata* Zittel сближает рассматриваемую ассоциацию с комплексом верхнего маастрихта–дата из осадочного слоя Тихого океана [23], а также указывает на некоторое сходство с позднемеловыми–раннепалеоценовыми комплексами Новой Зеландии [25]. Возрастные диапазоны *Clathrocyclus hyronia* Foreman, *Porodiscus* sp. cf. *P. cretaceous* Campbell et Clark., *Diacanthocapsa* spp., *Phaseliforma* spp., *Spongosaturnalis* spp., встреченных в составе изученной ассоциации, не противоречат возрастным интервалам указанных выше видов.

Несмотря на то, что в составе изученной ассоциации радиолярий присутствуют формы, характерные для позднего кампана–маастрихта, высока вероятность того, что вмещающие отложения могли формироваться и в начале палеоцена, а их возраст может быть ограничен пределами позднего кампана–начала раннего палеоцена.

Терригенные породы комплекса представлены алевролитами (ст. 14) и мелкозернистыми песчаниками (ст. 20, 23), которые подняты, в основном, в виде дресвы, щебня и плит с угловатыми и угловато-полукатанными краями.

Алевролиты и песчаники имеют состав обломков, близкий составу вышеописанных вулканогенно-кремнистых пород. Породообразующие обломки в алевролитах представлены кварцем, альбитом, калиевым полевым шпатом, биотитом, эффузивами (преимущественно витрофировой структуры). Единичные обломки представлены породами кварц-полевошпатового состава (гранитоидами и алевролитами), турмалином, гранатом, мусковитом и рудным минералом. Песчаники имеют аналогичный состав обломков, отличаясь присутствием, кроме гранитоидов и алевролитов, роговиков, кварц-мусковитовых и кварц-мусковит-биотитовых сланцев.

Отнесение вулканогенно-кремнистых и терригенных пород к одному комплексу определялось сходством состава терригенного материала, высокой степенью литификации пород и их гранулометрическим составом, отражающим относительно спокойные условия седиментации.

Породы осадочного чехла

Кайнозойский осадочный чехол сложен литифицированными палеогеновыми вулканотерригенными и слаболитифицированными олигоцен-раннемиоценовыми и плиоцен-плейстоценовыми вулканогенно-осадочными образованиями.

Литифицированные отложения

Палеогеновый (палеоцен–эоцен?) комплекс

Палеогеновые нерасчлененные отложения, представлены *вулканотерригенными конгломератами и гравелитами* (ст. 22, 23), *грубозернистыми и крупнозернистыми песчаниками* (ст. 20, 23, 24, глубина 1900–1700 м), слагающими вулканотерригенный комплекс. Породы подняты с юго-восточного склона северного плато хребта Витязя в интервале глубин 1800–1100 м в виде глыб (40×30×8 см), крупных обломков и щебня. Обломочный материал пород представлен эффузивами, преимущественно витрофировой структуры. В некоторых образцах конгломератов и песчаников встречаются единичные обломки и гравий спекшегося туфа, обломки роговиков, вулканогенно-осадочных пород, пироксена, плагиоклаза, биотита и пирокластического кварца. Цемент пород чаще пленочный, реже поровый (железистый, карбонатный).

Предполагаемый палеогеновый (палеоцен–эоцен?) возраст пород комплекса основан на его положении по степени литификации между осадочными породами фундамента (поздний мел–ранний палеоцен) и раннеолигоценными вулканогенно-осадочными породами, возраст которых установлен по диатомеям и силикофлагеллятам. Отнесение его к кайнозойскому чехлу обосновывается резким отличием обломочного и гранулометрического состава пород вулканотерригенного комплекса и пород фундамента. В полимиктовых породах последнего породообразующими обломками являются зерна кварца, альбита, калиевого полевого шпата и биотита. В составе вулканотерригенного (мономиктового) комплекса этот материал отсутствует. Тонко- и мелкозернистые отложения фундамента отражают относительно спокойные, а грубообломочные вулканотерригенные отложения – активные гидродинамические условия формирования осадков. Породы вулканотерригенного (мелководного) комплекса, по-видимому,

слагают основание (базальные слои) кайнозойского чехла.

К нерасчлененным палеогеновым отложениям относятся и литифицированные *туфогенные мелкозернистые песчаники*, драгированные в 41 рейсе НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (2006 г.) на станции 15 (вблизи станций 22 и 23). В песчаниках обнаружено деформированное ядро правой створки раковины двустворчатого моллюска *Clinocardium cf. hizenense* (Nagao). Стратиграфическое и географическое распространение вида до конца не ясно. Известно его присутствие в составе морских палеогеновых малакофаун Японии (формация Funatsu о-ва Jōjima юга Японии и ряд других отложений), датированных преимущественно ранним олигоценом [27].

Слаболитифицированные отложения

Слаболитифицированные кайнозойские отложения в пределах хребта Витязя представлены вулканогенно-осадочным комплексом пород: туфы, туффиты, вулканотерригенные песчаники и алевролиты, туфодиациты. Встречаются диатомовые глины с пирокластикой.

Олигоцен–раннемиоценовый комплекс

При драгировании уступов на склонах южного плато (полигон Буссоль) на трех станциях (35, 36, 37) подняты слаболитифицированные породы осадочного чехла, представленные туфодиацитомитами, туфоалевроаргиллитами, туффитами и туфами.

Туфодиацитомиты – породы светло-серого цвета, массивные, трещиноватые, с высокой пористостью, состоят из опаловых панцирей диатомовых водорослей, глинистого вещества и пирокластических обломков (кварц, вулканическое стекло, плагиоклаз).

Туффиты – песчано-алевритовые породы желтовато-серого цвета. Обломочный материал (от 0.03 до 0.35 мм) представлен кварцем, плагиоклазом, эффузивами и вулканическим стеклом, реже встречаются пироксен, биотит, амфибол, слюдястые агрегаты, рудные минералы. Обломки эффузивов – резко угловатой формы, типичной для пирокластики, иногда слабоокатанные. Текстура породы – беспорядочная, структура – обломочная алевропсаммитовая, сортировка слабая. Цемент – базальный глинистый с примесью тонкой пирокластики и пленочный.

Туфоалевроаргиллиты светло-серого цвета, сложены материалом преимущественно пелитовой (> 0.01 мм) размерности, с значительным количеством (10–30 %) алевритового (0.01–0.05 мм) материала и редкими псаммитовыми (до 0.2 мм) обломками. Состав обломков: полевой шпат, биотит, мусковит, кварц.

Туфы алевритовые витрокластические и алевропсаммитовые литовитрокластические, окрашены в светло-серый с зеленоватым оттенком цвет. В их составе преобладают оскольчатые обломки вулканического стекла. В литовитрокластических разновидностях в заметном количестве присутствуют стекловатые эффузивы, а также рудные зерна и пироксен. В туфах встречаются единичные диатомеи.

В туфодиацитомитах (ст. 37, глубина 2200–1900 м) установлен комплекс диатомей зоны *Rhizosolenia oligocaenica* (подзона “а”, 33.7–31 млн лет) раннего олигоцена. В комплексе резко доминируют неритические виды (80.5 %), что свидетельствует о шельфовых условиях. Комплекс этой зоны ранее был обнаружен в отложениях подводного хребта Витязя: на южном плато в интервале глубин 3580–1500 м, на северном плато в интервале глубин 1250–740 м [21], а также в каменной свите о. Беринга [5]. Силикофлагелляты характерны для зоны *Corbisema apiculata* (конец позднего эоцена–ранний олигоцен). В туфоалевролитах и туфоалевроаргиллитах (ст. 35, гл. 1760–1650 м) и аргиллитах (ст. 36, гл. 2100–1800 м) обнаружен комплекс диатомей зоны *Thalassiosira graefruga* (24.0–20.3 млн лет) позднего олигоцена–раннего миоцена и комплекс силикофлагеллят зоны *Naviculopsis lata* раннего миоцена. Соотношение экологических групп в этих комплексах различное и указывает на условия от батинальных (ст. 35) до неритических (ст. 36). Диатомовые комплексы, соответствующие данной зоне, установлены в отложениях Охотского моря и северо-западной части Тихого океана [21]. Кроме диатомей и силикофлагеллят в некоторых образцах отмечены радиолярии и единичные споры и пыльца растений.

На западном склоне северного плато хребта Витязя на станции 17 (глубина 1770–1500 м) подняты слаболитифицированные алевролиты и песчаники. Обломочные зерна размером 0.02–0.16 мм представлены кварцем, плагиоклазом, серицитизированным полевым шпатом, биотитом, мусковитом, сланцами, эффузивами и кварцем. Характерно большое количество биотита, а также присутствие в заметном количестве обугленных растительных остатков.

В наиболее тонкозернистых разновидностях пород установлен позднеолигоценый спорово-пыльцевой (СПК) комплекс. Сохранность спор и пыльцы плохая, пыльцевые зерна минерализованы, имеют желто-коричневую окраску, что может указывать на древность отложений, вмещающих СПК. В составе комплекса доминирует пыльца темнохвойных (25.2 %) и широколиственных (23.8 %) пород. В группе темнохвойных пород преобладает пыльца

Picea sect. Eupicea (9.9 %) и *Abies* (5.9 %), несколько меньше – *Picea sect. Omorica* (4.0 %) и *Picea sp.* (5.3 %). В группе широколиственных пород преобладает пыльца сем. Fagaceae – 7.3 % (*Fagus* – 5.3 %, *Quercus* – 2.0 %), сем. Juglandaceae – 7.3 % (*Juglans* – 4.0 %, *Pterocarya* – 1.3 %, *Platycarya* – 0.7 %, *Carya* – 1.3 %) и *Ulmus* – 4.6 %; единично представлены *Liquidambar*, *Carpinus*, *Morus*, *Magnolia*. Субдоминантом является пыльца *Pinus* – 15.9 % (преимущественно *Pinus sect. Cembrae* – 13.3 %, значительно меньше *Pinus sect. Eupitys* – 2.6 %). Отмечена также пыльца *Cedrus* (4.0 %), *Podocarpus* (6.6 %), *Betula sp.* (1.3 %) и разнотравья (9.3 %). На споры (Polypodiaceae, Bryales, *Lycopodium* и неопределенные) приходится 13.9 %. СПК может быть сопоставлен с музминским СПК позднего олигоцена Северного Сахалина [1], с СПК гастелловской свиты олигоцена Южного Сахалина (Макаровский район) [28] – по доминированию голосеменных растений (*Abies*, *Picea*, *Pinus*, *Cedrus*, *Podocarpus*), относительно повышенному количеству спор (особенно сем. Polypodiaceae) и сходству состава пыльцы широколиственных пород (преобладание сем. Juglandaceae, Ulmaceae, Fagaceae).

Таким образом, по сопоставлению с палинокомплексами территорий, находящихся в относительной близости к изученному району, можно предположить позднеолигоценовый возраст этих отложений. В некоторых образцах отмечены единичные остатки морских диатомей плохой сохранности и спикулы губок, указывающие на морской генезис рассматриваемых осадков.

Плиоцен–плейстоценовый комплекс

Плиоцен–плейстоценовые отложения имеют более широкое распространение и установлены на северном плато хребта (ст. 12, 13) и в грабене Буссоль (ст. 32)

Они представлены туфогенными породами. На станциях 12 и 13 (глубина 1800–1600 м), выполненных в западном борту узкого каньона, подняты глыбы (15×15×15 см) и обломки *диатомовых туффитов*, *туфодиатомитов*, *туфопесчаников*, а также *туфоалевролитов* и *туфоалевроаргиллитов*. В породах часто наблюдаются полости округлой формы диаметром 2–4 мм – следы жизнедеятельности илоедов в мягком обводненном осадке. Пирокластический материал представлен вулканическим стеклом и эффузивами основного-среднего состава, а осадочный материал – в основном панцирями диатомей и небольшим количеством глинистого вещества. В более крупнозернистых разновидностях, по всей вероятности, преобладает переотложенный вулканогенный

материал. Обломочный материал во всех разновидностях примерно одинаков, преобладают плагиооклаз и обломки эффузивов, реже присутствуют пироксены, биотит, кварц, амфибол, глауконит. В проливе Буссоль на станции 32 (глубина 2900–2700 м) подняты туфодиатомиты и туффиты, аналогичные вышеописанным (ст. 12 и 13).

Наиболее древний комплекс диатомей обнаружен в туфопесчаниках (обр. 13-2а). Он не содержит зональные виды, но состав диатомей в целом позволяет условно отнести их к подзоне *Thalassiosira oestrupii* (5.5–3.9/3.5 млн лет) раннего плиоцена. В этом комплексе отмечены переотложенные диатомей позднеолигоцен–раннемиоценового возраста, что указывает на размыв нижележащих отложений.

В туфоалевроаргиллитах и туфопесчаниках (ст. 12), поднятых в одной глыбе, установлены комплексы диатомей зоны *Neodenticula koizumii* (2.7/2.6–2.0 млн лет) позднего плиоцена. Выделенные разновозрастные комплексы диатомей характеризуются разным экологическим составом: в комплексе из туфопесчаника преобладают неритические и бентические, а в комплексе из туфоалевроаргиллита – океанические виды. Предполагается, что мелководный комплекс диатомей образовался в результате транспортировки материала с мелководья, о чем свидетельствует грубозернистость осадка. Такие осадки могли сформироваться из мутьевого потока, спровоцированного гравитационными процессами или землетрясениями.

В диатомовых туффитах и туфопесчаниках установлен комплекс диатомей зоны *Actinocyclus oculatus* (2.0–1.0 млн лет) позднего плиоцена–раннего плейстоцена. В диатомовых глинах и туффитах грабена Буссоль (ст. 32) установлен комплекс зоны *Actinocyclus oculatus* (2.0–1.0 млн лет). Как и в аналогичных комплексах из осадков северного плато (станции 12 и 13), в нем наблюдается резкое преобладание океанических видов, что указывает на глубоководные условия формирования вмещающих осадков. Силикофлагелляты в этих осадках единичны и представлены видами *Distephanus polyactis* (Ehrenberg) Deflandre, *D. speculum speculum* (Ehrenberg) Gleser.

Магматические породы

Вулканические породы обнаружены на ряде станций драгирования (14, 17, 19, 20, 22–26, 37), на всех изученных полигонах, а граниты только на полигоне Витязь (станции 17, 19) (рис. 1). Магматические породы подразделяются на позднемеловой, эоценовый, позднеолигоценовый, миоценовый и плиоцен–плейстоценовый комплексы.

Позднемеловой вулкано-плутонический комплекс

Породы этого комплекса подняты с северо-западного склона северного плато хребта Витязя (ст. 17). К этому же комплексу отнесены риолиты полигона Буссоль (ст. 37) и гранит-порфиры станции 19 (глубина 1900 м).

Биотит-роговообманковые дациты (ст. 17) – порфировые породы, состоящие из вкрапленников (30–35 %) плагиоклаза – An_{42} , роговой обманки и биотита, окруженных микропоякилитовой кварц-полевошпатовой основной массой. Акцессорные минералы (до 3–5 %): титаномагнетит, лейкоксен, апатит и циркон.

Риолиты состоят из андезина и олигоклаза (40–45 %), калишпата (30–35 %), кварца (20 %) и акцессорных минералов: лейкоксена – 7 %, апатита, топаза и монацита. Вкрапленники (25–30 %), размером от 0.8 до 2.5 мм, представлены плагиоклазом, калишпатом и кварцем. Основная масса – сферолитовая, вариолитовая кварц-полевошпатового состава.

Биотит-роговообманковые гранит-порфиры – массивные породы с порфировыми выделениями (40–45 %) размером 3–6 мм, которые представлены кристаллами олигоклаза (25–30 %), зернами калиевого полевого шпата (10–15 %), кварца (20–25 %), биотита (до 7 %) и роговой обманки. Микрогранитовая основная масса сложена олигоклазом, кварцем, калишпатом и биотитом.

Позднемеловые вулканы хребта Витязя аналогичны породам позднемелового дацит-риолитового комплекса возвышенностей внутренней части Охотского моря [6]. Кроме того, радиоизотопная дата, полученная для малоглубинных гранитов, выделенных в составе этого комплекса, служит дополнительным основанием для обоснования его возраста (табл. 1, проба Lv-37-19-3).

Эоценовый вулканический комплекс

Породы комплекса развиты на северо-западном склоне северного плато хребта Витязя и представлены туфами андезитов, игнимбридами умеренно кислого состава (ст. 14, 17) и гранит-порфирами (ст. 17) (табл. 1, пробы Lv-37-14-4, Lv-37-17-11, Lv-37-17-8).

Псефо-псаммитовые кристаллолитокластические туфы андезибазальтов (ст. 14) состоят из обломков (60–80 %), размером от 0.8 до 6 мм, преимущественно андезитов (45 %), реже (10 %) базальтов, а также плагиоклазов (15 %), клинопироксена (5%), ортопироксена 5 %, бурой роговой обманки, магнетита (8–10 %) и апатита. Связующая масса – распыленный буроватый вулканический пепел.

Игнимбриды умеренно кислого состава (ст. 17) состоят из обломков (15 %) размером 0.4–2.5 мм зо-

нального плагиоклаза (An_{52}) – 10–12 %, дацитов и андезитов. Связующая масса – спекшиеся частицы свежего вулканического стекла. Отмечаются фьямме размером 0.8–4 мм. Структура игнимбритовая, текстура псевдофлюидальная.

Биотит-роговообманковые гранит-порфиры сходны с позднемеловыми гранитами, отличаясь от них меньшим количеством вкрапленников (до 30 %), сложенных также кристаллами плагиоклаза (25–30 %), зернами калиевого полевого шпата (20–25 %), кварца (20–25 %), биотита (до 8 %) и роговой обманки, более основным плагиоклазом – андезином и микропегматитовой структурой основной массы.

Позднеолигоценовый вулканический комплекс

Комплекс представлен туфолами трахитов, туфами трахитов и риолитов, а также спекшимися туфами трахириолитов. Все они обнаружены на северо-западном склоне северного плато хребта Витязя (ст. 17, 20, 23-24, интервал глубин 1900–1800 м) (табл. 1, проба Lv-37-24-2).

Туфолы трахитов (ст. 24). Обломки, размером от 0.5 до 2.5 мм, составляют 20 % и представлены трахитами, реже базальтами, риолитами, кислым плагиоклазом, кварцем. Связующий субстрат (до 70–80 %) – лава трахитов, состоящая из микролитов или лейст альбита и калишпата и буроватого вулканического стекла. Структура кристаллолитокластическая, трахитоидная. Текстура флюидальная.

Алевритовые кристаллолитокластические туфы трахитов (ст. 20, 23). Обломки, размером от 0.3 до 2.5 мм, составляют 40 % объема породы и представлены трахитами (15–20 %), кислым плагиоклазом и калишпатом (10–15 %), кварцем (5 %), роговой обманкой и темноцветными минералами, полностью замещенными боулингом. Структура алевритовая кристаллолитокластическая, основная масса пелитовая.

Трахириолиты (ст. 23) – миндалекаменные, порфировые породы с флюидальной текстурой, сложенные альбитом (40–45 %), калишпатом (30–35 %), клинопироксеном (10 %) и ортопироксеном (5–7 %). Вкрапленники (30–35 %) размером 0.7–4 мм представлены альбитом, калишпатом, орто- и клинопироксенами. Трахитоидная основная масса сложена лейстами альбита и калишпата.

Спекшиеся псаммитовые витрокристаллолитокластические туфы трахириолитов (ст. 17) состоят из обломков (35–40 %) размером от 0.3 до 3 мм кварца (10–15 %), плагиоклаза An_{35} (10 %), биотита (10 %), роговой обманки (2–3 %) и акцессорных магнетита (3–5 %), циркона, апатита, турмалина. Связующая масса – частицы вулканического стекла причудливой

Таблица 2. Содержание петрогенных (мас. %) элементов в магматических породах.

Номера проб/ элементы	37-19-3	37-14-4	37-17-11	37-17-8	37-24-2	37-37-6	37-25-1
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	72.94	55.92	74.96	63.92	57.00	58.32	52.2
TiO ₂	0.19	0.89	0.19	0.29	0.59	0.99	0.81
Al ₂ O ₃	14.35	16.17	12.89	14.79	16.31	16.43	18.20
Fe ₂ O ₃	1.18	4.84	0.94	2.44	3.19	4.96	3.01
FeO	0.98	4.27	0.98	2.41	4.30	3.64	6.30
MnO	0.05	0.15	0.04	0.035	0.05	0.17	0.20
MgO	0.44	4.72	0.18	1.48	4.47	3.29	4.81
CaO	0.92	4.09	0.92	1.77	1.86	6.47	9.37
Na ₂ O	4.20	3.57	3.63	3.81	4.90	3.14	3.57
K ₂ O	3.89	1.59	4.71	4.00	2.53	0.80	0.38
P ₂ O ₅	0.03	0.40	0.05	0.068	0.03	0.20	0.083
п.п.п.	0.41	3.00	0.11	4.87	4.48	1.73	0.69
Сумма	99.58	99.61	99.60	99.88	99.71	100.14	99.62
H ₂ O	0.05	0.45	0.05	-	-	0.76	0.05

Примечание. Номера проб отвечают таблице 1. Анализы выполнены методом “мокрой химии” в Центральной лаборатории Приморгеологии.

формы. Структура псаммитовая витрокристаллокластическая. Текстура псевдофлюидальная.

Псаммитовые витрокристаллокластические туфы риолитов (ст. 17) сложены обломками (40–45 %) плагиоклаза An₃₈ (15–20 %), кварца (10–15 %), биотита (5–10 %) и роговой обманки (1–2 %). Связующая масса – вулканическое стекло. Структура породы псаммитовая витрокристаллокластическая, переходящая в микрогранобластовую.

Миоценовый вулканический комплекс

На юго-восточном склоне южного плато хребта Витязя с глубины 1950 м (полигон Буссоль, ст. 37) поднята глыба андезита. На основании радиоизотопного возраста (табл. 1, проба Lv-37-37-6) он отнесен к миоценовому комплексу.

Двупироксен-плагиоклазовые андезиты – массивные обильно-, сериальнопорфировые породы, состоящие из плагиоклаза An₆₀ (40–45 %), клинопироксена (20–25 %), ортопироксена (10–15 %), вулканического стекла (5–15 %) и магнетита (3–5 %). Вкрапленники (от 0.3 до 3 мм) в количестве 35–45 % представлены плагиоклазом, оливином, клинопироксеном и магнетитом, погружены в толеитовую или гиалопилитовую основную массу.

Плиоцен-плейстоценовый вулканический комплекс

С вулканических построек северо-западной части полигона Диана (ст. 25, глубина 1870 м) подняты базальты, которые на основании радиоизотопного возраста (табл. 1, проба Lv-37-25-1) отнесены к этому комплексу.

Оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты – массивные породы с гломеропорфировой структурой и толеитовой основной массой. Они состоят из плагиоклаза An₆₅ (30–35 %), клинопироксена

(титанавгита) – 25–30 %, оливина (хризолита) – 15 %, вулканического стекла (10 %) и магнетита (6 %). Вкрапленники (35 %) размером 1–4 мм представлены оливином, плагиоклазом и клинопироксеном, а основная масса сложена лейстами плагиоклаза, в интерстициях которых развиты зерна клинопироксена, магнетита и свежее вулканическое стекло.

На полигоне Витязь на ряде станций подняты свежие базальты и андезиты, которые по составу близки к вулканикам полигона Диана и также отнесены нами к плиоцен-плейстоценовому комплексу.

Клинопироксен-плагиоклазовые базальты (ст. 17) – пористые породы с гиалопилитовой основной массой, сложенные зональным плагиоклазом (An₆₆) – 35–40 %, клинопироксеном (авгитом) (10–15 %), которые образуют вкрапленники (45–50 %) размером от 0.4 до 2 мм, вулканическим стеклом (25–30 %) и магнетитом (1–3 %). Основная масса – свежее вулканическое стекло и редкие микролиты плагиоклаза.

Кластолавы клинопироксен-плагиоклазовых андезитов (ст. 22). Они сложены обломками (40%) угловатой формы (0.3–2 мм) плагиоклаза (An₅₅) – 20–25 %, клинопироксена (10–15%) и магнетита (10%). Цементирующим субстратом является свежее вулканическое стекло с редкими микролитами плагиоклаза. Структура породы в целом – кристаллокластическая, цементирующей массы – гиалиновая. Текстура массивная.

Амфибол-двупироксен-плагиоклазовые андезиты (ст. 19, глубина 1900 м) – пористые гломеропорфировые породы. Вкрапленники (45 %, размером от 0.5 до 3.5 мм) в них представлены зональным плагиоклазом An₆₂ (20–25 %), авгитом (10 %), гиперстеном (8–10 %), роговой обманкой (3–5 %), магнетитом (5 %), а гиалопилитовая основная состоит из свежего

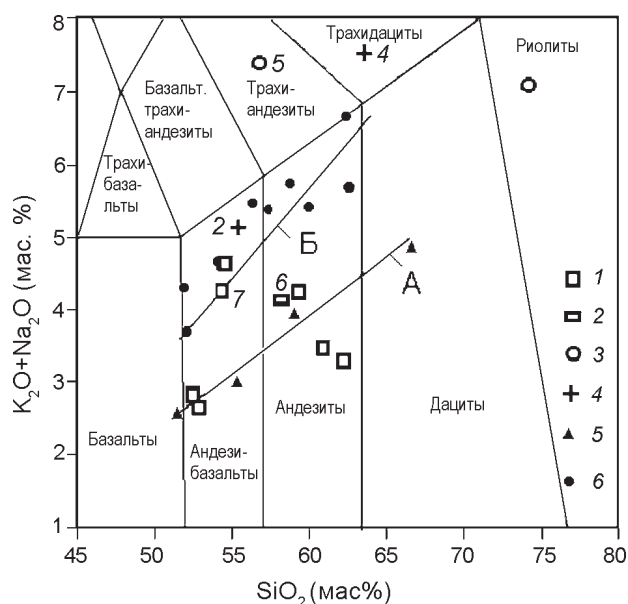


Рис. 2. Диаграмма «щелочи–кремнезем» [29] для кайнозойских вулканических пород.

Вулканисты: 1–4 – хребта Витязя: 1 – плиоцен-плейстоценовые, 2 – миоценовые, 3 – олигоценые, 4 – эоценовые. Номера точек на рисунке (курсивом) отвечают номерам проб в табл. 2. Точки без номеров: 1–4 – хребта Витязя [11], 5 – фронтальной зоны Курильской островной дуги [16], 6 – Курильской котловины [6]. Прямыми линиями обозначены тренды вулканистов: А – фронтальной зоны Курильской островной дуги [16], Б – Курильской котловины [6].

вулканического стекла и редких микролитов плагиоклаза.

Петрогеохимическая характеристика пород

Детальная петрогеохимическая характеристика вулканистов приведена в статье [11]. Здесь кратко остановимся на результатах геохимических исследований магматических пород. Их химический состав приведен в таблице 2. Плиоцен-плейстоценовые вулканисты представлены базальтами и андезитами, которые характеризуются повышенными содержаниями Al_2O_3 (16.68–18.20 %), CaO (6.34–9.37 %), средним содержанием суммарной щелочности (2.09–4.61 %) с преобладанием Na_2O над K_2O , низким уровнем TiO_2 (менее 1.0 %) и K_2O (0.32–0.90 %, табл. 2, проба 7). Все эти особенности позволяют отнести их к высокоглиноземистым, высокоизвестковистым, умереннокалиевым образованиям вулканических серий нормальной щелочности. На диаграмме «щелочи–кремнезем» точки составов этих пород располагаются вдоль тренда вулканистов центральной части фронтальной зоны Курильской дуги (рис. 2). Они характеризуются умеренными или повышенными кон-

центрациями Rb (от 3.80 до 25.05 г/т) и Sr (266.59–739.06 г/т).

Более щелочные позднеолигоценые породы (табл. 2, проба 5) отличаются более высокими содержаниями Rb (от 29.9 до 153.84 г/т) и низкими – Sr (151.23–572.94 г/т). Они характеризуются повышенными концентрациями легких редкоземельных элементов (LREE), слабо фракционированным спектром распределения редкоземельных элементов (REE) и низкими отношениями La/Sm и La/Yb, нормированных к хондритовому стандарту, которые составляют 1.91–3.54 и 3.48–8.60, соответственно. По своей геохимической специализации они сходны с позднеолигоцен-раннемиоценовым трахиандезитовым комплексом Японского моря [10]. Плиоцен-плейстоценовым вулканистам также свойственны слабо фракционированное распределение REE, повышенные концентрации LREE, но значения их ниже по сравнению с позднеолигоценными породами, более низкие значения и отношений La/Sm (0.82–2.23) и La/Yb (0.83–3.19).

Породам всех комплексов свойственна пониженная концентрация элементов группы железа (Co, Cr, Ni). Ni/Co отношение в них меньше 1.5, что свойственно вулканистам островных дуг [12].

Гранит-порфиры слагают, вероятно, небольшие интрузии в составе позднемелового и эоценового вулканогенных комплексов. По химическому составу они отвечают субщелочным лейкогранитам с суммарным содержанием щелочей более 8 % (табл. 2, пробы 1, 3). По содержанию K_2O и его отношению к SiO_2 они относятся к вулcano-интрузивной ассоциации пород калиевого типа [20] и характеризуются высоким K/Rb отношением. Граниты обогащены LREE, что сближает их с эоценовыми и позднеолигоценными вулканистами. По содержанию и характеру распределения основных рассеянных элементов они также аналогичны вулканистам, несколько отличаются от последних более высокими значениями отношений La/Sm (4.03–4.28) и La/Yb (9.29–9.63).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В результате геологических исследований, выполненных в пределах хребта Витязя, установлено несколько разновозрастных комплексов пород, которые отражают этапы развития этой структуры.

Вулканисты позднемелового комплекса являются составной частью позднемелового–раннепалеогенового разреза вулканогенно-терригенных образований фундамента хребта. Возраст радиоляриевой ассоциации и вмещающих вулканогенно-кремнистых пород устанавливается в пределах позднего кампана–начала раннего палеоцена.

Ранее на траверзе южной оконечности о. Симушир, из приосевой части Курило-Камчатского желоба с глубины 9400 м были подняты тонкослоистые кремнистые породы, содержащие немногочисленные радиолярии. По заключению Л.Б. Тихомировой, комплекс радиолярий позволяет предполагать поздне-мезозойский (скорее всего меловой) возраст вмещающих пород, которые, вероятно, слагают нижнюю часть разреза литифицированной осадочной толщи [2, 3]. Наши исследования подтвердили предполагаемое присутствие меловых кремнистых пород в фундаменте хребта Витязя.

Аналогом вулканогенно-кремнистых пород хребта Витязя являются породы малокурильской свиты о-ва Шикотан [17], представленные переслаиванием кремнистых алевроаргиллитов и туфов. Сходство наблюдается в типах и мощности слоев переслаивающихся пород, соотношении их объемов (алевроаргиллиты значительно преобладают над туфами) и их позднемеловом возрасте. Преобладающий пелитовый размер обломков, ритмичный характер переслаивания отложений вулканогенно-кремнисто-терригенного комплекса может свидетельствовать о формировании осадков в относительно спокойной тектонической обстановке в условиях регулярного проявления эксплозивной вулканической деятельности.

Нерасчлененные палеогеновые (палеоцен-эоцен?) отложения представлены вулканотерригенными литифицированными породами. Для них характерно отсутствие слоистости, грубообломочный состав, слабая степень дезинтеграции, плохая сортировка, наличие детрита растений, красноцветный облик конгломератов. Все это может говорить о мелководных, прибрежных условиях их образования и незначительной транспортировке обломочного материала от источников питания. Наличие игнимбритов и спекшихся туфов в составе эоценового и позднеолигоценового вулканических комплексов также свидетельствует об их формировании в субаэральных условиях. Породы грубообломочного вулканотерригенного комплекса вместе с этими вулканитами могут рассматриваться как единый палеогеновый пирокластически-осадочный субаэрально-мелководный комплекс.

Слаболитифицированные породы кайнозойского чехла являются смешанными вулканогенно-осадочными. Осадочный материал представлен панцирями диатомей и небольшим количеством глинистого вещества. Присутствие вулканогенного материала в виде необработанных пирокластических тонкозернистых обломков может говорить о синхронности вулканических извержений осадконакоплению. От-

сутствие терригенного обломочного материала свидетельствует об удаленности от материковой суши. Доминирование в нижнеолигоценовых осадках комплексов диатомей неритических видов свидетельствуют о накоплении их в шельфовых условиях, а нахождение этих осадков в настоящее время в интервале глубин 1900–2200 м указывает на значительное погружение подводного хребта Витязя с олигоцена. В позднеолигоцен-раннемиоценовое время в изученном районе южного плато осадконакопление происходило, вероятно, в более мористых, преимущественно батинальных условиях. А на северном плато хребта, в осадках которого установлен спорово-пыльцевой комплекс умеренно-теплолюбивой растительности, осадконакопление происходило, вероятно, в мелководных морских условиях вблизи берегов.

В верхнеплиоцен-нижнеплейстоценовых отложениях наблюдается резкое преобладание океанических видов диатомей, что может указывать на глубоководные (сходные с современными) условия формирования вмещающих их осадков.

Ранее в кайнозойских отложениях подводной долины (грабен) Буссоль было выделено три толщи: олигоцен-нижнемиоценовая, среднемиоценовая и верхнемиоцен-нижнеплиоценовая [2]. Здесь же обнаружены отложения позднего плиоцена–раннего плейстоцена. Возраст толщ установлен на основе диатомового и спорово-пыльцевого анализов. Нами установлено только два комплекса пород – олигоцен-раннемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый, возраст которых доказан микропалеонтологически.

Плиоцен-плейстоценовые вулканиты присутствовали в сборах драг в пределах полигонов Витязя и Диана. На полигоне Диана были подняты андезиты с возрастом 1.6 млн лет. Полученные результаты, совместно с данными по рельефу и аномальному магнитному полю, свидетельствует о том, что эти горы являются вулканическими постройками. Подводные вулканы полигона Диана расположены на расстоянии до 50 км мористее вулканического фронта. Такая удаленность подводных построек от вулканического фронта, вероятно, обусловлена специфическим строением этой части островной дуги. В рейсе было установлено, что данная область формировалась в условиях растяжения и разбита многочисленными разломами [8, 9]. Эти разломы и являются подводными каналами для вулканических построек полигона Диана. Обнаружение молодых вулканитов является важным событием, подтверждающим результаты геофизических исследований о сейсмической активности изученного участка приостровного склона Курило-Камчатского глубоководного желоба [8].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В морфоструктурном плане район исследований располагается между Курильскими островами и Курило-Камчатским глубоководным желобом и включает в себя приостровной бордт желоба, подводный хребет Витязя, который рассматривается в качестве внешней, невулканической дуги в общей системе дуга-желоб, и междуговой прогиб, обособляющий хребет Витязя от Курильских островов [8]. При выполнении драгирования были подняты разнообразные породы, слагающие фундамент и осадочный чехол хребта, которые подразделяются на несколько возрастных комплексов: магматические породы – на позднемеловой, эоценовый, позднеолигоценый, миоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы, вулканогенно-осадочные породы – на позднемеловой-раннепалеоценовый (поздний кампан-дат) комплекс фундамента и палеогеновый нерасчлененный (палеоцен-эоцен?), олигоцен-раннемиоценовый и плиоцен-плейстоценовый комплексы осадочного чехла.

Вулканиды позднемелового комплекса являются составной частью позднемелового-раннепалеогенового разреза вулканогенно-терригенного комплекса фундамента хребта Витязя. Формирование этого комплекса происходило в относительно спокойной тектонической обстановке в условиях регулярного проявления эксплозивной вулканической деятельности.

Породы грубообломочного вулканотерригенного палеогенового нерасчлененного комплекса вместе с вулканитами эоценового и позднеолигоценового вулканических комплексов могут рассматриваться как единый палеогеновый пирокластическо-осадочный субаэрально-мелководный комплекс.

Слаболитифицированные породы кайнозойского чехла представляют собой смешанные вулканогенно-осадочные образования, которые в олигоцен-раннем миоцене формировались преимущественно в шельфовых условиях, а в плиоцен-плейстоценовое время – в батинальных.

Все изученные магматические породы обладают многими общими геохимическими особенностями и относятся к образованиям известково-щелочной серии островных дуг, а плиоцен-плейстоценовые вулканогенные породы сходны с вулканитами фронтальной зоны Курило-Камчатской дуги. Каждый из этих комплексов отражает этап развития подводного хребта Витязя и по времени совпадает с этапами развития в других частях зоны перехода континент-океан, что указывает на единство тектонических процессов, формирующих эту зону.

Полученные нами данные о наличии молодых вулканидов в пределах хребта Витязя принципиально меняют ранее существовавшее представление о нем как о невулканической дуге в общей системе Курило-Камчатская дуга-желоб.

Программа экспедиции финансировалась Министерством образования и науки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ-ДВО РАН (проект №06-05-96108), ДВО РАН (проекты №06-III-A-07-258, №06-III-A-07-270, интегрированные с СО РАН проекты №06-II-SO-07-027, №6.2) и ФЦП “Мировой океан”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Брутман Н.Я. О стратиграфическом положении палинокомплексов кайнозойских отложений Северного Сахалина // Кайнозой дальневосточных районов СССР. Л.: ВНИГРИ, 1978. С. 140–150.
2. Васильев Б.И., Суворов А.А. Геологическое строение района подводной долины Буссоль (Курильская островная дуга) // Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 58–68.
3. Васильев Б.И., Сигова К.И., Обжиров А.И., Югов И.В. Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2001. 309 с.
4. Вишневская В.С. Биостратиграфия вулканогенно-кремнистых образований позднего мела Берингоморского региона СССР по радиоляриям // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 189–217.
5. Гладенков А.Ю. Зональная стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Северо-Тихоокеанского региона по диатомеям // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 2. С. 50–64.
6. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 145 с.
7. Казинцова Л.И. Радиолярии альба-маастрихта Западного Сахалина // XI семинар по радиоляриям “Радиоляриология на рубеже тысячелетий: итоги и перспективы”. СПб. М.: ВСЕГЕИ, 2000. С. 31–32.
8. Кулинич Р.Г., Карп Б.Я., Баранов Б.В. др. О структурно-геологической характеристике “сейсмической брешы” в центральной части Курильской островной дуги // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 1. С. 5–19.
9. Лаверов Н.П., Лаппо С.С., Лобковский Л.И. и др. Центральная-Курильская “брешь”: строение и сейсмический потенциал // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 6. С. 1–4.
10. Леликов Е.П., Терехов Е.П. Щелочные вулканиды дна Японского моря // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 71–77.
11. Леликов Е.П., Емельянова Т.А., Баранов Б.В. Магматизм подводного хребта Витязя (Тихоокеанский склон Курильской островной дуги) // Океанология (в печати).
12. Лутц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.
13. Палечек Т.Н. Строение и условия формирования верхнемеловых вулканогенно-кремнистых отложений Олюторского района (на основе радиоляриевого анализа): Авто-

- реф. дис... канд. геол.-минер. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1997. 25 с.
14. Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Шапиро М.Н. Строение и возраст осадочно-вулканогенных мезозойских отложений Паланского разреза (Западная Камчатка) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 3. С. 57–74.
 15. Палечек Т.Н., Терехов Е.П. Радиоляриевый анализ отложений малокурильской свиты острова Шикотан. Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии: Материалы конференции, посвящ. памяти Л.М. Парфенова, Хабаровск, 11–16 июня 2007 г. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. С. 263–265.
 16. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг / Под ред. К.Ф. Сергеева. М.: Наука, 1987. 236 с.
 17. Сергеев К.Ф. Тектоника Курильской островной системы. М.: Наука, 1976. 240 с.
 18. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Палечек Р.М. Тектоностратиграфия северной части Олюторской зоны (Корякское нагорье, район бухты Анастасии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6, № 4. С. 92–105.
 19. Соловьев А.В., Палечек Т.Н., Леднева Г.Н. Кампан-маастрихтские отложения фронтальной части Олюторской зоны (юг Корякского нагорья) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8, № 4. С. 88–96.
 20. Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
 21. Цой И.Б., Шастина В.В. Кайнозойский кремнистый микропланктон из отложений Охотского моря и Курило-Камчатского желоба. Владивосток: Дальнаука, 2005. 181 с.
 22. Bukry D. Synthesis of silicoflagellate stratigraphy for Maastrichtian to Quaternary marine sediment // SEMP Special Publication. 1981. N. 32. P. 433–444.
 23. Dumitrica P. Paleocene Radiolaria // Init. Rep. DSDP, 1973. V. 21. P. 787–817.
 24. Gladenkov A.Yu. A new lower Oligocene zone for the North Pacific Diatom scale // Proc. of the 14th Intern. Diatom Symposium, Tokyo, Japan, 1996. Koenigstein, Germany: Koeltz Sci. Books, 1999. P. 581–590.
 25. Hollis C.J. Cretaceous-Paleocene Radiolaria from Eastern Marborough, New Zealand. Institute of Geological and Nuclear Sciences. Monograph. 17, 1997. 152 p.
 26. Hollis C.J., Kimura K. A Unified Radiolarian Zonation for the Late Cretaceous and Paleocene of Japan // Micropaleontology. 2001. V. 47, N. 3. P. 235–255.
 27. Kafanov A.I. Recent and fossil Clinocardiinae (Bivalvia Cardiidae) of the World. 1. General part // Bulletin of Mizunami Fossil Museum. 1998. N 25. P. 1–28.
 28. Kurita H., Obuse A., Ogasawara K. et al. Oligocene-Middle Miocene palynostratigraphy (Dinoflagellate cysts and pollen) in Sakhalin Island, Far East Russia, and its implications for geochronology and paleoenvironments // Journal of Geography. 2000. V. 109 (2). P. 187–202 (in Japanese).
 29. Le Maitre R. W., Bateman P., Dudek A. et al. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford, 1989.
 30. Pessagno E. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Upper Cretaceous portion of the Great Valley Sequence. California Coast Ranges // Micropaleontology. Spec. Publ. 1976. N 2. P. 1–95.
 31. Yanagisawa Yu., Akiba F. Refined Neogene diatom biostratigraphy for the northwest Pacific around Japan, with an introduction of code numbers for selected diatom biohorizons // Geol. Soc. Japan. 1998. V. 104, N 6. P. 395–414.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

Ye.P. Lelikov, I.B. Tsoy, T.A. Yemelyanova, Ye.P. Terekhov, N.G. Vaschenkova, N.K. Vagina, O.L. Smirnova, V.D. Khudik

Geological structure of the submarine Vityaz Ridge within the “Seismic Gap” area (Pacific slope of the Kuril Island Arc)

Results of geological research conducted by POI FEB RAS and IO RAS on the submarine Vityaz Ridge during Cruise 37 of RV “Akademik M.A. Lavrentyev” in 2005 are presented. Various rocks making up the basement and sedimentary cover of the ridge on 3 test sites were collected by dredging. Based on isotope age determinations, petrogeochemical, petrographical and paleontological data, and comparison of the collected rocks with formations of adjacent land and the Okhotsk Sea floor, their division into several age complexes was accomplished: magmatic rocks, into Late Cretaceous, Eocene, Late Oligocene, Miocene, and Pliocene-Pleistocene complexes; volcanogenic sedimentary deposits, into Late Cretaceous - Early Paleocene (Late Campanian-Danian) complex, Paleogene undivided (Paleocene-Eocene?), and Oligocene-Early Miocene, and Pliocene-Pleistocene complex. The age determinations and conditions of formation of the distinguished complexes allowed reconstruction of the geological evolution of the Pacific slope central part of the Kuril Island Arc.

Key words: sedimentary, magmatic rocks, Late Cretaceous–Cenozoic, radiolarians, diatoms, silicoflagellates, spore-and-pollen flora, submarine Vityaz Ridge, Kuril Island Arc.

**БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В ЗОЛОШЛАКОВЫХ ОТХОДАХ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ ТЭЦ**

А.А. Черепанов

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г.Хабаровск

Поступила в редакцию 19 декабря 2005 г.

Приведены методика и результаты изучения распределения и форм нахождения золота и платины в золошлаковых отходах ТЭЦ Хабаровского и Приморского краев. Содержание золота и платиноидов достигает 2 г/т и более при средних 0.8–1.5 г/т. Золой бурых углей Павловского, Хурмулинского и ряда других месторождений отличаются повышенным содержанием платиноидов. Рассматриваются причины расхождений аналитического определения содержаний драгметаллов оцененных в углистых и углеродистых породах. Накопление благородных металлов в углях обусловлено в основном сорбцией их на углеродсодержащее вещество. Наличие благородных металлов и их количество в золошлаковых отходах зависит от их содержания в сжигаемых углях, а в последних – от металлогенических особенностей района нахождения месторождения. Выявленные золото и платина представляют промышленный интерес, но требуют разработки особой технологии их извлечения.

Ключевые слова: золошлаковые отходы, золоотвалы, бурые угли, золото, платина, ТЭЦ, Хабаровский и Приморский края.

ВВЕДЕНИЕ

В процессе деятельности предприятий электроэнергетики образуется много золошлаковых отходов (ЗШО). Годовое поступление золы в золоотвалы составляет по Приморскому краю от 2.5 до 3.0 млн т в год, Хабаровскому – до 1.0 млн т. Только в пределах г. Хабаровска в золоотвалах хранится более 16 млн т золы, а в пределах Российской Федерации – более 1.5 млрд т [25]. Использование таких отходов в хозяйственных целях пока ограничено, в том числе и в связи с их токсичностью. В них содержится значительное количество опасных элементов. Отвалы постоянно пылят, подвижные формы элементов активно вымываются осадками, загрязняя воздух, воды и почвы. Утилизация таких отходов – одна из наиболее актуальных проблем.

В то же время, ЗШО могут служить источником ряда металлов и других элементов [9, 10, 14, 29–32]. Сжигаемые угли, являясь природными сорбентами, содержат примеси многих ценных элементов, включая редкие земли и драгметаллы. При сжигании их содержание в золе возрастает в 5–6 раз и может представлять промышленный интерес [24, 26]. Особый интерес представляют бурые угли, содержащие широкий комплекс компонентов, иногда в повышенных количествах [10, 11, 21, 31].

Утилизацией ЗШО занимаются многие. Известно более 300 технологий их переработки и использования [25], но они в основной своей массе посвящены использованию золы в строительстве и производстве строительных материалов, не затрагивая при этом извлечения из них как токсичных и вредных компонентов, так и полезных и ценных. Извлечение последних без изучения их содержания и форм нахождения невозможно. Золото и металлы платиновой группы (МПГ) ЗШО представляют наибольший промышленный интерес и позволят по-новому произвести оценку промышленной значимости и возможности комплексного использования золошлаковых отходов ТЭЦ с извлечением ценных компонентов.

**ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТОВ И МЕТОДОВ
ИССЛЕДОВАНИЯ**

С целью изучения особенностей нахождения благородных металлов в ЗШО и сжигаемых углях относительно более детально были опробованы захороненные и заполняемые золоотвалы ТЭЦ г. Хабаровска и Биробиджана, с меньшей детальностью и единичными пробами охарактеризованы ЗШО ТЭЦ Приморского края и других регионов.

При полевом изучении ЗШО производилось опробование золоотвалов и сжигаемых на ТЭЦ уг-

лей, опробование золы в системах транспортировки от печей (котлов) до золоотвалов с анализом технологии сжигания и транспортировки. Опробование самих золоотвалов осуществлялось путем проходки в доступных местах по редкой сети закопуш и шурфов с отбором в них проб бороздовым или валовым способом.

Все рядовые пробы после стандартной пробоподготовки подвергались спектральному полуколичественному анализу и атомно-абсорбционному анализу на Au и Pt. В связи с невоспроизводимостью результатов анализа в каждой пробе из отдельных навесок выполнялось 2–3 определения Au и Pt, по которым подсчитывалось среднее содержание в пробе.

Групповые пробы, которые составлялись из остатков рядовых проб, разделялись на три части (навески). Одна часть подвергалась спектральному, атомно-абсорбционному и химическому силикатному анализам, другая использовалась как малая технологическая проба с определением в ней полезных компонентов с помощью лабораторно-технологических исследований, третья промывалась на лотке или перерабатывалась на лабораторном концентраторе. Тяжелая фракция ее подвергалась минералогическому анализу. Последний использовался как для изучения состава ЗШО, так и изучения получаемых концентратов, определения выхода благородных металлов и других продуктов обогащения. Диагностика минералов платиновой группы (МППГ), самородных минералов и сплавов осуществлялась с помощью микронного анализа в Институте вулканологии (г. Петропавловск-Камчатский). Отдельные пробы изучались на наличие МППГ в г. Новосибирске в ОИГГМ (аналитик Н. Толстых). С целью контроля определения содержания благородных металлов групповые пробы, часть рядовых проб и продуктов технологического передела были подвергнуты пробирному анализу. Технологические исследования проводились на малых (до 10–20 кг) и больших (до 18 т) пробах. Для извлечения драгметаллов и разделения ЗШО на составляющие были использованы концентраторы фирм “Русский Клондайк”, “Итомак”, “Knelson”, “Говерла”, разработанные для извлечения тонкого золота.

Основная часть технологических и лабораторно-аналитических исследований выполнена в ДВИМС МПР РФ [2, 26] и завершена в ИТиГ ДВО РАН. Отдельные пробы и концентраты перерабатывались на металл по оригинальной технологии НПП “ГЕОТЕП” (Москва). Эта технология основана на сочетании в едином процессе плазменно-дуговой плавки и электролиза. Технология не имеет аналогов в мире. Нет по ней публикаций, на которые можно

сделать ссылки. Но, автор, работая с разработчиками технологии по изучению золошлаковых отходов, имел возможность воспользоваться их результатами.

В г. Хабаровске опробованы золоотвалы ТЭЦ-1 и ТЭЦ-3. На золоотвалах проходились шурфы и закопуши по сети 100×200 м и 100×100 м (в зависимости от размеров), которые опробовались бороздовым и задирковым способом. Это рядовые пробы весом от 3–5 до 15–16 кг, из которых в последующем составлялись групповые.

ТЭЦ-1 введена в строй в 1954 г., потребляет в год 2.0–2.2 млн т угля. Она проектировалась на использование углей Райчихинского месторождения. В последующем на ТЭЦ стали поступать угли с Харанорского, Ургальского и других месторождений. Она имеет три золоотвала, два из них законсервированные, один – заполняемый.

Золоотвал № 1, площадью 1200×200 м, глубиной 8–10 м, заполнялся в 1954–1986 гг. До 1979 г. использовались угли Райчихинского месторождения, в последующем – Харанорского, Нерюнгринского, Гусино-Озерского и, в небольшом количестве, Павловского (Приморье) и Дарханского (Монголия). Золоотвал охарактеризован 39 рядовыми и 9 групповыми пробами.

Золоотвал № 2, размером 450×1200 м, глубиной 8–10 м, заполнялся в 1987–1996 гг. В этот период на ТЭЦ поступали угли не менее чем из 10 месторождений, но преобладали угли Харанорского, Гусино-Озерского и Павловского месторождений. Золоотвал охарактеризован 31 рядовой пробой, 8 групповыми и одной технологической пробой весом 16 т.

Золоотвал № 3, размером 800×400 м, размещен в естественном углублении. Мощность ЗШО достигает местами 20 и более м. Заполняется с 1995 г. Сжигались угли с различных месторождений при преобладании углей Харанорского, Гусино-Озерского, Ургальского и Азейского месторождений. Охарактеризован 61 рядовой пробой, тремя укрупненными пробами весом 50 кг, 350 кг и 12 т. Кроме ЗШО на золоотвале опробованы оборотная вода, используемая для транспортировки ЗШО, и пена с поверхности пруда осветления, состоящая в основном из алюмосиликатных полых микросфер. На самой ТЭЦ были опробованы золы, шлаки и пульпа с ЗШО непосредственно возле котлов, сжигаемые на момент опробования угли, отложения в трубах гидротранспортировки ЗШО.

ТЭЦ-3 использует в основном угли Нерюнгринского месторождения. В последние годы стали использовать угли Ургальского месторождения и иногда угли из Китая с месторождений провинции Хэйлуньцзян. Золоотвал № 1 опробован в 1998–2000 гг.,

заполнялся в то время. Его размеры – 500×800 м, максимальная глубина – 35–40 м, при средней 18–25 м. Охарактеризован 67 рядовыми пробами, 15 групповыми и двумя малыми технологическими пробами весом 50 и 150 кг. На самой ТЭЦ опробованы оборотные воды, трубные отложения, разновидности ЗШО, транспортирующая пульпа, сжигаемые на момент опробования угли.

На Биробиджанской ТЭЦ опробован золоотвал №1 размером 350×400 м с глубиной заполнения 8–10 м. Золоотвал охарактеризован 27 рядовыми пробами, 4 групповыми и тремя малыми технологическими пробами весом 30–50 кг. На ТЭЦ опробованы разновидности ЗШО, транспортирующая пульпа, сжигаемые на момент опробования угли и угли близрасположенного и разведываемого Ушумунского месторождения.

Кроме вышеперечисленных золоотвалов, изучены ЗШО с золоотвалов Лучегорской ГРЭС (8 проб), ТЭЦ-2 г. Владивостока (12 проб), ТЭЦ г. Артем и Партизанск (по две пробы), а также единичные пробы золы с ТЭЦ Подмосковья и Сибири.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОШЛАКОВЫХ ОТХОДОВ

На обследованных ТЭЦ сжигание углей происходит при температуре 1100–1600° С. При сгорании органической части углей образуются летучие соединения в виде дыма и пара, а негорючая минеральная часть топлива выделяется в виде твердых очаговых остатков, образуя пылевидную массу (зола), а также

кусковые шлаки. Количество твердых остатков для каменных и бурых углей колеблется от 15 до 40 %. Уголь перед сжиганием измельчается, и в него, для лучшего сгорания, часто добавляют в небольшом (0.1–2 %) количестве мазут.

При сгорании измельченного топлива мелкие и легкие частицы золы уносятся дымовыми газами и называются зола уноса. Размер частиц золы уноса колеблется от 3–5 до 100–150 мкм. Количество более крупных частиц обычно не превышает 10–15 %. Улавливается зола уноса золоуловителями. На ТЭЦ-1 г. Хабаровска и Биробиджанской ТЭЦ золоулавливание – мокрое на скруберах с трубами Вентури, на ТЭЦ-3 и ТЭЦ-2 г. Владивостока – сухое на электрофильтрах.

Более тяжелые частицы золы оседают на подтопки и сплавляются в кусковые шлаки, представляющие собой агрегированные и сплавившиеся частицы золы размером от 0,15 до 30 мм. Шлаки размельчаются и удаляются водой. Зола уноса и размельченный шлак удаляются вначале раздельно, потом смешиваются, образуя золошлаковую смесь.

В составе золошлаковой смеси, кроме золы и шлака, постоянно присутствуют частицы несгоревшего топлива (недожег), количество которого составляет 10–25 %. Количество золы уноса, в зависимости от типа котлов, вида топлива и режима его сжигания, может составлять 70–85 % от массы смеси, шлака – 10–20 %. Золошлаковая пульпа удаляется на золоотвал по трубопроводам (рис. 1).



Рис. 1. Гидротранспортировка золошлаковых отходов на золоотвал. ТЭЦ-1, г. Хабаровск.

Таблица 1. Результаты силикатного анализа групповых и рядовых проб ЗШО.

№ п.п	№ пробы	Место отбора	Характеристика материала	Содержание, %												
				SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₃	P ₂ O ₅	Ппп	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
1	1-гр	ТЭЦ-3 з/от	ЗШО кр.зерн.	60.19	0.65	18.19	8.05	0.10	1.20	3.30	0.40	1.02	0.08	0.34	6.69	100.29
2	2-гр	- « -	ЗШО т/зерн	51.44	0.90	21.15	5.14	0.07	1.36	2.94	0.39	1.38	0.10	0.34	14.64	99.85
3	3-гр	- « -	- « -	56.67	0.87	20.51	5.89	0.08	1.60	3.05	0.39	1.25	0.09	0.31	9.09	99.80
4	4-гр	- « -	- « -	63.16	0.76	20.65	8.48	0.10	1.85	3.79	0.27	0.72	0.21	0.37	12.58	100.03
5	5-гр	ТЭЦ-3	шлак	50.25	0.88	17.53	9.31	0.12	2.04	3.61	0.94	1.31	0.06	0.31	0.83	100.01
6	6-гр	- « -	золоунос	63.16	0.78	18.57	5.39	0.07	1.16	3.51	0.32	1.20	0.19	0.29	17.03	100.08
7	7-гр	ТЭЦ-1 з/от	ЗШО	55.83	0.74	17.69	11.98	0.20	1.90	4.31	0.38	1.22	0.22	0.20	4.99	99.66
8	8-гр	- « -	- « -	53.99	0.57	19.68	6.69	0.10	1.28	3.65	0.32	1.46	0.12	0.18	11.66	99.70
9	9-гр	- « -	- « -	56.44	0.70	19.88	7.49	0.11	1.46	4.28	0.32	1.56	0.10	0.20	7.06	99.68
10	10- гр	- « -	- « -	58.16	0.68	20.01	7.88	0.11	1.53	3.98	0.38	1.66	0.16	0.19	5.18	99.87
11	11-гр	- « -	пульпа	51.92	0.79	23.59	6.89	0.11	2.12	6.48	0.69	1.34	0.13	0.21	5.79	100.06
12	12-гр	- « -	зола +шлак	49.75	0.24	14.49	23.16	0.35	1.46	5.22	0.19	1.10	0.59	0.20	3.16	99.91
13	13-гр	- « -	ЗШО	59.33	0.75	18.92	7.79	0.11	1.45	3.78	0.32	1.56	0.12	0.17	5.78	100.08
14	14-гр	- « -	пена	53.20	0.81	28.09	3.89	0.05	1.45	6.83	0.18	2.10	0.19	0.20	2.82	99.87
15	15-гр	з/от № 2	ЗШО выветр.	47.40	0.76	16.27	7.17	0.14	2.04	4.90	0.35	2.05	0.24	0.28	18.81	100.38
16	16-гр	- « -	- « -	54.22	0.82	17.72	6.06	0.10	2.07	5.01	0.42	2.22	0.20	0.27	11.11	100.22
17	17-гр	з/от № 1	- « -	50.22	0.76	22.82	7.14	0.24	2.17	7.32	0.11	1.50	0.12	0.17	7.26	99.83
18	18-гр	- « -	илистый ЗШО	48.52	0.72	20.16	5.64	0.18	1.26	4.84	0.16	1.68	0.10	0.13	16.78	100.17
19	19-гр	- « -	- « -	49.91	0.69	19.11	5.14	0.14	1.40	4.28	0.27	1.90	0.11	0.17	17.10	100.22
20	173-хв	хв. флот.	хвосты флот.	52.40	0.91	19.75	6.79	0.12	2.22	6.33	н/о	н/о	0.15	0.36	7.92	96.95
21	173-00	хв. флот.	хвосты флот.	51.83	0.85	18.77	6.55	0.13	2.12	5.68	н/о	н/о	0.20	0.34	10.43	96.90
22	214-хв	ТЭЦ-1 з/о	хвосты грав.	54.62	0.64	16.24	9.38	0.22	1.81	5.71	0.68	2.24	0.19	0.30	7.72	99.75
23	216	ТЭЦ-3	Золоунос	56.89	0.91	20.47	5.53	0.09	1.29	2.98	0.62	1.23	0.09	0.31	9.67	100.08
24	217	ТЭЦ-3	Золоунос	50.87	0.69	19.08	5.53	0.09	1.13	2.94	0.34	0.69	0.09	0.33	18.19	99.97
25	173	ТЭЦ-1	ЗШО	52.56	0.84	18.95	6.62	0.12	2.04	5.33	0.60	2.19	0.16	0.34	9.85	99.60

Примечание. Сокращения: з/от – золоотвал; кр.зерн – крупнозернистый; т/зерн – тонкозернистый; хвосты флот. – хвосты флотационного обогащения; хвосты грав. – хвосты гравитационного обогащения.

Зола и шлак при гидротранспорте и на золошлакоотвале взаимодействуют с водой и углекислотой воздуха. В них происходят процессы, сходные с диагенезом и литификацией. Они быстро поддаются выветриванию и при осушении при скорости ветра 3 м/сек начинают пылить. ЗШМ – темно-серый, в разрезе слоистый, обусловленный чередованием разномерных слоев, а также осаждением белой пены, состоящей из алюмосиликатных полых микросфер. Химический состав ЗШО обследованных ТЭЦ приведен в таблице 1.

Золы ТЭЦ, использующих каменный уголь, по сравнению с золами ТЭЦ, использующими бурый уголь, отличаются значительными потерями при прокаливании (п.п.п.), повышенным содержанием SO_3 и пониженным – оксидов кремния, титана, железа, магния, натрия, шлаки – повышенным содержанием оксидов кремния, железа, магния, натрия и пониженным – оксидов серы, фосфора, п.п.п. В целом, золы высококремнистые, с достаточно высоким содержанием алюминатов.

Содержание элементов-примесей в ЗШО, по данным спектрального полуколичественного анализа рядовых и групповых проб, показано в таблице 2.

Промышленную ценность, согласно справочника [25], представляют золото и платина, по максимальным значениям приближаются к этому Yb и Li. Содержание вредных и токсичных элементов не превышает допустимых значений, хотя максимальные содержания Mn, Ni, V, Cr приближаются к “порогу” токсичности.

В составе ЗШО различаются кристаллическая, стекловидная и органическая составляющие.

Кристаллическое вещество представлено как первичными минералами минерального вещества топлива, так и новообразованиями, полученными в процессе сжигания и при гидратации и выветривании в золоотвале. Всего в кристаллической составляющей ЗШО устанавливается до 150 минералов. Преобладающие минералы – мета- и ортосиликаты, а также алюминаты, ферриты, алюмоферриты, шпинели, дендритовидные глинистые минералы, оксиды: кварц, тридимит, кристобалит, корунд, γ -глинозем, оксиды кальция, магния и другие. Часто отмечаются, но в небольших количествах, рудные минералы – касситерит, вольфрамит, станнин и другие; сульфиды – пирит, пирротин, арсенопирит и другие; сульфаты, хлориды, очень редко – фториды. В результате гидрохимических процессов и выветривания в золоотвалах появляются вторичные минералы – кальцит, порландит, гидроксиды железа, цеолиты и другие.

Большой интерес представляют самородные элементы и интерметаллиды, среди которых установлены: свинец, серебро, золото, платина, алюминий, медь, ртуть, железо, никелистое железо, хромферриды, медистое золото, различные сплавы меди, никеля, хрома с кремнием и другие. Их размеры – от первых до десятков микрон. В свежих золах они несут следы термической обработки (частичное оплавление, сплавление с другими минералами и агрегатами). В старых золах происходит нередко их самоочищение.

Нахождение капельно-жидкой ртути, несмотря на высокую температуру сгорания угля, – довольно частое явление, особенно в составе тяжелой фракции продуктов обогащения. Вероятно

Таблица 2. Содержание элементов-примесей (г/т) в ЗШО ТЭЦ г. Хабаровска.

Элемент	ТЭЦ-1		ТЭЦ-3		Элемент	ТЭЦ-1		ТЭЦ-3	
	Средн.	Макс.	Средн.	Макс.		Средн.	Макс.	Средн.	Макс.
Ni	40–80	100	30	60–80	Ba	1000	2000–3000	800–1000	–
Co	2–8	60–100	3–8	10	Be	2–6	10	2–3	6
Ti	3000	6000	3000	6000	Y	10–80	100	20	40
V	60–100	200	80	100	Yb	1–8	10	1	3
Cr	80	300–2000	40–80	100–600	La	–	100	–	60
Mo	1	8	1	–	Sr	200	600–800	100	300–1000
W	–	40	–	–	Ce	–	300	–	300
Nb	8	20	10	20	Sc	10	30	8	10
Zr	100–300	400–600	400	600–800	Li	60	300	–	–
Cu	30–80	100	30	80–100	B	200	300	100	300
Pb	10–30	60–100	30–60	80	K	8000	10000–30000	6000–8000	10000
Zn	60	80–200	<0.004	0.01	Au	0.07	0.5–25.0	0.07	0.5–6.0
Sn	1	3–40	0.0001–0.0002	0.001–0.008	Pt	10–50	300–500	–	200
Ga	10–20	30	0.002	0.003					

этим объясняется ртутное заражение почв при использовании ЗШО в качестве удобрения без специальной очистки.

Стекловидное вещество – продукт незавершенных превращений при горении – составляет существенную часть зол. Оно представлено разноокрашенным, преимущественно черным стеклом с металлическим блеском, разнообразными шарообразными стекловидными, перламутроподобными микросферами (шариками) и их агрегатами. Они составляют основную массу шлаковой составляющей ЗШО. По составу это оксиды алюминия, калия, натрия и, меньше, кальция. К ним же относятся некоторые продукты термообработки глинистых минералов. Часто микросферы полые внутри и образуют пенистые образования на поверхности золоотвала и водостойных прудов (рис. 2).

Органическое вещество представлено несгоревшими частицами топлива (недожег). Преобразованное в топке органическое вещество весьма отлично от исходного и находится в виде кокса и полуккокса с очень малыми гигроскопичностью и выходом летучих. Количество недожега в исследуемых ЗШО составляло 10–15 %.

Из составляющих ЗШО практический интерес представляют в золе благородные металлы, редкие и рассеянные элементы, железосодержащий магнитный концентрат, вторичный уголь, алюмосиликатные полые микросферы и инертная масса алюмосиликатного состава.

ЗОЛОТО В ЗОЛОШЛАКОВЫХ ОТХОДАХ

В результате выполнения работ по опробованию и изучению вещественного состава ЗШО золото было установлено практически во всех пробах. По данным ситового анализа отмечено повышение массовой доли золота в самых тонких классах. В ряде проб содержания возрастали и в самых крупных классах (за счет сrostков).

Аналитическое определение содержания золота в золах в начальный период проводилось по стандартным методикам [6, 7], которые показывали хорошую сходимость при анализе золотоносных руд, но при контроле другими методами отмечалось их занижение. Содержание его в рядовых пробах колебалось от следов до 12–15 г/т при преобладающем 0.2 г/т. В то же время, данные подсчета баланса вещества при гранулометрических, минералогических и технологических исследованиях групповых и технологических проб показывали более высокие содержания Au в ЗШО, отличающиеся почти на порядок от результатов анализа проб (табл. 3). Пробирный анализ подтвердил занижение содержания золота в ЗШО и концентратах.

После проведения опытных работ и анализа результатов была установлена причина занижения содержания золота в ЗШО. На результаты влияли степень измельчения (истирания) материала пробы, вероятное наличие в составе ЗШО сложных металлоорганических соединений, углерода в составе несгоревшего угля и продуктов его метаморфизма при

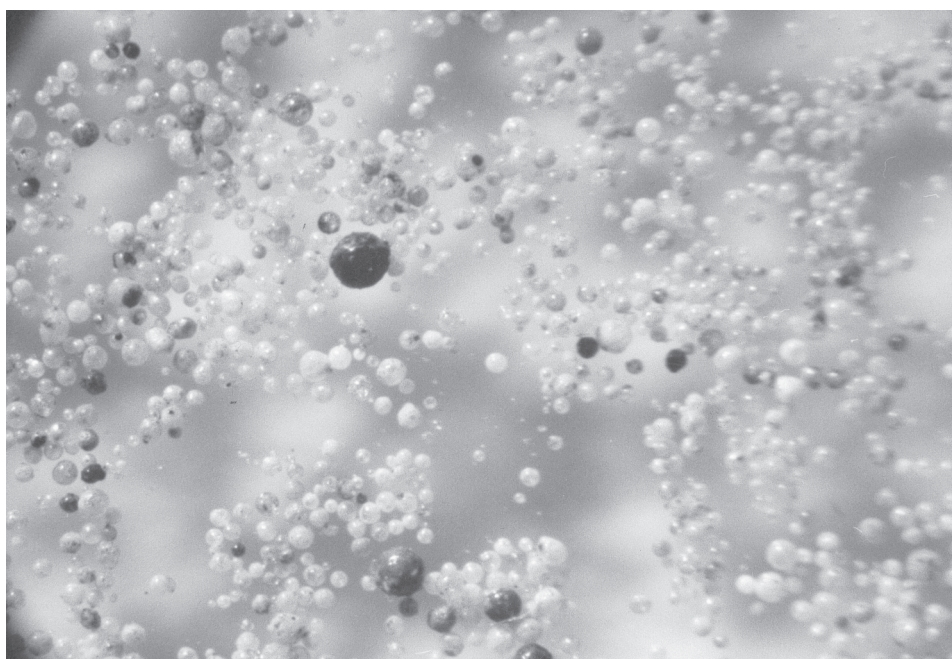


Рис. 2. Алюмосиликатные полые микросферы из золы ТЭЦ-1. Ув.× 28.

Таблица 3. Содержание Au (г/т) в изученных золоотвалах [2].

Золоотвал	По результатам анализа рядовых проб			По данным анализа групповых и технологических проб		
	от	до	среднее	от	до	среднее
ТЭЦ-1К	Сл.	1.3	0.095	0.32	1.84	0.92
ТЭЦ-1А	Сл.	0.3	0.06	0.25	2.99	1.15
ТЭЦ-1И	Сл.	1.0	0.13	0.13	5.54	1.1
ТЭЦ-3	Сл.	1.2	0.118	0.2	1.4	0.56
Бир. ТЭЦ	0.13	0.65	0.118	1.0	2.13	1.88

сжигании (кокс, полукокс, графит), возможное затирание золотин при истирании, а главное – повышенная сорбционная емкость золота самой золой и содержащимся в ней углеродом. Для устранения последнего при подготовке к анализу пробы прокаливались при температуре 800–850°C вместо рекомендуемых 600°C согласно инструкций НСАМ [6]. При недостаточном прокаливании золы пробы результаты анализа на золото будут занижены. Контрольное определение по методике НСАМ [6, 7] и нашей показало разницу в рядовых пробах почти на порядок.

Результаты плазменной металлургической переработки концентратов ЗШО и самих ЗШО по золоту были выше на 0.3–1.5 г/т (результаты совместных исследований с НПП “ГЕОТЭП”), чем при технологических исследованиях. То-есть, часть золота оставалась неизвлекаемой и неопределяемой и по нашей методике исследования.

По данным Г.М. Варшал [3], при термической и кислотной обработке проб на поверхности углеродистых частиц появляются кислородсодержащие и карбоксильные функциональные группы, обладающие высокой сорбционной емкостью к благородным металлам. Кроме того, при термообработке проб образуются летучие соединения драгметаллов в виде карбониллов и карбонилхлоридов. Общие потери благородных металлов при анализе углеродсодержащих пород могут достигать одного-двух порядков.

Способность ископаемых углей и гуминовых веществ почвы накапливать золото в количествах, превышающих кларковые, известно давно [8, 27]. Эксперименты выявили повышенную сорбционную емкость углеродистого вещества осадочных и осадочно-метаморфических пород по отношению к золоту. Осаждение золота на уголь используется в химико-аналитической практике. Кроме того, золото способно к образованию очень прочных гуматных комплексов [3, 17, 28, 30]. Также известно, что как во вмещающих породах, так и в самих углях присутствует кластогенное золото, привнесенное потоками воды в бывшие торфяники [12]. Все это обусловило возможное разнообразие форм нахождения золота в углях: россыпное, сорбированное и в виде металло-

органических соединений с гуминовыми кислотами. При сжигании часть сорбированного и связанного с гуматами золота переходит в свободное, но размеры его частиц, вероятно, остаются малыми и очень малыми; а другая часть золота остается в связанной форме. Это и обусловило расхождение между анализами рядовых проб и результатами определения баланса золота в групповых и технологических пробах.

Свободное золото в ЗШО, в основной своей массе тонкое и пылевидное, представлено зернами, реже комковидными агрегатами крупностью 5–40 мк, реже больше. Максимальные размеры золотин 0.5×1.0 мм встречены в единичных пробах в сростках с кварцем. В свежих золах количество относительно крупного, извлекаемого золота – наименьшее, а в “старых”, осушенных золоотвалах – большее. То-есть, со временем происходит укрупнение размеров золотин. В “старых” золоотвалах золотины более чистые, а в новых и, особенно, в свежей золе золотины несут следы оплавления, покрыты различными налетами, часто в сростках и сплавах с другими минералами и частицами золы. Вскрывается оно преимущественно в классе -0.071мм.

Формы золотин неправильные, причудливые, дендритовидные, пластинчатые с округлыми и неровными очертаниями, скорлуповатые, комковатые, проволочные, крючковатой, шаровидной и каплевидной формы (рис. 3, 4). Часты овальные таблички. В более крупной фракции отмечаются кристаллические формы – октаэдр в сочетании с кубом со сглаженными гранями. Часть зерен оплавлена, отмечаются и сплавленные агрегаты зерен, часты сростки с кварцем и сплавы золота с медью. Отмечены корочки тонкозернистого золота на пластинках и проволочках меди и железа. Отдельные зерна покрыты тонкими бурыми и черными налетами. Цвет золота – золотисто-желтый с зеленоватым оттенком, в пылевидных выделениях оно приобретает латунно-черную окраску.

Большая часть золота связана со шлаковой составляющей. Среднее содержание Au в пробах шлака, отобранных непосредственно на ТЭЦ г. Хабаровска, составило 1.93 г/т (18 проб), а в отдельных образцах достигало 15 г/т. Содержание Au в золе уноса – 0.152 г/т (12 проб). Это совпадает с данными С.Б. Ле-

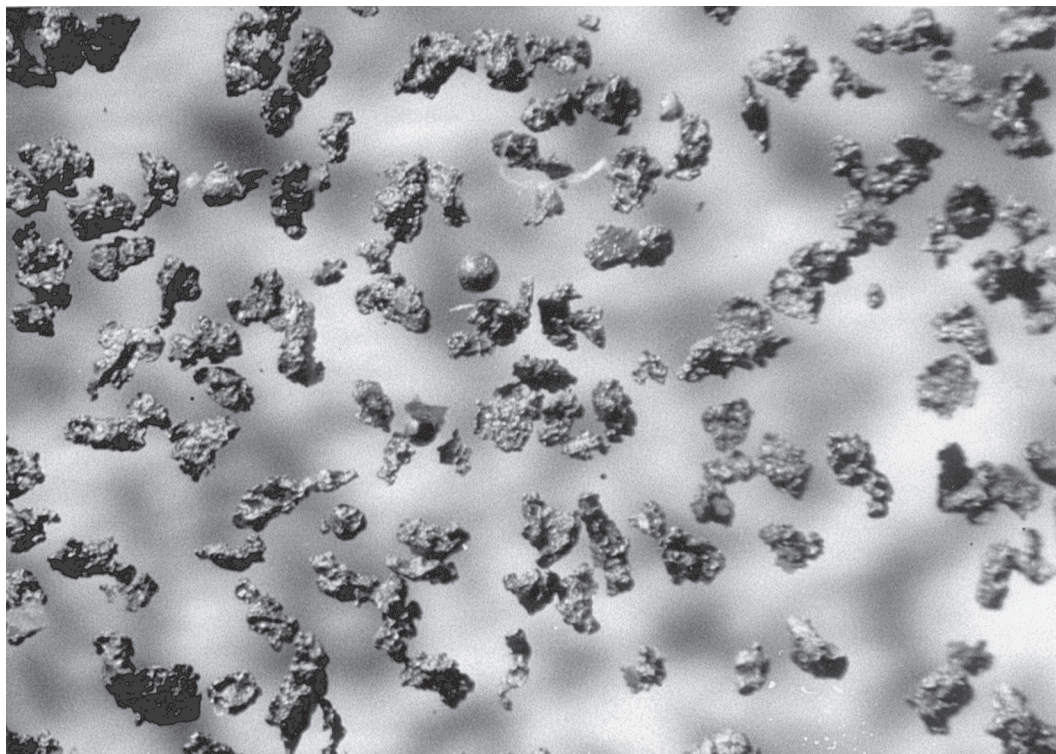


Рис. 3. Агрегаты и зерна золота из золы. Проба 250-4, золоотвал ТЭЦ-1, г. Хабаровск. Ув. $\times 28$.

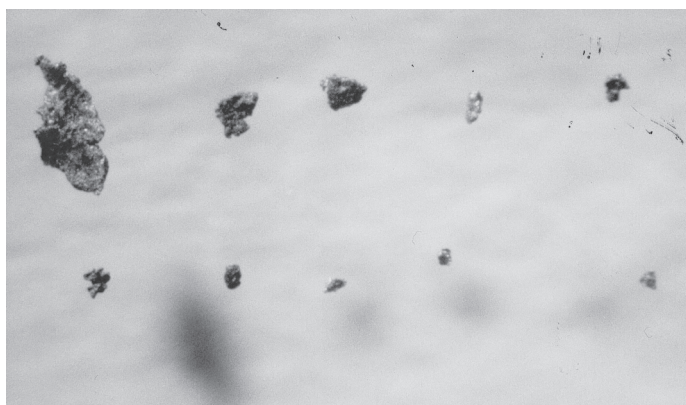


Рис. 4. Агрегаты и зерна золота из золы. Проба 250-4, золоотвал ТЭЦ-1, г. Хабаровск. Ув. $\times 28$.

онова и др. [14] для золы Рефтинской ГРЭС, указывающих, что основное золото (85%) связано со шлаком, выход которого составляет 20–25 %, а золы – 75–80 %. При гидравлической транспортировке ЗШО происходит перераспределение золота за счет сорбции его зольной составляющей.

Кроме свободного, видимого, золото отмечается в сплавах с другими металлами, чаще с медью, либо захватывается обособлениями стекла в шлаке.

ЗОЛОТО В СЖИГАЕМЫХ УГЛЯХ

На ТЭЦ г. Хабаровска поступают угли с месторождений Дальнего Востока, Сибири, Якутии, Мон-

голии, Китая. Опробование сжигаемых углей нами проведено частично. В основном анализировались дубликаты лабораторных и повагонных проб. Пробы угля сжигались в лабораторных условиях, и в их золе определялось содержание Au (табл. 4). Как видно из таблицы, практически зола всех углей в том или ином количестве содержит Au. При пересчете на уголь содержание следует уменьшить на порядок.

Судить по этим данным о средних содержаниях по месторождениям трудно, но там, где сжигался уголь с Райчихинского, Харанорского месторождений, ЗШО содержат повышенное количество Au, а

Таблица 4. Содержание Au в золе углей, сжигаемых на ТЭЦ.

№ п/п	Месторождение	Место отбора	Кол-во проб	Содержание Au, г/т		
				min	max	среднее
1	Азейское – Иркутская обл.	ТЭЦ-1	5	<0.1	0.35	0.2
2	Харанорское – Читинская обл.	ТЭЦ-1	2	0.4	0.8	0.6
3	Китай (пр. Хэйлунцзян)	ТЭЦ-3	5	0.12	1.1	0.4
4	Нерюнгри – Якутия	ТЭЦ-3	2	0.15	0.25	0.2
5	Райчихинское – Амурская обл.	БирТЭЦ	2	0.6	1.8	1.2
6	Ушумунское – ЕАО	БирТЭЦ	2	0.37	0.57	0.47
7	Лучегорское – Приморский край	ГРЭС	2	0.3	0.6	0.45
8	Уголь древесный (береза)	ЛПХ	1			0.73

где сжигались угли месторождений Нерюнгри, Ургала – пониженное.

Кроме того, были изучены золы Хурмулинского месторождения бурых углей. ОАО “Дальгео” представило 24 пробы золы бурых углей, одну пробу бурых углей с обильным количеством сульфидов и 30-килограммовую пробу золы для технологических исследований.

По данным спектрального анализа, в золе углей кроме порообразующих элементов в виде примесей присутствуют в количестве (0.001–0.01 %) × n – Cr, Ni, Co, V, Pb, Zn, Sn, Ga, Be, Zr, Y и спорадически в незначительном количестве – Mo, W, Nb, Yb, La, Sc, Li. Пробы отдельных пластов и самая мелкая фракция угля оказались наиболее минерализованными.

Содержание Au по пробам колебалось от <0.1 до 7.25 г/т, составляя в среднем 0.78 г/т. Золото, по данным анализов, преобладало больше в чистых разностях углей, менее – в минерализованных. Отмечена прямая корреляция Au с Cu, Pb, Y, обратная – с Ca, Si, Al, Ni, Co, Ti, V, Cr, Zr, Na, Ba.

Из материала частных проб была составлена общая проба золы весом 11.4 кг, на которой были проведены сравнительные технологические испытания по извлечению золота в товарные продукты. Технологические исследования сопровождались расчетом баланса золота. Массовая доля золота в пробах колебалась от 0.94 до 2.54 г/т и составила в среднем 1.53 г/т (по 4 пробам).

Выделено золото дендритовидной, комковидной, чешуйчатой, изометричной и пластинчатой формы. Часть зерен несет следы хорошей окатанности, другие – неокатанные, причем крупные зерна – хорошо окатанные, мелкие – нет. Максимальные размеры золотин – 1.0×0.5 мм, преобладают пылевидные, менее 0.05 мм. Поверхность золотин мелкоямчатая, реже гладкая. Кроме золота при минералогическом анализе золы и продуктов обогащения были выделены зерна платины.

С целью определения роли сульфидов в содержании благородных металлов в бурых углях Хурмулинского месторождения была изучена проба углей с обильной вкрапленностью сульфидов, отобранная в карьере (пласт V, блок 97). Сульфиды полуокисленные и окисленные, в виде прожилков, цемента брекчий, неправильной формы скоплений и прожилков мощностью до 1–3 см. Уголь бурый, большая часть его представлена не полностью углефицированными древесными разновидностями.

По данным минералогического анализа, сульфиды в основном представлены марказитом, по которому развивается мельниковит. При сжигании (озолении) марказит большей частью переходит в пирротин. Древесные остатки в бурых углях пропитаны лимонитом. Содержание золота в разновидностях сульфидосодержащих углей составило от <0.1 до 0.3 г/т (три пробы). Самые низкие содержания показали пробы с наибольшим количеством сульфидов. В то же время, при минералогическом анализе озоленных проб визуально были выделены по 1–3 зерна золота и платины. Золото комковидное, игольчатое, дендритовидное, реже изометрическое. Размеры выделенных золотин – от 0.05 до 0.5 мм.

Приведенные выше данные показывают наличие золота в том или ином количестве практически во всех пробах угля разных месторождений. Но золото в углях тонкодисперсное, преимущественно не кластогенное, а хемогенное и сорбционное, трудноизвлекаемое гравитационными методами.

Исследованиями И.В. Китаева и М.А. Михайлова [8] доказано, что концентрация Au в углях слабо зависит от общего количества минеральных компонентов в углях. Золота больше в малозольных углях. Оно поступало в виде растворов, и накопление его связано с аутигенным минералообразованием, химической и физической сорбцией органическим веществом. Наиболее низкие содержания характерны для угольных месторождений Сихотэ-Алиня и Южного Приморья. В месторождениях Монголо-Охотской складчатой области и Буреинского масси-

ва содержания Au в углях в 2–3 раза выше. То есть количество золота в углях зависит от металлогенических особенностей региона. Последнее подтверждается данными С.И. Арбузова [1], В.В. Крапивенцевой [11], и В.М. Кузьминых и А.П. Сорокина [12].

В.В. Крапивенцева [11], изучавшая металлоносность углей Приамурья путем спектрального анализа зол углей, указывает на высокую золотоносность бурых углей Ушумунского месторождения (ЕАО). Среднее содержание Au в золе по данным анализа 270 проб, составило 8 г/т. В пробах других месторождений золото вообще не обнаружено.

В.М. Кузьминых и А.П. Сорокин [12] приводят более высокие содержания Au в кайнозойских бурых углях Зейско-Буреинского бассейна. По их данным, средние содержания золота в углях по месторождениям составили: Сергеевское – 17 г/т; Свободненское – 15 г/т; Огоджинское – 30 г/т; Райчихинское – 53 г/т. Это связано с тем, что в пределах угленосного бассейна в кайнозой процессы миграции и накопления золота были парагенетически связаны с торфообразованием в долинах водотоков, дренирующих золоторудные объекты. В дальнейшем, в процессе углеобразования и уплотнения органического вещества, происходила концентрация этого металла. Они отмечают, что золото в углях пробирным анализом практически не улавливается, так как при их сжигании оно полностью улетучивается с продуктами горения. Приведенные высокие содержания требуют проверки другими методами анализа.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛАТИНЫ

В период проведения исследований надежных методов анализа МПГ в шлаках и золах не было [3, 13]. В ДВИМС в этот период для определения содержаний золота и МПГ использовался экстракционно-атомно-абсорбционный метод с использованием атомно-абсорбционного спектрометра PERKIN ELMER 107. Получаемые результаты по Pt в десятки г/т для рядовых проб ЗШО вызвали сомнения в их достоверности. Проверка результатов анализов в других лабораториях (ВостСибНИИГиМС, ГЕОХИ, ОИГТМ) дала удовлетворительную сходимость по Au и полное отсутствие сходимости по Pt. Контрольный анализ наших проб в лабораториях ГЕОХИ (Москва) и ОИГТМ (Новосибирск) показал содержание Pt менее 1 г/т, Pd – менее 0.2 г/т. Содержание Pt по нашим данным в этих же пробах – 30–80 г/т. Контрольное определение Au и МПГ производилось также в лаборатории XRAL (США, штат Невада), где также было подтверждено содержание Au, а по Pt были получены разные и неравнозначные значения. Последнее обусловлено сложностью определения платиноидов в присутствии углерода [3, 13].

Но платина в исследуемых ЗШО есть. В основу исследований были приняты результаты минералогических исследований рядовых и технологических проб. При минералогическом анализе зол и продуктов обогащения выделялись зерна, похожие на платиноиды. Их проверка с помощью микрозондового анализа, выполненного в Институте вулканологии (г. Петропавловск-Камчатский), показала, что из 105 проб, содержащих 1–3 зерна, треть оказалась платиной и платиноидами. Две трети зерен оказались сплавами Fe-Cr-Mn, C-Fe-Ni, Cu-Zn-Sn-Fe-Si, Fe-Mn состава. Внешне они очень похожи на платиноиды, и отличить их под микроскопом было затруднительно, особенно в золах и углях (рис. 5).

Среди зерен платиноидов по результатам анализа выделены: платина железистая, содержащая 85–95 % Pt, 9–12 % Fe и незначительные примеси Cu, реже Ni и Si; платина железистая с иридием (Pt – 75–90 %; Ir – 1–1.5 %; Cu до 1 %; Fe – 9–12 % и примесь Rh и Ru); осмий платино-иридий (Os – 80–90 %; Pt – 0.5–15 %; Ir – 10–12 % с примесью Fe – до 0.5 %); иридий железо-платино-осмистый (Ir – 50 %; Pt – 15–25 %; Fe – 1–3 %; Os – 20–25 %). В незначительном количестве (до 0.6 %) спорадически отмечается примесь Rh и Ru (0.2–1.0 %). Pd при этом не регистрировался, но отмечалось его присутствие. В последующем диагностику платиноидов и сомнительных зерен делали с помощью спектрального анализа, который показывал Pt при анализе зерен платиновых минералов в виде “основа” или “есть”.

Достоверные зерна платиноидов были выявлены в пробах и продуктах обогащения золы бурых углей месторождения Хурмули и в золоотвалах, на которые поступала зола бурых углей, главным образом с месторождений Дальнего Востока. На двух золоотвалах ТЭЦ-1, где процент золы дальневосточных месторождений большой, при промывке проб лотком были намыты весовые значения платины. Зерна платиноидов имели изометричную, каплевидную, комковидную и удлиненно-пластинчатую окатанную форму, серебристо-белый цвет и размеры 0.2–0.5 мм.

В пробе золы бурых углей месторождения Хурмули, по данным Лаборатории XRAL (США), было определено содержание Pd – 10–11 мг/т, Pt – 40–70 мг/т. В пробах, направленных на анализ в ОГТМ (г. Новосибирск), спорадически отмечены содержания Pt от 20 до 100 мг/т, Pd – 30–90 мг/т; в ГЕОХИ (Москва) во всех десяти пробах золы содержание Pt менее 1 г/т, Pd – менее 0.2 г/т; в ВостСибНИИГиМСе (г. Иркутск) – в трех пробах из двадцати содержание Pt 0.01–0.02 г/т. Методики аналитического определения платиноидов в каждом подразделении разные.

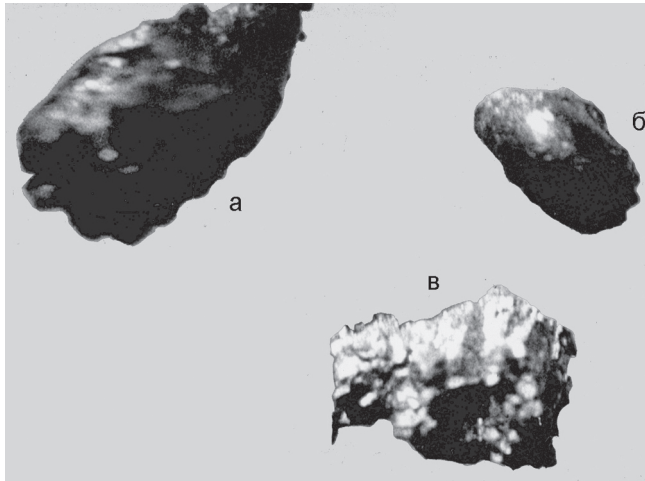


Рис. 5. Формы и размеры зерен платины (а,б) и сплавов металлов (в) из золы ТЭЦ-1, г. Хабаровск. Ув. $\times 28$.

При обогащении ЗШО находящиеся в них платиноиды переходят в концентрат, накапливаясь как в магнитной, так и в немагнитной фракциях. Так, при анализе концентратов проб 173 и 209 с ТЭЦ-1 аналитиком Шокиной Л.Н. установлено содержание Pt + Pd от 2 до 7.5 г/т. Причем повышенные содержания характерны для магнитной фракции. Анализ платины выполнен с фотометрическим определением по классической методике, с удалением мешающих элементов. Произведенная металлотермическая плавка концентрата золы позволила выделить в сплав сопутствующих металлов до 80 % золота и 70 % платины [4].

На ТЭЦ-1 при испытании центробежного концентратора ЦКЛ-8 (ОАО «Русский Клондайк») для извлечения благородных металлов из ЗШО содержание платиноидов в электромагнитной фракции продуктов обогащения составило 190 г/т, а в магнитной – 90–100 г/т. Питание концентратора осуществлялось посредством отбора части потока из трубопровода золошлакоудаления.

Приведенные данные по содержанию платиноидов в концентрате вполне сопоставимы с содержанием их в золе, если учесть степень концентрации.

Нахождение платиноидов в золах ТЭЦ подтверждается нашими находками зерен платины в углях месторождений Хурмули и Бикинского (Лучегорск), а также находками самородной платины сотрудника ИГЕМ РАН [19, 20, 22] и другими [18].

В.В. Середин [19] на Павловском месторождении бурых углей (Приморье) обнаружил платину в нижней части пласта I, в 60–80 см от его нижнего контакта, в пласте IV и фрагментах слабо углефицированной ископаемой древесины, залегающей в песках, перекрывающих пласт IV. Коренных источников

платины в окрестностях месторождения нет. Платиновые минералы были обнаружены с помощью сканирующего электронного микроскопа. Размеры зерен – 2–5 мкм, форма неправильная. По составу выделены самородная платина, куперит и изоферроплатина. Позднее [20] он приводит сведения о содержании в золе углефицированной древесины золота – от 80 до 3000 мг/т при среднем 746.8; Pt – от 500 до 815.3 мг/т при среднем 707.7 мг/т; Pd – от 155 до 866.7 мг/т при среднем 407.7 мг/т.

На двух золоотвалах ТЭЦ-1 г. Хабаровска, где использовались угли Павловского месторождения, при промывке проб ЗШО лотком были намывты весовые значения платины, а в концентрате первой промывки были определены пробирным методом с атомно-абсорбционным анализом получаемого королька содержания Au – 126 г/т, Pt – 80 г/т и Pd – 28 г/т.

Появившиеся в последние годы новые методы анализа и определения содержаний драгметаллов в упорных рудах (методы ISM и ICP AES, пирометаллургический с помощью плазмотрона и др.) позволили выявить реальные содержания драгметаллов в золошлаковых отходах. Так, в золе ТЭЦ-2 г. Владивостока ранее были установлены средние содержания золота – 0.8 г/т, платины >0.1 г/т. Применяв пирометаллургический метод, посредством термической ионизации элементов были получены многократно усредненные результаты: Au – 1.5 г/т; Pt – 2.5 г/т.

По данным подобных исследований по золам с других месторождений установлено, что платина в промышленно значимых количествах присутствует в золе многих месторождений бурого угля. Повышенные (до 2.5 г/т) содержания Pt установлены в золе бурых углей Подмосковного и Канско-Ачинского бассейнов (наши данные).

В.В. Середин [22] считает, что платиновая минерализация в ископаемой древесине и углях формировалась после их захоронения, под воздействием низкотемпературных минерализованных растворов, поступавших в бассейн угленакопления. Источник Pt и Au – нижнекембрийские углеродистые сланцы, содержащие повышенные концентрации золота. Он же обращает внимание на минералого-геохимическое сходство минерализации в углях и ископаемой древесине с таковой в углеродистых толщах Ю. Китая.

Интересна находка очень мелких зерен золота и платины в золе березы из окрестностей г. Хабаровска, сделанная автором и подтвержденная микронзондовым анализом. Были использованы 4 пробы золы (одна проба золы березового угля из Вяземского леспромхоза и три пробы золы берез дачи в окрестностях г. Хабаровска). Из них была

составлена объединенная проба, которая была подвергнута гравитационному обогащению. При визуальном просмотре концентрата под бинокляром были выявлены очень тонкие, пылевидные зерна золота, массовая доля которого в золе составила 0.25 г/т. Кроме золота обнаружены 13 мелких зерен оловянно-белого металла, который был направлен на микронзондовый анализ в Институт вулканологии (г. Петропавловск-Камчатский). Из представленных на анализ четырех зерен три зерна оказались иридиево-железистой платиной, а одно зерно – железо-никелевым сплавом.

Последнее может указывать на биогенную природу драгметаллов в углях, а, учитывая наличие интерметаллов и самородных металлов и их сплавов в углях и золах, имеющих по геохимическим характеристикам сходство с метеоритами, возможно и космогенное происхождение минерализации.

И.А. Созинов, В.А. Чиненов и др. [16, 23, 28] считают, что платиноиды в углеродистых толщах имеют первично-осадочное происхождение и тесно связаны с органикой. При обогащении руд из черносланцевых толщ ими установлено, что наиболее высокие концентрации платиновых минералов локализируются во вторичном углеродистом веществе тектонитов, тогда как золото резко обогащает кварц стержневых жил. И в ЗШО, по нашим наблюдениям, Pt больше связана с зольной составляющей, а золото – со шлаковой.

Механизм накопления платиноидов в углеродистых толщах обусловлен сорбцией их на углеродсодержащее вещество путем химического взаимодействия с кислородсодержащими функциональными группами углеродистых частиц [16, 17, 24], что вероятно и для месторождения угля.

Оценка платиноносности углеродистых толщ месторождений угля и золошлаковых отходов затруднена из-за сложности аналитических исследований на элементы платиновой группы, слабой эффективностью обычных приемов определения платиноидов, несовершенством методик и высокой стоимостью аналитических определений [5, 13, 15]. При этом следует учитывать, что изучение рассеянных форм платиновых металлов современными методами исследований носит, скорее, качественный характер и не вошло пока в повседневную практику из-за трудоемкости и слабой воспроизводимости. Часто используется локальный (микронзондовый и др.) анализ, обеспечивающий определение концентраций в микрообъемах вещества, отмечая при этом значительный разброс содержаний элементов в разных точках. Для получения достоверных значений содержания в макрообъемах необходимо большое число определений.

Но, несмотря на трудности, вопросы платиноносности углей и зол требуют дальнейшего изучения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наличие в ЗШО благородных металлов и их количество зависит от типа сжигаемых углей, а в последних – от металлогенических особенностей района нахождения месторождения. Полученные данные по содержанию представляют промышленный интерес, а ресурсы металлов, особенно золота, в каждом золоотвале сопоставимы с таковыми среднего по запасам россыпного месторождения золота.

Золото и платина в золошлаковых отходах трудноизвлекаемы, требуют применения специальных концентраторов по их улавливанию и дополнительных операций по их вскрытию. На лабораторном уровне такая технология разработана [2] и требует промышленного испытания.

Золошлаковые отходы следует отнести к техногенному минеральному сырью, которое, в отличие от природного, со временем накапливается, а не истощается, что повышает перспективность их изучения и вовлечения в использование. Извлечение полезных компонентов и полная утилизация золошлаковых отходов за счет использования их полезных свойств и производства строительных материалов позволит высвободить занимаемые отвалами площади, понизить негативное воздействие на окружающую среду.

Автор благодарит В.В. Середина за обсуждение результатов, критические и редакционные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арбузов С.И., Ершов В.В., Поцелуев А.А. и др. Редкие элементы в углях Кузнецкого бассейна. Кемерово, 1999. 248 с.
2. Бакулин Ю.И., Черепанов А.А. Золото и платина в золошлаковых отходах ТЭЦ г. Хабаровска // Руды и металлы. 2002. № 3. С. 60–67.
3. Варшал Г.М. и др. О концентрировании благородных металлов углеродистым веществом пород // Геохимия. 1994. № 6. С. 814–823.
4. Гостищев В.В., Ковалев А.А. Способ извлечения благородных металлов из руд и концентратов. Патент № 207840. Оpubл. 10.05.97.
5. Дистлер В.А., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. и др. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 6. С. 407–484.
6. Инструкция НСАМ № 131-С. Атомно-абсорбционное определение золота в минеральном сырье разнообразного состава. М., ВИМС, 1974.
7. Инструкция НСАМ № 237-С. Экстракционно-атомно-абсорбционное определение золота с органическими сульфидами. М.: ВИМС. 1987.

8. Китаев И.В., Михайлов М.А. Геохимические закономерности распределения золота и серебра в осадочных породах и углях // Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток, 1979. С. 57–76.
9. Клер В.Р., Волкова Г.А., Гурвич Е.М. и др. Металлогения и геохимия угленосных и сланцесодержащих толщ СССР // Геохимия элементов. М.: Наука, 1987. 239 с.
10. Клер В.Р. Изучение сопутствующих полезных ископаемых при разведке угольных месторождений. М., 1979. 272 с.
11. Крапивенцева В.В. Металлоносность углей Приамурья // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 73–84.
12. Кузьминых В.М. Сорокин А.П. Миграция и накопление золота при гипергенных процессах // Вестн. ДВО РАН. 2004. № 2. С. 113–119.
13. Курский А.Н., Витоженк Г.Н., Мандругин А.В. Проблема аналитического определения металлов платиновой группы в рудах черносланцевых комплексов // Платина России. Т. 2, кн.1. 1995. М.: АО Геоинформмарк. С. 159–174.
14. Леонов С.Б., Федотов К.В., Сенченко А.Е. Промышленная добыча золота из золошлаковых отвалов тепловых электростанций // Горный журнал. 1998. № 5. С. 67–68.
15. Митрофанов Г.Л., Немеров В.К., Коробейников Н.К. и др. Платиноносность позднекембрийских углеродистых формаций Байкало-Патомского нагорья // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов. М.: АО Геоинформмарк, 1994. С. 150–154.
16. Плюснина Л.П., Кузьмина Т.В. Экспериментальное изучение концентрирования платины битумоидами при (200–400° С), 1 кбар // Геохимия. 1999. № 5. С. 506–515.
17. Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Вилор Н.В. и др. Тонкодисперсное золото и углерод в рудах Сухого Лога // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 9. С. 1324–1330.
18. Сазонов А.М., Алгебраистов Н.К., Сотников В.И. и др. Платиноносность месторождений Средней Сибири: Обзор. М., ЗАО Геоинформмарк, 1998. 35 с.
19. Середин В.В., Поваренных М.Ю. Первая находка минералов платины в углях // Докл. РАН. 1995. Т. 342, № 6. С. 801–803.
20. Середин В.В., Магазина Л.О. Минералогия и геохимия ископаемой древесины Павловского бурогоугольного месторождения (Приморье) // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 2. С. 156–173.
21. Середин В.В., Шпирт М.Я. Редкоземельные элементы в гуминовом веществе металлоносных углей // Литология и полез. ископаемые. 1999. № 3. С. 281–286.
22. Середин В.В. Au-PGE-минерализация на территории Павловского бурогоугольного месторождения, Приморье // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46, № 1. С. 43–73.
23. Созинов Н.А., Горячкин Н.И., Ермолаев Н.П. и др. Платиноиды в черных сланцах // Природа. 1997. № 8. С. 11–17.
24. Сорбция тяжелых металлов зольными уносами от сжигания угля на ТЭС // Химия твердого топлива. 1990. № 5. С. 23–27.
25. Цельковский Ю.К. Опыт промышленного использования золошлаковых отходов ТЭС // Новое в российской энергетике. 2000. № 2. С. 22–31.
26. Ценные и токсичные элементы в товарных углях России: Справочник. М.: Недра, 1996. 238 с.
27. Черепанов А.А. Золошлаковые материалы // Основные проблемы изучения и добычи минерального сырья Дальневосточного экономического района. Минерально-сырьевой комплекс ДВЭР на рубеже веков. Раздел 2.4.5. Хабаровск: Изд-во ДВИМСа, 1999. С. 120–128.
28. Чиненов В.А. Роль органического вещества в геохимии благородных металлов черносланцевых формаций // Исследования литосферы: Материалы юбил. науч. конф. ин-та литосферы окраинных и внутренних морей РАН. М., 1999. С. 49–50.
29. Шпирт М.Я. Безотходная технология. Утилизация отходов добычи и переработки твердых горючих ископаемых. М.: Недра, 1986. 254 с.
30. Юдович Я.Э. Геохимия ископаемых углей. Л.: Наука, 1978. 262 с.
31. Юдович Я.Э., Кетрис М.П., Мерц А.В. Элементы-примеси в ископаемых углях. Л.: Наука, 1985. 230 с.
32. Юдович Я.Э. Грамм дороже тонны. Редкие элементы в углях. М.: Наука, 1989. 160 с.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

A.A. Cherepanov

Precious metals in the ash-cinder waste of Far Eastern heat-and-power stations

Methods and results of the study of the distribution and forms of occurrence of gold and platinum in the ash-cinder waste of Khabarovsk and Primorye heat-and-power stations are given. Gold and PGM concentrations are up to two and more g/t, with the average value 0.8-1,5 g/t. The ash of brown coal of the Pavlovsk and other deposits is characterized by increased PGM contents. The reasons for discrepancies in analytical determinations of precious metal concentrations in coaly and carbonateous rocks are discussed. The nature of accumulation of precious metals is mainly caused by their sorption on the carbon-bearing material. The presence of precious metals and their amount in ash-cinder waste depends on the type of burnt coal, and in the latter ones – on metallogenic peculiarities of the region where the deposit is located. Gold and platinum are of economic interest; however, specialized technology for their recovery needs to be worked out.

Key words: ash-cinder waste, ash-disposal area, brown coal, gold, platinum, heat-and-power station, Khabarovsk and Primorye Territory.

МНОГОМЕТАЛЛЬНОСТЬ И ВЫСОКАЯ ПРОДУКТИВНОСТЬ ЛОКАЛЬНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ СИХОТЭ-АЛИНЯ (НА ПРИМЕРЕ АРСЕНЬЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

А.М. Кокорин, Д.К. Кокорина, А.А. Орехов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 25 июля 2007 г.

Арсеньевское месторождение с крупными запасами олова традиционно рассматривается как эталонный объект Кавалеровского оловорудного района. На основе новых авторских материалов делаются выводы о его генезисе и о совмещении на месторождении трех оловорудных формаций и вольфрамовой минерализации, завершающей развитие рудно-магматического процесса. Руды разных этапов, связанные с разными магматическими комплексами, представляют олово-сульфидную, касситерит-сульфидно-силикатную и касситерит-кварцевую формации, по составу являются комплексными (Sn, Pb, Zn, Cu, Ag).

Крупные объемы многометалльных руд Арсеньевского месторождения подготовлены к отработке; при небольших дополнительных затратах запасы их могут быть удвоены. Прогнозные ресурсы комплексных руд Арсеньевского и других рудных полей Кавалеровского района на порядок превышают известные и достаточны для организации высококорентабельного горно-рудного производства.

Ключевые слова: олово, комплексность руд, зональность, рудно-магматический этап, Арсеньевское месторождение, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Арсеньевское месторождение с крупными запасами олова в рудных телах, обогащенных сульфидами, открыто в 1958 г. (первооткрыватель – Н.П. Ченцов). Первый этап его разведки с подсчетом запасов под руководством заслуженного геолога РСФСР Б.И. Шершакова был завершён в 1965 году. Шахтная доразведка с одновременной отработкой руд продолжалась до 80-х годов прошлого столетия. При этом подтвердились заключения о высоких его перспективах; по запасам олова месторождение вошло в разряд крупных оловорудных объектов. Богатая сульфидная минерализация в составе оловянных руд не оценивалась и безвозвратно терялась при отработке месторождения. На площади развития оловянных руд в 80-х годах прошлого столетия были открыты турмалиновые зоны с олово-сульфидным оруденением. Состав сульфидных руд этих зон комплексный (олово, свинец, цинк, медь, серебро), олово в них связано в станнине и сульфостаннатах. При отрицательной оценке по олову сульфидная составляющая комплексных руд в составе широтных зон не получи-

ла полной оценки. В северной части месторождения на площади сопряжения близмеридиональных жил и широтных зон с разноформационным оловянным оруденением в последние годы перед консервацией месторождения нами выделены жильные тела и зоны сульфосольно-полиметаллического состава. Руды этого типа концентрируются не только в северной части месторождения, но и представляют ведущий тип минерализации на прилегающих к месторождению участках: Поворотном (содержание свинца и цинка до 10 %, серебра – 400 г/т), Ново-Арсеньевском и др. Еще одной особенностью Арсеньевского месторождения является присутствие в рудах вольфрамовой (гюбнеритовой) минерализации.

Открытие на месторождении широтных турмалиновых зон с оловосульфидным оруденением послужило основанием для вывода о присутствии на месторождении двухэтапной минерализации. Полученные нами материалы показывают, что на Арсеньевском месторождении пространственно совмещены руды не двух, а трех оловорудных и вольфрамового этапов, образованные в процессе длительного (от

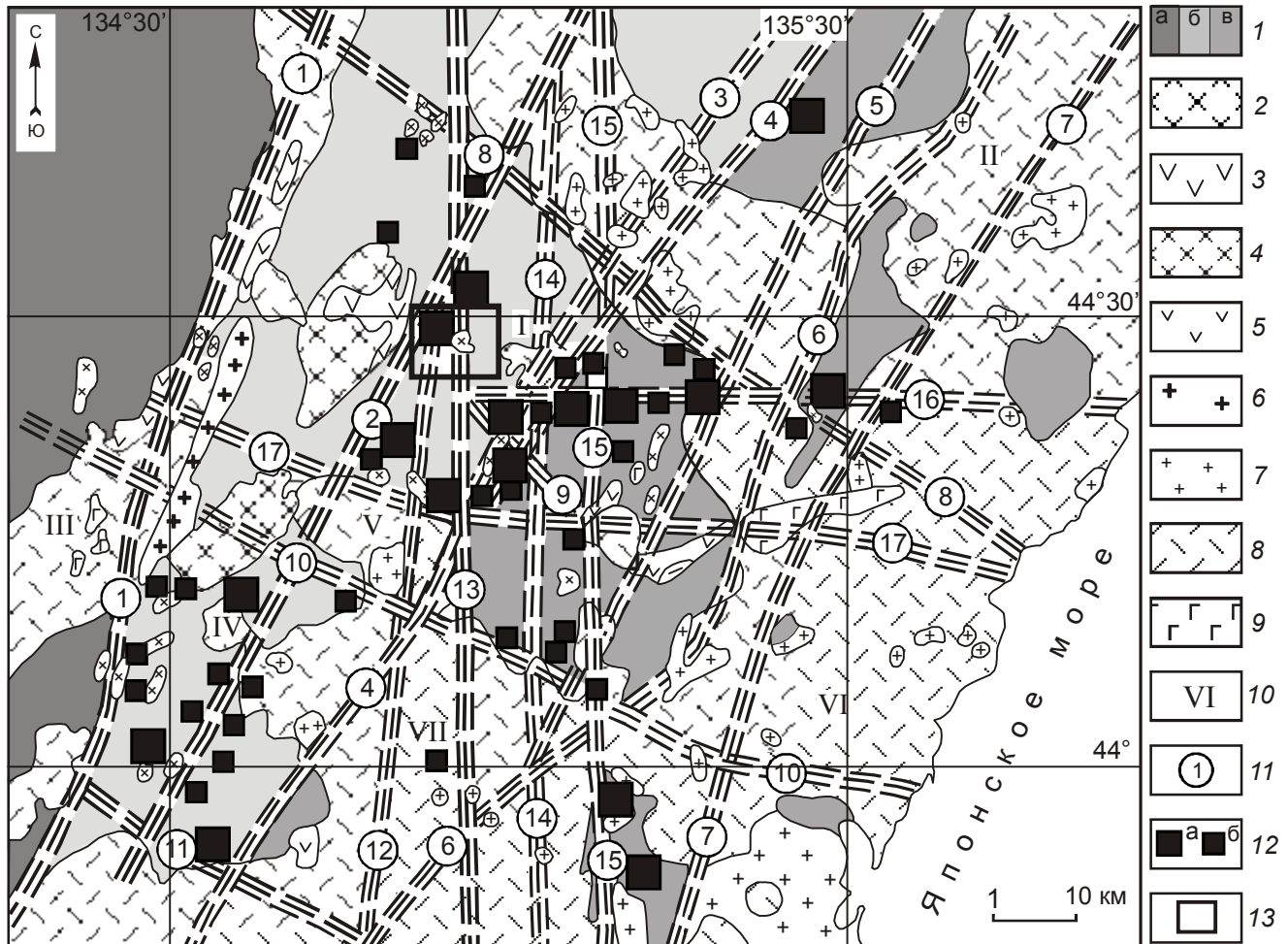


Рис. 1. Геолого-структурная схема Кавалеровского района (по [12] с дополнениями авторов).

1 – терригенный (аккреционный) комплекс Самаркинского (а), Журавлевского (б), Таухинского (в) террейнов; 2, 3 – трахиандезит-монзонитовый (березовский) комплекс: 2 – интрузивная фация, 3 – эффузивная фация; 4, 5 – андезит-монциодорит-гранодиоритовый (угловской) комплекс: 4 – интрузивная фация, 5 – эффузивная фация; 6 – гранит-лейкогранитовый (шумнинский) комплекс; 7, 8 – риолит-гранитный (богопольский) комплекс: 7 – интрузивная фация, 8 – эффузивная фация; 9 – андезито-базальтовый (самаргинско-кузнецовский) комплекс; 10 – вулканотектонические депрессии: I – Угловская, II – Якутинская, III – Антоновская, IV – Широкопаднинская, V – Лужкинская, VI – Зеркальная, VII – Аввакумовская; 11 – разломы (кружки на схеме): 1 – Центральный, 2 – Березовский, 3 – Дубровский, 4 – Фурмановский, 5 – Тигровый, 6 – Суворовский, 7 – Восточный, 8 – Дорожный, 9 – Западный, 10 – Павловский, 11 – Аввакумовский, 12 – месторождения (а), рудопоявления (б); 13 – границы рис. 2.

100 до 30 млн лет назад) развития рудно-магматической системы. Эта особенность формирования – важная, по мнению авторов, причина многометалльности и высокой продуктивности Арсеньевского и других, подобных ему, месторождений Сихотэ-Алиня.

ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Локализация Арсеньевского месторождения в западной части Кавалеровского района контролируется Березовским разломом (рис. 1), в зоне влияния которого находятся Новогорское, Кедровое,

Искра, Кривое, Соболиное, Фурмановское и другие месторождения. Площадь месторождения слагают нижнемеловые (апт-альбские) терригенные породы светловоднинской и лужкинской свит Журавлевского террейна (рис. 2). В составе светловоднинской свиты выделяются две подсвиты: нижняя – алевролитопесчаниковая и верхняя – алевролитовая. Лужкинская свита с угловым несогласием перекрывает светловоднинские отложения и состоит из двух толщ: в нижней преобладают песчаники с конгломератами и гравелитами в ос-

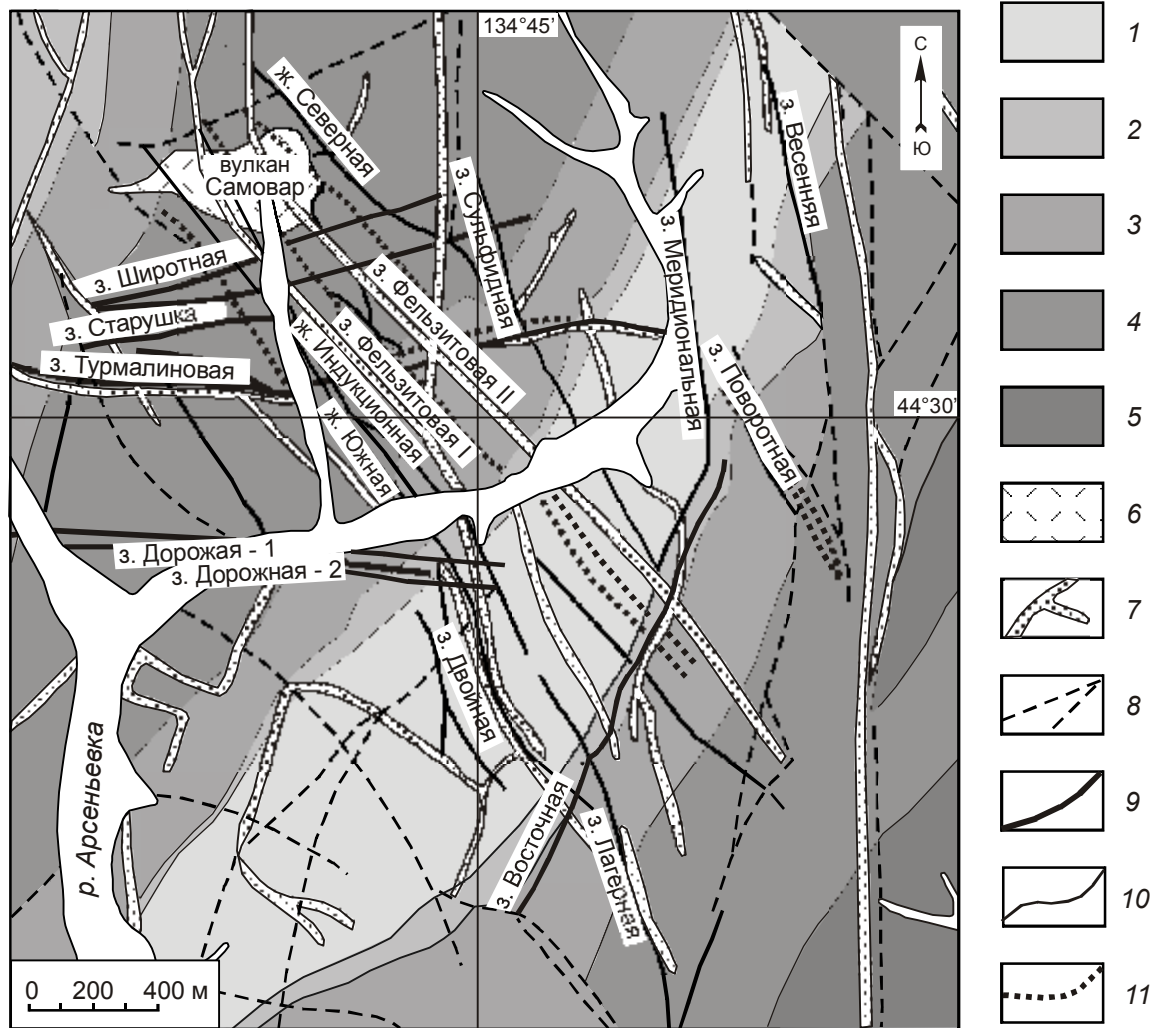


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Арсеньевского месторождения.

1, 2 – лужкинская свита (K_1): 1 – алевропесчаники верхней пачки, 2 – песчаники с конгломератами нижней пачки; 3, 4 – светловоднинская свита (K_1): 3 – алевролиты верхней пачки, 4 – песчаники нижней пачки; 5 – дивнинская свита (K_1), алевролиты; 6 – лавы, лаво- и туфобрекчии риолитов; 7 – дайки базальтов, андезитов, дацитов, липаритов; 8 – разломы; 9–11 – рудные зоны и жилы: 9 – рудные зоны первого этапа, 10 – рудные жилы и зоны второго этапа, 11 – рудные зоны и жилы третьего этапа.

новании, в верхней – алевропесчаники. Видимая мощность осадочных пород – около 2000 м.

Пликативные структуры на площади месторождения представлены Арсеньевской антиклинальной складкой (приосевая часть и юго-восточное крыло) и узкой Лужкинской синклиналию на крыле антиклинали. Оси этих структур при северо-восточном простираии полого ($10-20^\circ$) погружаются к юго-западу, крылья их осложнены складками более высоких порядков. Разрывные структуры на месторождении принадлежат к разным элементам Березовской сдвиговой зоны на участке ее пересечения с Арсеньевским, Ивановским и Запад-

ным разломами (рис. 1). Среди них выделяются лево- и правосторонние сдвиги, надвиги, взбросы, а также магмо- и рудоконтролирующие структуры растяжения – раздвиги, сбросы [10].

Магматические породы на месторождении имеют широкое распространение, занимая до 30 % его площади на глубоких горизонтах (рис. 2, 3). Проявляются они в виде дайковых серий, отдельных массивов, экструзий, реликтовых полей вулканитов, флюидно-эксплозивных (трубки взрыва) тел, в сложении которых участвуют монцитонитоиды, гранодиориты, граниты и их эффузивные аналоги. По данным разных исследователей [11–14], интрузивные образо-

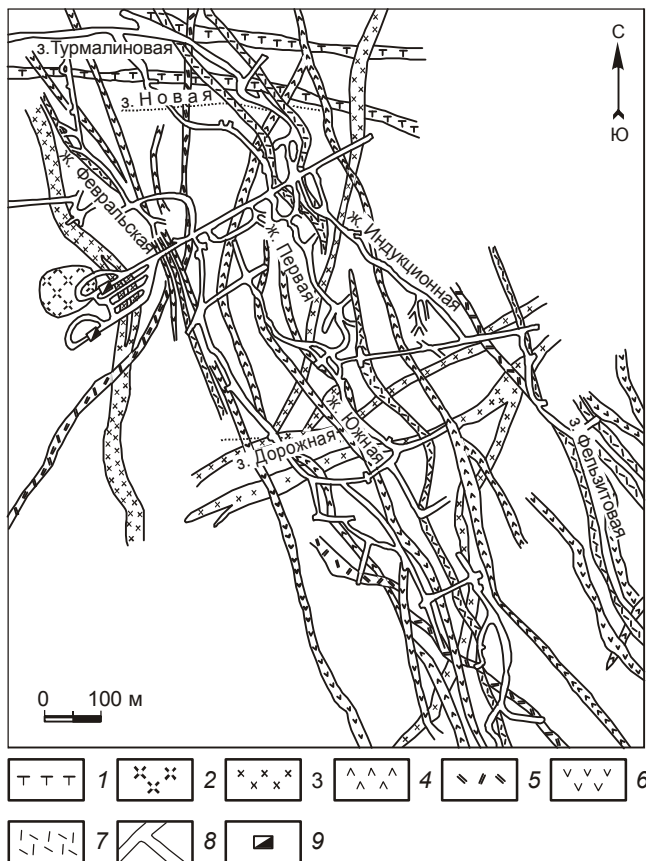


Рис. 3. Пространственно-временные взаимоотношения магматических пород Арсеньевского месторождения (горизонт X, абс. отм. +210 м).

1 – трахибазальты; 2 – монцодиорит-порфиры; 3 – гранодиориты; 4 – дациты; 5 – риолиты; 6 – высокоглиноземистые андезиты; 7 – ультракалиевые риолиты; 8 – горные выработки; 9 – шахты.

вания месторождения относятся к нескольким интрузивным комплексам Кавалеровского рудного района. Исследователями предложены разные варианты деления магматической ассоциации Кавалеровского района на генетические группы – магматические комплексы [2, 9, 15]. Модель развития магматизма и оруденения района, предложенная В.К. Финашиным [16, 17], принимается за основу при анализе магматизма Арсеньевского месторождения. В эту модель внесены некоторые уточнения и дополнения, учитывающие новые данные. Выделяются трахиандезит-монзонитовый березовско-араратский, андезит-гранодиоритовый новогорско-угловской и гранит-лейкогранитовый шумнинский магматические комплексы, в рождении и эволюции которых участвовали интрателлурические потоки высоковосстановленных флюидов. Развитие магматических комплексов месторождения, как и района, происходило в широком временном интервале (100–30 млн лет назад) и в значительной степени совмещено в пространстве (рис. 4, 5).

В магмонасыщенном блоке месторождения с параметрами 3 (длина) × 1 (ширина) × 1 (высота) км сосредоточены основные объемы руд. За боковыми границами блока выявлены дополнительные участки минерализации, повышающие общие ресурсы рудного поля [6].

МОРФОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДНЫХ ЖИЛ И ЗОН

Основные запасы оловянных руд месторождения сосредоточены в близмеридиональной (северо-

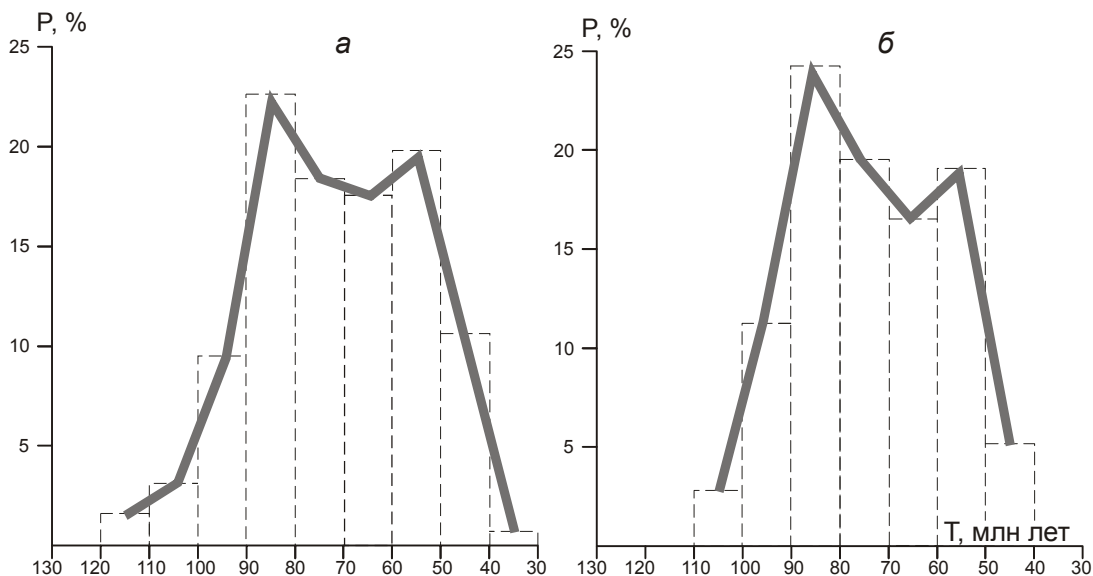


Рис. 4. Гистограммы значений изотопного возраста изверженных пород (а), руд и околорудных метасоматитов (б) Кавалеровского района (а – 109 определений, б – 35 определений).

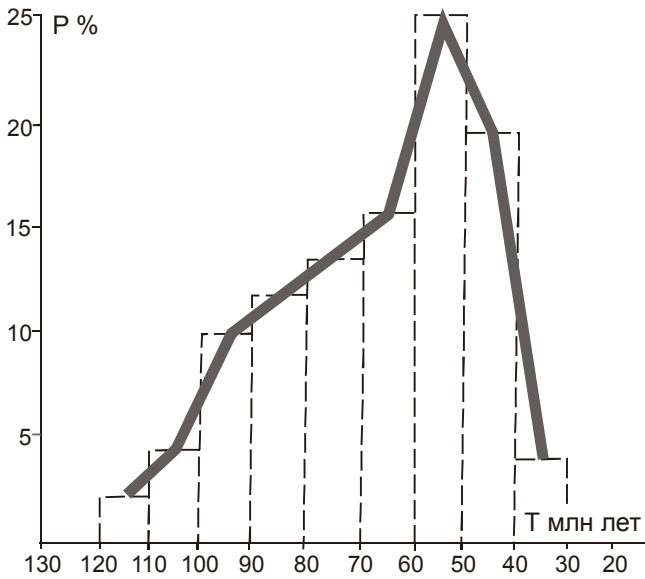


Рис. 5. Гистограмма значений изотопного возраста изверженных пород Арсеньевского месторождения (использовано 27 определений).

западной) жильной серии, главными жилами в которой являются (с запада на восток) – Февральская, Южная, Первая, Индукционная (рис. 3). В центральной и северной частях месторождения локализуются выявленные относительно недавно две серии широтных рудоносных зон. Широтная зона Дорожная в центральной части месторождения имеет протяженность около 1000 м, мощность рудоносной полосы не менее 100 м, рудоносность зоны не изучена. Серию широтных рудоносных зон (общей протяженностью по простиранию более 1000 м, на глубину до 1000 м при мощности рудоносной полосы около 300 м) в северной части месторождения представляют линзообразные тела кварцевых турмалинитов, вмещающие жилообразные тела оловосульфидных (комплексных) руд. В северной же части месторождения на участке сопряжения меридиональных жил и широтных зон, по материалам авторов, выделяется крупная зона поздней жильно-прожилковой минерализации, в пределах которой жильные тела и системы прожилков имеют близмеридиональное и близширотное простирание.

Оловянную специализацию месторождения определяет, как отмечалось выше, свита близмеридиональных (северо-западных) жил. В жиле Южной сосредоточено 63 % утвержденных запасов олова, Первой – 18 %, Индукционной – 14 %, Февральской – 5 %. Жильные тела локализуются в полосе шириной около 300 м, контролируются трещинами отрыва северо-западного простирания (320–340°) и крутого (около 70°) северо-восточного падения, имея протя-

женность по простиранию около 3000 м и на глубину более 800 м. Жилы слагает кварц, сопровождаемый флюоритом и карбонатом. В боковых ореолах присутствуют кварц-хлоритовые метасоматиты, в призальбандовых частях находится касситерит, на удалении от зальбандов в приосевой части локализуются сульфиды (арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, пирит) и минералы сульфосольной ассоциации. Осевую часть жильных тел обычно занимает поздняя, нередко доминирующая кварц-флюорит-карбонатная минерализация (рис. 6).

По простиранию и падению строение и вещественный состав жил значительно меняется. Основная на месторождении жила Южная на верхних горизонтах при общей северо-западной ориентировке и относительно простом строении в центральной части образует западное отклонение. На севере она расщепляется на несколько ветвей, теряющихся в достаивающих жилу прожилках наложенной минерализации. На южном отрезке жила состоит из двух, трех и более сближенных маломощных жил кварц-касситерит-сульфидного состава, сопровождаемых дополнительными прожилками и участками брекчиевых руд. Мощность “жильных” и “зонных” участков

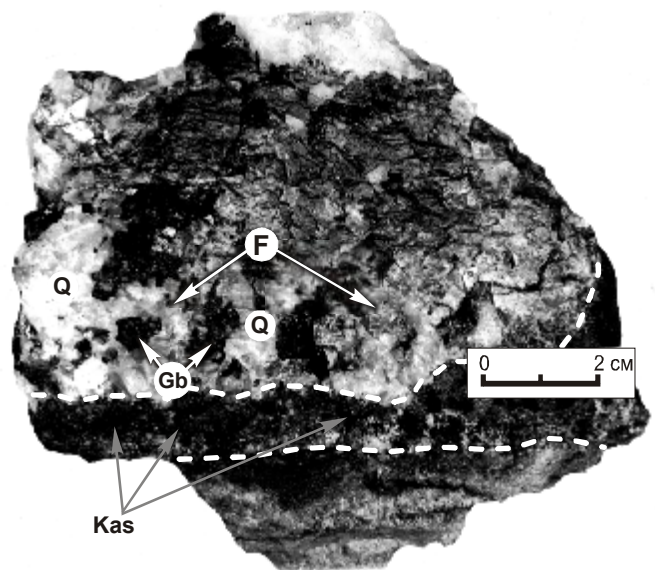


Рис. 6. Зональное строение рудной жилы.

В боковой её части (выделено пунктиром) хлоритизированные алевролиты в обломках цементируются кварцем и касситеритом (черный). В центральной части жила имеет кварц (белый)-флюоритовый (светло-серый) состав. Поздний гюбнерит (темно-серый) выполняет гнезда в кварце и флюорите (образец № 356-86, жила Южная, горизонт IV, штрек 41 сев., инт. 403 м от устья).

Названия минералов на рисунке: Kas – касситерит, Q – кварц, F – флюорит, Gb – гюбнерит.

с околорудными кварц-хлоритовыми метасоматитами меняется (от 0.1 до 2.5 м), что придает рудному телу четковидное строение.

На более глубоких горизонтах (500 м от поверхности) генеральное простирание структуры остается северо-западным при сохранении крутого угла падения. В северной части наблюдается устойчивое отклонение жилы к западу на 15–25°. Изменение строения жилы состоит в появлении все большего количества апофиз, дополнительных жилок, за счет которых жила превращается в жильную зону. На небольших по простиранию участках видны изменения направления жилы вплоть до широтного. Наблюдается увеличение их мощности, нередко около широтных нарушений происходит расщепление жилы с последующим ее преобразованием в тонкий проводник широтной ориентировки, переходящий по простиранию в крупное тело северо-западного направления. Значительное влияние на морфологию жильного тела оказывают переслаивание песчаников и алевролитов (участки лестничного строения жильного типа) и дайки риолитов. Как правило, мощность рудного тела в дайках возрастает, минерализация концентрируется в линзовидных обособлениях, гнездах, соединенных между собой тонкими проводниками, руда в риолитах приобретает пятнистую и полосчатую текстуру. Эти наблюдения дают основание говорить о близкой (генетической) связи риолитов, новогорско-угловского интрузивного комплекса и оловянных руд.

Другие рудные жилы по особенностям строения не отличаются от жилы Южной. При относительно простой морфологии на верхних горизонтах и средней мощности 0.5 м на отдельных участках они расщепляются, образуют перегибы, сопровождаются

близширотными апофизами. С глубиной они превращаются в зоны, состоящие из переменного количества маломощных жил, прожилков с раздувами, пережимами и участками разрыва сплошности рудной жилы [6].

На верхних горизонтах состав рудных жил преимущественно кварцевый, флюорит и карбонат только на локальных участках выступают в роли ведущих. Касситерит в переменных количествах обычно концентрируется в зальбандах жил и прожилков и отделен от сульфидов кварцем (рис. 7). Сульфидам принадлежит подчиненная роль, последовательность их образования следующая: арсенопирит – пирротин – халькопирит – сфалерит – галенит – пирит – рудные минералы сульфосольной ассоциации. В составе жил на локальных участках присутствует гюбнерит – поздний рудный минерал, сопровождаемый в рудах цеолитами, флюоритом, кварцем, карбонатом и пиритом. Кварцевые жилы со сложным комплексом жильных и рудных минералов на всем протяжении сопровождаются околожильными кварц-хлоритовыми метасоматитами.

На глубоких горизонтах (от 800 до 1000 м от поверхности) меняются не только морфология рудных тел, но и состав минерализации. Мелкие жилы и прожилки кварца с главным северо-западным и близширотным направлением располагаются в линейном интервале метасоматитов кварц-хлорит-серицитового (мусковитового) состава. В метасоматитах появляются топаз и турмалин, с кварцем кроме касситерита ассоциируют молибденит, висмутин, пирит, самородное золото. В целом минерализация самых глубоких (корневых) горизонтов рудных тел приобретает черты проявлений касситерито-кварцевой формации.

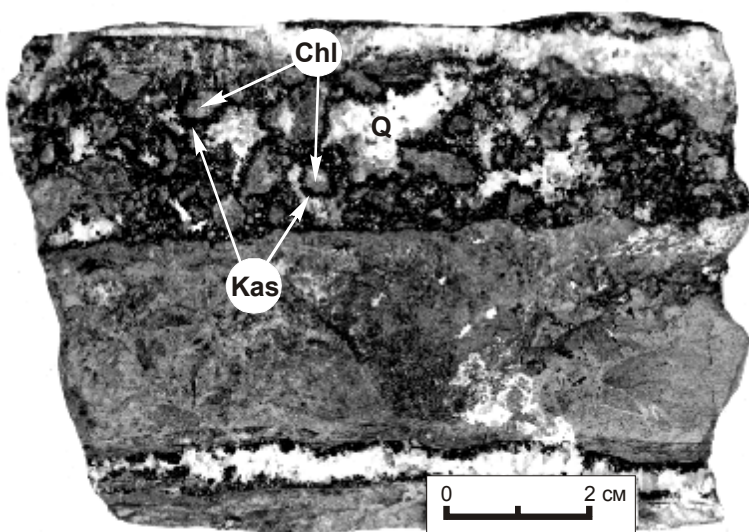


Рис. 7. Брекчиевая и прожилковая текстуры оловянной руды.

Касситерит (черный) обрастает обломки хлоритов (серый) и располагается в приконтактной части кварцевых прожилков (белый). Полости в брекчиевых рудах выполнены кварцем (образец № 190-86, жила Двойная, гор. X, штр. 110 зап., инт. 161 м от устья).

Названия минералов на рисунке: Kas – касситерит, Q – кварц, Chl – хлорит.

В широтных рудоносных структурах Арсеньевского месторождения рудные тела локализируются в зонах, имеющих крутое южное падение. Наиболее изученной является северная рудоносная структура шириной до 400 м. В ней выделяются несколько зон (с севера на юг): Широтная, Старушка, Турмалиновая, Новая, Третья и другие, из которых на горизонтах IV, VI, VIII и X вскрыта и достаточно хорошо изучена зона Турмалиновая. Протяженность зоны по простиранию – около 1000 м, по падению – 500 м (с учетом данных по редким скважинам – 1000 м). Зону мощностью до 15 м слагают кварцевые турмалиниты (турмалиновые обособления в кварц-турмалиновом агрегате) среди интенсивно ороговикованных осадочных (преимущественно алевролитов) пород. В этих метасоматитах сульфидная минерализация образует линзовидные тела с рудами массивной, брекчиевой, жильно-прожилковой текстуры. Минеральный состав оловянно-сульфидных руд сложный, образование их происходило метасоматическим путем, возрастные взаимоотношения минералов разных парагенезисов противоречивы, что связано с преобразованием их в процессе метаморфизма. В сложении массивных олово-сульфидных руд участвуют арсенопирит, пирротин, станнин, сфалерит, галенит, разнообразные сульфосоли и самородные элементы. Брекчиевый облик руд создают обломки турмалинитов, катаклазированного арсенопирита и кварца в пирротин-халькопиритовом агрегате. Этот “рисунок” руд дополняется присутствием около обломков тонкой каймы, состоящей из шестоватых (игольчатых) кристаллов турмалина. В брекчиевых рудах находятся участки массивных руд магнетит-

пиритового состава при “струйчатом” распределении сфалерита и галенита. Признаки метаморфизма руд с разложением и переотложением сульфидных минералов наблюдаются повсеместно. Этим объясняется разложение пирротина, станнина, других сульфостаннатов с образованием характерных структур распада.

Над слепыми широтными турмалиновыми зонами на участках их пересечения структурами, контролирующими жильную серию месторождения, проявлена наложенная (молодая) жильно-прожилковая серебро-свинцово-цинковая минерализация (рис. 8). Сульфидно-сульфосольные жилы на верхних горизонтах слагают флюорит, кварц, карбонаты; хлорит присутствует в околожильном пространстве, но его принадлежность к поздним жилам не всегда бесспорна. Флюорит по своей представительности в жилах является ведущим минералом, и по обогащенности этим минералом жилы с поздним оруденением не сопоставимы с кварцевыми жилами более раннего рудного этапа. Главными рудными минералами являются сфалерит, галенит, местами халькопирит и минералы сульфосольной минерализации (висмутин, конфельдит, икунолит, самородный висмут, золото). Флюоритовые жилы с галенитом и сфалеритом, сульфосольной минерализацией по минералого-геохимическим характеристикам не сопоставимы с многокомпонентными рудами промышленных жил и, тем более, с колчеданными рудами широтных турмалиновых зон.

Минерализация сульфидно-сульфосольного типа Арсеньевского месторождения с глубиной, по

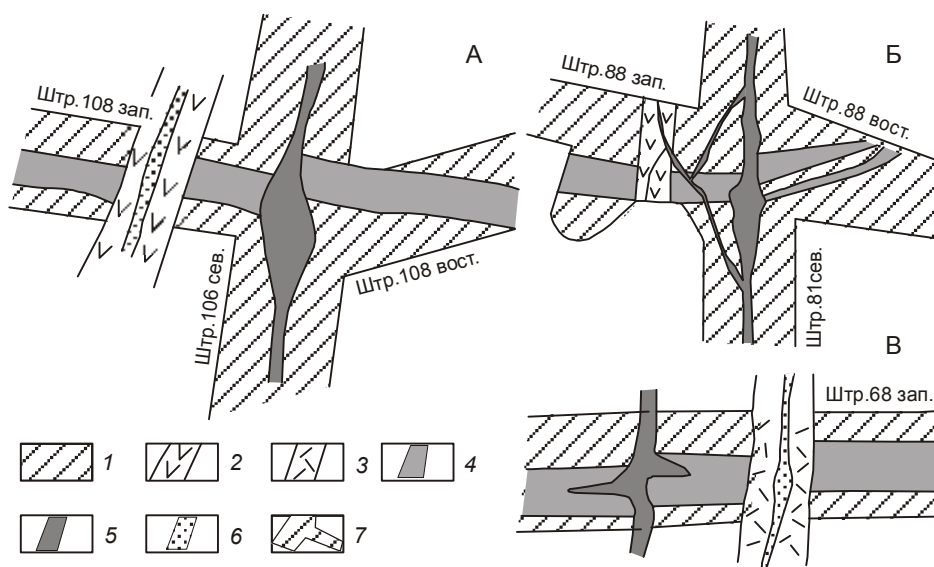


Рис. 8. Взаимоотношение даек, рудных зон и жил Арсеньевского месторождения.

А – Турмалиновая зона (I этап) пересекается жилой Подружка (II этап) и дайкой, вмещающей жилу Безымянную (III этап). Б – Турмалиновая зона (I этап) пересекается жилой Южной (II этап) и дайкой с минерализацией II этапа. В – Турмалиновая зона (I этап) пересекается рудной жилой Надежда (II этап) и дайкой с Безымянной рудной жилой (III этап).

1 – осадочные породы; 2 – дайка роговообманкового порфири- тов; 3 – дайка риолитов; 4 – зона Турмалиновая; 5 – жила Южная; 6 – жила Безымянная; 7 – гор- ные выработки.

нашему мнению, должна сменяться оруденением грейзенового типа, связанным со скрытыми “слепыми” массивами гранитоидов. Именно такие соотношения типов оруденения и магматических пород установлены на Ивановском месторождении, находящемся на площади Арсеньевского рудного поля [5]. Здесь в апикальной части крупного штока калиевых риолитов–мелкозернистых гранитов на глубине около 1000 м от поверхности выявлены зоны кварц-мусковитовых грейзенов.

МИНЕРАЛОГИЯ РУД

Наиболее полно на месторождении изучены руды главной жильной серии, к настоящему времени отработанной до глубины 400 м.

Оловянные жилы главной жильной серии месторождения по минеральному составу во многом обнаруживают сходство с другими месторождениями района [18]. В сложении оловоносных жил в основном участвуют четыре жильных минерала: кварц, флюорит, карбонат и хлорит (околожилные метасоматиты). Каждый из них представлен несколькими последовательными генерациями, связанными постепенными переходами и различающимися по составу, габитусу кристаллов, окраске. Другие жильные минералы – серицит (мусковит), полевой шпат, топаз, турмалин, аксинит, эпидот, цеолиты – относятся к подчиненным. Ряд рудных минералов в составе жил включает касситерит, сульфиды (арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, станнин, пирит), сульфосоли, самородные элементы, гюбнерит, перечисленные в возрастной последовательности.

Касситерит содержит почти все олово в рудах (на долю растворимых форм приходится 2–3 %). Главным в рудах является касситерит первой (ранней) генерации, который в жилах концентрируется в их призальбандовой части, а в брекчиевых рудах – около обломков кварц-хлоритовых метасоматитов в кварце (рис. 7). Поздние повторные генерации касситерита, в том числе колломорфной разновидности, имеют подчиненное развитие и обычно проявляются в виде повторных кайм в кварцевых кристаллах. Касситерит обычно развивается в виде зернистых агрегатов, в гнездах образует кристаллы столбчатого, призматического, реже пирамидально-призматического, копьевидного облика. В наибольших количествах наблюдается “игольчатый и волосовидный” касситерит, развивающийся около крупных агрегатов или разделяющий зоны роста кварцевых кристаллов. Окраска касситерита коричневая разной интенсивности. По химическому составу касситерит Арсеньевского месторождения мало отлича-

ется от касситерита других месторождений района (табл. 1). В колломорфной его разновидности концентрация индия на порядок выше, в рудных телах среди риолитов отмечена обогащенность касситерита ниобием. С глубиной наблюдается незначительное повышение содержания индия, скандия и ниобия в составе касситерита (рис. 9).

В сульфидных рудах жильной серии парагенетический ряд минералов включает: арсенопирит, пирротит, халькопирит, сфалерит, галенит, станнин, пирит и минералы серебро-свинцово-висмутовой ассоциации. Главными сульфидными минералами являются сфалерит, халькопирит, галенит, которые по суммарному содержанию цинка, меди, свинца и концентрации в них серебра, индия и других попутных компонентов ставят Арсеньевское месторождение в разряд крупных собственно полиметаллических объектов. По концентрации серебра (порядка 400 г/т) крупные блоки сульфидных руд месторождения имеют самостоятельное промышленное значение. Сульфосоли в парагенетическом ряду сульфидных минералов также заслуживают внимания, так как подчеркивают своеобразие Арсеньевского месторождения (табл. 1).

Оловосульфидные руды в широтных зонах кварц-турмалиновых метасоматитов представляют продукты раннего (первого) этапа развития рудно-магматической системы месторождения. Минеральный состав турмалиновых метасоматитов определяют кварц и турмалин шерл-дравитового ряда. В турмалиновой зоне выделяются участки развития скарноидов, в составе которых основную роль играют родонит и гранат. Скарноиды среди кварц-турмалиновых метасоматитов являются дорудными, соотношение их с турмалинитами не изучено, условно возраст их считается послетурмалиновым [1, 14, 18]. Руды в турмалиновых зонах характеризуются сложным минеральным составом с не менее сложными взаимоотношениями минеральных парагенезисов. Преобладают пирротин-халькопиритовые с пиритом, арсенопиритом руды с крайне неравномерным распределением минералов. Местами в рудах преобладают арсенопирит в ассоциации с халькопиритом, станнином, сульфосолями висмута и самородным висмутом. Среди массивных руд спорадически выделяются пирротин-магнетитовые разности с графическими структурами взаимопрорастания. Участки рудных тел, обогащенные халькопиритом, наиболее интересны в минералогическом отношении. Здесь присутствуют сульфосоли висмута и сурьмы, развиты станнин и сульфостаннаты, подвергшиеся частичному гипогенному распаду. В сульфидных рудах нередко в

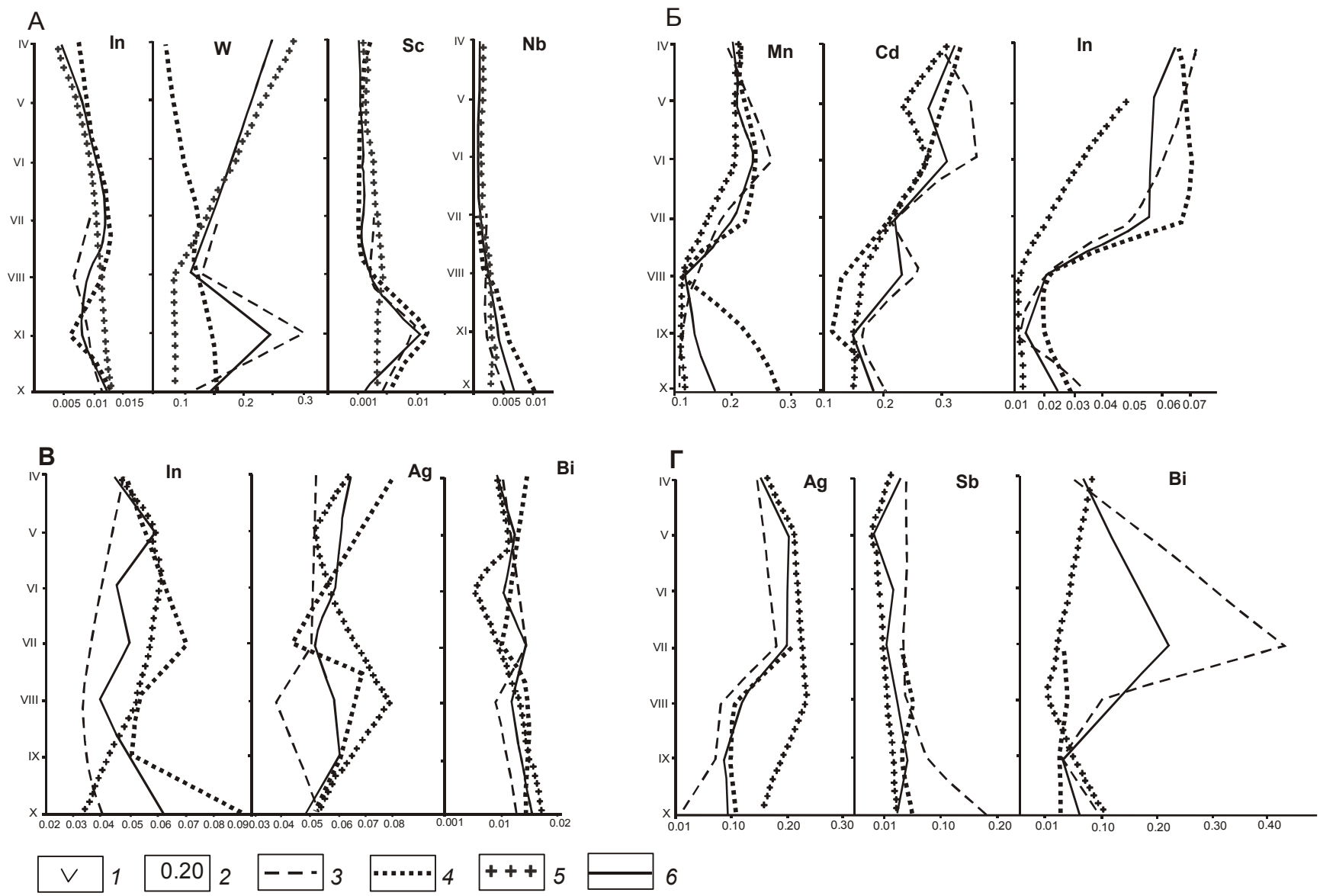


Рис. 9. Изменение содержаний элементов-примесей с глубиной в рудных минералах Арсеньевского месторождения. А – касситерит, Б – сфалерит, В – халькопирит, Г – галенит; 1 – горизонт; 2 – среднее содержание (вес. %); 3 – жила Южная; 4 – жила Индукционная; 5 – жила Февральская; 6 – в целом по месторождению. Использовано: 134 анализа касситерита, 165 анализов халькопирита, 287 анализов сфалерита, 106 анализов галенита.

Таблица 1. Геохимические и минералогические особенности руд последовательных рудных этапов Арсеньевского месторождения.

Минерал, элементы-примеси	Этапы, содержание элементов-примесей (вес. %), количество анализов		
	I	II	III
Касситерит			
In		0.0124 (134)	0.0072 (27)
Sc	Олово связано в станнине	0.0026	0.0014
W		0.162	0.200
Nb		0.0018	0.0025
Халькопирит			
In	0.027 (16)	0.044 (71)	0.053 (78)
Ag	0.089	0.063	0.049
Bi	0.026	0.010	0.012
Сфалерит			
Fe	12.59 (18)	13.63 (203)	14.05 (66)
Mn	0.806	0.208	0.197
In	0.052	0.035	0.075
Cd	0.350	0.282	0.303
Галенит			
Ag	0.108 (11)	0.134 (81)	0.148 (14)
Bi	0.345	0.213	0.291
Sb	0.127	0.043	0.028
Состав сульфосольной минерализации	Серебро-висмут-сурьмяная	Серебро-свинцово-висмутовая	Теллур-серебро-висмутовая
Основные минералы	Менегинит, буланжерит, джемсонит, лиллианит, густавит, андорит, пираргирит, гудмундит	Лиллианит, густавит, козалит, Ag - Bi -содержащий галенит, аллоклазит, самородные висмут и золото	Висмутин, висмут самородный, жозеит А и В, Те-канфильдит, икунолит, золото

значительных количествах присутствует сфалерит в сопровождении галенита. Галенит-сфалеритовые обособления в рудных телах пирротин-халькопиритового состава слагают самостоятельные полосы. Струйчатые текстуры галенит-сфалеритовых обособлений наглядно подчеркивают динамометаморфические преобразования в них. Отличают руды этого состава повышенные содержания серебра, которое связано исключительно в пираргирите, сопровождаемом джемсонитом и буланжеритом (табл. 1). Признаки динамометаморфизма, переотложения и других явлений, происходивших в рудах под воздействием высокой температуры и более поздних гидротермальных растворов, наблюдаются часто. Кроме струйчатого распределения галенита отмечаются участки с “овоидами” сфалерита, катаклаз арсенопирита и пирита, разложение пирротина и сульфостаннатов с образованием магнетита, касситерита в виде бесформенных агрегатов с реликтами станнина, находящихся в тесных срастаниях с халькопиритом и пирротинном.

Сульфидно-сульфосольные руды северной части месторождения, пространственно совмещенные с оловосульфидными широкими зонами, имеют более простой минеральный состав по сравнению с другими, более ранними типами оруденения. Главным жильным минералом этих руд является флюо-

рит, сопровождаемый кварцем и карбонатом, которые только на некоторых небольших участках образуют значительные скопления. К числу основных сульфидных минералов относятся сфалерит и галенит при постоянном присутствии в небольших количествах касситерита, арсенопирита, халькопирита, пирита и полном отсутствии сульфидных минералов олова. Главные рудные минералы жильно-прожилковых тел по геохимическим показателям значительно отличаются от минералов ранних руд. Сульфосольная минерализация рассматриваемых руд также имеет свои особенности (табл. 1).

ВОЛЬФРАМОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

В процессе изучения руд Арсеньевского месторождения нами получены новые материалы по вольфрамовой минерализации. Как оказалось, образцы с прекрасными пластинчатыми кристаллами гюбнерита, украшающие минералогические коллекции, представляют вольфрамовые руды месторождения, запасы которых превышают 10 тыс. т при среднем содержании WO_3 более 0.5 %. Установлено, что гюбнерит находится в поздних кварц-халцедоновых жилах, во времени следует за кварц-карбонатной минерализацией и сопровождается флюоритом, цеолитами, пиритом. Эта ассоциация слагает самостоятельные рудные тела вдоль более ранних рудных жил с кассите-

ритом и сульфидами, многочисленными разноориентированными прожилками, не выходящими за пределы рудоуправляющих нарушений, жильобразные обособления в сульфидных и кварц-карбонатных жилах и гнездах. Гюбнерит в кварц-карбонатных жилах наблюдается не повсеместно, и участки жил, обогащенные этим минералом, чередуются с интервалами, практически стерильными в отношении вольфрама. В целом можно говорить о вольфрамовых столбообразных телах, разделенных между собой “безрудными” участками.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ

Температурная обстановка в период формирования основных жил и зон, представляющих разноэтапную минерализацию месторождения, восстанавливается по результатам изучения газовой-жидких включений в жильных минералах (кварц, флюорит, карбонаты) и касситерите.

Образование жилы Южной до глубины 500 м от поверхности происходило при температурах от 430 до 80°C. Минеральные ассоциации, слагающие жилу, имеют температуры формирования: кварц-касситеритовая – 430–350°C, кварц-сульфидная – 350–250°C, кварц-карбонатная – 250–150°C. Завершался процесс минералообразования в жиле при понижении температур до 100–80°C. С глубиной наблюдается повышение температуры от 340 до 425°C на вертикальном интервале около 300 м. В формировании жилы при температурах от 430 до 370°C участвовали растворы переходного гидротермально-пневматолитового (флюидного) состояния и невысокой концентрации. Смена пневматолитово-гидротермальных растворов гидротермальными отвечает периоду отложения касситерита при температурах 425–379°C. На верхних (приповерхностных) горизонтах отложение минералов в жиле при температурах 340–290°C также происходило из гидротермальных растворов в условиях резкого спада давления.

Жила Первая отличается меньшей обогащенностью руд сульфидами. Вторым отличительным признаком руд Первой жилы являются их более высокие (до 450°C) температуры формирования. Отложение минералов в жиле происходило из растворов переходного флюидного (пневматолитово-гидротермального) состояния. Сульфиды в ряду парагенных минералов следуют за касситеритом и кварцем I, имея температуры кристаллизации не выше 350°C.

Жила Индукционная в отличие от других жил содержит руды, имеющие относительно невысокие температуры формирования. На глубоких горизонтах температуры образования кварц-касситеритового па-

рагенезиса не превышают 420°C. Не отмечено также участие в минералообразовании переходных пневматолитово-гидротермальных (флюидных) растворов.

Жила Февральская является “слепой” и наиболее сохранилась при отработке месторождения. Температурный диапазон образования руд составляет 430–90°C, отложение минералов кварц-касситеритовой ассоциации происходило при температуре от 430 до 350°C, кварц-сульфидной стадии – от 350 до 200°C, кварц-карбонатной стадии – от 200 до 100°C. Температуры образования руд по горизонтам равны: IV – 380–100, V – 390–110, VI – 400–90, VIII – 410–170, X – 430–115°C и повышаются с глубиной. На разных по глубине уровнях в жиле оконтуриваются участки высокотемпературных оловянных руд, появление которых можно связывать с нахождением на глубине “флюидорождающих центров”.

Обобщение термобарогеохимической информации показывает, что формирование жильной серии месторождения происходило при температурах от 470 до 80–100°C (табл. 2); на вертикальном интервале 800 м понижение температур составляет 100°C (470° – 800 м от поверхности и 340° – поверхность). Формирование жил – отложение последовательных минеральных ассоциаций совершалось при температурах: кварц-касситеритовой – 470–350°C, кварц-сульфидной – 350–250°C и кварц-карбонатной – 250–150°C. Завершался процесс при циркуляции гидротермальных растворов, имеющих температуры от 150 до 80°C [4, 8].

Температурные условия образования минерализации широтных турмалиновых зон восстанавливаются по результатам анализа включений в кварце из руд и метасоматитов зоны Турмалиновой. На глубине примерно 150 м от поверхности образование головной части тела турмалиновых метасоматитов с сетчатой зоной (прожилки, жилы) сульфидной минерализации пирротин-арсенопиритового состава с примесью кварца, переполненного игольчатым турмалином, происходило при температурах 345–315°C из пневматолитово-гидротермальных растворов. В кварце из секущих меридиональных жил на этом горизонте газовой-жидкие включения имеют температуры гомогенизации 368–329°C, что показывает более высокие температуры образования этого кварца по сравнению с кварцем турмалиновых зон. На глубине около 100 м от головной части зоны в кварц-турмалиновых метасоматитах газовой-жидкие включения показывают $T_{гом.}$ 370–315°C; в кварце из сульфидных жил, сопровождаемом тонкопризматическим турмалином, первичные газовой-жидкие включения имеют температуры гомогенизации 337–300°C,

Таблица 2. Зональность оруденения Арсеньевского месторождения (главная жильная серия, второй рудный этап).

Горизонты (глубина от поверхности, м)	Структурная	Метасоматическая		Геохимическая околорудных метасоматитов, содержание бора, г/т	Рудная		
		Дорудные метасоматиты	Околорудные метасоматиты		Фации оруденения	Тип минерализации	Тип сульфидной минерализации
Верхние (до 200 м)	Единичные жилы	Пропилитовые	Карбонатно- гидрослюдистые	50	Сульфосольно- сульфидная	Касситерит- сульфидный	Сульфосольный, полиметаллический
Средние (до 600 м)	Жильно- прожилковые зоны	Пропилитовые	Кварц-хлоритовые	200	Сульфидно- оловянная	Касситерит- силикатный	Полиметаллический, колчеданный
Нижние (до 1000 м)	Линейный штокверк с прожилково- вкрапленным оруденением	Кварц- биотитовые	Кварц-турмалин- мусковитовые	500	Олово- молибденовая	Касситерит- кварцевый	Колчеданный, висмут- молибденовый

Горизонты (глубина от поверхности, м.)	Рудно-гео- химическая		Минералого-геохимическая (г/т)													Термобарогеохимическая				
	(г/т)		Касситерит			Халькопирит			Сфалерит			Галенит				Агрегатное состояние, состав растворов	С, вес. %	Т°С		Давление (атм.)
	Mo	Ag	In	Sc	Nb	In	Ag	Bi	Mn	Cd	In	Ag	Bi	Sb	Mo			Руд	Касси- терита	
Верхние (до 200 м)	2	200	60	27	8	441	625	110	4000	3000	610	1500	3000	200	10	Гидротермальн. бикарбонат- хлоридно- натровые	до 10	300–100	350	100–150
Средние (до 600 м)	10	100	90	21	18	475	583	140	2000	2200	130	1100	2000	500	15	Гидротермальн. натрово- хлоридные	до 30	400–200	400	150–300
Нижние (до 1000 м)	20	50	100	25	22	629	480	140	1000	1800	130	800	1300	400	20	Гетерогенные, с преоблада- нием хлорида натрия	до 60	500–300	450	300–450

вторичные – 200–130°C. В кварце из секущих сульфидных (сфалерит-галенитовых) жил присутствуют включения с $T_{\text{ном}}$ до 350°C.

На более глубоких горизонтах (500 и 600 м от поверхности) начальные температуры образования метасоматитов повышаются до 410°, затем – 430°C, температуры отложения олово-сульфидных руд достигают 400°C. По материалам глубоких (800 м и более от поверхности) скважин, минерализация широтных зон и меридиональных жил на глубине пространственно совмещена в крупном штокверке. Здесь также наблюдается совмещение температурных полей разноэтапных руд. По отдельным сохранившимся фрагментам первичных руд раннего этапа, образование их происходило при температурах 430–475°C (кварцевые турмалиниты) и 400–430°C (олово-сульфидные руды) из пневматолитово-гидротермальных растворов с концентрацией солей не менее 20 вес. % (в пересчете на NaCl).

Сульфидно-сульфосольные руды, наиболее молодые по времени образования, по термометрическим параметрам достаточно определенно диагностируются на самых верхних и самых глубоких горизонтах жильных тел. На верхних горизонтах (поверхность, гор. IV, VI) кварцевые жилы с сульфидно-сульфосольной минерализацией имеют максимальные температуры формирования 320, 340, 360°C (соответственно). На более глубоких горизонтах в составе разноэтапных руд выделить молодую минерализацию по газовой-жидким включениям не представляется возможным. К самой глубинной фации сульфидно-сульфосольных руд нами отнесена грейзеновая минерализация приконтактной зоны гранитного массива Ивановского месторождения. Грейзены на этом месторождении пространственно совмещены с ранними олово-сульфидными и касситерит-кварц-хлоритовыми рудами и в апикальной части слепого гранитного штокообразного тела слагают крутопадающие жильные тела (в экзоконтакте) и пологие зоны (в эндоконтакте). В составе грейзенов главными минералами являются кварц и мусковит, рудные минералы представлены касситеритом, арсенопиритом и халькопиритом. В кварце присутствуют многофазные, трехфазные и газовой-жидкие включения с объемом газа от 10–15 до 75 %. Гомогенизация включений происходила при температурах: газовой-жидких – 425–210°C, жидко-газовых – 470–418°C, многофазных – 570–440°C и трехфазных с галитом – 420–280°C. На основании этих данных делается вывод о высоких температурах образования грейзенов. Представляется доказанным заключение о сложном составе и высокой концентрации (в пересчете на NaCl

превышающей 75 вес. %) минералообразующих растворов, находящихся во взаимодействии с газовой-жидкой фазой рудообразующего раствора.

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Анализ материалов по геологии, магматизму и рудной минерализации Арсеньевского месторождения показывает, что, при общих чертах сходства с другими месторождениями района, ему присущи многие генетические особенности.

На Арсеньевском месторождении со сложным магматизмом пространственно совмещена промышленная оловянная, комплексная сульфидная и вольфрамовая минерализация. Многометалльность и высокая продуктивность руд Арсеньевского месторождения связана с проявлением на его площади минерализации четырех рудно-магматических этапов.

Минерализацию первого этапа представляют ранние оловосульфидные руды в составе широтных турмалиновых зон. Комплексные олово-сульфидные руды с оловом, преимущественно в составе станнина, и высокими концентрациями цинка, меди, свинца, серебра в широтных зонах минерализации не получили глубокого изучения и полной оценки. Запасы руд этого состава в пределах рудного поля и рудного района уникальны.

Со вторым этапом развития рудно-магматического процесса на месторождении связаны промышленные оловянные руды хлоритового типа касситерит-силикатной формации, рентабельная отработка которых продолжалась более 30 лет. Касситерит-сульфидные руды с промышленными содержаниями олова и полиметаллов (Pb + Zn + Cu + Ag) локализируются в телах жильной серии близмеридионального простирания.

К продуктам третьего этапа развития рудно-магматической системы месторождения относятся сульфосольно-сульфидные (верхние горизонты месторождения) и грейзеновые (глубокие горизонты месторождения) руды. Минерализация этого типа с высокими (промышленными) концентрациями серебра, впервые на месторождении выделенная авторами, завершает трехэтапный оловорудный процесс на месторождении и предшествует проявлению заключительной вольфрамовой минерализации (четвертый рудный этап).

В сложной и длительной истории формирования месторождения выделение трех рудных этапов отложения комплексных оловянных и вольфрамовых руд выполнено на основании детального изучения соотношений руд с магматическими породами, на сравнительном анализе вещественного и минерального со-

става, морфологии рудных тел, стадийности, глубинности и зональности оруденения.

Установленные возрастные взаимоотношения интрузивных пород и разнотипных руд (рис. 8), многочисленные определения абсолютного возраста магматитов и руд, выполненные разными исследователями, показывают, что руды первого этапа связаны с магматитами березовского комплекса, имеющими возраст от 100 до 80 млн лет, руды второго этапа – с

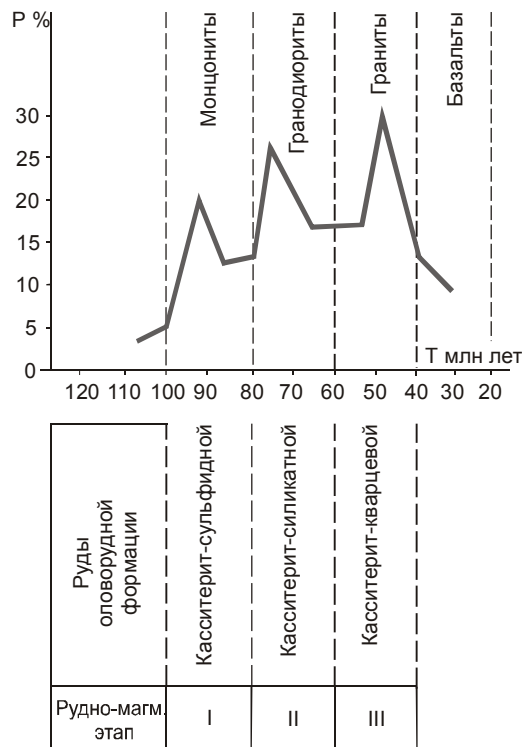


Рис. 10. Гистограмма значений изотопного возраста изверженных пород, руд и околорудных метаседиментов Арсеньевского месторождения.

магматитами новогорско-угловского комплекса (80–60 млн лет), руды третьего этапа – с калиевыми риолитами шумнинского гранитного комплекса, имеющими возраст 60–40 млн лет; поздняя вольфрамовая минерализация на месторождении завершает рудный процесс в период 30–35 млн лет назад до проявления базальтов кузнецовского комплекса (рис. 10).

Для обоснования вывода о принадлежности руд месторождения к четырем рудно-магматическим этапам развития эндогенного процесса привлекаются материалы по вещественному составу рудных тел, их морфологии, условиям образования, стадийности, зональности минерализации [5, 7]. Фактическая информация, раскрывающая особенности эндогенной минерализации и закономерности образования комплексных руд Арсеньевского месторождения, приведена в обобщающих таблицах 1, 2, 3 и суммирована в парагенетической схеме месторождения (рис. 11). Совмещение магматизма и минерализации нескольких рудно-магматических этапов на ограниченной площади приводит к “стиранию” первичных отличительных признаков разнотипных руд, реконструкция которых требует проведения целого комплекса тонких анализов. На данной стадии изучения эндогенной минерализации вывод о формировании Арсеньевского оловорудного месторождения в три рудно-магматических этапа и о проявлении на его площади вольфрамовых руд четвертого этапа можно считать доказанным.

ОЦЕНКА РЕСУРСОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Выполненный анализ материалов по геологии Арсеньевского месторождения показывает, что на его площади совмещены комплексные руды четырех рудно-магматических этапов, запасы которых, по предварительным данным, сопоставимы с крупными

Таблица 3. Температуры образования рудных жил Арсеньевского месторождения.

Горизонт	Абсолютная отметка (м)	Морфология рудных тел	Температурный интервал образования жил (°C)	Агрегатное состояние рудообразующих растворов
I	+570		340–80	
II	+530	Жильная	350–90	
III	+490		360–100	Гидротермальное
IV	+450		380–90	
V	+410	Прожилково-жильная	390–110	
VI	+370		420–80	
VII	+330		415–150	Пневматолитово-гидротермальное
VIII	+290		425–70	
IX	+250	Жильно-прожилковая	420–100	
X	+210		430–100	
XVIII	-110		450–130	
XIX	-150	Штокверковая	460–120	Флюидное
XX	-190		470–150	

Рудно-магматический этап	I				II					III				IV	4	
	1	Q-Tur	Col	Sulf	2	Q-Ks	Q-Sul			Q-Car	3	Q-Ks	Q-Sul			Q-Wol
Минералы							Col	Pol	Sulf				Pol	Sulf		
Кварц	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Полевой шпат	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Мусковит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Топаз	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Апатит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Спессартин	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Родонит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Турмалин	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Аксинит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Хлорит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Эпидот	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Флюорит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Карбонаты	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Цеолиты	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Касситерит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Вольфрамит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Молибденит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Арсенопирит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Халькопирит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Пирротин	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Пирит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Магнетит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Сфалерит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Галенит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Станнин	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Висмутин	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Блеклая руда	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Буланжерит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Джемсонит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Пираргирит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Гудмундит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Густавит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Аллоклазит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Bi самород.	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Sb самород.	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Au самород.	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Икунолит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Жозеит А и В	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Те-канфильдит	Y	---	---	---	x	---	---	---	---	---	+	---	---	---	---	T
Возраст (млн л.)	120-85	100-80			100-65	80-60					80-45	60-40		>35		
Температурный диапазон образования руд (°C)		500-100				550-70						600-50		200-100		
Температурный диапазон образования минеральных ассоциаций (стадий)		500-300	400-250	250-100		550-350	350-200	300-150	250-100	200-70		600-300	350-200	250-50	200-100	
Состав и концентрация растворов (вес.% в пересчете на NaCl)	Преимущественно хлоридно-натриевый															
		От 35.0 до 10.0				От 45.0 до 5.0						От 60.0 до 3.0		До 10.0		

Рис. 11. Парагенетическая схема Арсеньевского месторождения.

1–4 – интрузивные породы комплексов: 1 – монцитониты березовско-араратского, 2 – гранодиориты новгородско-угловского, 3 – граниты шумнинско-арсеньевского, 4 – базальты суворовского; стадии минерализации: Q-Tur – кварц-турмалиновая, Col – колчеданная; Sulf – сульфосольная, Q-Ks – кварц-касситеритовая, Q-Sul – кварц-сульфидная, Pol – полиметаллическая, Q-Car – кварц-карбонатная, Q-Wol – кварц-вольфрамитовая (гюбнеритовая). Минералы главные – жирная линия, подчиненные – тонкая линия, редкие – пунктирная линия.

промышленными объектами. В течение 30 лет на олово обрабатывались руды касситерит-силикатно-сульфидной формации, сосредоточенные в меридиональной жильной серии центральной части месторождения, сульфидная составляющая оловянных руд при их переработке безвозвратно терялась. В северной части месторождения обнаружены руды I и III рудных этапов с оловом в станнине (руды первого

этапа) и с низкими содержаниями олова (сульфосольно-сульфидные руды третьего этапа). Эти руды не представляют интереса в отношении олова, но содержат промышленные концентрации полиметаллов и серебра и также не имеют полной оценки. В рудном поле месторождения и прилегающих к нему участках, по предварительным данным, комплексные руды также присутствуют в больших объемах [3].

Таблица 4. Ресурсы попутных металлов в комплексных рудах Арсеньевского месторождения.

Рудные участки	Запасы						Среднее содержание					
	Тыс. т					т	% масс.				г/т	
	Pb	Zn	Cu	WO ₃	Ag	In	Pb	Zn	Cu	WO ₃	Ag	In
Северная часть жильной серии (I)	81.8	231.7	71.9	9.2	605	554	1.22	2.22	0.65	0.5	66	48
Южная часть жильной серии (II)	5.6	15.9	6.0	не опр.	52	36	0.38	1.20	0.44	не опр.	40	25
Безымянные жилы северного блока (III)	78.6	218.3	47.0	-«-	451	322	1.05	3.26	0.69	-«-	68	49
Участок Ново-Арсеньевский (IV)	28.0	85.0	25.0	-«-	145	110	1.57	2.73	0.51	-«-	100	51
Участок зоны Поворотной (V)	60.0	90.0	30.0	-«-	450	105	3.3	4.6	0.48	-«-	380	79
Юго-западный участок зоны Восточной (VI)	60.0	30.0	15.0	-«-	130	167	1.35	1.34	0.71	-«-	80	40
Ивановское месторождение	50.0	75.0	25.0	-«-	300	100	2.0	2.0	0.74	-«-	150	52
По рудному полю в целом	364.0	745.9	219.9	-«-	2233	1122	1.55	2.48	0.60	-«-	126	49

Примечание. Римские цифры в скобках соответствуют номерам блоков на рис. 12.

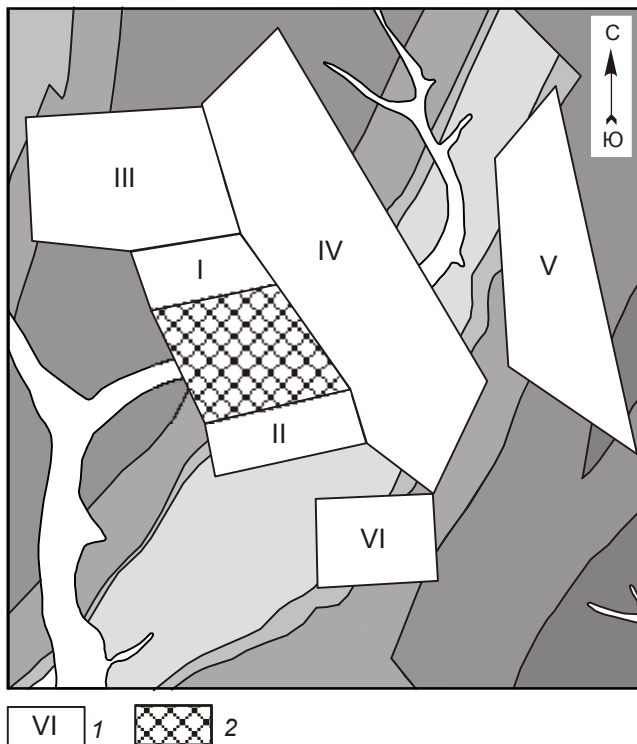


Рис. 12. Схема расположения участков с прогнозными ресурсами руд.

I – участки: I – Северный -1, II – Южный, III – Северный-2, IV – Ново-Арсеньевский, V – Поворотный, VI – Юго-Западный; 2 – оработанный участок. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

Некоторые участки развития сульфидных руд показаны на рис. 12, запасы попутных металлов в рудах этих участков приводятся в табл. 4. В целом по Арсеньевскому рудному полю запасы полиметаллов (Pb + Zn + Cu) в комплексных рудах превышают 1 млн т при среднем содержании суммы металлов около 5 %. Эти руды заключают примерно 2 тыс. т серебра при средней концентрации 120 г/т. Полиметаллические месторождения с эквивалентными запасами сульфидных руд успешно эксплуатируются в мире.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Отработка Арсеньевского месторождения как монометалльного оловянного объекта продолжалась около 30 лет. В начале 90-х годов прошлого века по оловянному показателю оно отнесено к нерентабельным и в настоящее время находится на консервации. Полученные материалы в процессе доизучения месторождения свидетельствуют, что принятое решение в период “оптимизации” производства недостаточно обосновано и в полном объеме не учитывает рудный потенциал месторождения.

Исследованиями последних лет доказано, что руды Арсеньевского месторождения представляют собой продукты четырех рудно-магматических этапов и являются комплексными. В них, наряду с оловом, в промышленных концентрациях присутствуют свинец, цинк, медь при высоких (до 300–400 г/т) содержаниях серебра. Концентрации вольфрама в рудах сопоставимы со средними по запасам вольфрамовыми месторождениями. С позиции полихронности и полигенности эндогенной минерализации Ар-

сенъевского месторождения становится очевидной необходимость переоценки рудоносности Кавалеровского района на комплексные руды, прогнозные ресурсы которых достаточны для организации высоко-рентабельного горнорудного производства.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гладков Н.Г., Руб М.Г., Руб А.К., Шершаков Б.И. Два разновозрастных этапа оловянного оруденения и их взаимоотношение с магматизмом в Кавалеровском районе Приморья // Докл. АН СССР. 1981. Т. 258, № 2. С. 442–445.
2. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 298 с.
3. Кокорин А.М. “Оловянное” прошлое и будущее Приморья // Вестник ДВО РАН. 2003. № 6. С. 78–85.
4. Кокорин А.М., Кокорина Д.К. Температурные особенности оловорудной минерализации Кавалеровского района // Минералогия и геохимия оловорудных месторождений. Владивосток: ДВО АН СССР, 1978. С. 87–127.
5. Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Хилик Б.А. Зональность типовых месторождений олова и локальный прогноз (Кавалеровский рудный район) // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах. Владивосток: ДВО РАН, 1989. С. 132–141.
6. Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Недашковский А.П. Арсеньевское месторождение – уникальный пример комплексных руд Приморья // Тихоокеан. геология. 1996. № 5. С. 83–97.
7. Кокорин А.М., Гоневчук В.Г., Кокорина Д.К. Арсеньевское месторождение // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока. Владивосток: ДВО РАН, 2006. С. 677–684.
8. Кокорина Д.К., Кокорин А.М. Генетические особенности оловорудных месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации (по данным термобарогеохимии) // Геология и металлогения рудных районов Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 1985. С. 68–82.
9. Матюнин А.П. Магматизм как фактор контроля оловянного оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах. Владивосток: ДВО РАН, 1989. С. 59–66.
10. Неволин П.Л. Динамика формирования и кинематика разрывных систем Арсеньевского оловорудного месторождения (Приморье) // Структуры рудных полей и месторождений вулканических поясов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 32–40.
11. Поповиченко В.В. Взаимоотношения магматизма и оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах. Владивосток: ДВО РАН, 1989. С. 45–58.
12. Радкевич Е.А., Кокорин А.М., Анахов В.В. и др. Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980. 252 с.
13. Руб М.Г., Гладков Н.Г., Павлов В.А., Шершаков Б.И. Новые данные о возрасте магматических образований западной части Кавалеровского района (Приморье) // Изв. АН СССР. Серия геол. 1974. № 12. С. 36–45.
14. Томсон И.Н., Полохов В.П., Полякова О.П. и др. Новый тип оловорудной минерализации в околоинтрузивных зонах Приморья // Изв. АН СССР. Серия геол. 1983. № 4. С. 91–106.
15. Томсон И.Н., Тананаева Г.А., Полохов В.П. Взаимоотношения различных типов оловянного оруденения в Южном Сихотэ-Алине (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38. № 4. С. 357–372.
16. Финашин В.К., Литаврина Р.Ф., Косенко В.И. и др. Об абсолютном возрасте оловянного оруденения Кавалеровского рудного района // Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1978. С. 71–74.
17. Финашин В.К. Оловорудные месторождения Приморья (геология и генезис). Владивосток, 1986. 176 с.
18. Шершаков Б.И. Структурно-генетическая модель Арсеньевского оловорудного месторождения // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах. Владивосток: ДВО РАН, 1989. С. 75–79.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

A.M. Kokorin, D.K. Kokorina, A.A. Orekhov

Multi-metal content and high productivity of local ore-magmatic systems of the Sikhote-Alin (as exemplified by the Arsenyevsk deposit, Kavalerovo district)

The Arsenyevsk deposit with large tin reserves is traditionally considered a standard occurrence of the Kavalerovo tin-ore district. The authors' new material adds new information to the conclusions about its genesis, and hence it is inferred that the deposit combines the products of three tin-ore formations and tungsten mineralization which completes the development of the ore-magmatic process. Ores of different stages related to different magmatic complexes represent the tin-sulfide, cassiterite-sulfide-silicate, and cassiterite-quartz formations and are complex in composition (Sn, Pb, Zn, Cu, and Ag).

Large volumes of multi-metal ores of the Arsenyevsk deposit have been prepared for mining; and their reserves can be doubled given minor additional expenditures. The probable reserves of complex ores of the Arsenyevsk and other ore fields of the Kavalerovo district exceed by an order the known reserves and can provide for highly profitable ore-mining production.

Key words: tin, complexity of ores, zoning, ore-magmatic stage, Arsenyevsk deposit, Sikhote-Alin.

**ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА И ФОРМИРОВАНИЕ
КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Н.П. Романовский, Ю.Ф. Малышев, М.В. Горошко

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск

Поступила в редакцию 16 мая 2007 г.

Обобщены материалы по палеозойским гранитоидам восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Составлена тектоническая схема орогенных поясов. Построены схемы геодинамических обстановок формирования палеозойских гранитоидов и экстенсивности их проявления. Выделены два типа контролирующих глубинных структур: зоны литосферных разломов и плюмы, в том числе впервые Цзямусы-Буреинский мантийный плюм. Установлена связь размещения крупных и сверхкрупных палеозойских рудных месторождений с указанными структурами, в первую очередь с плюмами. На территории Дальнего Востока России определены участки, перспективные на обнаружение крупных и сверхкрупных месторождений, связанных с палеозойским гранитоидным магматизмом.

Ключевые слова: палеозой, гранитоиды, плюмы, литосфера, месторождения, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

ВВЕДЕНИЕ

На территории восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) широко распространены палеозойские гранитоиды. С ними, особенно в Забайкалье, Монголии и Северо-Восточном Китае, часто связаны крупные и сверхкрупные месторождения меди, молибдена, редких и редкоземельных элементов, золота, полиметаллов. На юге Дальнего Востока России эти месторождения встречаются реже, что, вероятно, обусловлено перекрытием значительной части этой территории чехлом кайнозойских и мезозойских отложений осадочных бассейнов Приамурья и Приморья.

Изучаемая территория ЦАСП ограничена на западе 96°–100° в.д., а на востоке – структурами Тихоокеанского складчатого пояса (ТСП). Она находится между Сибирской платформой на севере и Северо-Китайской на юге.

В работе рассматриваются положение палеозойских гранитоидов в современной геологической структуре и палеогеодинамические обстановки их формирования (островодужная, коллизионная, активных континентальных окраин, внутриплитная).

Восточная часть ЦАСП в тектоническом отношении представлена палеозойскими (каледонски-

ми и герцинскими), позднепалеозойскими–ранне-мезозойскими (индосинийскими) орогенными поясами. В контуры многих из них входят докембрийские микроконтиненты [12, 21, 26]. По результатам современных геохронологических исследований (U-Pb метод по циркону), формирование фундамента микроконтинентов, сложенного глубокометаморфизованными породами гранулитовой и амфиболитовой фаций, относится главным образом к позднему докембрию и раннему палеозою [12]. В глубинных сечениях каледонид установлены комплексы глубокометаморфизованных пород венда и раннего палеозоя. Возраст глубокометаморфизованных пород герцинид позднепалеозойский и даже мезозойский [12]. Возможно влияние на омоложение возраста этих пород палеозойского и мезозойского магматизма. Эта точка зрения на проблему поддерживается и сейчас специалистами в области современной геохронологии и докембрийских пород [3].

Ситуация с геохронологическими датировками глубокометаморфизованных толщ и слабая геохронологическая изученность региона в целом затрудняют изучение взаимоотношений этих толщ как с вмещающими их орогенными поясами палеозоя, так и с палеозойскими гранитоидами. В связи с этим в данной

работе составлена схема орогенных поясов палеозоя ЦАСП без выделения в них микроконтинентов.

Учитывая аномально высокое и неравномерное распространение палеозойских гранитоидов, пространственное совмещение гранитоидов различных геодинамических обстановок, представилось целесообразным дополнительное составление схемы экстенсивности распределения гранитоидов с целью интегрального отображения их по всей площади ЦАСП.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика исследований включала составление схем: тектонического районирования, геодинамических обстановок формирования палеозойских гранитоидов Монголо-Забайкальского и Приамурского регионов ЦАСП, экстенсивности проявления палеозойского гранитоидного магматизма, определение признаков палеозойских плюмов, нанесения на указанные схемы крупных и сверхкрупных месторождений палеозойского возраста.

На тектонической схеме (рис. 1) показано размещение байкальских, каледонских и герцинских орогенных поясов. Построение схемы геодинамических обстановок начиналось с вынесения контуров массивов известково-щелочных, субщелочных и щелочных гранитоидов, плагиогранитов, гранодиоритов, диоритов каледонского и герцинского возрастов. К гранитоидам коллизионной обстановки относились породы известково-щелочного состава, расположенные в контурах орогенных поясов, на границах пояса и платформ или поясов разного возраста. Гранитоиды активной континентальной окраины расположены в крайних частях континентов или на границах крупных террейнов более раннего возраста. Внутриплитные гранитоиды включают породы щелочного и субщелочного состава внутри стабилизированных блоков земной коры. Сюда же на территории Монголо-Забайкальского региона отнесены щелочные гранитоиды рифтовых поясов. На территории Приамурского региона ЦАСП такие структуры пока не выделены.

В основу тектонической схемы положены материалы Л.М. Парфенова с соавторами [17], дополнительно использованы данные Л.П. Карсакова и Чжао [26], И.В. Гордиенко [8]. Схемы геодинамических обстановок для Монголо-Забайкальского региона составлены по материалам И.В. Гордиенко [4], А.А. Цыганкова с соавторами [28], для Приамурского региона использовались материалы Л.П. Карсакова и Чжао Чуныцина [37, 41, 42].

Схема экстенсивности распределения палеозойских гранитоидов на поверхности позволяет отображать не отдельные интрузивные тела, а аномалии экстенсивности проявления ареалов гранитоидного

магматизма [18, 19]. Построение схемы осуществлялось по средним значениям параметра экстенсивности в центрах более 3 тыс. элементарных ячеек (30' по долготе и 20' по широте) с сечением изолиний 5, 25 и 50 %. Ограничительная изолиния 5 % означает, что в пределах выделяемого ареала находятся любые другие породы, а за ее пределами, вне контура аномалии, могут оказаться отдельные мелкие тела гранитоидов. Исходные данные считывались с карты палеозойских гранитоидов масштаба 1:5 000 000, составленной нами для этой цели.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ РЕГИОНА

На тектонической схеме показаны главные структурные элементы (рис. 1).

Байкалиды включают позднегерцинские складчатые комплексы, выделенные Л.М. Парфеновым с соавторами под названием Циркум-Сибирского орогенного пояса [17]. Структуры Байкало-Патомского орогенного пояса, по данным Н.М. Чумакова с соавторами [29], “сформировали два сближенных во времени тектонических эпизода: первый – синседиментационный, длившийся с начала венда до начала раннего кембрия, второй – орогенный ранний кембрий”. Производные обоих эпизодов, по мнению И.В. Гордиенко [9], относятся к каледонидам.

Тувино-Монгольский и Аргунский орогенные пояса Л.М. Парфенова с соавторами [17] считают байкалидами. Относительно возраста Аргунского пояса имеются возражения ряда авторов [21, 26], по мнению которых их возраст – каледонский.

На востоке ЦАСП каледонские образования на схеме орогенных поясов [17] представлены в виде сопряженных блоков, фрагментов раннепалеозойских поясов. Детальный анализ их строения [26] показывает, что они могут быть выделены в качестве самостоятельных каледонских орогенных поясов, названных нами (с запада на восток) Турано-Чжангуанцайлинским, Цзямусы-Малохинганским и Ханкайским. По своему строению эти пояса не отличаются от ранее рассмотренных каледонид.

На юге ЦАСП непосредственно к Северо-Китайской платформе примыкает каледонский орогенный пояс Ундурмяо [17], более известный под названием Ондоро-Сумский [33].

Среди герцинских орогенных поясов на схеме (рис. 1) в центре находится Южномонгольско-Хинганский, на юго-западе – Атас-Богдинский и на юге – Силамулунь-Иэньбэньский пояс.

В центральной части площади ЦАСП располагается Монголо-Охотский позднепалеозойский–ме-

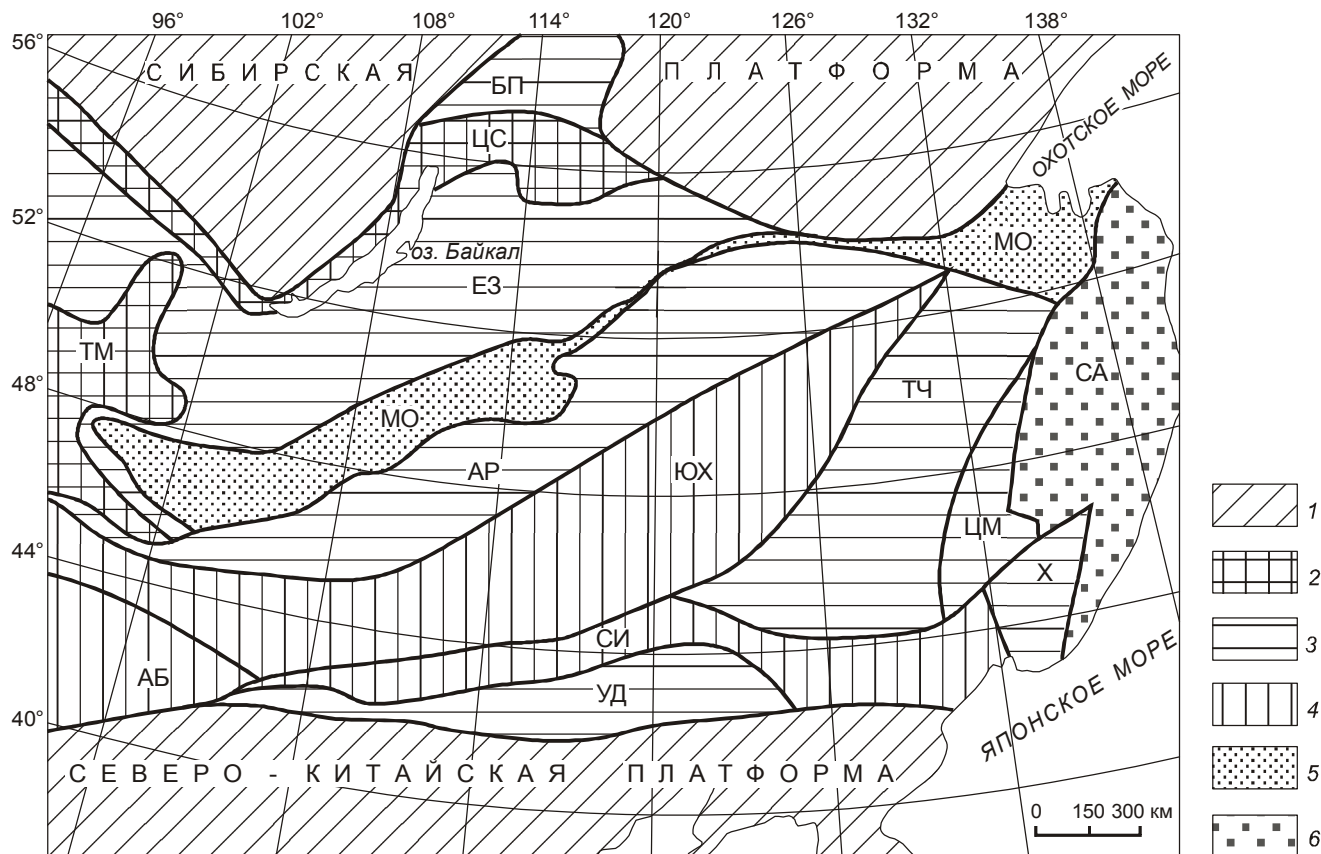


Рис. 1. Тектоническая схема восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, по [7, 17, 26] с изменениями.

1 – древние платформы: Сибирская, Северо-Китайская; 2–6 – орогенные пояса: 2 – позднерифейские (байкальские): ЦС – Циркум-Сибирский, ТМ – Тувинно-Монгольский; 3 – раннепалеозойские (каледонские): БП – Байкало-Патомский, ЕЗ – Енисейско-Забайкальский, АР – Аргунский, ТЧ – Турано-Чжангуанцайлинский, ЦМ – Цзямусы-Малохинганский, Х – Ханкайский, УД – Ундурмяо; 4 – позднепалеозойские (герцинские): ЮХ – Южномонгольско-Хинганский, АБ – Атас-Богдинский, СИ – Силамулунь-Иэньбэньский; 5 – позднепалеозойско-мезозойский: МО – Монголо-Охотский; 6 – позднемезозойский: СА – Сихотэ-Алинский.

зойский орогенный пояс, занимая осевое положение в структурах ЦАСП.

Важный вопрос – взаимоотношение ЦАСП в палеозое с древними платформами. На севере Забайкалья в позднекаледонское время сформировалась активная окраина Сибирского континента. При этом массивы палеозойских гранитоидов не выходят за контуры ЦАСП. Признаки активной окраины в палеозое на юго-востоке Сибирской платформы не сохранились. Формирование активной окраины относится главным образом к позднему мезозою.

Другая ситуация наблюдается во взаимоотношениях ЦАСП с Северо-Китайской платформой. В течение всего палеозоя на стыке этих структур формируется активная окраина континента. При этом массивы палеозойских гранитоидов располагаются как в ЦАСП, так и на окраине платформы.

А.М.С. Шенгёр и Б.А. Натальин [36] выделяют тектонические блоки маньчжурид в качестве фрагментов палеозойской активной окраины. Система маньчжурид прослеживается от Бэйшаня на западе через Внутреннюю Монголию на восток с перемещением блоков вдоль северного края платформы и восточного ЦАСП на юг Дальнего Востока России.

Сопоставление тектонической схемы и карты мощности литосферы [14] показывает в целом частичное совпадение их границ, примерно отвечающих границам Амурской литосферной плиты. Смещение границ относительно друг друга наблюдается на востоке ЦАСП, где тектоническая граница проходит по системе левосторонних сдвигов [26] и находится западнее глубинной литосферной [13]. Такая ситуация может свидетельствовать об определённой самостоятельности изученного блока

ЦАСП не только в современной структуре, но и в палеозойской.

Сопоставление тектонической модели с распределением мощности земной коры такого соответствия, как с мощностью литосферы, не выявило. Лишь отдельные структурные элементы (Муданьцзянский разлом) отмечаются в рельефе подошвы земной коры.

ПАЛЕОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ ЦАСП

Монголо-Забайкальский регион

Палеозойские гранитоиды ЦАСП изучались многими исследователями [4, 7, 28, 31, 32]. Но более детально эти вопросы рассмотрены в многочисленных публикациях по Монголо-Забайкальскому региону. По этой территории И.В. Гордиенко [4] составлены карты распространения венд-раннепалеозойских (венд-силур), среднепалеозойских (D–C₁), позднепалеозойских (C₂–T₁) магматических формаций. Они были дополнены [28] и уточнены данными новейших исследований. На основе указанных карт построена схема геодинамических обстановок формирования палеозойских гранитоидов Монголо-Забайкальского региона. На этой схеме нанесены массивы гранитоидов: каледонских и герцинских коллизионных и островодужных [7], герцинских внутриплитных (рис. 2).

Каледонские гранитоиды известково-щелочного состава, образовавшиеся в коллизионных обстановках, широко распространены на западе и северо-востоке рассматриваемой территории. Герцинские коллизионные гранитоиды представлены главным образом на северо-востоке Забайкалья.

Размещение островодужных гранитоидов достаточно хорошо коррелируется с орогенными поясами соответствующего возраста. Гранитоиды каледонского возраста находятся в контурах байкальских (Тувино-Монгольского) и каледонских (Енисейско-Забайкальского) поясов. Герцинские гранитоиды островодужного типа четко локализируются в Монголо-Охотском и Южномонгольско-Хинганском орогенных поясах (рис. 1, 2).

Наибольшим распространением на территории региона пользуются ареалы внутриплитных позднепалеозойских гранитоидов. К ним также относятся щелочные и субщелочные породы рифтогенных структур [32]. Самой крупной внутриплитной структурой является Монголо-Забайкальский вулканоплутонический пояс бимодальных магматических ассоциаций [5]. Обобщение геохронологических данных по позднепалеозойским гранитоидам выполнено в ряде работ [28, 30, 32]. Оно показывает, что их фор-

мирование продолжается в раннем мезозое. К ним относят крупные ареал-плутоны (батолиты): Ангаро-Витимский, Хангайский и Хэнтэй-Даурский.

Помимо Монголо-Забайкальского пояса, в регионе отмечается несколько ареалов внутриплитного магматизма, образованных щелочными и субщелочными гранитоидами (рис. 2), часто наложенных на ареалы палеозойских гранитоидов более раннего возраста.

В Южномонгольско-Хинганском герцинском орогенном поясе, наряду с островодужными, вдоль границы с Аргунским каледонским поясом фиксируется полоса коллизионных гранитоидов герцинского возраста известково-щелочного состава.

Южнее этой полосы располагается Южно-Монгольский вулканоплутонический пояс, сложенный преимущественно щелочными и субщелочными магматическими породами [6]. По составу гранитоидов их следует отнести к внутриплитным.

Приамурский регион

Гранитоиды палеозоя распространены на территории юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая. На этой площади палеозойские гранитоиды представлены как каледонскими, так и герцинскими известково-щелочными, субщелочными и щелочными породами. Каледонские гранитоиды на территории Приамурского региона занимают южные, восточные и северо-восточные его участки. На северо-западе и западе они сменяются раннегерцинскими гранитоидами. Центральная часть региона сложена позднегерцинскими гранитоидами [37, 41, 42]. На рассматриваемой территории выделено 10 ареалов палеозойских гранитоидов (рис. 3): 1 – Цзямусы-Ханкайский, 2 – Хинганский, 3 – Туранский, 4 – Мамынский, 5 – Северо-Аргунский, 6 – Синьхуа, 7 – Муданьцзянский, 8 – Цзинаньский, 9 – Добаошаньский, 10 – Дахинганский [36].

Цзямусы-Ханкайский ареал образован преимущественно коллизионными гранитоидами каледонского возраста. Наряду с известково-щелочными гранитоидами распространены субщелочные и щелочные породы (протолитионитовые внутриплитные граниты). Возраст коллизионных гранитоидов, по данным Н.Д. Рязанцевой [22], – 406–415 млн лет, а внутриплитных – 452–467 млн лет (Sm-Nd и Rb-Sr методы). На территории Китая [41, 42] возраст известково-щелочных гранитоидов составляет 464–469 млн лет (U/Pb, по циркону). Для гранитоидов характерен калиевый уклон щелочности. Герцинские гранитоиды на юго-западе данного ареала представлены позднепермскими гранитами седанкинского и гамовского комплексов [28].



Хинганский ареал по типу гранитоидов подобен Цзямусы-Ханкайскому. Здесь выделяются биробиджанские коллизионные известково-щелочные и внутриплитные протолитионитовые преобразенские граниты [22].

Каледонские гранитоиды Туранского ареала относятся к суларинскому комплексу, образуя крупные (до 1000 км²) массивы. Они представлены преимущественно внутриплитными микроклиновыми субщелочными гранитами, возраст которых [25] составляет 509 млн лет (U/Pb, по циркону). Герцинские гранитоиды известково-щелочного тырмо-буреинского и субщелочного алтагтинского комплексов занимают значительную площадь Туранского ареала. Надежные датировки их возраста отсутствуют. Гранитоиды Туранского ареала отнесены к внутриплитному типу [36].

Каледонские и герцинские гранитоиды образуют примерно в равной пропорции Мамынский ареал (рис. 3). Раннепалеозойские гранитоиды Мамынского ареала относятся к октябрьскому комплексу, представленному преимущественно биотитовыми гранитами нормальной щелочности, возраст гранитоидов [25] составляет 495 млн лет (U/Pb, по циркону). Герцинские гранитоиды нормальной щелочности датируются девоном – 371–386 млн лет (U/Pb, по циркону), по данным тех же авторов.

В Северо-Аргунском ареале распространены каледонские и герцинские гранитоиды. Первые представлены субщелочными лейкократовыми гранитами и слагают Ковектинский и Тахтамыгдинский массивы. Возраст каледонских гранитоидов – 467–472 млн лет (U/Pb, по циркону) [25]. Герцинские гранитоиды представлены биотит-роговообманковыми гранитами и кварцевыми диоритами. Их возраст составляет 274–278 млн лет (U/Pb, по циркону) [25].

Гранитоиды ареала Синьхуа представлены каледонскими коллизионными гранитами и гранодиоритами нормальной щелочности [37].

Муданьцзянский ареал прослеживается в меридиональном направлении вдоль одноименного разлома (рис. 3). В его составе распространены как кале-

донские, так и позднегерцинские калиевые гранитоиды (250–270 млн лет, по биотиту [33]). Последние хорошо выделяются в аномальном магнитном поле повышенной интенсивностью. Характерной особенностью этого ареала является широкая распространенность в нем щелочных и субщелочных гранитоидов преимущественно герцинского возраста [37]. Возраст каледонских гранитоидов, по данным китайских исследователей, – ордовикский – 460–470 млн лет (U/Pb, по циркону) [38, 41, 42]. Отмеченные особенности позволяют отнести гранитоиды этого ареала к внутриплитному типу.

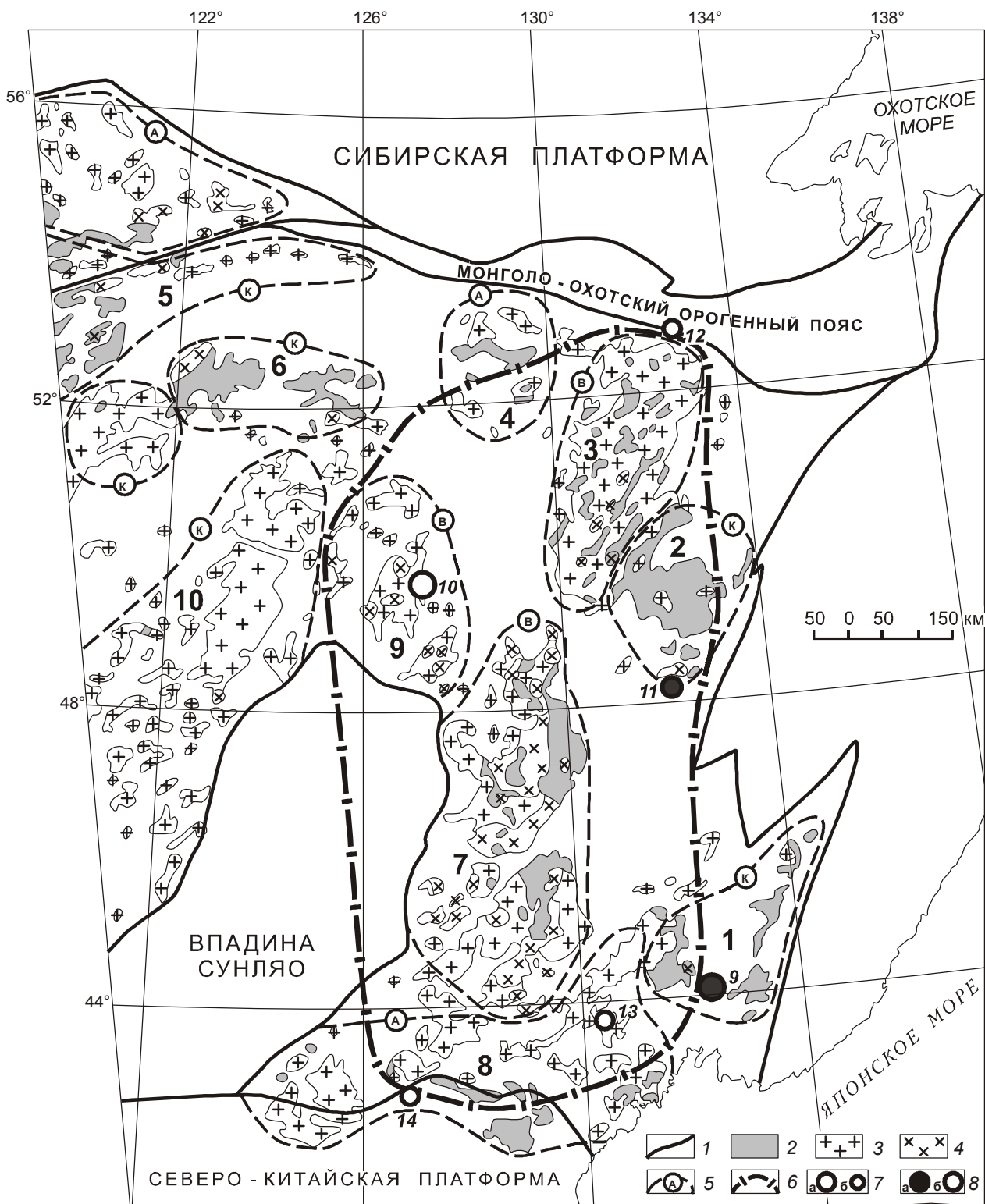
Цзинаньский гранитоидный ареал примыкает к северной границе Северо-Китайской платформы. В его контурах на юге распространены каледонские граниты и гранодиориты нормальной щелочности с возрастом 502 млн лет (U/Pb, по апатиту) [41, 42], а на севере преобладают позднегерцинские гранитоиды, представленные биотитовыми гранитами, плагиогранитами и гранодиоритами. Китайские исследователи предполагают их позднепермский возраст с продолжением магматизма в раннеиндосинийское время [41, 42]. Формирование этого ареала происходило в обстановке активной континентальной окраины в течение всего палеозоя.

Герцинские гранитоиды Добаошаньского ареала представлены гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и гранитами. Возраст гранитоидов – 283–292 млн лет (K-Ar определения по амфиболам и биотитам) [41, 42]. По петрохимическим данным (отношение изотопов стронция) рудоносные гранодиорит-порфиры относятся к I-типу гранитов. Петрохимический состав гранодиоритов и гранодиорит-порфиров характеризуется преобладанием калия над натрием [41, 42]. На тектонической карте масштаба 1:1 500 000 [37] в контурах Добаошаньского ареала широко распространены щелочные гранитоиды типа рапакиви. Рассмотренные ситуации позволяют отнести гранитоиды данного ареала к внутриплитному типу герцинского времени.

В Дахинганском гранитоидном ареале, по данным [41, 42], преобладают биотитовые, плагиоклазо-

Рис. 2. Геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов Монголо-Забайкальского региона ЦАСП (с использованием материалов [4]).

1–3 – массивы гранитоидов: 1 – каледонских: а – коллизионных известково-щелочных, б – островодужных повышенной основности; 2 – герцинских: а – коллизионных известково-щелочных, б – островодужных повышенной основности; 3 – герцинских внутриплитных щелочных и повышенной щелочности; 4 – геодинамические обстановки (буквы в кружках): А – окраинно-континентальных магматических поясов, К – коллизионных, В – внутриплитных, О – островодужных; 5 – контур Монголо-Забайкальского палеозойского плюма; 6 – месторождения: а – сверхкрупные: 1 – Озерное (Pb, Zn), 3 – Эрденет (Cu, Mo); б – крупные: 5 – Ермаковское (Be, F), 6 – Ховсгол (Pb, Zn, Ag), 7 – Оджут-Толгой (Cu), 8 – Ху-Булгейм (Cu, Au); 7 – возраст месторождений: а – каледонский, б – герцинский. Для рисунков 2–4 приводится единая нумерация месторождений.



вые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты. Незначительно развиты щелочные калиевые граниты. Гранитоиды ареала прорывают пермские и более ранние комплексы герцинских пород. Геохронологические определения неизвестны. Палеозойские гранитоиды ареала сформировались в коллизионной геодинамической обстановке.

ЭКСТЕНСИВНОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИТОИДНОГО МАГМАТИЗМА

Распространенность палеозойских гранитоидов в пределах ЦАСП чрезвычайно высока (рис. 4): ареалы магматизма, устанавливаемые по изолиниям экстенсивности 5 %, занимают до 60 % его территории. Более 95 % ареалов и массивов гранитоидов палеозоя находятся в структурах ЦАСП и практически, за исключением краевой части Северо-Китайской платформы, не выходят на смежные геологические структуры.

Максимальное распространение гранитоиды палеозоя получили на северо-западе и востоке территории. Их концентрация в экстремальных участках превышает 50 %. В структурном отношении можно выделить две формы распределения гранитоидов: в линейных протяженных поясах и в субизометричных ареалах.

Линейные пояса наиболее четко выражены на юге и востоке региона. Самый протяженный пояс прослеживается на продолжении субширотного Южно-Монгольского вулканоплутонического пояса в северо-восточном направлении на протяжении более 2000 км. На этом отрезке он контролируется Синкайским глубинным разломом северо-восточного простирания [11]. Пояс сложен герцинскими гранитоидами, на юго-западе – карбона–ранней перми, а на остальной его части – поздней перми. Изменяется также геодинамический тип гранитоидов по простиранию пояса: на юго-западе – внутриплитный, а на северо-востоке – коллизионный. Южномонгольско-Синкайский магматический пояс на всем протяже-

нии располагается в осевой части Южномонгольско-Хинганского герцинского орогенного пояса.

Менее протяженный пояс гранитоидов протягивается в субширотном направлении на 700 км, примерно совпадая с Солонкерской палеоокеанической сутурой. Он соответствует южной краевой части Силамулунь-Иэньбэньского орогенного пояса герцинид и отвечает активной окраине.

Южнее этого пояса вдоль окраины Северо-Китайской платформы прослеживается на расстояние 2300 км пояс палеозойских гранитоидов, совпадающий с глубинными разломами Внутреннемонгольской оси. По простиранию пояса изменяются состав гранитоидов от щелочных до нормальной щелочности и их возраст от каледонского до герцинского. Соответственно этому гранитоиды представлены как внутриплитными, так и активных окраин.

Ареальный гранитоидный магматизм на северо-западе и востоке в полях его экстенсивного проявления различен (рис. 4). На северо-западе линейные структуры размещения гранитоидного магматизма выражены слабее и не коррелируются с рифтогенными структурами. На востоке наблюдается иная ситуация. Устанавливается корреляция глубинных разломов (Муданьцзянского, Дунми) с магматическими поясами. Муданьцзянская зона глубинных разломов контролирует полосу каледонских и герцинских гранитоидов, располагаясь на карте экстенсивности вдоль восточного ее края. На территории России зона разломов продолжается Западно-Туранским разломом, который проходит вдоль западного края полосы палеозойских гранитоидов. В геодинамическом отношении гранитоиды относятся к внутриплитному типу.

Разлом Дунми картируется покровами кайнозойских базальтов и относится к системе кайнозойских разломов Тан-Лу. На тектонической карте [37] он четко ограничивает с юго-востока пояс преимущественно герцинских гранитоидов, который хорошо выражен на карте экстенсивности размещения гранитоидного магматизма (рис. 4).

Рис. 3. Геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов Приамурского региона ЦАСП (с использованием материалов [35, 40, 41]).

1 – границы крупных тектонических элементов; 2–3 – массивы коллизионных гранитоидов: 2 – каледонских известково-щелочных, 3 – герцинских известково-щелочных; 4 – массивы внутриплитных гранитоидов щелочных и повышенной щелочности; 5 – контуры геодинамических обстановок (буквы в кружках) и ареалов гранитоидов (цифры): А – активных окраин, К – коллизионных, В – внутриплитных; ареалы гранитоидов: 1 – Цзямусы-Ханкайский, 2 – Хинганский, 3 – Туранский, 4 – Мамынский, 5 – Северо-Аргунский, 6 – Синьхуа, 7 – Муданьцзянский, 8 – Цзинаньский, 9 – Добаошаньский, 10 – Дахинганский; 6 – контур Цзямусы-Буреинского палеозойского плюма; 7 – месторождения: а – сверхкрупные: 9 – Вознесенское (Be, F), 10 – Добаошань (Cu, Mo, Au); б – крупные: 11 – Преображенское (Be, F), 12 – Токур (Au), 13 – Сяосинанча (Cu, Au), 14 – Хунцилин (Ni, Cu, Co); 8 – возраст месторождений: а – каледонский, б – герцинский.

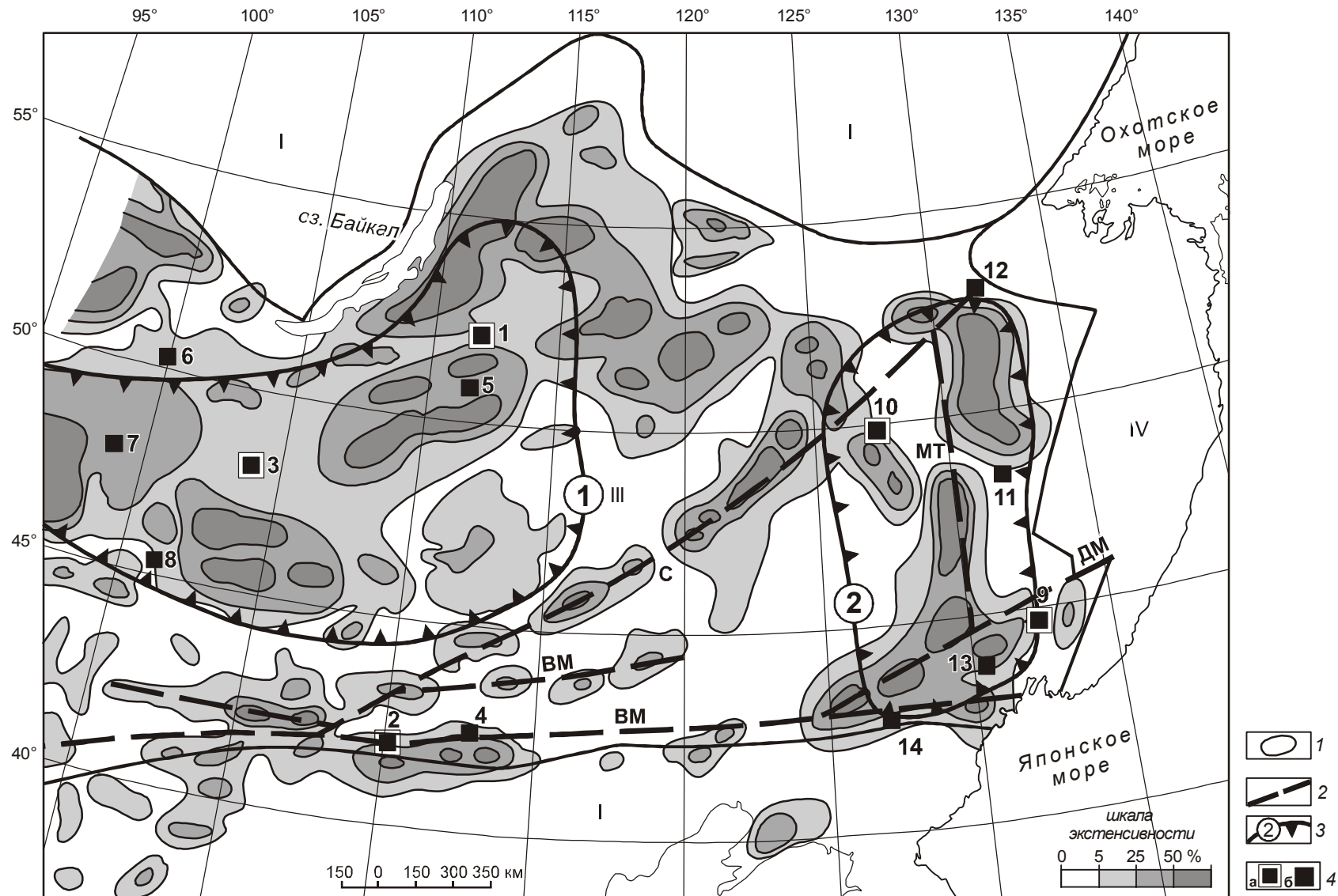


Рис. 4. Положение месторождений относительно контуров плюмов и аномалий экстенсивности гранитоидов палеозоя.

I – изолинии экстенсивности палеозойского гранитоидного магматизма; 2 – зоны литосферных разломов: ВМ – Внутреннемонгольская ось, С – Синкайская, ДМ – Дунми, МТ – Муданьцзян-Западнотуранская; 3 – контуры палеозойских плюмов: 1 – Монголо-Забайкальского, 2 – Цзямусы-Буреинского (цифры в кружках); 4 – месторождения: а – сверхкрупные: 1 – Озерное, 2 – Баян-Обо (Тг, Nb), 3 – Эрденет, 9 – Вознесенское, 10 – Добаошань; б – крупные: 4 – Боин-Сум (Cu, Mo, Au), 5 – Ермаковское, 6 – Ховсгол, 7 – Оджут-Толгой, 8 – Ху-Булгейн, 11 – Преображенское, 12 – Токур, 13 – Сяосинанча, 14 – Хунцилин; крупные тектонические элементы: I – Сибирская платформа, II – Северо-Китайская платформа, III – Центрально-Азиатский складчатый пояс, IV – Тихоокеанский складчатый пояс.

В целом ареал палеозойских гранитоидов ЦАСП имеет форму овала с увеличением экстенсивности на востоке, севере и западе. В центре и на юге овала экстенсивность понижена. Подобное размещение гранитоидов отметили китайские геологи еще в 1983 году для Северо-Восточного Китая, которое характеризуется расположением по периферии овала каледонских и раннегерцинских гранитоидов, а в центре – позднегерцинских [41]. Высокая экстенсивность гранитоидов пространственно соответствует Амурской литосферной плите [14].

Среди рассмотренных аномалий экстенсивности наименее изучено поле повышенной экстенсивности, расположенное на севере провинции Внутренняя Монголия Северо-Восточного Китая.

ХАРАКТЕРИСТИКА КРУПНЫХ И СВЕРХКРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПАЛЕОЗОЯ

В ЦАСП выявлено свыше 200 мелких, средних, крупных и сверхкрупных палеозойских месторождений черных, цветных, редких и редкоземельных металлов. По времени формирования они принадлежат каледонской и герцинской металлогеническим эпохам [1].

С раннепалеозойской габбро-диорит-гранитовой формацией связаны скарновые месторождения и рудопоявления железа, свинца, цинка, молибдена, редких земель с торием и ураном.

В Забайкалье золото-молибден-полиметаллическая формация раннего палеозоя представлена значительным количеством гидротермальных месторождений, локализованных в минерализованных зонах дробления и тесно связанных в пространстве и во времени с раннепалеозойским гранитоидным магматизмом [23]. Для них характерна избирательная приуроченность к карбонатным и карбонатно-терригенным отложениям верхнего протерозоя и нижнего палеозоя. Полиметаллические, молибденовые, вольфрамовые и золоторудные концентрации отнесены к четырем минеральным типам: галенит-сфалеритовому, золото-галенит-сфалеритовому, золото-пирит-арсенипиритовому и молибденитовому. На Малом Хингане каледонское оруденение представлено оловорудными проявлениями скарновой и грейзеновой касситерит-кварцевой (месторождение Кабалинское) рудными формациями [15].

К числу крупных и сверхкрупных раннепалеозойских месторождений ЦАСП отнесены (рис. 4): Озерное месторождение в Забайкалье, месторождения Баян-Обо, Боин-Сум во Внутренней Монголии Китая, Вознесенское в Приморье и Преображенское в Еврейской автономной области [10, 15, 20, 23, 39, 40].

Сверхкрупное полиметаллическое месторождение Озерное локализовано в кембрийской вулканической островодужного типа толще Еравнинского рудного района Енисейско-Забайкальского орогенного пояса. Руды залегают в виде пластов и линз протяженностью от 1300 м до 2300 м. Запасы свинца – 1550 тыс. т, цинка – 8200 тыс. т [23]. Выявление подобного типа месторождений возможно в других районах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Сверхкрупное полигенное железо-ниобий-редкоземельное месторождение Баян-Обо по масштабам редкоземельного оруденения и условиям образования не имеет мировых аналогов. Оно приурочено к одноименному авлакогену неопротерозойского заложения, выполненному кварцитами, сланцами, известняками и доломитами. На границе метатерригенной и карбонатной толщ и в последней выявлены высококальциевые трахиандезиты и трахиты. Интрузивные образования представлены телами габбродиоритов и гранитов. Месторождение контролируется двумя пересекающимися глубинными разломами: Куангоу и Улан-Булагским. Редкоземельное и ниобиевое оруденение локализуется преимущественно в доломитах, железа – в джеспилитах, подвергшихся щелочному метасоматозу. В разрезе рудоносной толщи выделяются (снизу вверх) зоны доломитовых ниобий-редкоземельных руд, полосчатых железистых джеспилитов с рассеянным ниобий-редкоземельным оруденением и массивных железных руд с ниобием и редкими землями. Считается, что месторождение формировалось в два этапа: неопротерозойский седиментационный и каледонский гидротермальный [39].

Крупное золото-медно-молибденовое месторождение Боин-Сум расположено во Внутренней Монголии Китая в Тяньшань-Ханган-Монгольском металлогеническом поясе на внешней окраине близ границы с Тарим-Северо-Китайским металлогеническим поясом. В пространственном отношении Тяньшань-Ханган-Монгольский металлогенический пояс расположен на северной окраине Северокитайской платформы. Месторождение локализовано в каледонских гранодиоритах, прорывающих кембрийские осадочно-вулканогенные отложения, и относится к штокерковому типу.

Вознесенское сверхкрупное месторождение находится на юге Ханкайского каледонского пояса, в зоне экзоконтакта гранитного массива вознесенского интрузивного комплекса [22]. Промышленная бериллий-флюоритовая минерализация относится к редкометалльно-флюоритовой формации со слюдисто-флюоритовым, топаз-флюоритовым и касситерит-турмалин-флюоритовым типами руд. Основными

особенностями данной рудной формации являются: 1) локализация метасоматических залежей и прожилковых зон в карбонатных породах, 2) развитие во вмещающих породах процессов грейзенизации, скарнирования, микроклинизации, альбитизации и турмалинизации, 3) генетическая и парагенетическая связь руд с позднекембрийскими литий-фтористыми лейкократовыми гранитами повышенной щелочности вознесенского интрузивного комплекса.

Выделено три этапа рудообразования, разделенные внедрением даек основного и среднего состава: 1) касситерит-кварцевый с топазовыми грейзенами и скарнами, 2) бериллий-флюоритовый и флюорит-оловянный с турмалином, 3) железисто-кремнистый жильный с оловянной и цинковой минерализацией. Об общности источника этих типов оруденения свидетельствуют пространственная совмещенность и геохимическое родство руд.

Крупное флюорит-бериллиево Преображенское месторождение расположено в Кимканском прогибе Цзямусы-Малохинганского каледонского пояса. Здесь развиты углеродистые неопротерозойские отложения, прорванные позднеордовикскими гранитоидами, аналогичными вознесенскому интрузивному комплексу. Месторождение локализовано в крутопадающей тектонической зоне среди позднеордовикских порфиридных субщелочных гранитов, прорванных многочисленными дайками аплитов, пегматитов, риолитов и гранит-порфиоров. В зоне разлома брекчированные гранитоиды, жилы пегматитов и аплитов превращены в альбит-слюдавые и слюдавые грейзены, содержащие альбит, мусковит, цинвальдит, флюорит, берилл, бертрандит и фенакит. Месторождение относится к жильно-штокверковому типу. Кроме Преображенского месторождения, в районе выделены и другие неоцененные рудные узлы, перспективные на бериллиево оруденение.

Рудная минерализация герцинской металлогенической эпохи сформировалась в два этапа: раннегерцинский (карбон–ранняя пермь) и позднегерцинский (пермь, частично триас).

Месторождения и рудопроявления раннегерцинского металлогенического этапа ассоциируются с коллизионными гранитоидами умеренно кислого, кислого, ультракислого и щелочного состава. В Забайкалье с диорит-гранитовой формацией карбон–перми связываются железорудная, редкометалльных пегматитов, золото-молибден-полиметаллическая рудные формации, с формацией интрузивно-ультраметаморфических гранитов ассоциируется железорудная (с бором) в скарнах. В Турано-Чжангуанцайлинском поясе с выходами карбонатных гранитов

тырмо-буреинского комплекса связана золоторудная и молибденовая минерализация. Молибденовые проявления представлены высокотемпературными кварц-молибденит-грейзеновой и кварц-молибденит-березитовой рудными формациями. Молибденитовая минерализация локализуется в многочисленных кварц-молибденитовых жилах и минерализованных зонах дробления (месторождения Умальтинское, Мельгинское). Оловянная минерализация в этом же районе выявлена в оловоносных пегматитах среди гранитов тырмо-буреинского комплекса. В Ханкайском районе выявлены проявления тантала и ниобия с ураном, торием и редкими землями в альбитизированных раннекарбонатных куйбышевских гранитах в бассейне р. Илестой и в субвулканических телах трахириолитов и граносиенит-порфиоров, прорывающих девонские вулканы в верховьях р. Арсеньевки (месторождение Поперечное).

В этот же период сформировалось гидротермальное урановое оруденение, локализующееся в зонах дробления и брекчирования среди гранитоидов, рифей-палеозойских осадочных отложений и в проницаемых горизонтах среди вулканогенно-осадочных толщ позднего палеозоя (Мельгинский и Синегорский урановорудные районы).

Позднегерцинская металлогения представлена месторождениями и рудопроявлениями, ассоциирующимися с умеренно кислыми, кислыми, ультракислыми и щелочными гранитоидами, а также в черносланцевых толщах (Селемджинский золоторудный район). С диоритами и гранитами позднегерцинского возраста связываются формации: железорудная, редкометалльных пегматитов, золото-молибден-полиметаллическая, с щелочными гранитами и сиенитами – редкометалльная (бериллий, фтор, редкие земли, тантал, ниобий).

Золото-молибден-полиметаллическая формация объединяет среднетемпературные гидротермальные месторождения золота, меди, свинца, цинка, молибдена, обнаруживающие тесную пространственную и парагенетическую связь с массивами диоритов и гранитов и локализованные обычно в минерализованных зонах дробления в экзо- и эндоконтактах интрузий. Месторождения золота представлены кварц-карбонатными, кварцевыми жилами и зонами брекчий с обильной сульфидной минерализацией (Бальджинский, Боротский, Дзун-Модский золоторудные районы).

Редкометалльная формация, тесно связанная с лейкогранитами, представлена мелкими вольфрамовыми, молибденовыми, оловянными грейзеновыми и грейзено-жильными месторождениями в докембрий-

ских породах. В зонах грейзенизации и окварцевания, в кварцевых жилах и штокверках внутри массивов лейкократовых гранитов выявлены молибденовые месторождения на Селенгино-Удинском междуречье (месторождения Харитоновское, Колобки и др.). Редкометалльная (с редкими землями) формация, связанная с щелочными гранитами и сиенитами позднегерцинского времени, включает бериллий-флюоритовые, тантал-ниобиевые, редкоземельные, вольфрамовые и молибденовые месторождения.

Краткое рассмотрение позднегерцинских рудных формаций позволяет сделать вывод, что на этом этапе металлогенического развития восточной части ЦАСП произошли заметные изменения в составе месторождений. Полиметаллическое оруденение, ассоциирующееся с умеренно кислыми гранитоидами, сменяется месторождениями редких металлов (бериллий, молибден, вольфрам, олово и др.), связанными с гранитами ультракислого и щелочного ряда. Впервые появляются месторождения малых глубин, увеличивается роль летучих компонентов в рудном процессе.

К крупным и суперкрупным месторождениям герцинской металлогенической эпохи относятся (рис. 4) месторождения Эрденет (Cu, Mo), Ермаковское (Be, F), Ховсгол (Pb, Zn, Ag), Оджут-Толгой (Cu), Ху-Булгейн (Cu, Au), Добаошань (Cu, Mo, Au), Токур (Au), Сяосинанча (Cu, Au) и Хунцилин (Ni, Cu, Co) [2, 15, 20, 23, 33, 34, 39, 40].

Сверхкрупное месторождение медно-молибденовых порфировых руд Эрденет находится на территории Монголии, в Селенгино-Витимском вулканоплутоническом поясе рифтогенного типа и приурочено к Орхон-Селенгинской вулканической зоне герцинского возраста. Месторождение локализуется в сложно построенном пермском интрузивном массиве. В нем преобладают граносиениты, нормальные и щелочные граниты. Краевые части массива сложены диоритами, сиенодиоритами и монзонитами. Месторождение контролируется зоной разломов северо-западного простирания, в которой локализуются многочисленные дайки пород кислого состава. Оруденение штокверкового типа контролируется дайками и локализуется в зонах дробления. Содержание меди – до 7.6 %, молибдена – до 0.75 %. Руды – прожилково-вкрапленные и вкрапленные. Околорудные гидротермально-метасоматические изменения проявлены в несколько стадий: альбитизация, турмалинизация, серицитизация и окварцевание. Размах оруденения по вертикали – до 500 м.

Крупное Ермаковское флюорит-бериллиево-е месторождение, относящееся к флюорит-фенакит-бер-

трандитовому минеральному типу, локализуется в Енисейско-Забайкальском складчатом поясе в зонах щелочного метасоматоза, накладывающихся на щелочные гранитоиды и скарнированные вмещающие породы. Рудные тела, сложенные фенакитом, берtrandитом, флюоритом, разнообразными сульфидами, кварцем, карбонатами и скарновыми минералами, представлены сложными, в основном согласными пласто- и линзообразными залежами, минерализованными зонами дробления, брекчиями. Структурно-текстурные особенности руд и состав газовой-жидких включений свидетельствуют о малых глубинах образования месторождения.

В бериллиевых рудах присутствуют урано-ториевые минералы, значительное количество редких земель, тантала, ниобия и циркония [20].

Крупное серебряно-свинцово-цинковое месторождение Ховсгол расположено в Западно-Прихубсугульском прогибе Енисейско-Забайкальского каледонского складчатого пояса. Оно локализуется в крупном ксенолите кристаллических сланцев, залегающих в массиве диоритов. Эти породы рассечены дайками и штоками девонских гранитов. Оруденение связано с крутопадающими кварц-карбонатными жилами. Рудные минералы представлены галенитом, реже халькопиритом, пиритом и борнитом.

Крупное медно-порфировое месторождение Оджут-Толгой находится в герцинском Идерском прогибе. Месторождение локализуется в гранатовых и пироксен-гранатовых скарнах на контакте пермских гранитов с известняками неопротерозоя. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные.

Крупное золото-медное месторождение Ху-Булгейн скарнового типа располагается в Монголии в Западно-Хангайском краевом поднятии герцинид на границе Тувино-Монгольского орогенного пояса с Монголо-Охотским. Меднорудные (с золотом) зоны залегают в горизонтах мраморизованных известняков среди ниже-среднедевонских осадочных пород вблизи их контакта с пермскими островодужными гранитоидами, а также в форме кварцевых и кварц-карбонатных жил в зонах тектонических нарушений.

Сверхкрупное золото-медно-порфировое месторождение Добаошань расположено в Южномонгольско-Хинганском герцинском орогенном поясе Северо-Восточного Китая в пограничной зоне с Турано-Чжангуанцайлинским поясом. Оно приурочено к эродированной вулканотектонической депрессии, в которой сохранились терригенные отложения карбона и перми. Золото-медное оруденение связано с массивом рудоносных гранодиорит-порфиров среди кластитов среднего и вулканитов верхнего ордовика.

Оруденение линейно-штоковерковое, ассоциирующее с зонами окварцевания. Крутопадающие рудные тела сопровождаются широкими (до 1 км) зонами калиевых метасоматитов, переходящими в зоны серицитизации и пропицитизации (100–400 м). На месторождении диагностировано до десятка медных минералов, молибденит, сульфиды свинца и цинка и пирит.

Крупное золоторудное месторождение Токур, по данным В.Г. Моисеенко, Л.В. Эйриша [16], находится в черносланцевой верхнепалеозойской толще Монголо-Охотского пояса на северном окончании Туранского ареала палеозойских гранитоидов, в Джагдинской металлогенической зоне. Рудные тела локализируются в согласных с простираем пород тектонических швах, выполненных брекчиями на кварцевом цементе, с которыми связана основная масса золота. Протяженность рудных зон – многие километры при мощности от 25 до 90 м. Они состоят из нескольких или даже одного шва тектонических брекчий, от которых под острыми углами отходят апофизы. Из жильных минералов, кроме кварца, присутствуют адуляр, серицит, хлорит и кальцит. Рудные минералы представлены пиритом и арсенопиритом, реже – сфалеритом, галенитом, халькопиритом, шеелитом, пирротинном, блеклыми рудами. Значительная часть золота в виде сростков и эмульсионной вкрапленности заключена в пирите, арсенопирите и галените.

Крупное золото-медное месторождение Сяосинанча порфирового типа расположено на окраине Северо-Китайской платформы на границе с Суламулунь-Иеньбэньском герцинским орогенным поясом. По времени формирования месторождение является позднепалеозойским, а по запасам золота и меди – крупным.

Крупное сульфидное медно-никелевое месторождение Хунцилин находится вблизи ареала герцинских гранитоидов в зоне глубинного разлома окраины Северо-Китайской платформы на границе с Ондоросумским каледонским орогенным поясом, характеризующимся широким развитием гипербазитов карбонического возраста. Они прорывают отложения нижнего и среднего палеозоя [39, 40]. Основное медно-никелевое оруденение сконцентрировано в гипербазитовом массиве, представляющем собой асимметричное лополитообразное тело площадью 0,2 км², выклинивающееся на глубине 560 м. Наиболее богатые руды тяготеют к лежащему боку и донной части лополита. Рудные залежи на 35 % состоят из сульфидов (пирротина, пентландита и халькопирита).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ палеозойских гранитоидов по геодинамическим обстановкам их формирования, типам глубинных структур, тектоническому положению позво-

ляет оценить связь крупных и сверхкрупных месторождений с гранитоидным магматизмом по указанным признакам. Разделение мантийных структур на два типа стало возможным только при построении схемы экстенсивности распределения гранитоидного магматизма (рис. 4).

В Монголо-Забайкальском регионе большинство крупных и сверхкрупных месторождений располагаются в пределах ареалов гранитоидов внутриплитного типа (рис. 2, 4). Сверхкрупное месторождение полиметаллов Озерное и крупное Ху-Булгейн находятся в ареалах островодужных гранитоидов. В Приамурском регионе крупные и сверхкрупные месторождения расположены главным образом в ареалах внутриплитных и коллизионных гранитоидов [3, 4]. При этом даже в коллизионных обстановках месторождения связаны с субщелочными гранитоидами внутриплитного типа. Месторождение Сяосинанча принадлежит обстановке активной окраины и располагается на границе с Северо-Китайской платформой, также как и медно-кобальт-никелевое месторождение Хунцилин, связь которого с гранитоидами проблематична. На рассмотренной территории палеозойские гранитоиды относятся к двум типам региональных глубинных структур: линейным литосферным разломам и изометричным структурам предполагаемого плюмового типа. Мантийная природа линейных структур определяется связью с сквозькоровыми литосферными разломами (рис. 4). Крупные и сверхкрупные месторождения наиболее характерны для гранитоидного пояса северной окраины Северо-Китайской платформы. Сверхкрупное месторождение Баян-Обо и крупное Боин-Сум связаны с внутриплитными гранитоидами щелочного типа. Крупные месторождения в пределах Южно-монгольско-Синкайского пояса пока неизвестны, несмотря на то, что здесь имеются гранитоиды внутриплитного типа. Крупные и сверхкрупные месторождения, связанные с внутриплитными гранитоидами, располагаются в контуре Монголо-Забайкальского плюма.

В Приамурском регионе по ряду признаков (наличие щелочных магматических пород от ультраосновного до кислого состава, внутриплитный характер магматизма, калиевый уклон щелочности, присутствие кимберлитоподобных пород с алмазами, покровов щелочных основных пород, возможных реликтов траппового магматизма, признаки палеозойских рифтов) [31] нами выделен Цзямусы-Буреинский плюм. Контур этого плюма уточнен на схеме экстенсивности гранитов (рис. 4). В контуре Цзямусы-Буреинского плюма располагается большинство крупных и сверхкрупных месторождений. Отмечается широкий возрастной диапазон гранитоидного магматизма и рудообразования от ордовика до перми.

Подъем плюма и генерируемых им мантийных диапиров может сопровождаться перестройкой земной коры и литосферы в целом, способствуя появлению в них очагов мантийного и корового рудоносного магматизма. Проекция плюма на дневную поверхность, по мнению А.А. Кременецкого с соавторами [13], определяет границы, соизмеримые с рудной провинцией, а мантийного диапира – рудного района. Зональность и масштабы оруденения могут быть связаны с преобразованием мантийных и коровых магматических очагов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования геодинамических обстановок формирования палеозойских гранитоидов и экстенсивности их распределения на востоке ЦАСП позволили выделить два типа контролируемых их глубинных структур: мантийные плюмы и линейные плутонические пояса в зонах литосферных разломов. Сопоставление положения плюмов с литосферной моделью Амурской плиты позволяет отметить тенденцию их преимущественного приближения к краевым частям литосферной структуры, характеризующимся подъемом кровли астеносферы [14]. Рассмотренными типами глубинных структур размещения палеозойских гранитоидов их список не исчерпывается, но для выделения других типов нужны иные методики исследования.

Геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов и крупных и сверхкрупных месторождений разнообразны: островодужные (2 месторождения), коллизионные (2 месторождения), активных окраин (2 месторождения), внутриплитные (8 месторождений). Из них в коллизионных обстановках находятся месторождения, связанные с локальными проявлениями внутриплитного магматизма (Вознесенское, Преображенское). Месторождения Озерное и Ху-Булгейн располагаются в ареалах островодужных гранитоидов, окруженных широкими полями развития внутриплитных гранитов. Месторождение Ховсгол находится на границе ареалов внутриплитных и коллизионных гранитов. Таким образом, большинство месторождений связаны с внутриплитными гранитоидами либо находятся под их влиянием [13].

В размещении крупных и сверхкрупных палеозойских месторождений устанавливается связь с выделенными типами глубинных структур. В качестве основного признака мантийных плюмов рассматривались области преобладающего развития внутриплитных гранитоидов. Они характеризуются максимальной концентрацией гранитоидов на схеме эк-

стенсивности, на которой крупные и сверхкрупные месторождения, как правило, находятся в градиентных зонах в интервале значений 5–25 % данного параметра. Это может быть связано с благоприятными тектоническими, геотемпературными и эрозионными факторами.

Линейный тип структур хорошо выражен на карте экстенсивности размещения гранитоидного магматизма и менее четко на карте геодинамических обстановок. Они соответствуют положению вулканоплутонических поясов и рифтогенных зон, совмещающихся с глубинными долгоживущими литосферными разломами. Роль глубинных разломов в размещении месторождений наиболее наглядна в пределах Цзямусы-Буреинского плюма и на окраине Северо-Китайской платформы.

Тектоническое положение крупных и сверхкрупных месторождений определяется преимущественно их размещением в каледонских активизированных структурах, пограничных зонах каледонид и герцинид.

Установленные закономерности размещения крупных и сверхкрупных месторождений, связанных с палеозойским гранитоидным магматизмом, служат основанием для выделения перспективных площадей на территории юга Дальнего Востока России, в том числе на участках, перекрытых мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом. К их числу можно отнести в первую очередь участки, расположенные в контуре Цзямусы-Буреинского мантийного плюма.

В Амурской области для поисков медно-молибден-золото-порфировых месторождений рекомендуются площади Амуро-Зейской депрессии к северо-востоку от месторождения Добаошань и узел пересечения Синкайского и Муданьцзян-Западнотуранского глубинных разломов.

В Хабаровском крае и Еврейской автономной области перспективна для поисков флюорит-бериллиевых месторождений южная часть Малого Хингана, где выявлены многочисленные проявления этой минерализации в окрестностях Преображенского месторождения.

На юго-западе Приморского края перспективна площадь, прилегающая к золото-медному месторождению Сяосинанча.

Авторы выражают искреннюю благодарность члену-корреспонденту РАН И.В. Гордиенко, чьи конструктивные критические замечания способствовали завершению этой работы.

Работа выполнена в рамках проектов:

ДВО РАН 06-1-ОНЗ-113, ДВО РАН 06-1-ОНЗ-110, РФФИ 07-05—007260-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (в 2 кн.) / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. 987 с.
- Геология Монгольской республики / Отв. ред. Н.А. Маринов, Р.А.Хасин, Ч. Хурц). Том III. "Полезные ископаемые". М.: Недра, 1977. 703 с.
- Глебовицкий В.А., Седова И.С., Матуков Д.И. и др. Возраст станового комплекса Восточной Сибири по данным ионного микрозонда (SHIMP – II) // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 3. С. 365–368.
- Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 236 с.
- Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Жамайцина Л.Г. и др. Бимодальные вулканоплутонические ассоциации позднего палеозоя Забайкалья и геодинамические условия их образования // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 2. С. 190–203.
- Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1545–1562.
- Гордиенко И.В. Индикаторные магматические формации Центрально-Азиатского складчатого пояса и их роль в геодинамических реконструкциях Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1294–1304.
- Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 53–70.
- Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция рифейских и венд-палеозойских островных дуг и краевых палеобассейнов в зоне взаимодействия Сибирского континента и Палеозойского океана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану): Материалы совещ. Вып. 4. Иркутск, 2006. С. 70–74.
- Изосов Л.А., Горошко М.В. Южно-Синегорская впадина Приморья: геологическое строение и развитие // Отчет. геология. 2006. № 3. С. 33–41.
- Красный Л.И. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000: Объясн. зап. / Ред. Пэн Юньбао. СПб-Благовещенск-Харбин, 1996. 134 с.
- Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Возрастные рубежи и геодинамическая обстановка формирования кристаллических комплексов восточного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 137–170.
- Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф., Исламов Ф.И. Эволюция рудно-магматических систем – основа прогноза, поисков и оценки золото-редкометалльных месторождений // Разведка и охрана недр. 1996. № 8. С. 29–31.
- Малышев Ю.Ф., Подгорный В.Я., Романовский Н.П. и др. Глубинное строение структур ограничения Амурской литосферной плиты // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 2. С. 3–17.
- Металлогения Дальнего Востока России / Ред. В.И. Сухов. Хабаровск: Изд-во ДВИМС, 2000. 218 с.
- Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
- Романовский Н.П. Способ количественной оценки проявлений гранитоидного магматизма при глубинных геолого-геофизических исследованиях (на примере Дальнего Востока) // Тихоокеан. геология. 1984. № 1. С. 113–120.
- Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Дуан Жуйянь и др. Золотоносность юга Дальнего Востока России и Северо-Восточного Китая // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 6. С. 3–17.
- Рудные узлы России / Под ред. Е.В. Плющева. СПб: ВСЕГЕИ, 2001. 401 с.
- Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А. и др. Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 137–170.
- Рязанцева М.Д., Куприянова И.И., Беляцкий Б.В. и др. Возрастные и генетические соотношения магматических пород и редкоземельно-флюоритового оруденения Вознесенского рудного района // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 5. С. 87–102.
- Скурский М.Д. Недра Забайкалья. Чита, 1996. 693 с.
- Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Котов А.Б. Геохронология раннепалеозойских гранитоидов южного обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Аргунский, Мамынский, Бурейский террейны) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. Иркутск, 2006. Т. 2. С. 155–157.
- Сорокин А.А., Котов А.Б. Геохронология палеозойских и раннемезозойских гранитоидных комплексов южного обрамления восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тектоника и металлогения Северной циркум-пацифики и Восточной Азии: Материалы конференции, посвященной памяти Л.М. Парфенова. Хабаровск, 2007. С. 327–329.
- Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов / Ред. Ю.Ф. Малышев. Владивосток-Хабаровск, 2005. 259 с.
- Уткин В.П., Неволин П.Л., Митрохин А.Н. Позднепалеозойский и мезозойский планы деформаций юго-западного Приморья // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 3–21.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. № 1. С. 156–180.
- Чумаков Н.М., Покровский Б.Г., Мележик В.А. Геологическая история патомского комплекса, поздний докембрий, Средняя Сибирь // Докл РАН. 2007. Т. 413. С. 379–383.
- Ярмолук В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 451–466.
- Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.

32. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский А.М. и др. Позднепалеозойская-раннемезозойская рифтовая система Центральной Азии: состав и источники магматизма, закономерности формирования и геодинамики // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 197–236.
33. Du Qi, Ma Deyou et al. Geology of Duobaoshan Porphyry Copper deposit. Institute of Geology Heilongjiang Province.
34. Khaumdas Ashim, Batbolt Dagva and Tsoghemekh L. Present status of mineral prospecting and Regional Surveys in Mongolia // Application of geographic information systems (GIS) for integrated assessment and management of mineral resources in North-East Asia. Mineral resources assessment, development and management series. 2001. V. 7. New York, P. 185–217.
35. Ren Jishun (Chief compiler). Tectonic map of China and adjacent regions. Geological Publishing House. Beijing, China, 1997.
36. Sengör A.M.C., Natal'in Boris. Paleotectonics of Asia: fragment of a synthesis // Tectonic Evolution of Asia. Cambridge University Press. 1996. P. 486–640.
37. Tectonic Map of the Central Asian-Pacific Belts Junction Area. Scale 1:1 500 000 / Ed. Yu.F. Malyshev. Khabarovsk–Shenyang: 2001.
38. Wu Fuyan, Gahn Borming, Wilde Simon et al. Phanerozoic crustal growth: U-Pb and Sm-Nd isotopic evidence from the granites in north-eastern China // Tectonophysics. 2000. 328. P. 89–113.
39. Yang Liqiang, Deng Jun, Wang Jingao et al. Control of Deep Tectonics on the Superlarge. Deposits in China // Acta Geologica Sinica. 2004. N 2. P. 358–367.
40. Zhai Y., Deng G. Outline of the mineral resources of China and their tectonic setting // Australian Journal of Earth Sciences. 1996. V. 43. P. 637–685.
41. Zhao Chunjing, Li Zhitong Paleozoic tectono-granitic provinces in Northeast China and their geological and tectonic significance // Contr. Proj. Plate Tect. Northern China. 1983. N 1. P. 280–292.
42. Zhao Chunjing, Peng Yajing et al. Tectonic framework and crust evolution of Eastern Jilin and Heilongjiang provinces // Shenyang: Liaoning University Press, 1996. 186 p.

Рекомендована к печати В.Г. Сахно

N.P. Romanovsky, Yu.F. Malyshev, M.V. Goroshko

Paleozoic granitoid magmatism of the eastern part of the Central Asia fold belt and the formation of large deposits

Information on Paleozoic granitoids of the eastern part of the Central Asia fold belt is summarized. The tectonic chart of orogenic belts was compiled. Charts of geodynamic settings of formation of Paleozoic granitoids and extensiveness of their occurrences were drawn. Two types of controlling deep structures were distinguished: plumes and linear volcano-plutonic belts in the zones of lithosphere faults, including the Jiamusi-Bureya mantle plume recognized for the first time. The relationship between the location of large and superlarge Paleozoic ore deposits and the referred structures, primarily, plumes, was established. Sites promising for detection of large and superlarge deposits related to Paleozoic granitoid magmatism were defined.

Key words: Paleozoic, granitoids, plumes, lithosphere, deposits, Central Asian Fold Belt.

ИЗОТОПЫ КИСЛОРОДА В МЕЛ-ПАЛЕОГЕНОВЫХ ГРАНИТОИДАХ ПРИМОРЬЯ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ГЕНЕЗИСА

Г.А. Валуи, Е.Ю. Москаленко, А.А. Стрижкова, Г.Р. Саядян

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 16 января 2007 г.

Впервые определен состав изотопов кислорода в мел-палеогеновых гранитах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП) и позднемеловых гранитоидах татибинской серии (Центральный Сихотэ-Алинь). По величине $\delta^{18}\text{O}$ выделены 3 группы гранитоидов: I – со значениями $\delta^{18}\text{O}$ от +5.5 до +6.5 ‰; II – с $\delta^{18}\text{O}$ от +7.6 до +10.2 ‰ и III – менее +4.5 ‰. Породы I группы со значениями $\delta^{18}\text{O}$, аналогичными величине $\delta^{18}\text{O}$ океанических базальтов, могли возникнуть за счет парциального плавления базальтовой коры. Породы II группы, представленные гранитами татибинской серии, обладают более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$, что указывает на участие осадочного материала при генерации первичных расплавов, сформировавших эти интрузивы. Породы III группы образованы либо путем расплавления существовавших ранее пород с низким содержанием ^{18}O , либо путем позднего обмена расплавов с низкоизотопными флюидами или метеорными водами в субсолидусных условиях. Относительно низкие значения изотопных характеристик ($\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) гранитоидов Приморья свидетельствуют, что гранитоидные расплавы произошли за счет пород с непродолжительной коровой историей и могут быть результатом: (1) плавления осадочных пород, содержащих много молодого вулканического материала, накопленного в желобе вдоль трансформной континентальной окраины (граниты татибинской серии) и (2) плавления смеси глубоководных осадков, базальтов океанического дна и верхней мантии в литосферной плите, погружающейся под континент в зоне субдукции (граниты ВСАВП).

Ключевые слова: гранитоиды, изотопы кислорода, изотопные отношения стронция, Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема генезиса гранитных магм вызывает неизменный интерес специалистов и активно обсуждается в современной геологической литературе. При изучении сложных процессов образования гранитных магм и особенно влияния коровой контаминации на состав первичных расплавов широко используются изотопные и геохимические данные [15, 20, 35–39 и др.]. Однако гранитоидные породы Приморья в изотопном отношении слабо изучены, так как систематических исследований изотопов здесь не проводилось, имеются только отдельные определения первичных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в районе рудных месторождений: Востока-2 [7, 8, 23], Тигриного [6], Лермонтовки [24], Арсеньевского [9], Вознесенского [16, 33]. В настоящей работе приводятся первые определения изотопного состава кислорода в гранитоидах Приморья и генетическая интерпретация их изотопных характеристик.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ИЗОТОПИИ КИСЛОРОДА В ГРАНИТОИДАХ

Исследование изотопного состава кислорода в магматических породах (в том числе и гранитных батолитов) показало, что коровые породы обогащены ^{18}O по сравнению с мантийными магмами, для которых $\delta^{18}\text{O} = 6$ ‰. Осадочные породы имеют наиболее высокие значения $\delta^{18}\text{O}$, которые колеблются от +12 до +20 ‰ [22, 35].

Абсолютные значения $\delta^{18}\text{O}$ в магматических породах определяются несколькими факторами: (1) температурой кристаллизации, (2) величиной $\delta^{18}\text{O}$ в исходной магме, (3) эффектом фракционирования, (4) ретроградными эффектами, обусловленными установлением нового равновесия при температурах субсолидуса, (5) взаимодействием с водными растворами [22].

В магматических породах проявляется тенденция увеличения значений $\delta^{18}\text{O}$ при увеличении концентрации SiO_2 . В ультраосновных породах $\delta^{18}\text{O}$ ко-

леблется от +5.4 до +6 ‰, в габбро, базальтах и анортозитах – от +5.5 до +7.4 ‰, так же как и в андезитах, трахитах и сиенитах, а в гранитах и пегматитах возрастает до +13 ‰ [22].

Х. Тейлор [35] указывает, что все граниты, кварцевые монзониты, гранодиориты и тоналиты (и их вулканические аналоги) могут быть разделены по величине $\delta^{18}\text{O}$ на 3 группы:

- а) “низко- ^{18}O ” – с $\delta^{18}\text{O}$ меньше +6 ‰;
- б) “нормальные” – с $\delta^{18}\text{O}$ от +6 до +10 ‰;
- в) “высоко- ^{18}O ” – с $\delta^{18}\text{O}$ больше +10 ‰.

На изотопный состав гранитных пород влияют различия в материнских породах, из которых за счет частичного плавления образуются магмы. Это впервые было показано О’Нилом и Б. Чаппелом [22] на примере австралийского батолита Нью-Ингленд, состоящего из большого числа гранитных плутонов, которые были разделены на 4 серии. Первые две обладают минералогическими и геохимическими свойствами, свидетельствующими, что они сформировались из магмы, образованной в результате плавления богатых глиной осадочных пород. Они эквивалентны S-типу. Две другие серии образовались из магматических материнских пород и соответствуют I-типу гранитов. Первые обогащены ^{18}O по сравнению со вторыми. В S-типе гранитов $\delta^{18}\text{O} = +10 - +12.5$ ‰, тогда как в I-типе – меньше +10 (от +7 до +9.9 ‰).

Последующие исследования показали, что в других точках земного шара в гранитных породах наблюдаются значительные вариации значений $\delta^{18}\text{O}$ [35, 37, 38]. В некоторых плутонах значения $\delta^{18}\text{O}$ практически постоянны и положительно коррелируются с первичными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. При увеличении расстояния от конвергентных границ плит наблюдается прогрессивное обогащение плутонов ^{18}O [35, 37].

Большой объем исследований по изучению изотопов кислорода и стронция был выполнен по вулканическим породам Японии. В пределах островов Хонсю и Хоккайдо, характеризующихся сравнительно развитой корой континентального типа, выделяют две островодужные системы: восточную и западную. Восточная Японская дуга через дугу Идзу переходит в Марианскую, которая является типичной внутриокеанической островной дугой, заложенной на относительно тонкой (17–20 км) миоценовой коре океанического типа. Заметного влияния “коровой” контаминации на изотопный состав кислорода эффузивов Марианской дуги (среди которых преобладают андезиты) не устанавливается. Величина $\delta^{18}\text{O} = (+5.5) - (+6.8$ ‰) обнаруживает слабое обогащение ^{18}O от

базальтов к дацитам, которое может быть объяснено фракционной кристаллизацией в закрытой системе [15, 27 и др.]. В южной части Марианской дуги первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70332–0.70348) несколько ниже, чем в северной (0.70365–0.70394).

Эффузивы Японских островов, прорывающие более мощную кору континентального типа, отличаются от эффузивов Марианской дуги более высокими величинами $\delta^{18}\text{O} = 6.3-9.9$ ‰ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70357-0.70684$, что свидетельствует об активном участии в их генезисе корового материала [29, 30].

Для дифференцированных серий отдельных вулканов Японии типичны два различных тренда: (1) параллельное увеличение $\delta^{18}\text{O}$ и первичного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от основных магм к кислым; (2) значительное увеличение $\delta^{18}\text{O}$ при почти постоянном или очень слабом росте отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Первый тренд интерпретируется как контаминация “примитивных” островодужных магм гранитами и гранодиоритами, широко распространенными в центральной части Японии, а второй – как контаминация тех же магм метаосадочными породами [15, 31].

С. Ишихара и И. Мацухиза [26], изучившие изотопные отношения кислорода в миоценовых гранитоидных интрузивах Внешней зоны юго-западной Японии, установили, что S-тип гранитоидов имеет более высокое значение $\delta^{18}\text{O}$, чем I-тип, и граница между этими значениями равна +10.5 ‰. Они же считают, что граниты S-типа имеют более высокую пропорцию осадочных пород в первичных расплавах (от 45 до 64 % мас.), чем гранитные расплавы I-типа (от 30 до 43 % мас.).

ХАРАКТЕРИСТИКА ИЗУЧАЕМЫХ ГРАНИТОИДОВ

Объектами нашего исследования явились мел-палеогеновые граниты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП) и позднемиоценовые гранитоиды татибинской серии (Центральный Сихотэ-Алинь), сформировавшиеся в геодинамической обстановке трансформной континентальной окраины, согласно реконструкциям А.И. Ханчука [28] (рис. 1).

Гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса

Авторами установлено, что интрузивы (Оприченский, Владимирский, Валентиновский, Заповедный) восточной части ВСАВП (на побережье Японского моря – I группа) образуют крупные (десятки километров) многофазные тела, сложенные равномернотектоническими диорит (88–72)-гранодиорит(69–65)-гранитными (64–60 млн лет, по данным К-Аг опреде-



Рис. 1. Схема размещения изученных гранитоидных интрузивов на территории Приморья.

1 – гранитоидные интрузивы, 2 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, 3 – Центральный Сихотэ-Алинский разлом.

лений) породами [2, 4]. Они кристаллизовались при 650–750°C и являются магнетитовыми. Массивы западной части вулканического пояса – в пределах Дальнегорского района (II группа) и Краснореченского поднятия (III группа) – однофазны, сложены резкопорфировидными породами, относящимися к ильменитовой серии. Они кристаллизовались при 750–850°C и 800–900°C, соответственно. Возраст дальнегорских габбродиоритов, по данным К-Аг метода, – 83, гранодиоритов – 69–72, гранитов – 60–63, краснореченских монцогранодиоритов – 83–87 млн лет [3]. Они образуют небольшие тела (первые километры в Дальнегорском и десятки метров в Краснореченском районе), сопровождаются боросиликатными и полиметаллическими в Дальнегорском и оловянно-полиметаллическими месторождениями в Краснореченском районе, тогда как в интрузивах прибрежной группы известны только незначительные магнетит-скарновые и молибденовые рудопроявления. Мощность земной коры в пределах Восточного Сихотэ-Алия по сейсмическим и гравиметрическим данным составляет 25–30 км, гранитного слоя – 5–8 км, а вертикальная мощность гранитных массивов не превышает 1.5–2 км [1, 13].

Петрологический анализ полученных материалов показывает, что I группа интрузивов сформиро-

валась из более низкотемпературных расплавов, содержащих менее 3 мас. % H_2O , выплавленных на меньших глубинах (15–20 км), чем II и III группы массивов, которые образовались из более высокотемпературных расплавов с исходным водосодержанием более 3 мас. % H_2O и на глубине 20–25 км (Дальнегорская вулканоструктура) и 25–30 км (Краснореченское поднятие). Такое различие, видимо, обусловлено углублением магматических очагов по направлению от побережья в сторону континента. Исходное флюидосодержание определило различную динамику кристаллизации и характер отделения флюидов. Это привело, в свою очередь, к формированию в одном случае равномернозернистых пород и широкому развитию процессов дифференциации (I группа), а в другом – резкопорфировидных пород, недифференцированных интрузивов и выделению флюидов во вмещающие породы (II и III группы массивов) [3, 4].

В гранитоидных интрузивах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса широко проявлены процессы дифференциации исходных расплавов на различных уровнях и стадиях существования расплава. Фракционная дифференциация на уровне генерации приводила к образованию серий пород, связанных котектическими отношениями и согласованным

распределением редкоземельных элементов [3, 4], и формированию крупных многофазных интрузивов диорит-гранодиорит-гранитного состава в восточной части пояса и однофазных тел габбродиоритов, гранодиоритов или гранитов в Дальнегорском районе, сформированных отдельными порциями отдифференцированной магмы.

Степень дифференциации расплавов уменьшается с востока на запад – от многофазных прибрежных массивов, через однофазные дальнегорские – к однофазным слабо дифференцированным магматическим телам монцодиорит-гранодиоритового состава Краснореченского поднятия, параллельно с возрастом мощности земной коры (от 25 до 30 км).

Гранитоиды Сихотэ-Алинского плутонического пояса

Интрузивы татибинской серии распространены преимущественно в зонах Западного и Центрального швов Приморья и оперяющих их разломов, образуя Хунгари-Татибинский или Сихотэ-Алинский [5, 17, 18] плутонический пояс. Он не имеет эффузивных аналогов и состоит из отдельных линейно-вытянутых плутонов северо-восточного простирания. Пояс протягивается с севера на юг более чем на 500 километров (татибинская серия) и включает дальне-арминский комплекс интрузивов биотит-амфиболовых гранодиорит-адамеллит-гранитов, а также близкие им по возрасту габбро-монцонит-сиениты (Березовский и Арагатский интрузивы). Возраст серии, по данным К-Аг определений, 105–85 млн лет [5, 14].

Комплекс гранодиорит-адамеллит-гранитов татибинской серии наиболее широко проявлен в Дальне-Арминском районе Сихотэ-Алиня и приурочен к участкам наибольшей мощности земной коры, которая здесь достигает 35–40 км. Гравиметрические поля над интрузивами характеризуются локальными отрицательными аномалиями силы тяжести, что указывает на значительную мощность плутонов (8–10 км) или существование глубинных гранитных “корней” [5, 11, 12, 21].

Массивы татибинских гранитов многофазны, образуют тела площадью до 400 км². В комплексе выделяются два типа пород: (1) гранодиорит-адамеллиты (86–72 млн лет) – Дальний, Излучинский, Усть-Арминский, Присковый массивы; и (2) адамеллит-граниты (81–72 млн лет) – массивы Арминский, Водораздельный, Мечта и др. Иногда оба типа совмещены в одном массиве – например, в Присковом.

В южной части Приморья к татибинской серии относят массивы гранодиоритов – Ливадийский (98–102 млн лет) и Криничный (104 млн лет) и гранодио-

рит-гранитов – Успенский (гранодиориты 106–124 и граниты – 80–96 млн лет) [5, 14].

Детальная петрогеохимическая характеристика изученных массивов приводится в работах [2–4, 11, 19, 21 и др.]

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение изотопного состава кислорода в кварц-полевошпатовой фракции гранитоидов Приморья было проведено в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ по стандартной методике. Анализируемые образцы массой 2–5 мг подготовлены по методу фторирования, реакция выделения кислорода под действием BrF_5 протекала в никелевых реакторах при температуре 650°C. Выделенный кислород очищен от продуктов реакции и остатков реактива на криогенных ловушках и на поглотителе KBr , затем выморожен в отдельный контейнер на силикагель при температуре жидкого азота. Изотопные отношения $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ измерены на изотопном масс-спектрометре Finnigan MAT 252 с использованием двойной системы напуска. Воспроизводимость определения $\delta^{18}\text{O}$ (1σ) образцов составляет 0.2 ‰, $n=5$. Калибровка метода проведена по лабораторным стандартам и международным стандартам NBS-28, NBS-30. Результаты определений представлены в таблице и на рис. 2.

Установлено, что исследованные граниты по величине $\delta^{18}\text{O}$ образуют 3 группы: (1) – со значениями $\delta^{18}\text{O}$ от +5.5 до +6.5 ‰; (2) – с $\delta^{18}\text{O}$ от +7.6 до +10.2 ‰ и (3) – менее +5.5 и до -0.2. К первой группе относятся диориты Опричненского массива и гранодиориты всех исследуемых массивов, ко второй – граниты массивов Водораздельного и Успенского, монцониты ключа Лапшина, а к третьей группе – граниты наиболее поздних фаз Владимирского и Валентиновского интрузивов, а также диориты Валентиновского и габбродиорит-порфиры Николаевского штока.

Эти результаты могут быть интерпретированы следующим образом.

Породы первой группы со значениями $\delta^{18}\text{O} = (+5.5) - (+6.5 \text{ ‰})$, которые аналогичны величине $\delta^{18}\text{O}$ океанических базальтов, могли возникнуть за счет парциального плавления базальтовой коры.

Породы второй группы представлены гранитами татибинской серии Центрального Сихотэ-Алиня, сформировавшимися в условиях более мощной коры (36 км по сравнению с корой прибрежной зоны Приморья, где мощность коры – 25 км). Они обладают более высокими значениями $\delta^{18}\text{O}$, что, согласно исследованиям С. Ишихары и И. Мацухизы [26] грани-

Таблица. Содержание изотопов кислорода ($\delta^{18}\text{O}$ SMOW) в кварц-полевошпатовой фракции гранитоидов некоторых интрузивов Приморья.

Интрузив	№ обр.	Порода	SiO ₂ , %	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr
Гранитоиды Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса					
<i>Магнетитовые</i>					
Опричненский	B-300	диорит	60.84	+6.5	
	B-1212	гранит	72.26	+4.7	
Владимирский	B-496	адамеллит	69.46	+6.4	
	B-720	гранит	72.58	+0.2	
Валентиновский	B-1007в	диорит	53.45	+3.5	
	B-901	гранодиорит	66.78	+5.6	
	B-915	гранит	71.64	+6.2	
	B-991	гранит	72.50	+3.2	
Заповедный	B-1154а	диорит	58.35	-0.2	
	B-1147в	гранит	71.92	+2.0	
<i>Ильменитовые</i>					
Кл. Лапшин	A-192в	монцит	65.28	+8.5	0.7088*
Николаевский	B-1554а	габбродиорит	53.0	+2.3	
Дальнегорский	B-1498и	адамеллит	69.3	+4.7	
Гранитоиды татибинской серии Сихотэ-Алинского плутонического пояса					
<i>Ильменитовые</i>					
Водораздельный	A-6	гранит	73.75	+9.2	0.7056 [7]
Зимний	C-1006	адамеллит	69.75	+6.3	0.7068 [7]
Успенский	B-1341	гранодиорит	67.16	+9.6	0.7050 [34]
	B-1352	гранит	75.52	+10.2	0.7070 [34]
Криничный	КС 20/68	гранодиорит	68.05	Пл +9.0 Кв +10.6	0.7048 [9]
Ливадийский	B-29	гранодиорит	62.62	+6.4	0.7048 [34]
Тазгоу	B-1356	гранит	70.50	+8.6	
Гродековский комплекс					
Гродековский	Гр-17	гранодиорит	68.38	+7.6	0.7074 [8]

Примечание. Изотопы кислорода определены в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН, Владивосток, аналитки: Н.П. Коновалова, Е.С. Ермоленко. * Определение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в монцитах кл. Лапшина выполнено в лаборатории геохимии изотопов ГЕОХИ СО РАН, Иркутск, аналитик Г.С. Плюснин. Остальные ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr приведены по литературным данным в скобках.

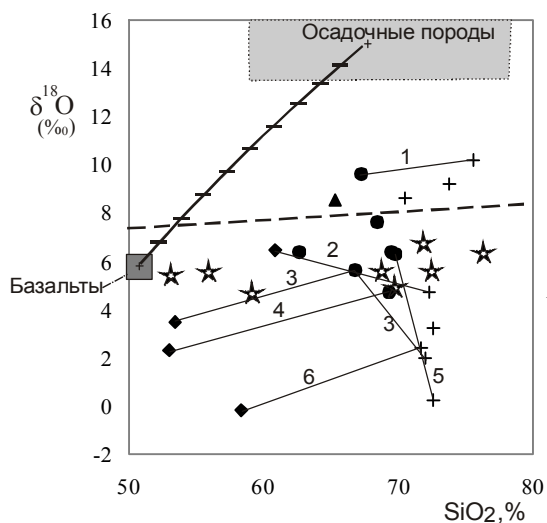


Рис. 2. Зависимость $\delta^{18}\text{O}$ – SiO₂ для гранитоидов некоторых интрузивов Приморья.

1 – габбро и диориты, 2 – монциты, 3 – гранодиориты, 4 – граниты, 5 – тоналиты низкокальциевой магнетитовой серии Танзава [26].

Линиями соединены значки пород из одного интрузива: 1 – Успенского, 2 – Опричнинского, 3 – Валентиновского, 4 – Николаевского-Дальнегорского, 5 – Владимирского, 6 – Заповедного.

Поле значений осадочных пород, линия пропорции смешения первичных расплавов и пунктирная линия границы ильменитовых и магнетитовых гранитов Японии – по [26].

тоидов Внешней зоны юго-западной Японии, может указывать на участие осадочного материала при формировании первичных расплавов, образовавших эти интрузивы.

Породы первой и второй групп относятся к “нормальным” гранитам по классификации Х.Тейлора [33].

Породы третьей группы с низкими и отрицательными значениями $\delta^{18}\text{O}$ относятся к гранитам, обедненным ^{18}O . Как отмечает Тейлор [35, 37], они могут быть образованы либо путем расплавления существовавших ранее пород с низким содержанием ^{18}O , либо путем позднего обмена с низкоизотопными гидротермальными флюидами или метеорными водами в субсолидусных условиях. Среди изученных гранитных массивов в третьей группе оказались граниты последних фаз многофазных интрузивов Восточного Сихотэ-Алиня и штоки габбро и диоритов, имеющие небольшие размеры (сотни метров в диаметре) и внедренные в трещиноватые породы, где наиболее вероятен обмен изотопами кислорода магматических расплавов с метеорными водами. Среди изученных образцов самыми низкими значениями $\delta^{18}\text{O}$ обладают диориты (-0.2 ‰) и граниты (+2.0 ‰) Заповедного интрузива, формировавшегося в зоне глубинного Центрального разлома, где облегчены циркуляции метеорных вод и изотопный обмен в системе вода–порода.

В гранодиоритах Криничного массива в образце из скважины 20 с глубины 68 м были определены изотопы кислорода в плагиоклазе ($\delta^{18}\text{O} = +9.0$) и кварце ($\delta^{18}\text{O} = +10.6$). Температурная зависимость фракционирования ^{18}O между кварцем и плагиоклазом может быть рассчитана по формуле [32]:

$$1000 \ln \alpha_{\text{кв-пл}} = 1.59 \cdot 10^6 / T^2$$

$$\alpha_{\text{кв-пл}} = (1000 + \delta_{\text{кв}}) / (1000 + \delta_{\text{пл}}) = 1010.6 / 1009 = 1.00158$$

$$1000 \ln 1.00158 = 1.59 \cdot 10^6 / T^2$$

$$T^2 = 1.59 \cdot 10^6 / 1.584$$

$$T = 1000^\circ(\text{K}) = 729^\circ(\text{C}).$$

Таким образом, температура изотопного фракционирования ^{18}O между кварцем и плагиоклазом при кристаллизации гранодиоритов Криничного массива была 729°C .

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Считается, что соотношение изотопов кислорода и первичных стронциевых отношений может быть показателем генезиса кислых магм, т.е. из каких по-

род возникали первичные расплавы и каким способом: фракционированием базальтовых или переплавлением коровых пород. Можно судить и о доле участия осадочных пород при смешении первичных расплавов с контаминантами.

По мнению ряда исследователей [25, 36], Sr-O-изотопия изверженных пород может быть важным критерием разграничения мантийной и коровой контаминации. Коровая контаминация (ассимиляция вмещающих пород в магматической камере) должна сопровождаться обратной корреляцией концентраций и начальных изотопных отношений Sr, а Sr-O линия смешения должна тяготеть к гиперболе, выгнутой вверх. Контаминация же источника (мантийный метасоматоз) должна сопровождаться увеличением содержания Sr, а линия смешения будет представлять гиперболу, сильно прогнутую вниз [15, 36].

Точки состава пород некоторых из изученных массивов, для которых имелись определения отношений изотопов Sr, были нанесены нами на диаграмму $\delta^{18}\text{O} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рис. 3). Установлено, что изотопные характеристики адамеллитов Зимнего массива соответствуют таковым магм (расплавов), образованных путем контаминации источника с отношением концентраций Sr в магме и контаминанте 1:5, тогда как граниты Водораздельного массива той же татибинской серии по изотопным характеристикам соответствуют модельной линии коровой контаминации с отношением Sr(M): Sr(K) = 2:1. Точка гранодиоритов Ливадийского массива лежит на линии контаминации источника 1:2, а гранодиориты территориально близко расположенного к нему Криничного массива – на линии коровой контаминации 5:1. Монциты ключа Лапшина образованы расплавами, контаминированными в источнике в пропорции 1:5 (рис. 3).

Отсюда можно сделать вывод, что исходные расплавы для гранодиоритов при их образовании были контаминированы на уровне источника магм, а гранитные магмы – результат коровой контаминации.

Равенство отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах территориально близко расположенных Ливадийского и Криничного интрузивов свидетельствует о близости условий выплавления расплавов, образовавших эти массивы. Но дальнейшая их эволюция различна. Гранодиоритовые расплавы Ливадийского массива без изменений были перемещены на уровень кристаллизации (в магматическую камеру), где сформировали однородный однофазный массив, сохранив первичный изотопный состав кислорода $\delta^{18}\text{O} = +6.4$ ‰. Гранодиориты Криничного массива

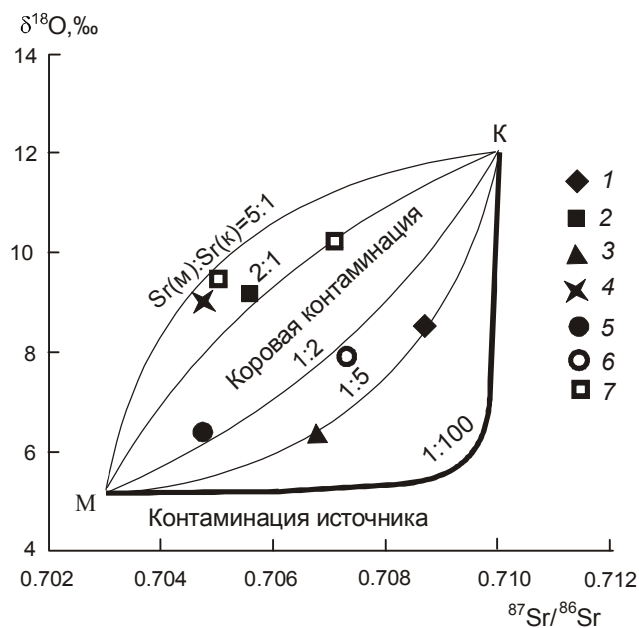


Рис. 3. Модельные Sr-O изотопные графики смешения мантийного (М) и корового (К) вещества при разных концентрациях стронция в магме и контаминате [25, 36].

Цифры на линиях – отношения концентраций Sr в мантии или магме к концентрациям в контаминате.

Точки изученных гранитоидов: 1 – монцонит (массив кл. Лапшина); 2 – гранит (массив Водораздельный); 3 – адамеллит (массив Зимний); 4 – гранодиорит (массив Криничный); 5 – гранодиорит (массив Ливадийский); 6 – гранит (массив Гродековский); 7 – гранодиорит и гранит (массив Успенский).

испытали дифференциацию и подверглись коровой контаминации, что привело к увеличению $\delta^{18}\text{O}$ до +10 ‰. Увеличение $\delta^{18}\text{O}$ в гранодиоритах Криничного кроме того могло явиться следствием изотопного обмена с метеорными водами, имеющими $\delta^{18}\text{O} = 0$ – (+18 ‰), в магматической камере при достаточно высокой температуре (250–450°C) [22]. Подобная эволюция расплава возможно и привела к формированию Криничного золоторудного месторождения, в то время как гранодиоритовый Ливадийский интрузив не образует месторождения, а только обнаруживает рассеянное акцессорное золото, состав которого, определенный на микрозонде JXA – 5А И.М. Романенко (ДВГИ ДВО РАН) – $\text{Au}_{94}\text{Ag}_5$.

На диаграмме $\delta^{18}\text{O} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$, показывающей вариации изотопных характеристик земных пород [25, 29, 36, 37], точки составов изученных гранитоидов лежат в поле измененных океанических базальтов (гранодиориты Ливадийского и адамеллиты Зим-

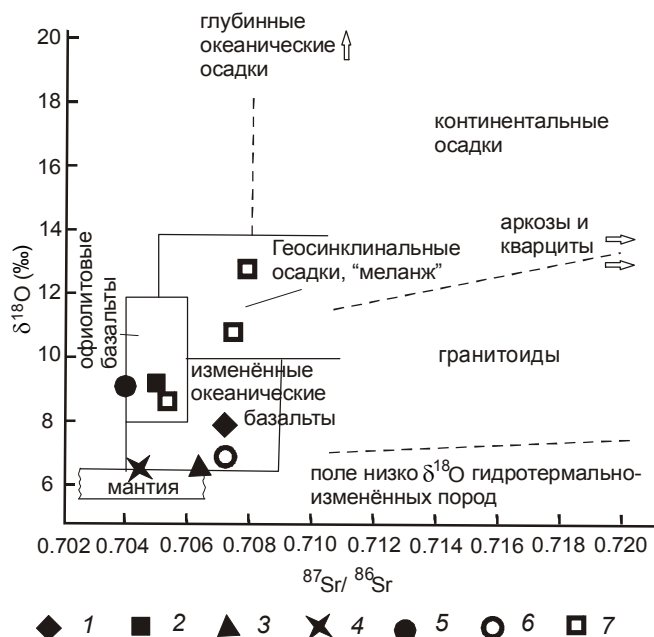


Рис. 4. Вариации изотопных составов земных пород с точками составов изученных гранитоидов [29, 32, 36, 37].

1–7 – аналогично рис. 3.

него массивов – в нижней части его на границе с мантийными значениями, монцониты Лапшина и граниты Гродековского – в центре этого поля), а гранодиориты Криничного и Успенского массивов – в поле офиолитовых базальтов, тогда как граниты Успенского – в поле граувакк (рис. 4). Считается [22, 35 и др.], что гранитоиды сохраняют изотопные характеристики пород, за счет которых произошли расплавы, образовавшие впоследствии данные гранитоидные массивы. Поэтому можно предположить, что источниками магм гранодиоритов служили породы базальтовой коры, а гранитов – те же породы с добавлением осадочных.

На диаграмме $\delta^{18}\text{O} - {}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ [10] большинство точек составов изученных гранитоидов Приморья лежат вдоль модельной линии 3 смешения мантийного компонента, содержащего $\text{Sr} = 500$ ppm, с гипотетическим коровым резервуаром с отношением ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr} = 0.708$, кроме адамеллитов Зимнего массива, изотопные характеристики которого не соответствуют модельным линиям данной диаграммы (рис. 5). Изотопная характеристика Гродековского интрузива, расположенного в пределах Ханкайского срединного массива, приведенная для сравнения, соответствует модельной линии 1, которая отличается наиболее высоким стронцие-

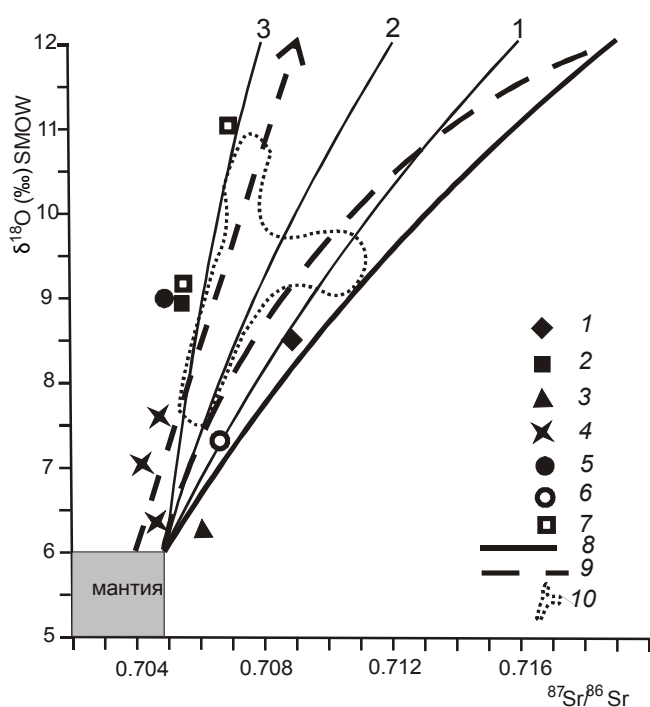


Рис. 5. Модельные Sr-О изотопные графики смешения мантийного и корового вещества при разных концентрациях стронция в магме и контаминате [10].

1–7 – аналогично рис. 3; 8–9 – модели смешения вещества мантийного и корового источников с параметрами (соответственно): (8) – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705$, $\text{Sr}=1000$ ppm, $\delta^{18}\text{O}=6$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.719$, $\text{Sr}=350$ ppm, $\delta^{18}\text{O}=12$ и (9) – $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.705$, $\text{Sr}=500$ ppm, $\delta^{18}\text{O}=6$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.719$, $\text{Sr}=350$ ppm, $\delta^{18}\text{O}=12$; 10 – поле составов гранитоидов Восточного Забайкалья [10].

Тренды 1, 2 и 3 – модели смешения мантийного ($\text{Sr}=500$ ppm) с гипотетическим коровым резервуаром с $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.716$, 0.712 и 0.708 , соответственно.

вым отношением, как и монцитоны кл. Лапшина по сравнению с гранитами татибинской серии. Необходимо отметить, что изученные приморские гранитоиды по своим изотопным характеристикам заметно отличаются более низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и содержаниями Sr, например, от фанерозойских гранитоидов Восточного Забайкалья, источником расплавов которых исследователи [10] считают нижнюю кору или палеозойские метасадки, вовлеченные в процессы магмогенерации в результате субдукционных процессов и коллизии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, впервые проведенное исследование изотопного состава кислорода в гранитных породах Приморья выявило широкие вариации значений $\delta^{18}\text{O}$, которые обусловлены как различиями в ге-

незисе исходных магм, так и большой вероятностью изотопного обмена в магматических и субсолидусных условиях.

Низкие значения изотопных характеристик ($\delta^{18}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) гранитоидов Приморья свидетельствуют, по нашему мнению, о том, что гранитоидные расплавы произошли за счет пород с непродолжительной коровой историей [15, 22] и могут быть результатом: (1) плавления осадочных пород, содержащих много молодого вулканического материала, накопленного в желобе вдоль трансформной континентальной окраины (ильменитовые граниты татибинской серии) и (2) плавления смеси глубоководных осадков, базальтов океанического дна и верхней мантии в литосферной плите, погружающейся под континент в зоне субдукции (магнетитовые граниты ВСАВП).

Полученные выводы требуют дальнейших исследований с привлечением большего количества анализов и объектов и уточнения в некоторых случаях изотопной равновесности системы минерал–расплав при формировании гранитоидов Приморья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Безверхний В.Л. Геологическое строение и дочетвертичная история развития шельфа материкового склона Японского моря у берегов юго-восточного Приморья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1981. 24 с.
2. Валуи Г.А. Полевые шпаты и условия кристаллизации гранитоидов. М: Наука, 1979. 146 с.
3. Валуи Г.А., Стрижкова А.А. Петрология малоглубинных гранитоидов на примере Дальнегорского района Приморья. Владивосток: Дальнаука, 1997. 200 с.
4. Валуи Г.А. Петрологические особенности гранитоидов Восточно-Сихотэ-Алиньского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 3. С. 37–51.
5. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч.1. Геологическое строение. М: Недра, 1969. 695 с.
6. Герасимов Н.С., Родионов С.М., Компаниченко В.Н. Результаты Rb-Sr датирования оловоносных гранитов Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, № 5. С. 1183–1185.
7. Герасимов Н.С., Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Гвоздев В.И. Рубидий-стронциевые изохроны гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня и их геохимическая интерпретация // Докл. РАН. 1994. Т. 334, № 4. С. 473–476.
8. Гладков Н.Г., Гольцман Ю.В., Баирова Э.Д. и др. Изотопный состав стронция некоторых рудоносных магматических ассоциаций Приморья как показатель их генезиса // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275, № 5. С. 1164–1169.
9. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Саядян Г.Р., Сэлтман Р. Редкоземельные элементы в оловоносных и золотоносных гранитоидах Сихотэ-Алиня как индикаторы их генезиса // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 109–125.

10. Дриль С.И., Покровский В.Г., Козлов В.Д. и др. Sr-O изотопная систематика и источники вещества фанерозойских гранитоидов Восточного Забайкалья // Геология, геохимия и геофизика на рубеже XX и XXI веков: Материалы Всерос. науч. конф., посвященной 10-летию РФФИ. Иркутск, 2002. С. 234–235.
11. Иванов В.С., Бурьянова И.З., Залищак Б.Л. и др. Гранитоиды и монцитонитоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. 160 с.
12. Изох Э.П., Колмак Л.М., Наговская Г.И., Русс В.В. Поздне-мезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М.: Госгеол.-техиздат, 1957. 246 с.
13. Кулинич Р.Г. Особенности геологического строения Приморского края по геолого-геофизическим данным: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1969. 24 с.
14. Назаренко Л.Ф., Бажанов В.Л. Геология Приморского края. Ч. II. Интрузивные образования. Препринт. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 66 с.
15. Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии / Тр. ГИН, Вып. 535. М.: Наука, МНК “Наука/Интерпериодика”, 2000. 226 с.
16. Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохроны и петрогенезис магматических пород Вознесенского рудного района // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 61–73.
17. Сахно В.Г., Матюнин А.П., Зимин С.С. Сихотэ-Алинский вулканический пояс // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. С. 77–84.
18. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 336 с.
19. Саядян Г.Р., Гоневчук В.Г., Герасимов Н.С., Хомич В.Г. Геологические и изотопно-геохимические особенности обоснования возраста и последовательности формирования магматических образований Криничного золоторудного поля // Минералого-геохимические индикаторы рудоносности и петрогенезиса. Владивосток: Дальнаука, 1996. С. 93–105.
20. Складарев Е.В., Гладкохуб Д.П., Донская Т.В. и др. Интерпретация геохимических данных. М.: Интернет инжиниринг, 2001. 287 с.
21. Стрижкова А.А. Петрология и геохимия гипабиссальных гранитоидов Центрального Сихотэ-Алиня. М.: Наука, 1980. 124 с.
22. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
23. Хетчиков Л.Н., Говоров И.Н., Пахомова В.А. и др. Особенности генезиса гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня по данным изотопных и термобарометрических исследований // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 17–28.
24. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И. и др. Rb-Sr изотопный возраст и особенности флюидного режима формирования гранитоидов района Лермонтовского скарново-шеелитового месторождения (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 1. С. 99–108.
25. James D.E. The combine use of oxygen and radiogenetic isotopes as indicators of crustal contamination // Annual. Rev. Earth. Planet. Sci. 1981. V. 9. P. 311–344.
26. Isihara S., Matsuhisa Y. Oxygen isotopic constraints on the genesis of the Miocene Outer Zone granitoids in Japan // Lithos, 1999. V. 46. P. 523–534.
27. Ito E., Stern R.J. Oxygen- and strontium- isotope investigation of subduction zone volcanism: the case of the Volcano Arc and the Marianas Island Arc // Earth and Planet. Sci. Lett., 1986. V.62, N. 314. P. 312–320.
28. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from the Russian side // Earth Science. 2001. V. 55, N 5. P. 275–291.
29. Magaritz M., Whitford D.J., James D.E. Oxygen isotopes and origin of high ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr andesites // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 40, N 314. P. 220–230.
30. Matsuhisa Y. Oxygen isotope composition of volcanic rocks from the East Japan island arcs and their bearing on petrogenesis // J. Volcanol. and Geochem. Res. 1979. V. 5, N s. P. 271–296.
31. Matsuhisa Y., Kurosava H. Oxygen and strontium isotopic characteristics of calc-alkalic volcanic rocks from central and western Japan arcs: evaluation of contribution of crustal components to the magma // J. Volcanol. and Geochem. Res. 1983. V. 18. P. 483–510.
32. Rollinson H.R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. London, 1995. 352 p.
33. Sato K., Suzuki K., Nedachi M. et al. Fluorite Deposits at Voznesenka in the Khanka Massif, Russia: Geology and Age of Mineralization // Resource of Geology. 2003. V. 53, N 3. P. 193–211.
34. Sato K., Kovalenko S.V., Romanovsky N.P. et al. Crustal control on the redox state of granitoid magmas: tectonic implications from the granitoid and metallogenic provinces in the Circum-Japan Sea Region // Trans. Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sci. 2004. V. 95. P. 319–337.
35. Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope of plutonic granitic rocks. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 38. P. 177–210.
36. Taylor H.P. The effect of assimilation of rocks by magmas: ¹⁸O/¹⁶O and ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr systematics in igneous rocks // Earth and Planet Sci. Lett. 1980. V. 47, N 2. P. 243–254.
37. Taylor H.P. Igneous Rocks: II. Isotopic case studies of Circum-Pacific magmatism // Rev. Miner. 1986. V.16. P. 273–317.
38. Taylor H.P., Sheppard S.M. Igneous Rocks: I. Processes of Isotopic Fractionation and Isotope Systematics. In Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes // Rev. Min. 1986. V. 16. P. 227–271.
39. Taylor H.P. Oxygen, hydrogen and strontium isotope constains on the origin of granites // Trans. Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sci. 1988. V. 79. P. 317–338.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

G.A. Valui, Ye.Yu. Moskalenko, A.A. Strizhkova, G.R. Sayadyan

Oxygen isotopes in the Cretaceous-Paleogene granites of Primorye, and some problems of their genesis

Oxygen isotope composition has been first determined in the Cretaceous-Paleogene granites of the East Sikhote-Alin volcanic belt and in the Upper Cretaceous granitoids of the Tatibinskaya series (Central Sikhote-Alin). By $\delta^{18}\text{O}$ value, three groups of granitoids have been recognized: I – with $\delta^{18}\text{O} = +5.5$ to $+6.5\text{‰}$; II - with $\delta^{18}\text{O} = +7.6$ to $+10.2\text{‰}$; and III – with $\delta^{18}\text{O} = <+4.5\text{‰}$. The rocks of group I with $\delta^{18}\text{O}$ values analogous to those of oceanic basalts could originate at the expense of partial melting of basaltic crust. The rocks of group II, represented by granites of the Tatibinskaya series, have higher values of $\delta^{18}\text{O}$ suggesting the participation of sedimentary material in the generation of initial melts that formed these intrusions. The rocks of group III developed either through melting of the earlier-lived rocks with low ^{18}O content, or through the later exchange of melts with low-isotope fluids or meteoric waters under subsolidus conditions. Relatively low values of isotopic characteristics ($\delta^{18}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) of Primorye granitoids testify to the fact that granitoid melts were generated at the expense of rocks with a short-term crust history and can be the result of (1) melting of sedimentary rocks containing abundant young volcanic material accumulated in the trench along the continental margin (granites of Tatibinskaya series), and (2) melting of mixture of deep-sea sediments and basalts of the oceanic bottom and upper mantle in the lithosphere plate submerged under the continent in the subduction zone (granites of the East Sikhote-Alin volcanic belt).

Key words: granitoids, oxygen isotopes, Sr isotopic ratios, East Sikhote-Alin volcanic belt, Primorye.

О ДЕТАЛЬНОМ СЕЙСМИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ САХАЛИНА*

С.М. Сапрыгин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию 14 мая 2007 г.

Обсуждается детальное сейсмическое районирование Сахалина, основанное на использовании сейсмологических, тектонических, геоморфологических, гидрогеологических и других данных. Показано, что сильные коровые землетрясения происходили на границе Евразийской и Охотоморской плит, а их повторяемость на Среднем Сахалине равна продолжительности тектонического цикла (75 лет). Этой границей на Северном Сахалине является Верхне-Пильтунский разлом, где в 1995 г. произошло Нефтегорское землетрясение интенсивностью 9 баллов. Анализ палеопочв в зоне этого разлома показал, что такие события повторяются через 400 лет. Разработку крупных скоплений нефти и газа на сахалинском шельфе будет сопровождать усиление сейсмичности, которая на Лунском месторождении может достичь магнитуды – $M = 6.0-6.5$.

Ключевые слова: сейсмическое районирование, повторяемость сильных землетрясений, вызванные землетрясения, граница Евразийской и Охотоморской плит, Сахалин.

“Мы живем в эпоху интеграции наук – утверждал В.И. Вернадский – и все более специализируемся не по наукам, а по проблемам”. Широкий взгляд на проблему прогноза землетрясений отстаивал Б.Б. Голицын [4]: кроме сейсмологических данных надо привлекать геодезические, гравиметрические и данные по режиму источников и водоносных пластов. Итак, выбранная нами проблема является комплексной и требует анализа не только сейсмологических, но и тектонических, геоморфологических, гидрогеологических и других данных.

Последняя карта сейсмического районирования территории России (ОСР-97) обсуждалась в [23]. Она создана на основе региональных каталогов землетрясений, что определяет ее достоинства и недостатки. Исходной величиной для расчета сейсмического режима служил общий поток сейсмических событий в конкретном регионе. В реальности же вдоль границы плит распространяется деформационный фронт [12], в котором землетрясения чередуются с медленными движениями в зависимости от того, какую тектоническую зону проходит фронт (сдвиг или сброс). В недрах Северного Сахалина

упругая (сейсмическая) деформация в таком фронте составляла 25–30 % от общей [18]. Сахалин в [23] отождествлялся с зоной субдукции, хотя последняя начинается в 600 км восточнее, от глубоководного желоба, а в недрах острова наиболее опасны коровые землетрясения, очаги которых возникают на глубинах 10–20 км [9].

Наконец, масштаб карт ОСР-97 в [23] таков (рис. 1), что не дает возможности отразить важные особенности сейсмического районирования Сахалина. Если масштаб этих карт увеличить на порядок, а нагрузку оставить прежней, то такие карты станут некондиционными. Итак, надо увеличить нагрузку карт и дать иное объяснение повторяемости сильных землетрясений, заменив вероятностные оценки [23].

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Прежде всего надо привлечь две вспомогательные схемы: (рис. 2) – о горизонтальных движениях и границе плит на Сахалине, опубликованную в [20], и (рис. 3) – о результатах инструментальных наблюдений за 1906–2000 гг., впервые опубликованных в [19].

* Публикуется в дискуссионном порядке.

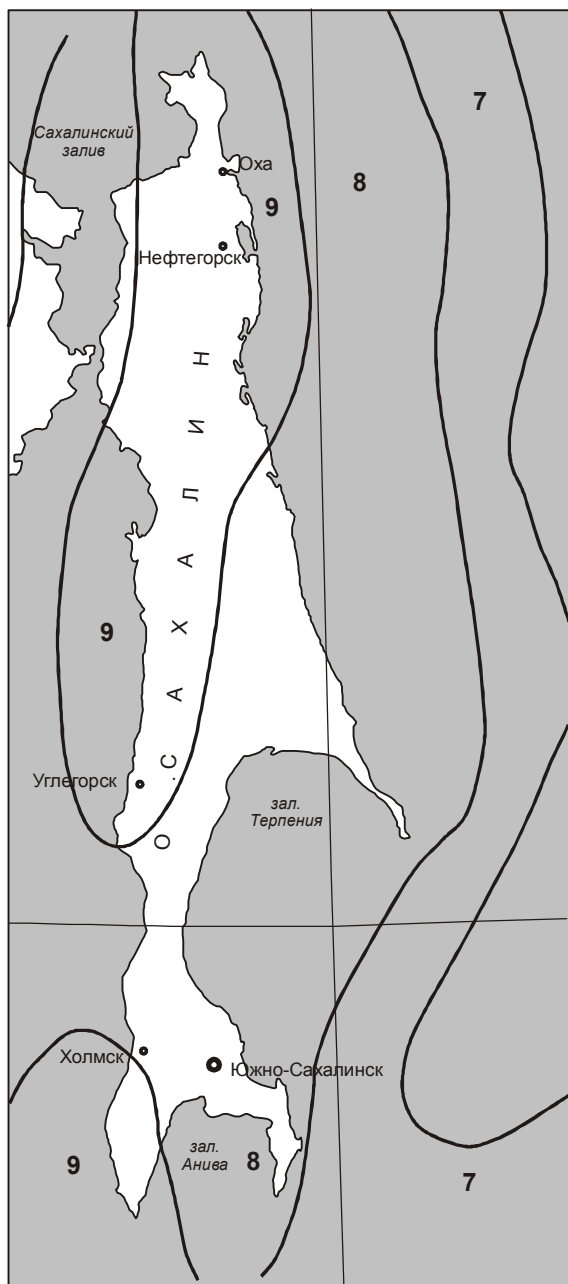


Рис. 1. Зоны интенсивности сотрясений на Сахалине в баллах шкалы MSK – 64.

Вероятность превышения расчетной интенсивности в любом пункте зоны в течение 50 лет составляет 1 %, что соответствует среднему периоду $T = 500$ лет повторяемости таких сотрясений.

Несмотря на разнородные исходные данные (геодезические, геологические, геоморфологические и сейсмологические) на рис. 2 устанавливается однозначная кинематика горизонтальных движений в недрах Сахалина: на севере острова движения ориен-

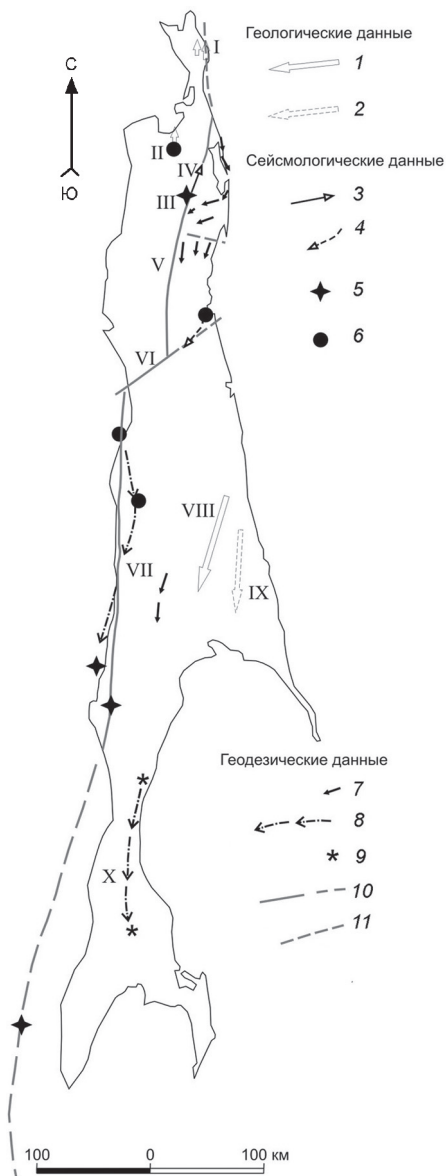


Рис. 2. Схема горизонтальных движений на о. Сахалин [20].

1 – амплитуда сдвига 25 км, 2 – смещение не установлено, 3 – амплитуда подвижки 4 м, 4 – амплитуда неизвестна; землетрясения: 5 – $M=6.8-7.2$, 6 – $M=5.5-6.1$; 7 – скорость подвижки 2 см/год, 8 – деформационный фронт, 9 – грязевые вулканы, 10 – граница плит, 11 – разломы. Сдвиги: 1 – Лонгрийский, II – Горельский, III – Верхне-Пильтунский, IV – Эхабинско-Пильтунский, V – Дывыкский, VI – Тымский, VII – Западно-Сахалинский, VIII – Центральный, IX – Прибрежный, X – Центрально-Сахалинский.

тированы на северо-восток и север, на остальной его территории – на юго-восток и юг. Сахалинские наблюдения дополнили исследования в Магаданской области [7], где по смене характера движений проведена граница Евразийской и Охотоморской плит.

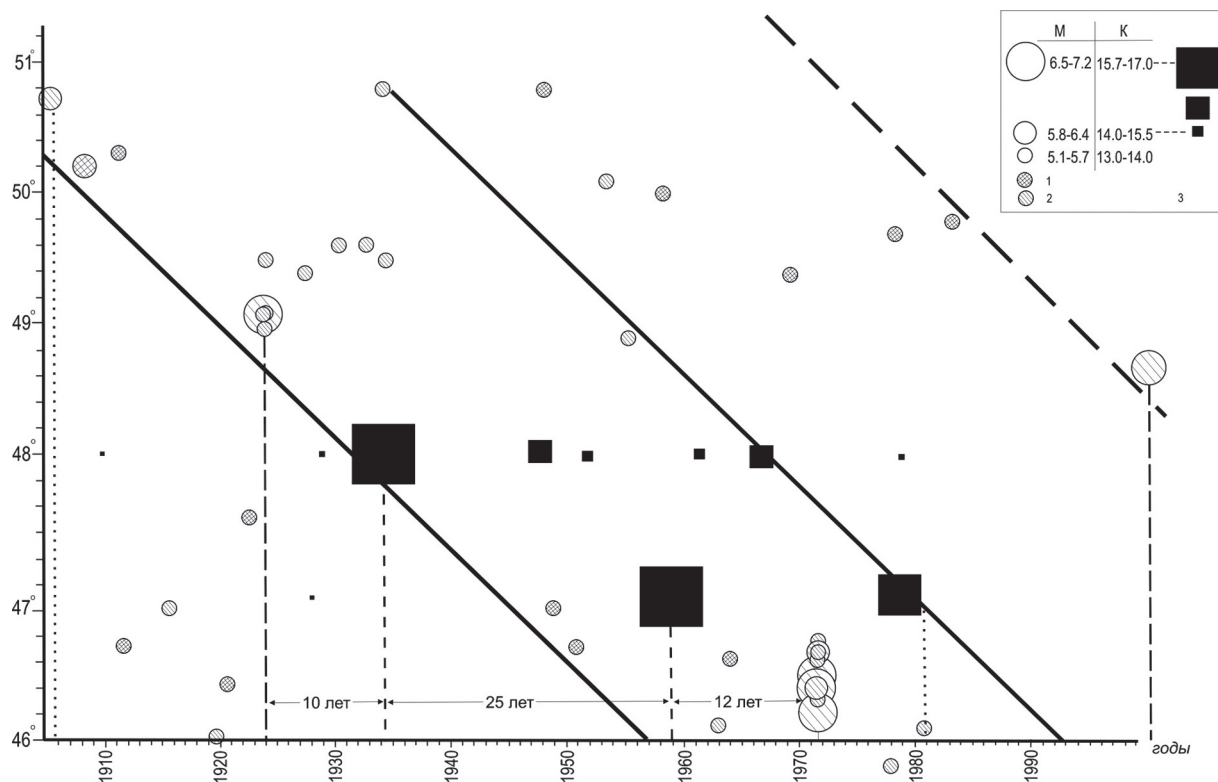


Рис. 3. Последовательность и энергетика сейсмичности и крипа в недрах Южного и Среднего Сахалина в координатах “географическая широта–время”.

Эпицентры землетрясений, приуроченные к: 1 – Центрально-Сахалинскому и 2 – Западно-Сахалинскому глубинным разломам; 3 – энергетическая шкала крипа. Длинные штрихи отмечают повторяемость сильных землетрясений вблизи Углегорска, точки – деформационный фронт.

Эта граница на острове трассируется Лонгрийским, Эхабинско-Пильтунским, Верхне-Пильтунским, Дывыкским, Тымским и Западно-Сахалинским сдвигами и маркируется самыми сильными землетрясениями.

Рис. 3 фиксирует распространение деформационного фронта в недрах Среднего и Южного Сахалина. Он выделяется по событиям с магнитудой $M \geq 6.0$. Энергетическая шкала крипа была создана по событию 1979 г., когда извержению Южно-Сахалинского грязевого вулкана предшествовало смещение крыльев глубинного разлома, к которому вулкан приурочен. Это смещение измерено на геодезическом полигоне.

Два характерных времени отмечается на рис. 3 – интервал между землетрясением 1924 г. ($M = 6.8$) и начальной эксплозией Пугачевского грязевого вулкана 1934 г. (10 лет) и следующий интервал между эксплозиями обоих вулканов 1934 и 1959 гг. (25 лет). Оба интервала относятся к прохождению деформационным фронтом вначале через зону надвига, а затем сброса. Динамику тектонического нагружения надвига и сброса впервые оценил Дж. Райс [12], рас-

смотрев ее при вязкоупругом сцеплении литосферы и астеносферы. Его решение можно проверить инструментальными наблюдениями. Если интервал времени между двумя последовательными событиями в зоне надвига принять за 1, то аналогичный интервал в зоне сброса равен $2/(1-n) = 2.5$, где n – коэффициент Пуассона. При обращении к рис. 3 можно убедиться в хорошем согласии модели Райса с наблюдениями, что позволяет оценивать повторяемость землетрясений с $M \geq 6.8$ по измерениям.

Очевиден вопрос – чем объясняется такая величина повторяемости (76 лет) сильных землетрясений вблизи г. Углегорска? На рис. 3 отмечены основные события в недрах Среднего и Южного Сахалина, начиная с 1906 г., которые завершились поддвигом Тихоокеанской плиты в 1978–1981 гг. [18]. Говоря точнее, вначале была разгрузка недр через прохождение деформационного фронта, а затем их нагружение стоячей волной горизонтального сжатия, т.е. налицо элементарный тектонический цикл. Его продолжительность 75 лет (1906–1981 гг.), в течение которых происходило взаимодействие трех плит: конвергент-

ция Евразийской и Охотоморской плит и заключающий ее поддвиг Тихоокеанской плиты [18]. Таким образом, повторяемость сильных землетрясений вблизи г. Углегорска (76 лет) практически равна продолжительности тектонического цикла (75 лет) в этом регионе Дальнего Востока. Это равенство позволило использовать величину сотрясаемости, наблюдавшуюся при землетрясениях 1906–2000 гг., в искомой схеме сейсмического районирования Среднего и Южного Сахалина.

Напомним схему сейсмического районирования Сахалина 1977 г. [21], основная идея которой заключалась в том, что сейсмичность надо рассматривать совместно с генерирующими ее разломами. Такой подход обоснован механически [12] и является плодотворным.

В.С. Рождественский выделил [22] на карте Сахалина два трансформных разлома. Один из них – Тымский – пересекает структуры Сахалина по долине р. Тымь и продолжается подводными ложбинами на западном и восточном шельфе острова [2]. В 1977 г. в его зоне произошло землетрясение, давшее сотрясения интенсивностью 6–7 баллов [11]. Оно было единственным с 1928 г., когда события такой силы стали регистрировать без пропусков. Наличие подводных ложбин на шельфе означает, что крылья Тымского разлома непрерывно смещались, иначе ложбины были бы замкнуты в условиях интенсивной здесь абразии.

На перешейке Поясок отмечается [22] крупная поперечная структура – Южно-Сахалинский трансформный разлом, в северном крыле которого геологические структуры имеют северо-западное простирание и северо-восточную вергентность, а в южном – субмеридиональное простирание и западную вергентность. Здесь известно одно землетрясение за период наблюдений, сотрясения от которого были порядка 4-х баллов [9]. Это означает, что основной режим смещения крыльев Южно-Сахалинского разлома скорее всего криповый.

Оба трансформных разлома – правые сдвиги, зоны их сотрясаемости (4 и 6–7 баллов) указаны на рис. 4. Хотя ширина этих зон невелика (у Тымского – 20 км, Южно-Сахалинского – 40 км), но они весьма важны в сеймотектонике Сахалина: первая разделяет районы острова с различной повторяемостью землетрясений, а вторая практически асейсмична.

Границей плит на Среднем и Южном Сахалине является Западно-Сахалинский глубинный разлом. В его зоне произошли в 1924 и 2000 гг. сильные землетрясения, давшие сотрясения 8 баллов [6, 9]. Семибалльная зона сотрясений проведена вначале по Центрально-Сахалинскому глубинному разлому, где в

1909, 1912 и 1959 гг. регистрировали сильные Оморские землетрясения [9], а затем по Апреловскому (Владимирское 1960 г. и Такоийский рой землетрясений 2001 г. [9]).

Особого внимания заслуживает депрессия по долине р. Лютога, где закартирована группа эпицентров землетрясений по линии Анива–Холмск, причем самым сильным из них было Анивское землетрясение 1951 г., давшее сотрясения 7–8 баллов [9]. Эпицентр его совпал с Анивским месторождением трещинно-жильных минеральных вод, начальные напоры скважин которого были на несколько метров выше поверхности Земли. Вблизи его, в правом борту р. Лютоги, наблюдалась зона сдвига, ее простирание аналогично простиранию Лютогской депрессии. Очевидно, что этот разлом является водоносным, сдвиговая прочность которого намного меньше, чем у “сухих” разломов. В такой ситуации упругие напряжения “стекают” в среду с ослабленной прочностью, что вызвало ее сейсмический пробой.

Центральный и Прибрежный сдвиги (рис. 2) ограничивают в Восточно-Сахалинских горах меридиональный блок, где в 1964–1973 гг. зафиксированы землетрясения до 7 баллов [9]. Остальная территория гор, п-ва Терпения и Тымь-Поронайской низменности обозначены 6-балльной зоной еще в [21], и эта оценка справедлива до сих пор.

Такую же оценку (6 баллов) можно распространить и на Тонино-Анивский п-ов. Отдельного внимания заслуживает Мерейский разлом в пос. Пригородное, который был активен в голоцене [15]. Вблизи этого разлома идет строительство завода СПГ – первого химического предприятия на Сахалине. Это обстоятельство стимулирует проведение мониторинга современных движений на Мерейском разломе.

На Северном Сахалине в мае 1995 г. произошло катастрофическое Нефтегорское землетрясение, сотрясения при котором достигли 9 баллов [5]. Анализ палеопочв в его эпицентре (в зоне Верхне-Пильгунского разлома) показал, что подобные события происходили здесь 1000, 1400 и 1800 лет назад [14]. Эти факты дают возможность принять повторяемость сильных событий на Северном Сахалине 400 лет.

За период приборных наблюдений на п-ове Шмидта не отмечено сильных землетрясений, хотя Лонгрийский сдвиг является границей Евразийской и Охотоморской плит. Это обусловлено тем, что вдоль этого разлома простирается зона пластичных пород (серпентинитовый меланж), характерным движением в которой может быть только крип.

В Рыбновском районе Северного Сахалина зафиксирована Ныйдовская группа эпицентров землетрясений, давших сотрясения не выше 6 баллов [21].

В Ногликском районе самым сильным было землетрясение 2 октября 1964 г. [10]. Максимальные сотрясения (8 баллов) отмечены в 5–10 км севернее пос. Ноглики, на разъездах железной дороги. Опоры моста через р. Тымь были смещены на 1.5 см в южном направлении.

В заключение раздела сравним обе схемы сейсмического районирования (рис. 1 и рис. 4).

1. Согласно ОСР – 97 суша Сахалина подвержена сейсмическим воздействиям интенсивностью 8 и 9 баллов, что противоречит макросейсмическим наблюдениям [5, 6, 9–11] и ведет к значительному удорожанию капитального строительства.

2. Наибольшую площадь на острове имеют зоны 7 и 6-балльных сотрясений (рис. 4).

3. Характер зональности также различен: на схеме ОСР – 97 зональность меридиональная (рис. 1), на предлагаемой схеме картируется еще и субширотная (рис. 4). К последней отнесена зона Тымского разлома, разделяющая Сахалин на районы с различной повторяемостью сильных землетрясений (76 и 400 лет). Эти датировки получены с помощью инструментальных наблюдений и данных палеосейсмологии, тогда как на схеме ОСР – 97 предложенные датировки – расчетно-вероятностные.

4. Географию сейсмической зональности определяют разломы, в которых возникали очаги землетрясений. Переход из одной зоны в другую происходит в полосе шириной несколько сотен метров и подчеркивается ступенями в рельефе на меридиональных границах зон. Но в масштабе схемы (рис. 4) такой переход отразить невозможно.

НАВЕДЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ

Такие землетрясения регистрируют при заполнении водохранилищ, проходке тоннелей и шахт, стартах космических ракет и разработке месторождений полезных ископаемых. Нам будет интересна последняя, ибо с 1999 г. началась эксплуатация крупных газонефтяных месторождений сахалинского шельфа.

Из-за того, что скорость фильтрации при отборе газа на 2–3 порядка больше диффузии тектонических напряжений – 10 км/год [17], на разрабатываемом месторождении происходит разгрузка поля напряжений, сопровождаемая землетрясениями. Такая сейсмичность проявляется по-разному.

В течение 10 лет разработки газового месторождения Лак (Франция) зарегистрировано более 800 землетрясений $M = 1-4.2$ [24]. Наблюдения показали, что почти все очаги находятся в газовом пласте и выше его, фиксируя проседание этого тектоническо-

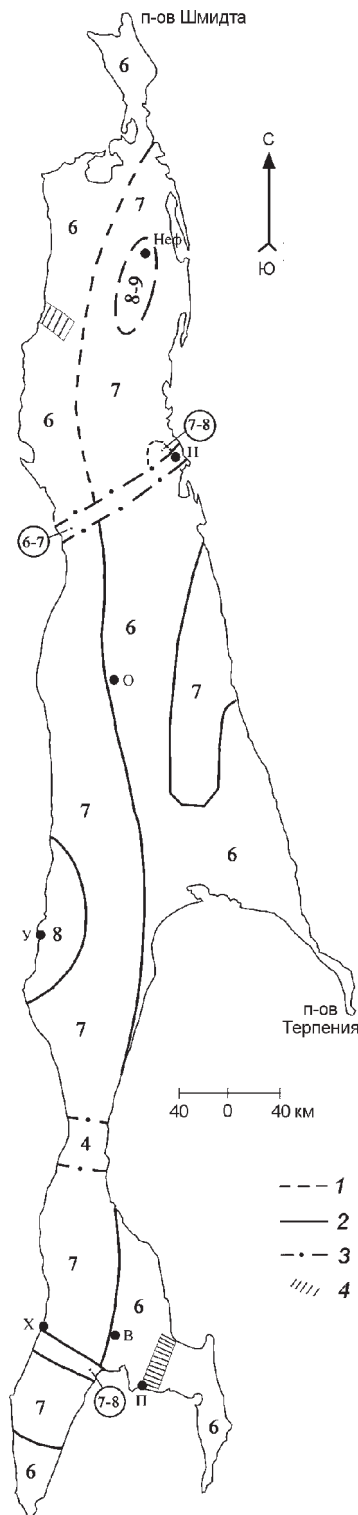


Рис. 4. Схема детального сейсмического районирования Сахалина.

1 – повторяемость сильных землетрясений 400 лет, 2 – повторяемость сильных землетрясений 76 лет, 3 – повторяемость не определена, 4 – наиболее опасные участки в 6-балльной зоне. Цифры на схеме указывают максимальную балльность сотрясений. Города и поселки: П – Пригородное, В – Владимировка, Х – Холмск, У – Углегорск, О – Онор, Н – Ноглики, Неф. – Нефтегорск.

го блока по мелким сбросам и трещинам. Причиной подобной деформации явилось падение пластового давления (50 МПа) в ходе разработки.

После 6 лет разработки месторождения Газли, когда отобрали 20 % его запасов газа, а пластовое давление в залежах снизилось на 80 % от начального, стала проявляться малая сейсмичность ($M = 2.8$ и более [1]). Спустя еще 7 лет, в апреле и мае 1976 г. вблизи этого месторождения произошли сильные землетрясения, разрушившие или повредившие здания и промышленные сооружения в пос. Газли, где сотрясения достигли 9 баллов. Величину сейсмических напряжений оценили по разрывам газопроводов – на 50-метровых секциях газопровода напряжения составили 167 МПа, что близко к прочности трубной стали на растяжение (180 МПа). Наконец, в марте 1984 г. произошло еще одно сильное землетрясение.

На рис. 5 дана схема района Газли, построенная по данным [1]. На ней показаны эпицентры исторических землетрясений в 818, 1208 и 1821 гг. Они произвели разрушения, какие наблюдают после 8–9 балльных сотрясений. Их повторяемость в среднем 400–600 лет.

Газлийский район относится к зоне столкновения Евразийской и Индийской плит [1], последняя перемещается к северу со скоростью 6 см/год. Это движение служило источником горизонтального сжатия и сопровождалось сильными землетрясениями, которые повторялись на одном и том же отрезке Бухарского разлома.

Сейсмичность 1976 и 1984 гг. протекала иначе – очаги землетрясений мигрировали с востока на запад вдоль Южно-Тяньшанского сдвига (рис. 5). Такая направленность вызвана разработкой месторождения Газли, в ходе которой проводили заводнение залежей, что объяснено в [8]: хрупкое разрушение весьма чувствительно к присутствию воды. Так, сдвиговая прочность гранита, водонасыщенность которого 2.5 %, снижена почти вдвое по сравнению с сухой породой. Таким образом, заводнение снизило сцепление бортов Южно-Тяньшанского сдвига на месторождении Газли, а его водоносная зона (глубины 0.5 и 0.7 км) как бы притягивала очаги землетрясений 1976 и 1984 гг.: глубины очагов с приближением к ней уменьшались с 23 до 16 км.

Возьмем еще один пример из Калифорнии, которая является тектоническим аналогом Сахалина по Тихоокеанскому кольцу. Здесь с 1937 г. находилось в эксплуатации крупное нефтяное месторождение Уилмингтон. По мере отбора нефти и под весом портовых сооружений поверхность месторождения стала проседать, и со временем образовалась депрессия

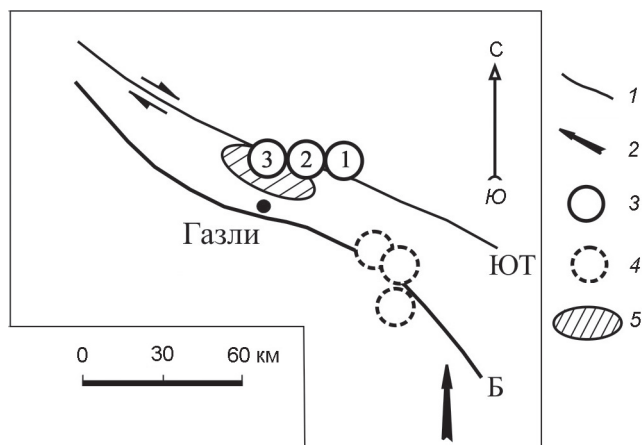


Рис. 5. Тектоническая схема района Газли (Средняя Азия).

1 – разломы: ЮТ – Южно-Тяньшанский, Б – Бухарский; 2 – направление горизонтального сжатия; 3 – эпицентры землетрясений: 1 – 8.04.1976 г., $M = 7.0$; 2 – 17.05.1976 г., $M = 7.3$; 3 – 20.03.1984 г., $M = 7.2$, 4 – исторические землетрясения, 5 – месторождение Газли.

размером 6×8 км² и глубиной почти 9 м [3]. Ее образование сопровождали горизонтальные подвижки и землетрясения. Первое землетрясение $M = 5.7$ произошло в ноябре 1949 г., его последствия – разорванные колонны у сотен скважин, а также смещения колонн на 10–15 см.

Эти факты позволили связать магнитуду вызванных землетрясений с параметрами разработки. Таким параметром стала протяженность зоны механической неустойчивости в условиях реализованного режима разработки. На месторождении Газли – это длина газовой залежи (38 км), куда нагнеталась вода, на месторождении Уилмингтон – длина техногенной депрессии (8 км). Соответствующие значения магнитуд равны [13] 6.7–7.2 для первого и 5.5–6.0 для второго случая.

Вернемся к Сахалину и обсудим вероятный сценарий разработки Лунского месторождения (рис. 6). Анализ промысловых данных показал [16], что часть разломов в недрах сахалинских месторождений являлись гидродинамическими источниками в течение разработки – из них происходило обводнение залежей нефти и газа глубинными (хлоридно-гидрокарбонатными) водами. Это сближает предстоящую разработку Лунского месторождения с таковой Газлийского: обводнение зон разломов в недрах первого будет происходить естественным путем – из-за падения пластового давления в ходе разработки. Обводнение разломов понизит сцепление их бортов, что в условиях постоянного бокового сжатия [18] ориентирует

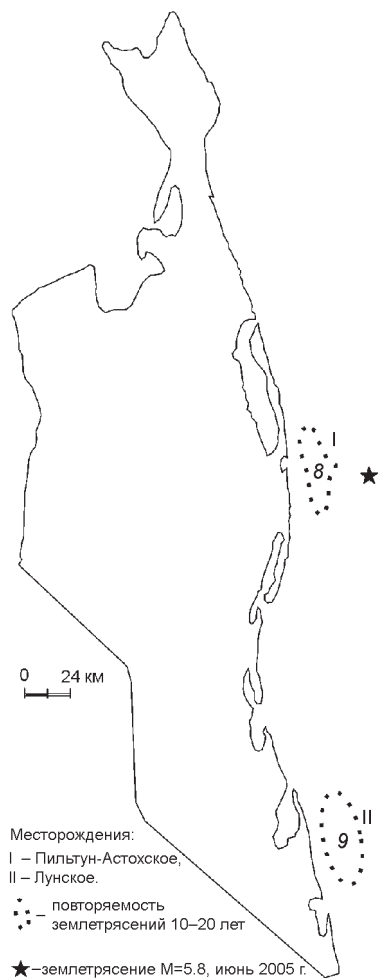


Рис. 6. Схема размещения месторождений на шельфе СВ Сахалина.

Месторождения: I – Пильтун-Астохское, II – Лунское; Повторяемость сильных землетрясений (8 и 9 баллов) 10–20 лет; звездочкой отмечен эпицентр землетрясения $M = 5.8$ в июне 2005 г.

деформационный фронт в недра Лунского месторождения. Выше показано, что магнитуда такого землетрясения коррелируется с длиной разрабатываемой залежи газа, которая здесь равна 23 км, т.е., согласно [13], величина магнитуды оценивается в интервале 6.0–6.5. Если очаг землетрясения возникнет на глубине 10 км, то интенсивность сотрясений превысит 9 баллов.

Разработка Пильтун-Астохского газонефтяного месторождения (рис. 6) ведется в течение июня-октября месяцев с 1999 г. В июне 2005 г. в 20 км восточнее платформы “Молитпак”, вес которой ~ 100000 т, произошло землетрясение $M = 5.8$. Столь сильных событий на восточном шельфе Сахалина прежде не наблюдали.

Теперь о повторяемости. Оба примера (газлийский и калифорнийский) указывают, что сильные землетрясения проявляются на 12–13 годы от начала непрерывной разработки месторождения. На Лунском месторождении этот срок надо обозначить в 10 лет, учитывая вес эксплуатационной платформы (~ 100000 т).

На Пильтун-Астохском месторождении, принимая во внимание дискретный режим разработки и конечную нефтеотдачу залежей 40–45 %, искомый срок надо увеличить до 20 лет, а сотрясаемость ограничить 8 баллами.

Итак, сдвиговая тектоника сближает Сахалин со Средней Азией и Калифорнией. Поэтому разработку месторождений нефти и газа на сахалинском шельфе надо сопровождать мониторингом землетрясений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Газлийские землетрясения 1976 и 1984 гг. // Ташкент: ФАН, 1986. 386 с.
2. Гальцев-Безюк С.Д., Соловьев В.В. О Тымском диагональном разломе на Сахалине // Геология и геофизика. 1965. № 5. С. 131–136.
3. Геология гигантских месторождений нефти и газа. М.: Мир, 1973. 440 с.
4. Голицын Б.Б. Лекции по сейсмологии. СПб., 1912. 654 с.
5. Иващенко А.И., Кузнецов Д.П., Ким Ч.У. и др. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г. / Спец. вып. МЧС России и РАН. М., 1995. С. 48–67.
6. Иващенко А.И., Булгаков Р.Ф., Ким Ч.У. и др. Землетрясение 4 (5) августа 2000 г. на Сахалине // Проблемы геодинамики и прогноза землетрясений. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 109–125.
7. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. и др. Сейсмичность и современные границы плит и блоков Северо-Восточной Азии // Геотектоника. 2000. № 4. С. 44–51.
8. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра, 1996. 447 с.
9. Оскорбин Л.С. Сейсмичность Сахалина // Сейсмическое районирование Сахалина / Ред. С.Л. Соловьев. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 3–22.
10. Оскорбин Л.С., Поплавский А.А., Занюков В.Н. Ногликское землетрясение 2 октября 1964 г. Южно-Сахалинск: Дальневост. кн. изд-во, 1967. 85 с.
11. Оскорбин Л.С., Сапрыгин С.М., Волкова Л.Ф. Второе Ногликское землетрясение 25 июля 1977 г. // Землетрясения в СССР в 1977 г. М.: Наука, 1981. С. 99–103.
12. Райс Дж. Механика очага землетрясения // М.: Мир, 1982. 217 с.
13. Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 164 с.
14. Рогожин Е.А. Нефтегорское землетрясение 27(28) мая 1995 г. / Спец. вып. МЧС России и РАН. М., 1995. С. 80–93.
15. Рождественский В.С., Сапрыгин С.М. Активные разломы и сейсмичность на Южном Сахалине // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 59–70.

16. Сапрыгин С.М. Динамические системы сахалинских нефтяных месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 103 с.
17. Сапрыгин С.М. Особенности поля напряжений в недрах Сахалина // Тихоокеан. геология. 1982. № 4. С. 67–74.
18. Сапрыгин С.М. Тектоника плит и сейсмичность в Дальневосточном регионе. Южно-Сахалинск: Сахалинское кн. изд-во, 2005. 83 с.
19. Сапрыгин С.М., Василенко Н.Ф. О механизме современных движений в литосфере Сахалина // Физические свойства вещества и процессы в недрах Земли / Ред. В.Н. Жарков. М.: Наука, 1986. С. 126–139.
20. Сапрыгин С.М., Кононов В.Э., Сеначин В.Н. Горизонтальные движения и граница плит на Сахалине и Хоккайдо // Докл. РАН. 2004. Т. 398, № 4. С. 538–541.
21. Соловьев С.Л., Оскорбин Л.С. Схема сейсмического районирования Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 52–63.
22. Тектоническая карта Охотоморского региона. 1:2500 000: Объясн. зап. / Ред. Н.А. Богданов. М.: ИЛОВМ РАН, 2000. 193 с.
23. Уломов В.И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вулканология и сейсмология. 1999. № 4–5. С. 6–22.
24. Grasso J.R., Wittlinger G. Ten years of seismic monitoring over a gas field // Bull. Seism. Soc. Amer. 1990. V. 80. P. 450–473.

Рекомендована к печати Б.В. Левиным

S.M. Saprygin

Detailed seismic zoning of Sakhalin

Detailed seismic zoning of Sakhalin based on the use of seismological, tectonic, geomorphological, hydrogeological and other data is discussed. The paper demonstrates that large crustal earthquakes occurred at the Eurasian and Okhotsk Sea plate boundary and their recurrence in Middle Sakhalin is equal to duration of the tectonic cycle (75 years). The Upper-Piltun fault is this boundary in North Sakhalin, where Neftegorsk earthquake with the intensity $I = 9$ occurred in 1995. The analysis of paleosoils in the zone of this fault has shown that such events recur every 400 years. The development of large oil and gas accumulations on the Sakhalin shelf will be accompanied with higher seismicity, which can reach the magnitude – $M = 6.0–6.5$ on the Lunsok field (Sakhalin II Project).

***Key words:* seismic zoning, recurrence of strong earthquakes, their intensity, induced earthquakes, boundary of the Eurasian and Okhotsk Sea plates, Sakhalin.**

ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ КАМЧАТКИ: ГЛУБИННАЯ МОДЕЛЬ И СВЯЗЬ С ТЕКТОНИКОЙ

Л.И. Гонтовая¹, С.В. Попруженко², И.В. Низкоус³, С.Е. Апрельков¹

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский*

²*Камчатнедра, Министерство природных ресурсов РФ, г. Петропавловск-Камчатский*

³*Schlumberger Logelco Inc., г. Москва*

Поступила в редакцию 19 апреля 2007 г.

По результатам сопоставления данных геолого-геофизических исследований Камчатки со скоростной сейсмотомографической моделью верхней мантии получена согласованная пространственная структура литосферы региона. Впервые под Центрально-Камчатской рифтовой зоной выявлен астенолит, определены его границы, мощность и область распространения в литосфере Восточной Камчатки. Под современными вулканическими поясами установлены низкоскоростные включения, имеющие связь со скоростной структурой фокального слоя и характером сейсмичности в его пределах. Показано, что преобладающим на ряде глубинных уровней верхней мантии является подчиненность ее структуры разломной тектонике. Наиболее контрастной является система северо-западных разломов (в районе г. Петропавловска-Камчатского), с которой, вероятно, связаны значительные горизонтальные смещения в верхней мантии. Предполагается, что выявленные астенолитные неоднородности имеют продолжение под Срединный хребет.

Ключевые слова: сейсмическая томография, скоростная модель, литосфера, верхняя мантия, астеносфера, рифтовая зона, вулканы, разломы, п-ов Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Полуостров Камчатка, являясь частью переходной зоны между Азиатским континентом и Тихим океаном в области сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг (ОД), характеризуется значительной сложностью протекающих здесь глубинных процессов. Это находит отражение в чрезвычайно высоком уровне сейсмической активности и изменении параметров сейсмофокальной зоны (СФЗ) вдоль полуострова [25], уникальном по объему и составу лав вулканизму [1, 6, 7, 23, 26, 33], дискордантности динамических процессов на разных уровнях литосферы [22], сосуществовании двух тектонических режимов (орогенеза и рифтогенеза) [10, 11] и других характеристиках. В такой ситуации естественно возникновение различных точек зрения для реконструкции истории тектонического развития Камчатки, природы и направленности протекающих здесь глубинных процессов. С позиций тектоники плит (а сторонников этой гипотезы в настоящее время большинство) формирование тектонических элементов Камчатки связывается с различными этапами субдукции [2, 12, 27, 31 и др.]. Развиваются и другие, альтернативные плейт-тектонике точки зрения относительно природы протекающих в данном районе

глубинных процессов [5, 9, 10, 19, 21 и др.]. Сегодня вряд ли у кого-нибудь остались сомнения в определяющем влиянии термодинамического состояния, петрофизических, геохимических и других характеристик вещества верхней мантии на историю и современную направленность тектонического развития самой верхней оболочки Земли – земной коры.

В данной работе делается попытка рассмотреть характер этой взаимосвязи на территории Камчатки. Для этого используется совместный анализ результатов комплексной интерпретации и обобщения данных глубинных геофизических исследований (МОВЗ, МТЗ, гравиметрии), выполненных в Корякско-Камчатской складчатой области, и уточненной на их основе тектонической схемы региона и сейсмотомографического моделирования скоростной структуры земной коры и верхней мантии Камчатки.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕКТОНИКЕ КАМЧАТКИ

Большая часть территории Камчатки закрыта рыхлыми и молодыми покровными вулканогенными образованиями, и поэтому наиболее целесообразно использование тектонических схем, составленных с использованием максимального спектра геолого-геофизических данных.

На приведенной нами тектонической схеме, составленной с учетом данных глубинных геофизических исследований, в качестве основных структурных единиц выделены крупные блоки и разделяющие их складчатые зоны (рис. 1). К числу структур с типично континентальной земной корой отнесен Срединно-Камчатский массив; с континентальной-субконтинентальной корой – Большерецкая плита и Срединно-Укэляятский блок. К востоку, юго-востоку от них находятся Восточно-Камчатская и Южно-Камчатская структурно-формационные зоны, разделенные Ганальско-Петропавловским блоком (именуемым также Малко-Петропавловской или Начикинской зоной поперечных дислокаций) и Притихоокеанская зона, включающая систему блоковых поднятий восточных полуостровов Камчатки. Значительную роль в современной структуре полуострова играют многочисленные кайнозойские унаследованные и наложенные прогибы (Восточно-Камчатский, Южно-Камчатский) и депрессии (Центрально-Камчатская), а также наложенные вулканические пояса. К последним относятся Центрально-Камчатский (ЦКВП) и Восточно-Камчатский (ВКВП) вулканические пояса. ВКВП рядом исследователей подразделяется на Южно- и Восточно-Камчатскую вулканические зоны и зону Центрально-Камчатской депрессии (ЦКД), в составе которой можно условно выделить северную активную вулканическую группу, включающую Ключевскую группу вулканов и вулкан Шивелуч (рис. 1). На схеме в районе ЦКД (включая ее западное обрамление, где распространены покровные вулканические комплексы ЦКВП) выделена Центрально-Камчатская рифтогенная зона (ЦКРЗ), включающая, по видимому, систему линейных структур северо-восточного простираии: две унаследованные депрессионные зоны и два, большей частью погребенных, поднятия.

Земная кора региона в плане характеризуется достаточно четко проявленным зональным (блоково-полосовым) строением. В районе Южной Камчатки выделяются три, а к северо-востоку от Ганальско-Петропавловского блока – шесть зон, различающихся как мощностью, так и особенностями строения земной коры. Простираие зон имеет на Южной Камчатке северо-восточное направление, а севернее – субмеридиональное и северо-восточное). Характерной особенностью данной схемы является то, что район, охватывающий ЦКРЗ, отличается относительно сокращенной (28–30 км) мощностью земной коры (рис. 2).

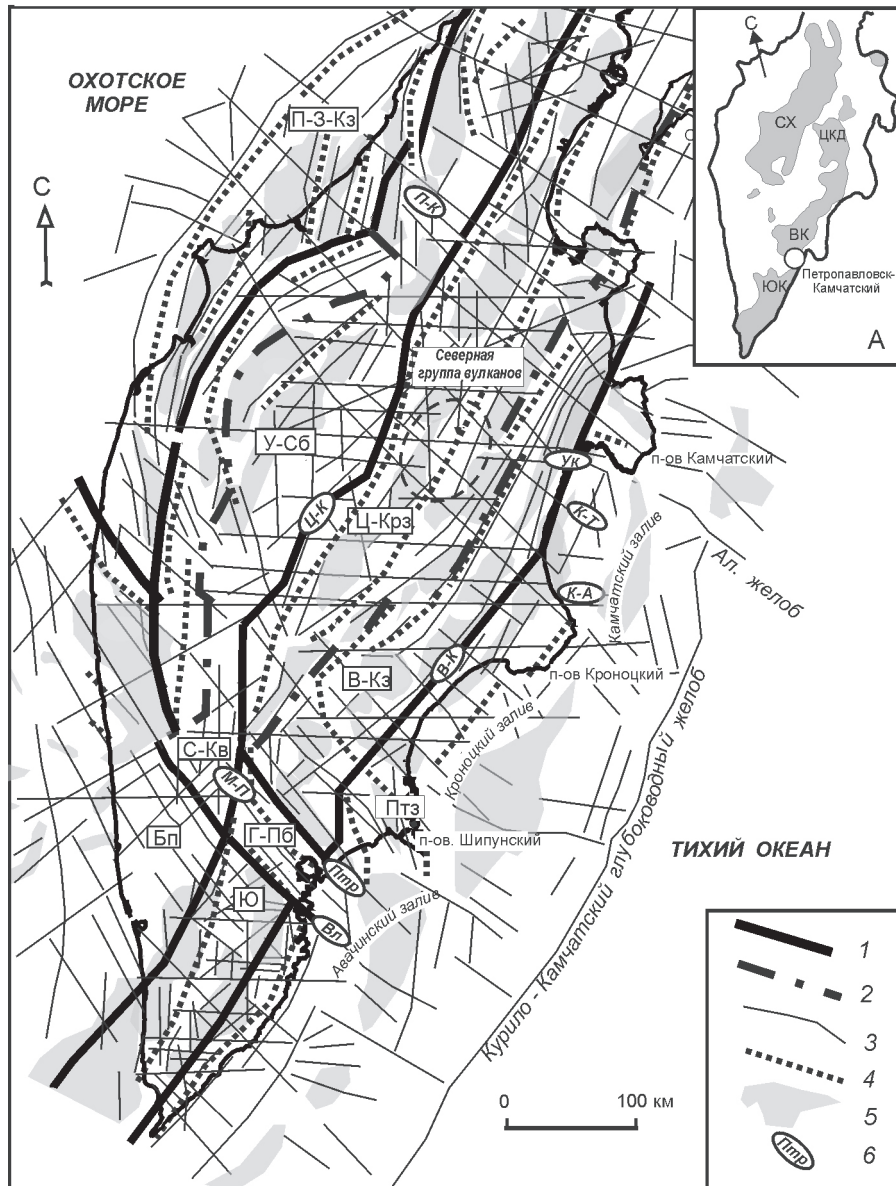
Из приведенной схемы очевидно, что важнейшее значение как в современной структуре, так и в истории геологического развития Камчатки, несом-

ненно, имеют разнонаправленные системы, в первую очередь глубинные сквозькоровые разломы, которые контролируют главные структурные элементы и проявления магматической деятельности. Важнейшее значение для понимания направленности развития региона имеет связь выявленных структур с особенностями строения верхней мантии.

СКОРОСТНАЯ МОДЕЛЬ ЛИТОСФЕРЫ ПОД ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКОЙ

Глубинная скоростная модель верхней мантии под Камчаткой построена методом сейсмической томографии на основе времен вступлений продольных (P) и поперечных (S) волн камчатских землетрясений, взятых из каталога данных, разработанных КОМСП ГС РАН. Основная масса землетрясений сосредоточена в области СФЗ. В процессе расчетов был использован усовершенствованный подход к моделированию скоростного поля в коре и верхней мантии [14, 30], который позволил значительно повысить разрешающую способность пространственных построений по сравнению с более ранними работами [8, 17, 24, 28, 29, 32]. Результаты моделирования представлены в виде горизонтальных и вертикальных сечений объемной скоростной модели и достаточно наглядно демонстрируют структуру скоростных неоднородностей литосферы под Восточной Камчаткой (рис. 3, 4). Площадь, на которой удалось получить надежные данные в различных интервалах глубин, ограничена особенностями сети сейсмологических станций и расположением гипоцентров местных землетрясений. Как следует из рисунков, пространственная разрешающая способность метода с глубиной существенно уменьшается. На все профили и схемы спроецированы землетрясения, которые использовались в расчетах (показаны только события с $K_s \geq 11$). Ширина полосы, из которой они выбраны для каждого вертикального сечения, составляет ± 10 км; для горизонтальных сечений они сносились из интервалов глубин ± 5 км.

Рис. 3 иллюстрирует скоростную структуру литосферы вдоль вертикальных сечений, ориентированных согласно “камчатскому” (юго-запад – северо-восток) простираию. Профиль 1 пересекает ВКВП и побережье Камчатского залива; профили 2 и 3 – Центрально-Камчатскую рифтовую зону (ЦКРЗ), в северо-восточной части которой расположена Северная группа вулканов. Иллюстрируя глубинный разрез ЦКРЗ двумя близко ориентированными профилями, мы имели целью проследить характер неоднородности литосферы в широтном направлении. Скоростные разрезы демонстрируют значительную



Складчатые, складчато-глыбовые зоны:

П-З-Кз – Пенжинская (Пенжинско-Западно-Камчатская),

В-Кз – Восточно-Камчатская (Олюторско-Восточно-Камчатская),

Ю – Южно-Камчатская,

ПТз – Притихоокеанская восточных полуостровов,

Ц-Крз – Центрально-Камчатская рифтогенная;

У-Сб – Укэлят-Срединный блок;

Бп – Большерецкая плита;

С-Кв – Срединно-Камчатский массив;

Г-Пб – Ганальско-Петропавловский блок.

Зоны разломов:

Ц-К – Центрально-Камчатская, М-П – Малко-Петропавловская, Вл – Вилючинская,

К-А – Кроноцко-Андриановская,

К-Т – Кроноцко-Тигильская,

У-К – Усть-Камчатская,

В-К – Восточно-Камчатская,

П-К – Паланско-Командорская.

Рис. 1. Фрагмент схемы тектонического районирования Корьякско-Камчатской складчатой области (составили Апрельков и Попруженко).

1 – границы структурно-формационных зон, массивов, плит, блоков; 2 – предполагаемая восточная граница Центрально-Камчатской рифтогенной зоны и структурно-вещественных комплексов проблематичного генезиса (вулканогенно-кремнистые образования Хайрюзовского горст-антиклинория); 3 – прочие крупные разломы по геолого-геофизическим данным; 4 – оси крупных антиклинальных структур по геолого-геофизическим данным (в том числе погребенных); 5 – кайнозойские прогибы, впадины; 6 – зоны глубинных разломов (эллипсы ориентированы согласно простиранию разломов). На врезке серым цветом показано положение островодужных плиоцен-четвертичных вулканических поясов (ВК – Восточной Камчатки, ЮК – Южной Камчатки), ЦКД – Центральной Камчатской депрессии, СХ – Срединного хребта.

реологическую расслоенность коры и верхней мантии с протяженными и хорошо выраженными на разрезах границами раздела; основные из них охарактеризованы на рисунках абсолютными значениями скорости V_p . Наиболее четко выделяются: грани-

ца раздела кора-мантия, мантийная высокоскоростная наклонная аномалия, связанная с сейсмофокальной зоной (СФЗ) Беньюфа и низкоскоростные мантийные аномалии (астеносферные включения) под вулканическими поясами.

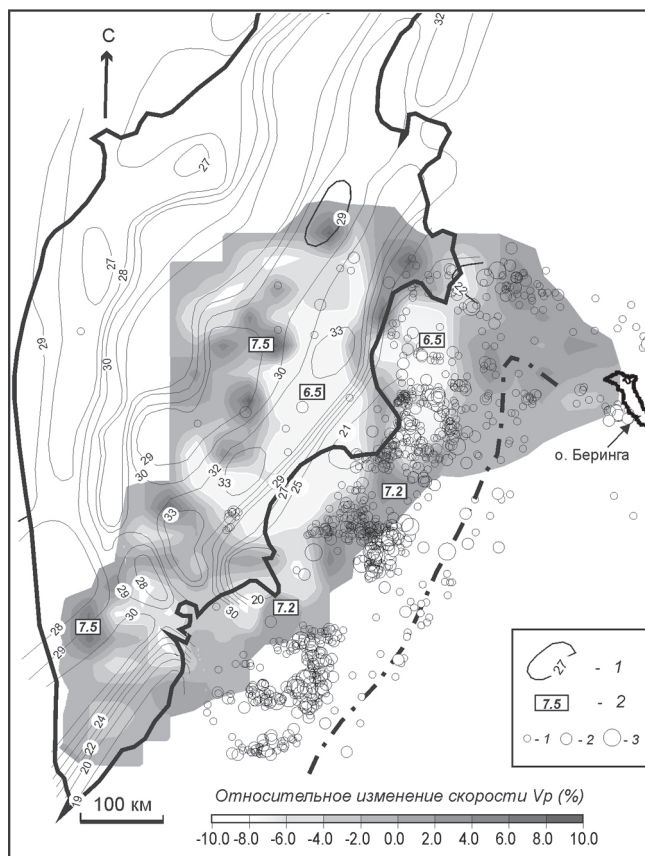


Рис. 2. Схема сопоставления мощности земной коры и скоростных аномалий в слое 20–40 км.

1 – изолинии мощности земной коры; 2 – значение скорости V_p . Кругами показаны эпицентры землетрясений с энергетическим классом K_s , равным 10–11 (1), 11–13 (2), больше 13 (3).

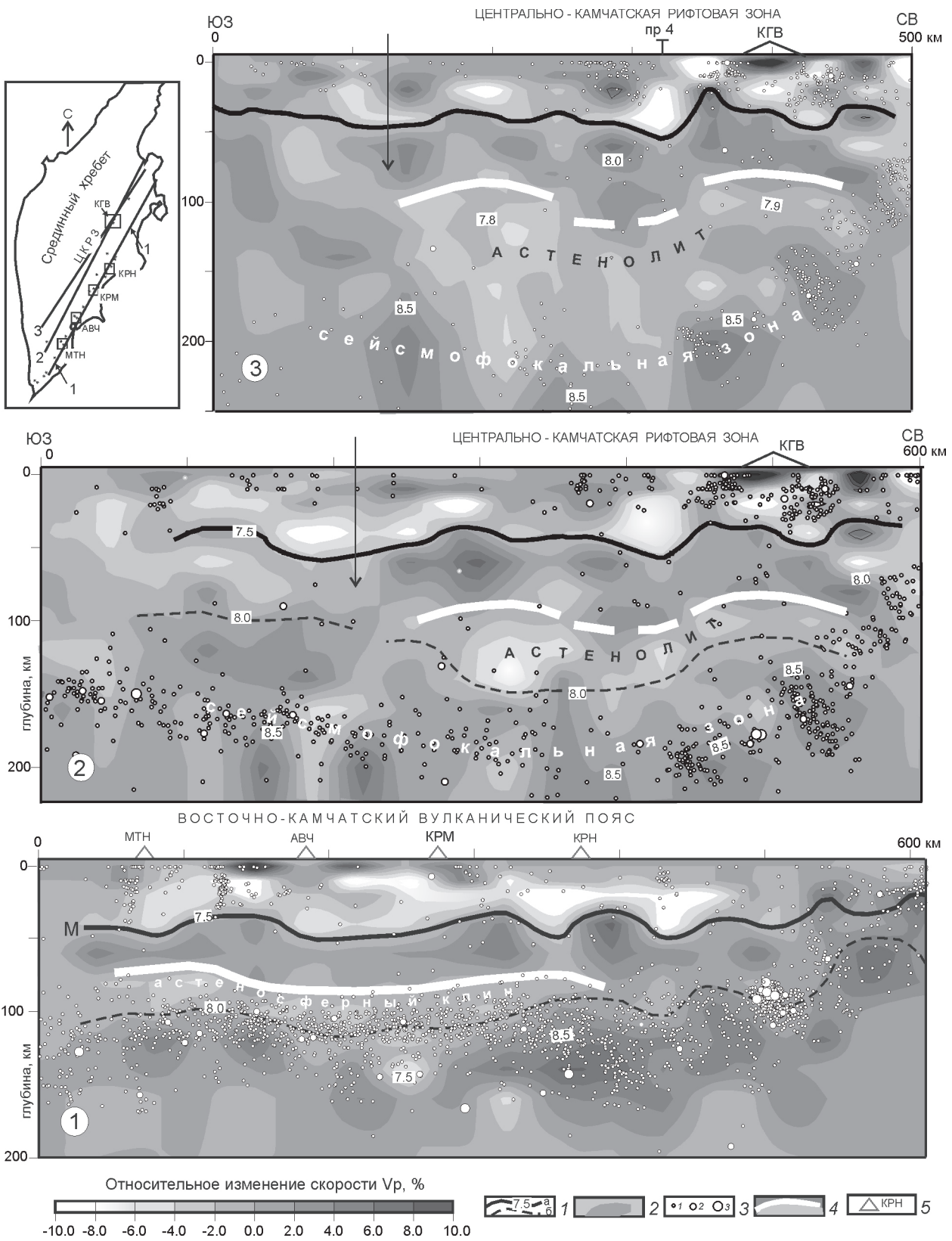
Раздел Мохо (условно мы его связываем с изолинией скорости $V_p = 7.5$ км/с) прослеживается достаточно уверенно как кровля высокоскоростной верхней мантии. Последняя – неоднородна по строению и в рисунке аномалий отчетливо проявляется взаимосвязь высоко- и низкоскоростных мантийных неоднородностей со скоростной структурой земной коры. Как правило, чем выше значение V_p в слое мантии под границей М, тем на меньших глубинах эта граница расположена.

Наклонная мантийная аномалия (слой) – переходная зона между океанической и континентальной мантиями – в целом представляется областью с преобладающими высокоскоростными “пятнами”. Однако ее мощность и скоростные свойства отличаются значительной неоднородностью по латерали и глубине. Кровле этого слоя (его западная граница) соответствуют значения скорости V_p , равные 8.0–8.5 км/с. Средние скорости в пределах слоя характеризуются

невероятно высокими значениями, для объяснения которых используются различные предположения, в частности [9, 16]. Наклонный слой разбит относительно низкоскоростными включениями; повышенный уровень сейсмичности, как правило, связан с высокоскоростными аномалиями или зонами значительных скоростных градиентов.

Кровле зон инверсии скорости (астеносферных включений) в верхней мантии соответствует изолиния со значением V_p , примерно равным 8.0 км/с. Скорость в пределах зоны инверсии понижена на 0.2–0.4 км/с. Следует отметить, что астеносферные неоднородности на примерно такой же глубине (им соответствует сейсмическая граница N) выделяется в верхней мантии континентов и океанов; их связывают со слоем повышенной пластичности [16]. Таким образом, переходная зона океан–континент также не является исключением из общего “глобального” правила. Однако под различными тектоническими зонами Камчатки астеносфера проявляется по-разному. Под ВКВП (профиль 1) она представляет собой относительно маломощный низкоскоростной слой, который практически выклинивается на широте Кроноцкого полуострова; здесь начинается разворот СФЗ к северо-западу. В литосфере ЦКРЗ (профили 2 и 3) – это, по-видимому, астенолит, представляющий собой мощную низкоскоростную неоднородность; в его пределах значения V_p понижены на 2–4%. Мощность астенолита максимальна в центральной части ЦКД, уменьшаясь в восточном, южном и северном направлениях. Ее распространение в верхней мантии четко ограничивается глубинными разломными зонами: с юга – Малко-Петропавловской зоной поперечных дислокаций, с севера – разломами алеутского направления; относительно восточной и западной границ ситуация более прозрачна при анализе скоростных карт. Отметим, что наибольшей мощности астенолита соответствует наибольшая “прогнутость” СФЗ (ее вертикального сечения под ЦКРЗ) и одновременно ослабление уровня сейсмичности. Обращает на себя внимание соответствие форм кровли астенолита и раздела Мохо, что свидетельствует, очевидно, о взаимосвязи механизмов их формирования. Под Северной группой вулканов северо-восточное “крыло” выделенной аномалии приподнято до глубины 80–100 км, и скорость в ее пределах понижена примерно на 4%. Мощность земной коры здесь заметно меньше, а скорость в верхней коре значительно повышена.

На рис. 4 показано пространственное положение астенолита в общей структуре верхней мантии под Восточной и Центральной Камчаткой (модель



демонстрирует пересечение двух разно ориентированных вертикальных сечений – вдоль и вкрест простирания Камчатки – на широте полуострова Кроноцкий). Четко видно, что “корни” астенолита приурочены к узкой линейной зоне, связанной, очевидно, с Центрально-Камчатским глубинным разломом.

Горизонтальные сечения (схемы) объемной модели позволяют проконтролировать выявленные скоростные аномальные объекты в пространственной структуре литосферы (рис. 5). Так, высокоскоростной наклонный слой – раздел между континентальной и океанической мантиями – на глубине около 200 км (глубже данные отсутствуют) имеет довольно простую форму и разбит поперечными низкоскоростными аномалиями, которые, вероятно, связаны с разломными зонами мантийного заложения, секущими этот слой. Наиболее значимая из них, северо-западного простирания, соответствует на поверхности Малко-Петропавловской зоне поперечных дислокаций. На схемах удается проследить изменение структуры фокального слоя практически до раздела Мохо. В слое 100–120 км он представляет собой чередование аномальных скоростных “пятен”: с высокоскоростными, как правило, связаны области повышенной сейсмичности. Выше по разрезу слой теряет четкие контуры, усложняется его структура, увеличивается неоднородность, он представляет собой широкую полосу из набора низко- и высокоскоростных неоднородностей. Однако в целом все-таки удается проследить ее общее простирание, которое резко изменяется в районе Кроноцкого полуострова, разворачиваясь к северу. Особенности сейсмичности в пределах СФЗ, как следует из рисунка аномалий и распределения гипоцентров, в целом взаимосвязаны.

Из рисунка аномалий очевидна приуроченность вулканических поясов к мантийным астеносферным неоднородностям. Можно проконтролировать мощность инверсионных зон, их взаимосвязь с другими структурами верхней мантии. Так, на глубине 80–120 км контрастно проявляется область пересечения разуплотненных мантийных слоев “камчатского” и “алеутского” направлений, в центре этой области – Северная группа вулканов (рис. 5). Полученная ско-

ростная структура и связанный с ней высокий уровень сейсмичности в районе побережья Камчатского залива нам представляется важным результатом с точки зрения дальнейших геодинамических построений. “Корни” астенолита в пределах ЦКРЗ приурочены к узкой (не более 50 км) низкоскоростной полосе на глубине около 200 км. С востока аномалия ограничена фокальным слоем и представляется очевидной взаимосвязь этой структуры с мантийными неоднородностями под вулканическими поясами

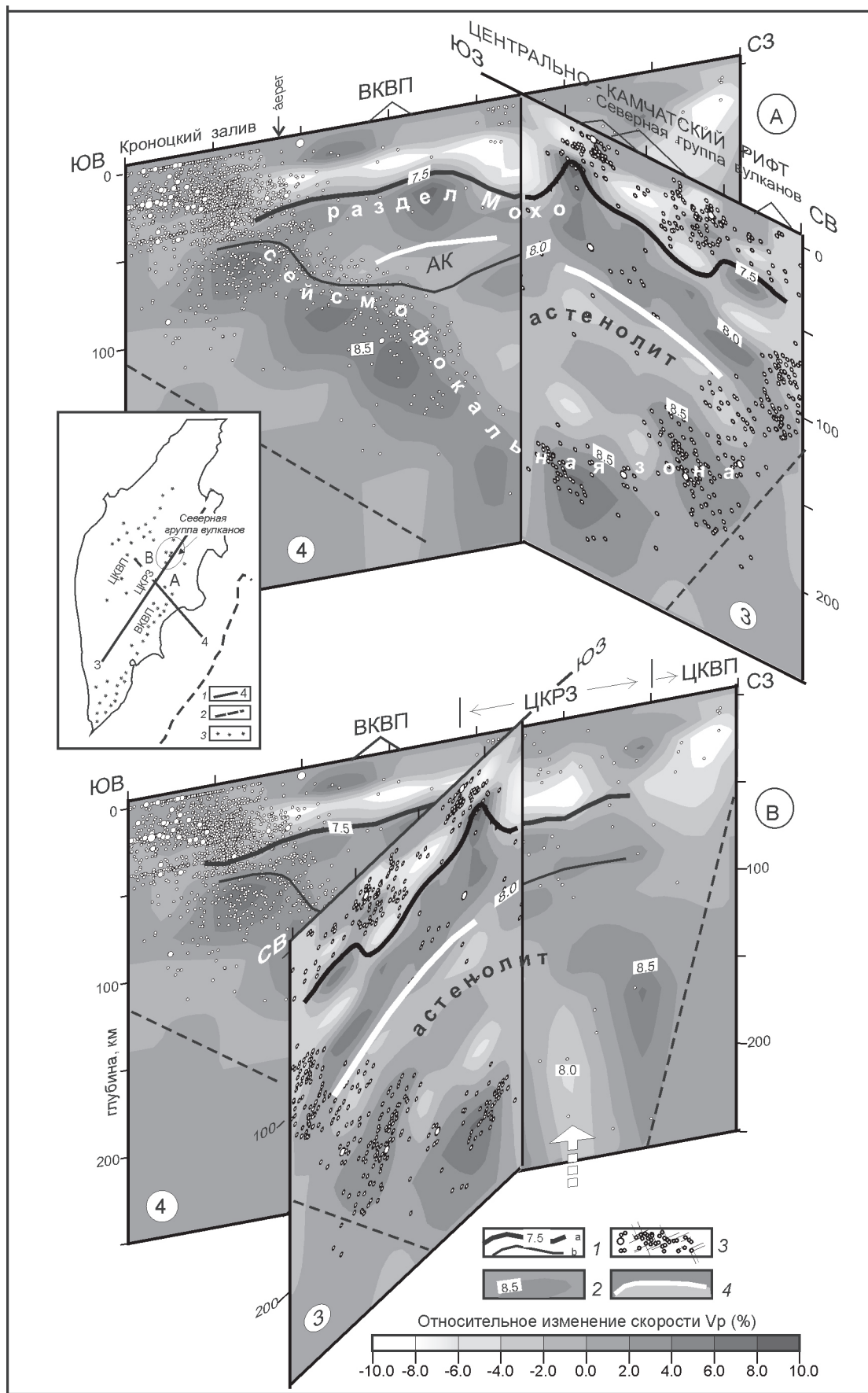
Представленные разрезы и схемы аномалий скоростного поля убедительно свидетельствуют о том, что литосфера под Камчаткой характеризуется латеральной и вертикальной геофизической неоднородностью. Отсюда естественно возникает вопрос о связи особенностей глубинного строения земной коры и верхней мантии. Эта связь, казалось бы, не столь очевидна, однако она следует из расположения крупнейших морфотектонических структур полуострова, систем разломных зон, в том числе неотектонических, блоковых поднятий и опусканий земной коры, протяженности и размещения вулканических зон, поясов, состава продуктов извержений [3, 4, 13, 15, 18, 22 и многие другие]. Ниже рассмотрим более детально характер и вероятные причины некоторых из этих связей.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ТЕКТониКИ СО СКОРОСТНОЙ МОДЕЛЬЮ ЛИТОСФЕРЫ

На рис. 2 сопоставляется скоростная структура в слое 20–40 км со схемой мощности земной коры. Поскольку как по данным МОВЗ, так и по данным сейсмической томографии оценки мощности земной коры имеют достаточно высокую (не менее 5 %) погрешность, постольку сопоставление этих данных целесообразно проводить на качественном уровне. Как следует из рисунка, мощность коры под Камчаткой изменяется в интервале 20–35 км. Поэтому можно сделать вывод, что при анализе схемы скоростных аномалий в слое 20–40 км, включающем в разных пропорциях как низы коры, так и верхи мантии, для тех районов, где по данным ГСЗ, МОВЗ и гравиметрии предполагаются максимальные мощности зем-

Рис. 3. Вертикальные сечения пространственной скоростной модели литосферы Восточной Камчатки.

1 – изолинии значений скорости V_p (в км/с), соответствующие разделу Мохо (а) и другим границам (б); 2 – аномалии скорости V_p ; 3 – эпицентры землетрясений с $M_s = 10–11$ (1), 11–13 (2), более 13 (3); 4 – изолиния скорости V_p , соответствующая кровле астеносферных неоднородностей; цифрами на разрезах показаны абсолютные значения скорости в пределах аномалий; 5 – вулканы вдоль ВКВП: МТН – Мутновская, АВЧ – Авачинская группы вулканов, КРМ – Карымский вулканический центр, КРН – Кроноцкий вулкан, КГВ – Ключевская группа вулканов. Стрелками показана граница резкой смены структуры литосферы, соответствующая на поверхности Петропавловской зоне разломов. Положение вертикальных сечений (профилей) показано на врезке.



ной коры, должны наблюдаться относительно пониженные скоростные аномалии и, соответственно, повышенные, если мощность коры минимальна. Из рисунка следует, что в области ЦКРЗ и Большерецкой плиты на юго-западе полуострова с относительно пониженной (до 29 км) мощностью коры наблюдаются участки с относительно повышенными средними скоростями. Протяженная линейная зона повышенной мощности коры к востоку от этой зоны характеризуется, как и следовало ожидать, отрицательными аномалиями. Зона с относительно уменьшенной мощностью коры вдоль восточных полуостровов и район Берегового хребта (Южная Камчатка) характеризуются в рассматриваемом плане неоднозначно. Несмотря на достаточно высокие градиенты уменьшения мощности коры к востоку и наличие “закономерных” положительных аномалий в области СФЗ, в прибрежной части заливов Восточной Камчатки наблюдаются, напротив, отрицательные скоростные аномалии. Объяснение такого несоответствия можно, очевидно, относить к влиянию тектонической раздробленности, повышенной макро- и микротрещиноватости, значительной анизотропии скорости в этой зоне, что является следствием наблюдаемой здесь максимальной сейсмичности как в верхней мантии, так и земной коре. Во всяком случае, нам представляется, что усредненные особенности распределения скоростных аномалий в слое 20–40 км согласуются (с учетом влияния сейсмического фактора) с мощностями земной коры.

Особо следует отметить четкую корреляцию в распределении скоростных неоднородностей верхней мантии с глубинными разломами, выделенными ранее по геолого-геофизическим данным [4, 18 и др.]. На сквозькоровый характер ряда таких разломов указывает приуроченность к ним молодого вулканизма и корово-верхнемантийной межблоковой сейсмичности. Необходимо подчеркнуть чрезвычайно контрастную выраженность структуры разломных зон в верхней мантии и “подчиненность” характера скоростных полей разломной тектонике. Более того, анализ скоростных “пятен” (аномалий) на различных глубинах верхней мантии свидетельствует, что ряд систем глубинных разломов, таких как Птр и К-Т северо-западного, К-А широтного и У-К северо-западного

простираций (рис. 1) и некоторые другие, имеют фундаментальное значение в формировании современной тектоники полуострова. Наиболее контрастно в перечне глубинных разломных зон выделена система северо-западных разломов, проходящих в районе г. Петропавловска-Камчатского, ограничивающих с северо-востока Малкинско-Петропавловскую (Ганальский блок) зону поперечных дислокаций (рис. 3, 4). С этой зоной связаны изменения скоростной структуры фокального слоя и, вероятно, значительные горизонтальные смещения в верхней мантии. Можно предположить, что пересечение этой зоны с ЦКРЗ формирует наиболее значительную (в пределах изученных глубин) низкоскоростную область, возможно имеющую продолжение под Срединным хребтом. И наконец, по этой системе разломов происходит резкое изменение характера слоистости скоростной структуры верхней мантии – с выклиниванием выявленного в области ЦКРЗ астенолита, что, вероятно, может объяснить более слабое проявление четвертичного вулканизма в Малко-Петропавловской зоне.

Представляется закономерным, что зональное строение земной коры (и ее мощности) в плане четко согласуется с распределением скоростных аномалий в интервале глубин 80–140 км, именно с тем слоем мантии, на уровне которого выделяются астеносферные “тела”. Очевидно, термодинамические процессы в астеносфере определяют геодинамическую направленность развития литосферы в целом, включая ее верхний слой – земную кору. Ярким подтверждением этому предположению служит распределение скоростных неоднородностей вдоль вертикальных сечений (рис. 3). Четко видно, что участкам относительного поднятия кровли астеносферы отвечают участки с относительно сокращенной мощностью коры, что может являться следствием развития здесь процессов апвеллинга.

К сожалению, конфигурация региональной телеметрической сети станций на Камчатке и особенности местной сейсмичности не позволяют провести уверенные сейсмотомографические построения для района Срединного хребта, сложенного позднекайнозойскими вулканическими комплексами (ЦКВП). В этом районе в голоцене проявился ареальный вул-

Рис. 4. Пространственное изображение скоростной модели литосферы в области пересечения профилей 3 и 4.

А – вид с востока, В – севера (см. врезку). Условные обозначения аналогичны рис. 3 и 4. АК – астеносферный клин под ВКВП. Штриховой линией выделены области надежных построений. Стрелкой показано положение “корня” астенолита. По горизонтальным осям деления показаны через 100 км.

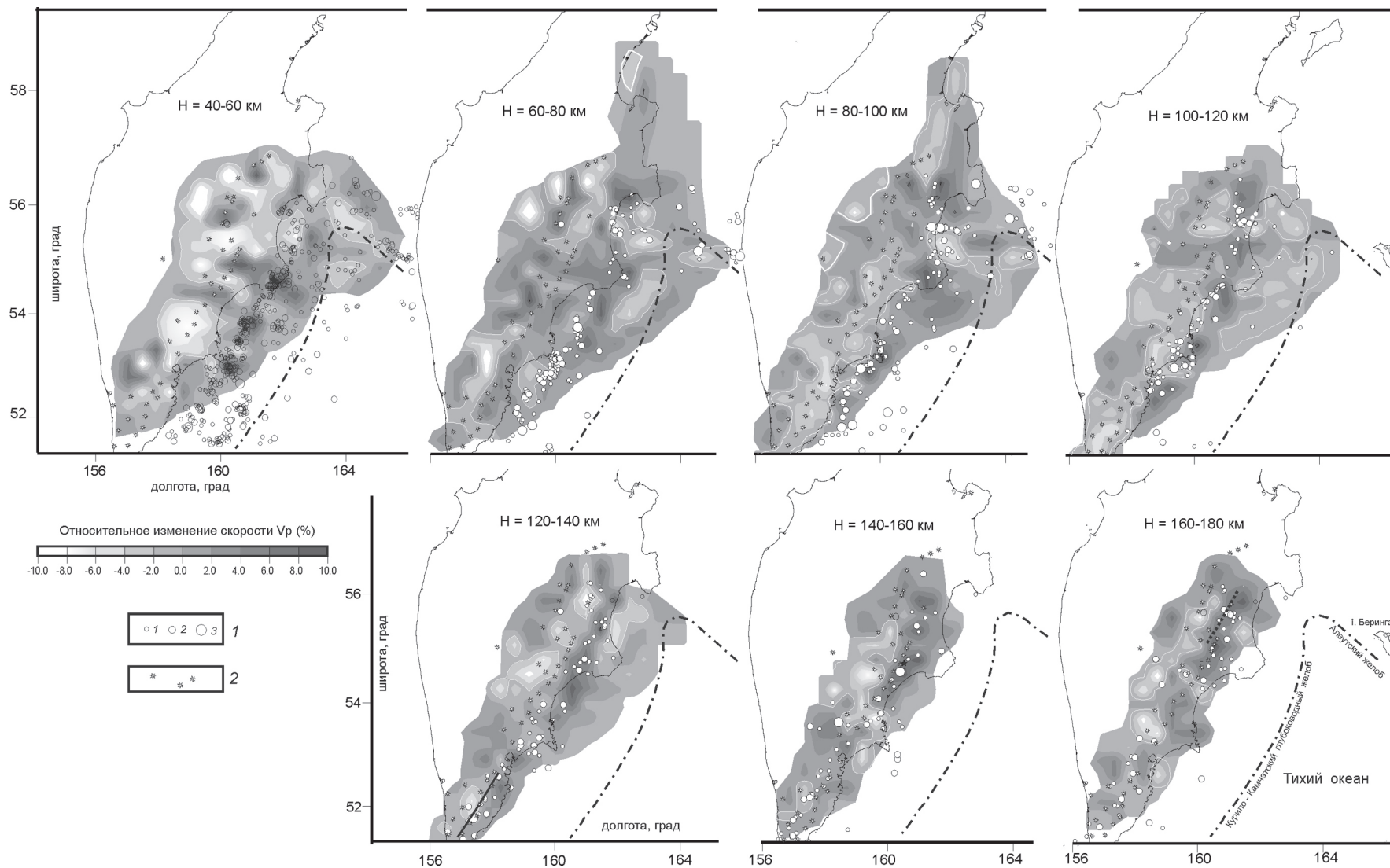


Рис. 5. Горизонтальные сечения пространственной скоростной модели литосферы (слои 40–60, 60–80, 80–100, 100–120, 120–140, 140–160, 160–180 км) под Восточной Камчаткой.

1 – эпицентры землетрясений с M_s 10–11 (1), 11–13 (2), более 13 (3); 2 – вулканы.

канизм, а в современное время область хребта испытывает интенсивное поднятие и наблюдается повышенный тепловой поток [20]. Все это, вероятно, является следствием активных процессов, сохраняющихся в верхней мантии. В связи с этим можно предполагать ее существенную геофизическую неоднородность.

Из скоростной модели следует, что под центральной, наиболее широкой частью Камчатки, в области между Малко-Петропавловской (М-П) и Паланско-Командорской (П-К) зонами поперечных дислокаций на глубинах 80–140 км имеется астеносферное включение (астенолит), геодинамические процессы в котором, вероятно, обуславливают общее воздымание территории и формирование геоантиклинального поднятия (в центральной, наиболее широкой части Камчатки). Геоантиклинальное поднятие характеризуется достаточно сложным строением в связи с проявившимися и продолжающимися в позднем кайнозое вулканизмом и компенсационными процессами. Более того, если сопоставить область развития астенолита, условно продлив его в область Срединного хребта, с общими морфоструктурными особенностями строения Камчатки, которые получены по данным дешифрирования мелкомасштабных космических снимков [13], то выявляется, что над областью астенолита на фоне общего воздымания сформировалась Центрально-Камчатская кольцевая депрессия. В ее тектоническое обрамление входит ряд горст-антиклинальных поднятий Восточно-Камчатских хребтов Восточно- и Западно-Камчатской зон (рис. 1). Учитывая весьма широкое развитие в области Центрально-Камчатской кольцевой депрессии позднекайнозойских вулканитов, можно рассматривать ее как компенсационную. Эти процессы, вероятно, парагенетически связаны и со скоростной структурой мантии, отражающей термодинамические, петрофизические и другие ее свойства (рис. 5). Результаты геоплотностного моделирования показывают, что разуплотнение и, следовательно, отрицательные аномалии скорости сейсмических волн можно предполагать и в западной, не освещенной томографическими построениями области вулканической зоны Срединного хребта. Отметим, что здесь находится крупный действующий вулкан Ичинская сопка, продолжающий развитие долгоживущих (неогеновых) вулканических комплексов (центров).

В целом, согласно сейсмотомографической модели, особенности скоростной структуры верхней мантии во многом увязываются с региональ-

ной тектоникой. Это лишним раз доказывает существование тесной парагенетической связи современной структуры земной коры и геофизической неоднородности верхней мантии в интервале изученных глубин. Если предположение о существовании определенной симметрии центрального типа в мантии верно (что в большой степени следует из рис. 4), то, с учетом выявленных ослабленных зон (“каналов”), пронизывающих СФЗ, можно предполагать существование глубинного источника поступления вещества в область астенолита (мантийного диапира). На развитие подобной структуры, возможно, указывает и прогнутость сейсмофокального слоя под областью Центрально-Камчатского рифта. Подобное предположение, конечно же, не является бесспорным в связи с асимметрией картины общей сейсмичности, которая очень слабо проявляется в пределах Центральной Камчатки. Однако можно допустить, что данная асимметрия является следствием более фундаментальной (глубинной) неоднородности верхней мантии и самообразование структуры СФЗ, как границы океан–континент, является отражением этого следствия. Но в таком случае глубинные процессы под Камчаткой должны протекать по другой, альтернативной тектонике плит, геодинамической схеме. Авторы предполагают рассмотреть эти вопросы в продолжении настоящей работы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Резюмируя изложенное, можно сделать ряд в различной степени обоснованных выводов:

- результаты геофизических исследований, в частности, выполненных методом сейсмотомографии, свидетельствуют, что верхняя мантия под Камчаткой характеризуется резкой вертикальной и латеральной скоростной, плотностной и, возможно, петрофизической неоднородностью и имеет слоисто-блоковую структуру;

- неоднородности структуры мантии имеют связь с тектоническим строением земной коры, часто контролируются системами глубинных разломов различного направления;

- молодой вулканизм, наиболее фундаментальные (региональные) особенности строения земной коры, региональная морфотектоника связаны с характером распределения в мантии астенолитных включений и в целом с ее сложной структурой;

- “корни” вулканических поясов приурочены к зоне инверсии скорости на глубине 80–120 км;

- выявленный под Центрально-Камчатской рифтогенной зоной астенолит, мощность которого со-

ставляет не менее 100 км, возможно, обусловлен более глубоким источником поступления вещества, с которым опосредованно взаимосвязан современный вулканизм северной части ВКВП:

- на ряде глубинных уровней верхней мантии преобладающим является подчиненность ее структуры разломной тектонике, более того, разломные зоны проникают сквозь фокальный слой и, вероятно, могут являться каналами выноса глубинного вещества (расплавов и флюидов).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П., Вольнец О.Н., Антонов А.Ю. Вулканизм Курильской островной дуги, структурно-петрохимические аспекты проблемы и проблемы магнезиализации // Вулканология и сейсмология. 1989. № 5. С. 3–16.
2. Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулкано-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.
3. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И. Тектоника Камчатки // Тихоокеан. геология. 1993. Т. 12, № 3. С. 62–75.
4. Апрельков С.Е., Иванов Б.В., Попруженко С.В. Тектоника и геодинамическая эволюция Юго-Восточной Камчатки (Петропавловский геодинамический полигон) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 4. С. 16–28.
5. Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1989. 382 с.
6. Вольнец О.Н., Карпенко С.Ф., Кэй Р.У. и др. Изотопный состав позднеэоценовых K-Na-щелочных базальтоидов Восточной Камчатки: отражение гетерогенности мантийного источника магм // Геохимия. 1997. № 10. С. 1005–1018.
7. Вольнец О.Н., Мелекесцев И. В., Пономарева В.В. и др. Харчинский и Заречный вулканы – уникальные центры позднеплейстоценовых магнезиальных базальтов на Камчатке: структурная приуроченность, морфология, возраст и геологическое строение вулканов // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4–5. С. 5–18.
8. Гонтовая Л.И., Левина В.И., Санина И.А. и др. Скоростные неоднородности литосферы под Камчаткой // Вулканология и сейсмология. 2003. № 4. С. 56–64.
9. Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В. Глубинные процессы и геофизические модели мантии Восточной Камчатки и Кроноцкого залива // Геология и полез. ископаемые мирового океана. 2006. № 2. С. 107–122.
10. Ермаков В.А. Континентализация или океаногенез? // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 1998. Т. 1. С. 188–190.
11. Ермаков В.А. Особенности развития активной континентальной окраины (на примере Курило-Камчатского региона) // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 158–188.
12. Леглер В.А. Деформация погружающейся литосферной плиты и продольные сдвиги Курило-Камчатской островной дуги // Тектоника литосферных плит. М.: Наука, 1976. С. 103–147.
13. Морфотектонические системы центрального типа Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. 214 с.
14. Низкоус И.В., Санина И.А., Кисслинг Э. и др. Скоростные свойства литосферы переходной зоны океан-континент в районе Камчатки по данным сейсмической томографии // Физика Земли. 2006. № 4. С. 18–29.
15. Очерки тектонического развития Камчатки. М.: Наука, 1987. 248 с.
16. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и глобальная геотектоника // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2000. С. 64–83.
17. Пивоварова Н.Б., Славина Л.Б., Тушко Т.А. Моделирование трехмерных скоростных полей // Физика сейсмических волн и внутреннее строение Земли. М.: Наука, 1983. С. 139–150.
18. Попруженко С.В., Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н. Восточно-Камчатский вулканический пояс в свете геофизических данных // Вулканология и сейсмология. 1987. № 2. С. 14–24.
19. Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление. М.: Наука, 1992. 263 с.
20. Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Яновский Ф.Ф. Земной тепловой поток Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1991. № 2. С. 41–65.
21. Тектоносфера Тихоокеанской окраины Азии. Владивосток: ДВО РАН, 1998. 238 с.
22. Трифонов В.Г., Востриков Г.А., Кожурин А.И. и др. Неотектоника и современная геодинамика подвижных поясов. М.: Наука, 1988. 365 с.
23. Федоров П.И., Шапиро М.Н. Геохимия неогеновых вулканитов перешейки Камчатки в связи с геодинамикой Алеутско-Камчатского сочленения // Геотектоника. 1998. № 2. С. 44–56.
24. Федотов С.А., Потапова О.В. Предварительная карта тел на глубинах 30–100 км в верхней мантии под Камчаткой, экранирующих Р- и S-волны // Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. М.: Наука, 1974. С. 176–178.
25. Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В. и др. Сейсмофокальная зона Камчатки (геометрия, размещение очагов землетрясений и связь с вулканизмом) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 91–107.
26. Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г. Геохимия позднеэоценовых палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология. 2001. Т. 9, № 2. С. 189–208.
27. Baranov B.V., Seliverstov N.I., Murav'ev A.V. et al. The Komandorsky basin as a product of spreading behind a transform plate boundary // Tectonophysics. 1991. V. 199, N 2–4. P. 237–270.
28. Gorbato A., Kostoglodov V., Suarez G. et al. Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone // JGR. 1997. V.102. P. 17883–17898.
29. Gorbato A., Dominguez J., Suarez G. et al. Tomographic imaging of the P-wave velocity structure beneath the Kamchatka peninsula // Geophys. J.Int. 1999. V. 137. P. 269–279.

30. Kissling E. Geotomography with Local Earthquake Data // *Reviews of Geophysics*. 1988. V. 26. P. 659–698.
31. Levin V., Shapiro N., Park J. et al. Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka // *Nature*. 2002. V. 418. P. 763–766.
32. Slavina L.B., Pivovarova N.B. Three-dimensional velocity models of focal zones and refinement of hypocentral parameters. // *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1992. N 75. P. 77–78.
33. Volynets O.N. Geochemical types, petrology, and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // *Intern. Geol.* 1994. V. 36. P. 373–405.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

L. I. Gontovaya, S.V. Popruzhenko, I.V. Nizkous, S. E. Aprelkov

The upper mantle of Kamchatka: the depth model and its relation to tectonics

According to the results of comparison of geologic-geophysical data on investigations in Kamchatka with the seismic tomography model of the upper mantle, a consistent spatial structure of the lithosphere in the region was obtained. This was for the first time that in the upper mantle of the Central Kamchatka rift zone asthenolith was found. Its thickness and boundaries as well as the character of correlation with tectonics were determined. Low velocity inclusions were established beneath the contemporary volcanic belts; the former being related to the velocity structure of the focal layer and the character of seismicity within its bounds. It is shown that the structure of the upper mantle at some depths depends on fault tectonics. The system of NW faults (in the Petropavlovsk-Kamchatskiy area) is most contrasting. It is, probably, related to significant horizontal movements in the upper mantle. The recognized asthenolith inhomogeneities are presumed to have their continuation beneath the Sredinnyy Range. The revealed characteristics of the deep structure of Kamchatka and, in particular, of the focal zone are very important for understanding the geodynamic processes in the continent-Pacific Ocean junction zone.

Key words: seismic tomography, velocity model, lithosphere, upper mantle, asthenosphere, rift zone, volcanoes, faults, Kamchatka.

ВЕСЬМА МЕЛКОЕ И ТОНКОЕ ЗОЛОТО В РОССЫПЯХ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ

И.С. Литвиненко

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан

Поступила в редакцию 18 июня 2006 г.

На основе данных по опробованию с помощью винтового сепаратора и шлюза золотоносных рыхлых отложений (более 2000 проб) и материалов других исследователей рассмотрены основные закономерности миграции и концентрации весьма мелкого и тонкого золота в ходе общего развития россыпеобразовательных процессов на Северо-Востоке России. Оценены уровень концентраций и масштабы проявления такого металла в различных генетических типах россыпей. Наиболее оптимальные условия для высвобождения и концентрации весьма мелкого и тонкого золота в россыпях на Северо-Востоке России существовали при формировании иллювиально- и аллювиально-остаточных россыпей в палеоген-миоценовый период развития орогенных морфоструктур региона. Их преобразование в ходе склоновых и аллювиальных процессов в плиоцен-четвертичную стадию тектонической активизации с формированием склоновых и аллювиальных россыпей в современных речных долинах сопровождалось преимущественно рассеиванием мелких фракций металла. Собственно же процесс образования россыпей с весьма мелким и тонким золотом в условиях перигляциального литогенеза плиоцен-четвертичной стадии тектонической активизации (в результате вскрытия и разрушения в этот период коренных источников), в силу ничтожной степени высвобождения такого металла под действием физического выветривания, имеет весьма ограниченное проявление и масштабы. Практический интерес с позиции весьма мелкого и тонкого золота на Северо-Востоке России представляют остаточные, элювиально-склоновые и пластовые аллювиальные россыпи долин низких (и отчасти средних) порядков с коренными источниками золотосодержащей медно-порфировой, золото-кварц-сульфидной и сходных с ними по россыпеобразующим свойствам формаций, а также участков развития прожилково-штокверкового оруденения золото-кварцевой формации. Содержание весьма мелкого и тонкого золота в таких россыпях составляет до нескольких г/м³. Как перспективные объекты могут рассматриваться россыпи констративных толщ грабен-долин (долин-впадин), а также пойменные и косовые россыпи на участках развития оруденения площадного характера с высоким содержанием в рудах зерен золота размером менее 0.25 мм.

Ключевые слова: весьма мелкое, тонкое золото, россыпи, россыпеобразовательные процессы, Северо-Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

В связи с отработкой традиционных типов россыпных месторождений в последнее время все большее внимание привлекают природные скопления весьма мелких (0.1–0.25 мм) и тонких (менее 0.1 мм) частиц золота в рыхлых отложениях различного генезиса. При этом речь идет как о выявлении самостоятельных типов россыпей с преимущественно мелким (менее 0.25 мм) размером зерен полезного компонента, так и об оценке этих фракций металла в уже известных, активно эксплуатируемых россыпях и продуктах их отработки.

На Северо-Востоке России наибольший интерес вызывает вопрос о возможности присутствия повышенных концентраций весьма мелкого и тонкого золота в аллювиальных пластовых россыпях, играющих ведущую роль во всех россыпных районах и узлах. Выполненные автором на протяжении многих лет работы по опробованию с помощью винтового сепаратора и шлюза золотоносных рыхлых отложений (более 2000 проб) в совокупности с материалами других исследователей позволяют высказать представления об основных закономерностях миграции и концентрации весьма мелкого и тонкого золота в ходе общего развития россыпеобразовательных про-

цессов в рассматриваемом регионе и оценить уровень концентраций и масштабы проявления такого металла в различных генетических типах россыпей. Исходя из выявленных запасов золота в пластовых россыпях и доли золотин размером менее 0.25 мм в рудах коренных источников, проведена также оценка общего количества весьма мелкого и тонкого золота в рыхлых отложениях по золотоносным районам и узлам (рис. 1).

ОСТАТОЧНЫЕ РОССЫПИ

Работами автора [7, 9 и др.] на примере россыпных месторождений Олойской складчатой зоны, Приколымского поднятия, Яно-Колымской складчатой системы установлено, что формирование россыпей на Северо-Востоке России происходило непрерывно в течение единой кайнозойской эпохи россыпеобразования, в которой выделяются два основных этапа, резко различающихся по условиям высвобождения, миграции и концентрации золота в сфере континентального литогенеза.

Ведущую роль в формировании россыпных концентраций играл этап, связанный с палеоген-миоценовыми стадиями тектонической активизации орогенных морфоструктур (развивавшихся в этот период в режиме денудационных поднятий [7]), который выражался в образовании на междуречных пространствах иллювиально-остаточных, а в днищах долин аллювиально-остаточных россыпей (рис. 2). Они формировались в обстановке длительных медленных дифференцированных тектонических движений в условиях теплового влажного климата и унаследованного развития гидросети в результате активного химического выветривания коренных источников, развивавшегося синхронно с эрозионными и денудационными процессами. Это определяло, в условиях свободной циркуляции грунтовых вод вниз по направлению погружения рудных тел и плавного прогрессивного развития зоны окисления за счет понижения уровня эрозии, высокую степень гипергенной переработки руд и высвобождения всех форм и типов золота. Перераспределение высвобождающегося золота в нижние горизонты формирующейся зоны окисления (в связи с чем оно практически исключалось из прямого воздействия аллювиальных и склоновых процессов, в ходе которых удалялся незолотоносный материал), вынос значительной части продуктов выветривания золотомещающих пород в виде растворов и суспензий являлись главными факторами литогенетического механизма образования россыпных концентраций.

Сравнительный анализ типоморфных свойств самородного золота (морфометрических характерис-

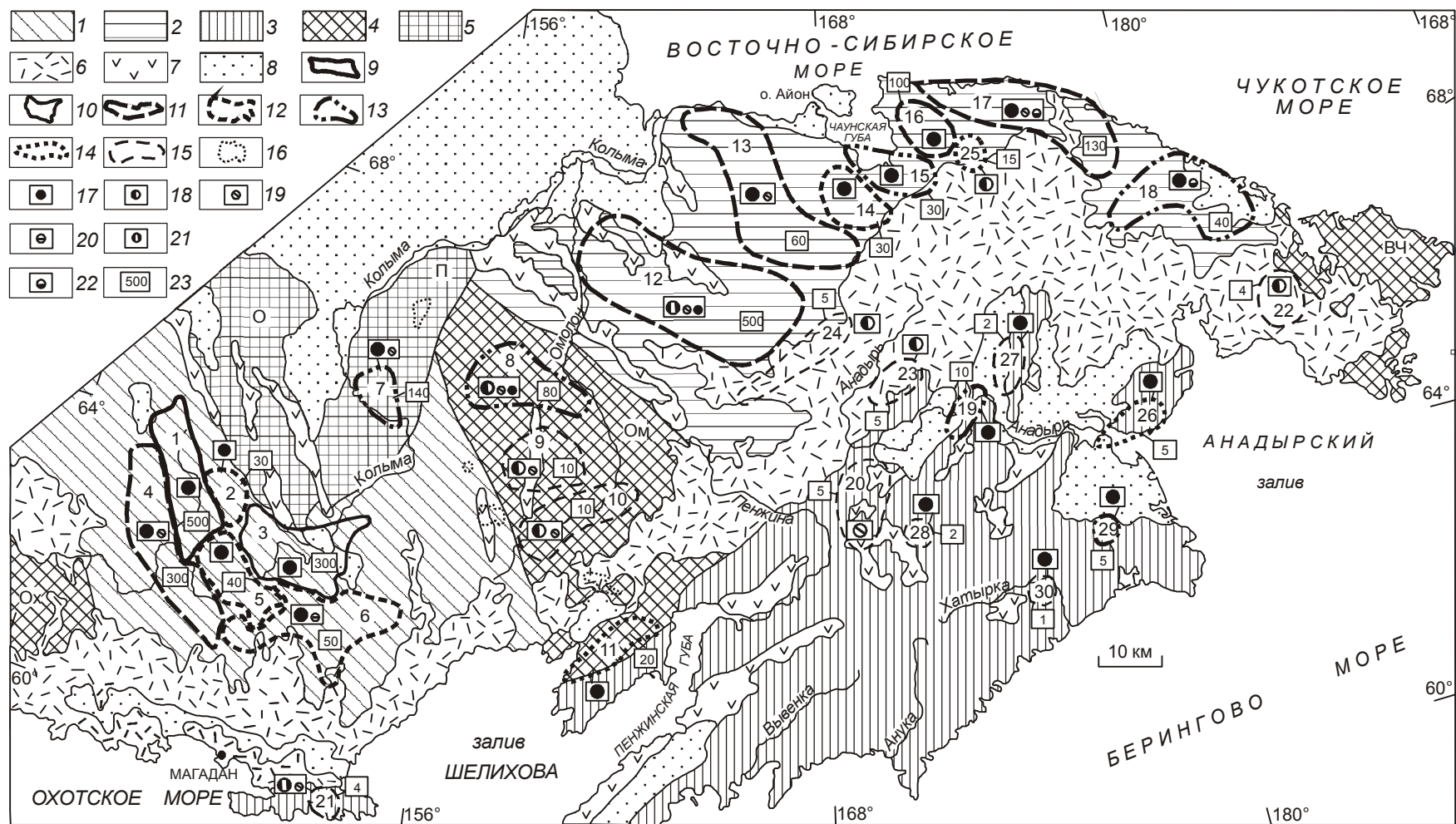
тик, внутреннего строения и состава золотин) рудных проявлений центральной Колымы, Чукотки и Приколымского поднятия и реликтовых частей связанных с ними иллювиально-остаточных концентраций показывает, что в иллювиально- и аллювиально-остаточных россыпях, связанных с малосульфидными преимущественно кварцевыми рудными телами, основным являлся механический тип концентрации золота: за счет проседания вниз и переноса грунтовыми водами. При формировании иллювиально- и аллювиально-остаточных россыпей, связанных с проявлениями золото-кварцевой формации со сложным составом руд (минерализованные дайки, жильные зоны), а также с рудными телами золото-кварц-сульфидной, медно-порфировой и других сходных с ними по россыпеобразующим свойствам формаций процесс высвобождения золота сопровождался переводом части его в раствор, а механизм концентрации золота носил не только механический, но и хемогенный характер.

Длительный характер проявления дифференцированных тектонических движений в палеоген-миоценовые стадии развития орогенных морфоструктур (десятки миллионов лет) определил значительную величину денудационного среза рудных систем, а связанное с ними постоянное понижение уровня эрозии обусловило многоактность процесса концентрирования золота в постоянно и прогрессивно развивавшихся зонах окисления с формированием в них достаточно локализованных золотоносных пластов иллювиально- и аллювиально-остаточных россыпей.

Механизм формирования иллювиально- и аллювиально-остаточных россыпей предопределял накопление наряду с крупными мелкими фракциями золота. При этом в подзоне гипергенного золотого обогащения происходило не только накопление первичного (гипогенного) весьма мелкого и тонкого золота, но и осаждение преимущественно в виде субмикроскопических частиц вторичного (гипергенного) золота [13, 14].

В последующую плиоцен-четвертичную стадию тектонической активизации орогенных морфоструктур, в связи с возросшей интенсивностью тектонических движений, произошло преобразование в ходе склоновых и аллювиальных процессов иллювиально- и аллювиально-остаточных концентраций золота с формированием склоновых и аллювиальных пластовых россыпей в современных речных долинах.

В морфоструктурах, развивавшихся в плиоцен-четвертичный период тектонической активизации как интенсивные устойчивые поднятия, иллювиаль-



но- и аллювиально-остаточные россыпи были практически полностью денудированы. В морфоструктурах слабых и умеренных прерывистых поднятий и инверсионного развития сохранились их незначительные реликты в виде “карманов” и западин, выполненных дресвяно-песчаным или мелкощебнисто-дресвяным материалом рудных тел с охристо-глинистым заполнителем.

Наиболее высокие содержания весьма мелкого и тонкого золота в сохранившихся реликтах иллювиально- и аллювиально-остаточных россыпей отмечаются на участках распространения богатого золотого оруденения со сложным составом руд и высокой долей в них мелких фракций металла. Так, в реликтах иллювиально-остаточной россыпи на золотосодержащем молибден-медно-порфировом рудопоявлении Дальний (Больше-Ануйский рудно-россыпной район) содержания весьма мелкого и тонкого золота достигают 8.7 г/м^3 при его доли в общем балансе металла 87.4 %. В глинистом материале коры выветривания рудных тел с золото-серебряным оруденением месторождения Сопка Рудная (Паляваамский рудно-россыпной узел), по данным лоткового опробования, содержания металла менее 0.25 мм составляли до 6 г/м^3 при его выходе 50.2 %, а с учетом данных пробирного анализа хвостов промывки достигали 24 г/м^3 (при его доле 80.1 %) [17]. В реликтах остаточных россыпей, формировавшихся за счет месторождений золото-кварцевой формации, наибольшие концентрации весьма мелкого и тонкого золота отмечаются над рудными телами с прожилково-вкрапленным оруденением (жильные зоны). В релик-

тах иллювиально-остаточной россыпи над рудным телом № 1 месторождения Павлик (Кулино-Тенькинский район) содержание зерен менее 0.25 мм составляет до 4.5 г/м^3 при их выходе 46.2 %, а в аллювиально-остаточной россыпи в днище долины руч. Глухариный (Шаманиха-Столбовской район) – 6.8 г/м^3 при их доле 97.7 %. Над кварцевыми жилами количество весьма мелкого и тонкого золота в остаточных россыпях не превышает 10.5 %, а его содержание – 1.4 г/м^3 .

В среднем количество весьма мелкого и тонкого золота в реликтах остаточных россыпей, характеризующихся, как правило, небольшим объемом рудной массы, составляет от первых процентов (над рудными телами золото-кварцевой формации) до 90 % при содержаниях в сотни г/м^3 и первые г/м^3 (таблица). Количество весьма мелкого и тонкого золота в отдельных объектах определяется килограммами – первыми десятками килограммов.

ЭЛЛЮВИАЛЬНО-СКЛОНОВЫЕ РОССЫПИ

В плиоцен-четвертичный период тектонической активизации в районах развития среднегорного и высокогорного рельефа на междуречных пространствах иллювиально-остаточные россыпи были практически полностью денудированы. Развитие процессов россыпеобразования на вершинных поверхностях и склонах выражается здесь во вскрытии и разрушении коренных источников в условиях перигляциального литогенеза, с накоплением высвободившихся частиц самородного золота преимущественно в щебневом элювиально-склоновом материале. Частицы золота, просеиваясь между обломками, сосредоточи-

Рис. 1. Схема россыпной золотоносности Северо-Востока России (использованы материалы тематических работ [1, 2, 6, 11, П.О. Генкин и др., 1973 г.]).

1–3 – Верхояно-Чукотская (Яно-Колымская (1), Чукотская (2) системы) и Корякско-Камчатская (3) складчатые области; 4 – Охотский (Ох), Омолонский (Ом), Восточно-Чукотский (ВЧ) срединные массивы; 5 – Омулеское (О) и Приколымское (П) поднятия; 6, 7 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (6), прочие вулканогенные пояса и зоны (7); 8 – наложенные кайнозойские впадины; 9–15 – золотоносные районы и узлы, ранжированные по запасам (включая добытые) золота в пластовых россыпях (в т): более 1000 (9), 500–1000 (10), 100–500 (11), 50–100 (12), 10–50 (13), 5–10 (14) и менее 5 (15); 16 – золотоносные узлы с непромышленными пластовыми россыпями; 17–23 – формационные типы основных (крупный знак) и второстепенных (мелкий знак) коренных источников: 17 – золото-кварцевый, 18 – золото-серебряный, 19 – золото-кварц-сульфидный, 20 – золото-редкометалльный, 21–22 – золотоносные молибден-медно-порфировый (21) и вольфрам-оловорудный кварцево-грейзеновый (22); 23 – минимальная оценка количества весьма мелкого и тонкого золота, поступившего в рыхлые отложения при формировании пластовых аллювиальных россыпей (в тоннах).

Цифрами обозначены золотоносные районы: Берелехский (1), Мылгино-Дебинский (2), Таскано-Среднеканский (3), Кулино-Тенькинский (4), Бохапчино-Тыэллахский (5), Нерего-Буондинский (6), Шаманиха-Столбовской (7), Северо-Омолонский (8), Кедоно-Коркодонский (9), Южно-Омолонский (10), Тайгоносский (11), Больше-Ануйский (12), Мало-Ануйский (13), Раучуанский (14), Нетлин-Наглейнинский (15), Ичувеевский (16), Прибрежный (17), Восточно-Чукотский (18), Отроженский (19), Орловско-Куйбивеевский (20), Кони-Пьягинский (21) Эргувиеский (22), Мургалский (23), Верхнеяблонский (24) и золотоносные узлы: Паляваамский (25), Золотогорский (26), Пекульнейский (27), Ваежский (28), Кэнкэрэнский (29), Четкинваамский (30).



- 1 1
- 2 2
- 3 3
- 4 4
- 5 5
- 6 6
- 7 7
- 8 8
- 9 9

ваются в нижней, малоподвижной части разреза элювиально-склоновых отложений. Вследствие этого по мере денудации междуречных пространств в нижних частях разрезов элювиально-склоновых отложений идет накопление свободного золота. Хотя, как правило, в связи с очень незначительной степенью его высвобождения из руд и “растягиванием” формирующегося ореола вниз по склону, высоких содержаний металла в таких россыпях не отмечается.

Четкой дифференциации золота по крупности в этих условиях не происходит. Весьма мелкие и тонкие золотины, как и крупные, мигрируют в нижние горизонты. Ничтожная степень высвобождения золота [3, 4] является малоблагоприятным фактором для формирования в элювиально-склоновых отложениях значимых россыпных концентраций металла, особенно мелкой размерности. Содержания весьма мелкого и тонкого золота в таких россыпях очень низкие и не превышают первых мг/м^3 .

В районах низкогорного рельефа в ходе развития эрозионно-денудационных процессов в плиоцен-четвертичную стадию тектонической активизации орогенных морфоструктур на междуречных пространствах могли сохраниться нижние части иллювиально-остаточных россыпей. Некоторая часть из них располагается в реликтах зон окисления под элювиально-склоновыми образованиями (рассмотрены выше как остаточные россыпи), в большинстве же случаев они перешли в современные элювиальные и склоновые отложения. Сохранение в районах низкогорного рельефа нижних частей иллювиально-остаточных концентраций, относительно высокая степень высвобождения в условиях физического выветривания золота из руд, уже претерпевших до этого химическое воздействие, определили нахождение здесь наиболее богатых элювиально-склоновых россыпей [8, 10, 18].

Для гранулометрического состава элювиальных и склоновых отложений в таких районах характерно повышенное количество алеврито-глинистой фракции (менее 0.1 мм). Так, в элювиально-склоновой россыпи Дальняя (Больше-Ануйский район) ее содержание в рыхлых образованиях на вершинной поверхности составляет около 10–20 %. На склоновых частях доля алеврито-глинистой фракции в мелко-

щебневом горизонте достигает 60 %, составляя в среднем около 30 %. Повышенным содержанием тонкого материала характеризуются здесь и подстилающие его крупнощебневые образования (3.0–55.6 %), а также отложения дерново-почвенного горизонта (до 53.6 %).

В целом можно отметить, что особенности строения и состава элювиальных и склоновых отложений, развитых в районах низкогорного рельефа, свидетельствуют о значительном содержании в них реликтового материала кор химического выветривания и локальном сохранении на междуречных пространствах их корневых частей. Ведущую роль в формировании чехла рыхлых образований играют элювиальные процессы. Развитие склонов происходит главным образом за счет подповерхностного плоскостного смыва [8]. Денудация междуречных пространств осуществляется в результате выноса материала подповерхностными водами, стекающими на границе зоны талых и мерзлых пород, во взвешенном и растворенном состоянии. В отдельных случаях отмечается очень медленное массовое движение рыхлого материала в вязко-текучей консистенции [19]. Все это определяет особенности формирования россыпных концентраций в ходе развития элювиально-склоновых процессов.

Определенных закономерностей распределения свободного золота в пределах как элювиальных развалов рудных тел, так и склоновых отложений не устанавливается: повышенные содержания золота могут быть приурочены к любой части разреза как элювиальных, так и склоновых отложений. Это свидетельствует о том, что активной вертикальной миграции золота в разрезах элювиальных и склоновых отложений не происходит. Особенности распределения золота в разрезах определяются участием в элювиальных и склоновых образованиях золотоносного реликтового материала кор химического выветривания, а также процессами пучения и трещинообразования. Свободному перемещению зерен золота в нижние части разреза элювиальных и склоновых отложений препятствует присутствие заполнителя, особенно суглинистого состава. Поступившие с реликтовым материалом кор химического выветривания и высвобожденные в ходе современных элювиально-склоно-

Рис. 2. Принципиальная схема развития россыпеобразовательных процессов в речных долинах на Северо-Востоке России в кайнозойскую эпоху россыпеобразования.

1 – коллювий; 2, 3 – перстративный аллювий стадии равновесия (2), инстративный и субстративный аллювий стадий врезания и накопления аллювия (3) плиоцен-четвертичного периода тектонической активизации; 4 – аллювиальные образования доплиоценовых водотоков; 5 – кора выветривания; 6 – коренные породы; 7 – рудные зоны; 8 – зона окисления; 9 – россыпные концентрации золота.

Таблица. Количество весьма мелкого и тонкого золота в россыпях на Северо-Востоке России.

Геолого-геоморфологическая обстановка	Формационный тип коренного источника	Типы россыпей	Содержание весьма мелкого и тонкого золота	Ресурсы весьма мелкого и тонкого золота в отдельных проявлениях
Складчатые области	Золото-кварцевая формация, кварцево-жильный и дайковый типы	Остаточные (реликты зон окисления) Элювиально-склоновые	100n мг/м ³ – первые 1n г/м ³ 1n – первые 10n мг/м ³	1n – первые 10n кг 1n – 10n кг
		Аллювиальные: пластовые косовые пойменные констративных толщ наложенных впадин	1n – первые 10n мг/м ³ 1n мг/м ³ 1n мг/м ³ 1n мг/м ³	1n% от известных запасов 10n – 100n кг 1n – первые 10n кг 10n – 100n т
	Золото-кварцевая формация, прожилково-штоковерковый тип	Остаточные (реликты зон окисления) Элювиально-склоновые	100n мг/м ³ – первые 1n г/м ³ 100n мг/м ³	1n – 10n кг 1n – 10n кг
		Аллювиальные: пластовые косовые пойменные констративных толщ наложенных впадин	100n мг/м ³ 10n мг/м ³ 10n мг/м ³ 1n мг/м ³	15–35 % от известных запасов 10n – 100n кг 10n кг 10n – 100n т
	Золотоносная медно-порфировая, золото-кварц-сульфидная и др. формации	Остаточные (реликты зон окисления) Элювиально-склоновые	100n мг/м ³ 10n – первые 100n мг/м ³	1n – 10n кг 10n – 100n кг
Аллювиальные: пластовые косовые пойменные констративных толщ грабен-долин констративных толщ наложенных впадин		100n мг/м ³ – первые 1n г/м ³ 1n – 10n мг/м ³ 1n – 10n(первые 100n) мг/м ³ 10n – первые 100n мг/м ³ 1n мг/м ³	10–50 % от известных запасов 1n – первые 100n кг 1n – 10n кг 100n кг – первые 1n т 10n – 100n т	
Зоны тектономагматической активизации жестких структур	Золото-кварцевая формация, прожилково-штоковерковый тип	Остаточные (реликты зон окисления) Элювиально-склоновые	100n мг/м ³ 10n – первые 100n мг/м ³	1n – 10n кг 1n – 10n кг
		Аллювиальные: пластовые косовые пойменные констративных толщ грабен-долин констративных толщ наложенных впадин	10n – 100n мг/м ³ 1n – 10n мг/м ³ 1n – первые 10n мг/м ³ 100n мг/м ³ 1n мг/м ³	10–25 % от известных запасов 10n – 100n кг 1n – 10n кг 1n – 10n т 10n – 100n т
	Золото-серебряная, золото-кварц-сульфидная формации	Остаточные (реликты зон окисления) Элювиально-склоновые	100n мг/м ³ 10n – первые 100n мг/м ³	1n – 10n кг 1n – 10n кг
Аллювиальные: пластовые косовые пойменные		100n мг/м ³ – первые 1 г/м ³ 1n – 10n мг/м ³ 1n – 10n мг/м ³	30–50 % от известных запасов 10n – первые 100n кг 1n – 10n кг	
Вулкано-генные пояса	Золото-серебряная формация	Остаточные (реликты зон окисления) Элювиально-склоновые	100n мг/м ³ – первые 1 г/м ³ 10n мг/м ³ – первые 1 г/м ³	1n – 10n кг 10n кг
		Аллювиальные: пластовые косовые пойменные констративных толщ наложенных впадин	100n мг/м ³ 1n – 10n мг/м ³ 1n – 10n мг/м ³ 1n – 10n мг/м ³	5–20 % от известных запасов 10n – первые 100n кг 1n – 10n кг 10n – 100n т

Примечание. n – числа от 1 до 9. Таблица составлена с использованием данных Н.А. Шилов (1961 г.), В.И. Крутоуса (1976 г., 1987 г.), В.Л. Сухорослова и др. (1979 г., 1986 г.), И.Б. Флерова и др. (1980 г.), В.К. Прейса (1989 г.).

вых процессов из обломков руды частицы золота оказываются связанными в общей массе рыхлого материала. Эффекты концентрации золота в таких образованиях проявляются только для самородков [16]. В целом же можно отметить, что уровень содержания металла в элювиально-склоновых россыпях в районах развития низкорного рельефа определяется главным образом богатством перешедших в современные элювиально-склоновые отложения реликтов иллювиально-остаточных россыпей.

О поведении весьма мелкого и тонкого золота в ходе элювиально-склоновых процессов в рассматриваемых районах можно судить по тому факту, что, как правило, горизонты с повышенным содержанием золота характеризуются повышенным содержанием всех фракций (рис. 3). В коллювиальных отложениях, в которых все составные части оказываются связанными алеврито-глинистым заполнителем, четкая дифференциация частиц золота по крупности маловероятна.

Доля весьма мелкого и тонкого золота в наиболее богатых элювиально-склоновых россыпях на Северо-Востоке России составляет от первых процентов (на участках развития оруденения золото-кварцевой формации кварцево-жильного и дайкового типов) до 80–90 % (в россыпях, формирующихся за счет разрушения зон окисления месторождений золото-кварц-сульфидной, золото-серебряной и других сходных с ними по россыпеобразующим свойствам формаций). Содержания его при этом достигают первых г/м³, составляя обычно десятки и сотни мг/м³. Запасы весьма мелкого и тонкого золота в отдельных объектах определяются килограммами и десятками килограммов (таблица).

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ РОССЫПИ

Формирование аллювиальных россыпей осуществлялось в речных долинах в ходе их развития в плиоцен-четвертичную стадию тектонической активизации орогенных морфоструктур, а также на участках аккумуляции аллювиальных отложений в пределах грабен-долин, наложенных предгорных и межгорных впадин.

Россыпи речных долин

Развитие водотоков и россыпеобразовательных процессов в речных долинах в плиоцен-четвертичный период тектонической активизации прошло три стадии (рис. 2). В начале этого периода в ходе активизации эрозионных процессов (стадия врезания) за счет преобразования аллювиально- и иллювиально-остаточных концентраций зо-

лота идет формирование аллювиальных террасовых и долинных приплотиковых (инстративных) пластовых россыпей. Они оказались заключенными в трещиноватых породах плотика, сохранившихся реликтах инстративного и, в нижних частях аккумулятивных толщ, субстративного аллювия, формировавшихся в последовавшую за стадией врезания стадию накопления аллювия. В средних и верхних частях субстративного аллювия с поступающим со склонов материалом коры выветривания могли переотлагаться не затронутые денудационными процессами в стадию врезания иллювиально-остаточные концентрации золота с образованием подвесных (субстративных) пластов [22]. В период равновесной стадии в результате перемива верхнего горизонта субстративного аллювия, в случае его повышенной золотоносности, на границе перстративного и субстративного аллювия формировался надплотиковый (перстративный) пласт.

Приплотиковые (инстративные) пласты

Преобразование в стадию врезания аллювиально- и иллювиально-остаточных концентраций в плотиковые пластовые россыпи сопровождалось рассеиванием весьма мелких и тонких фракций металла, так как в стадию врезания и равновесия при гетерогенном составе вовлекаемого в поток золотосодержащего рыхлого материала в зоне наиболее сильных струевых течений стрежневой части плесов такие частицы золота, имеющие гидравлическую крупность меньше, нежели вертикальная составляющая турбулентного руслового потока, в отличие от более крупных частиц, вымываются вместе с мелким материалом из пространств между крупными обломками [20, 21]. Интенсивность выноса определялась активностью тектонических движений на конкретных участках и “водностью” водотоков (рис. 4).

Уровень содержания и количество весьма мелкого и тонкого золота в приплотиковых пластовых россыпях в современных речных долинах определяются масштабами его проявления в преобразованных иллювиально- и аллювиально-остаточных россыпях (зависящими, как уже отмечалось, прежде всего от типа коренного источника), активностью тектонических движений и порядком водотока (таблица).

Максимальное количество весьма мелкого и тонкого золота в приплотиковых пластовых россыпях отмечается в долинах низких порядков, развивающихся в пределах относительно “опущенных” блоков. Приплотиковые пластовые россыпи здесь представляют собой слабопреобразованные аллювиально-остаточные концентрации палеоген-миоце-

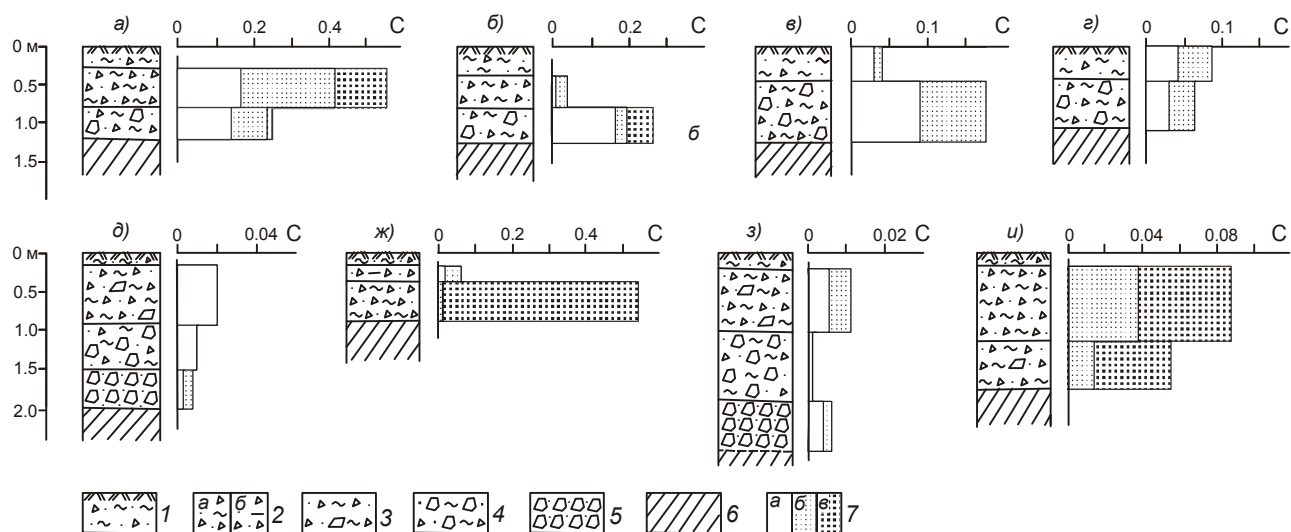


Рис. 3. Распределение золота в элювиально-склоновых образованиях на рудопроявлениях Больше-Анжуйско-го (а-г) и Шаманиха-Столбовского (д-и) рудно-россыпных районов (расчистки в бортах поисковых канав).

1 – почвенно-растительный слой: дресва, мелкий щебень с суглинком; 2 – мелкий и средний щебень с суглинком (а) и супесью (б); 3 – мелкий и средний, редко крупный щебень с суглинком; 4 – средний и крупный щебень с суглинком; 5 – средний и крупный щебень с супесчаной примазкой; 6 – трещиноватые коренные породы; 7 – содержание золота фракций менее 0.1 (а), 0.1–0.25 (б) и более 0.25 мм (в). С – содержание золота ($\text{г}/\text{м}^3$).

новых стадий тектонической активизации. Количество весьма мелкого и тонкого золота в таких россыпях в районах с коренными источниками золото-содержащей медно-порфировой, золото-кварц-сульфидной и сходных с ними по россыпеобразующим свойствам формаций составляет до 50 %, а его содержания – первые $\text{г}/\text{м}^3$. На участках развития прожилково-штокверкового оруденения золото-кварцевой формации количество весьма мелкого и тонкого золота в них составляет до 25–35 % при содержаниях в сотни $\text{мг}/\text{м}^3$. Наименьшая доля весьма мелкого и тонкого золота в рассматриваемых образованиях характерна для районов с коренными источниками золото-кварцевой формации кварцево-жильного и дайкового типов (таблица).

Приплотиковые пластовые россыпи долин средних, а особенно высоких порядков, сформированные в результате интенсивного преобразования иллювиально- и аллювиально-остаточных россыпей, во всех геолого-геоморфологических обстановках отличаются резко подчиненным количеством весьма мелкого и тонкого золота. Его количество в таких россыпях составляет единичные проценты при содержаниях, не превышающих первые сотни $\text{мг}/\text{м}^3$ (обычно единицы и десятки $\text{мг}/\text{м}^3$). Исключение составляют участки, где в состав приплотиковых золотоносных пластов включаются реликтовые части иллювиально-остаточных россыпей.

Подвесные (субстративные) пласты

Образование подвесных золотоносных пластов в аккумулятивных толщах субстративного аллювия происходило в обстановке активного поступления со склонов материала коры выветривания. “Перегруженность” водотоков рыхлым обломочным материалом вызвала формирование внутренних конусов выноса и дельт, в которых поступающие с продуктами коры выветривания иллювиально-остаточные концентрации золота откладывались без четкой дифференциации золотин по классам крупности. Количество весьма мелкого и тонкого золота в таких подвесных пластах отражает уровень его присутствия в переоткладываемых иллювиально-остаточных концентрациях, определяющийся, прежде всего, характером коренного источника. Его доля в общем балансе металла в этих пластах может достигать 60 % при содержании в сотни $\text{мг}/\text{м}^3$. Так как основная масса иллювиально-остаточных концентраций была преобразована в приплотиковые пластовые россыпи в стадию врезания, то подвесные пласты с промышленным содержанием золота и существенными запасами в речных долинах на Северо-Востоке России имеют крайне ограниченное распространение.

Надплотиковые (перстративные) пласты

Формирование (в результате перемыва в равновесную стадию верхних горизонтов золотоносного

субстративного аллювия) в нижней части перстративного аллювия надплотиковых пластовых россыпей сопровождалось активным выносом мелких фракций металла, так как в зоне наиболее сильных струевых течений стрежневой части плесов шло их активное вымывание из пространств между крупными обломками. Уровень содержания весьма мелкого и тонкого золота в таких россыпях сопоставим с уровнем его концентраций в располагающихся в этих же долинах приплотиковых пластовых россыпях или несколько ниже. Как и подвесные, надплотиковые пласты с промышленным содержанием золота и существенными запасами в речных долинах на Северо-Востоке России имеют крайне ограниченное распространение.

Косовые и пойменные россыпи

Вымываемые при формировании надплотиковых (перстративных) пластов в стрежневой части плесов мелкие частицы золота откладывались в зоне более спокойного течения водотоков в пределах прирусловых отмелей и кос, а в период паводков – и пойм.

На русловых отмелях и косах механизм образования концентраций мелкого золота состоит в том, что при остановке на них движущегося аллювиального материала вначале останавливаются более тяжелые частицы, а при вовлечении в движение отложений кос и отмелей с их поверхности смываются в первую очередь наиболее легкие зерна [5]. Фациальная обстановка прирусловых отмелей и кос в связи с постоянной сменой их положения малоблагоприятна для образования выдержанных россыпных струй с высокими содержаниями золота. Верхние перемываемые в равновесную стадию развития водотоков горизонты субстративного аллювия обычно не обогащены золотом. В связи с этим концентрации весьма мелкого и тонкого металла в отложениях прирусловых отмелей и кос, как правило, невысоки, составляют первые десятки мг/м³ и уступают его содержаниям в приплотиковых пластовых россыпях (рис. 5).

Повышение содержания золота, в том числе и мелкого, в косовых и прирусловых образованиях, как и в других регионах [12, 15], отмечается с увеличением порядка долин и ширины пояса меандр (рис. 6). Запасы весьма мелкого и тонкого золота в перстративных галечниках, обусловленные косовым механизмом концентрации, по отдельным объектам составляют десятки–сотни килограммов (таблица).

Образование повышенных концентраций мелкого золота в песчано-илистых осадках пойменной фации обуславливается миграционно-остаточным механизмом концентрации, выражающемся в более быстром выпадении частиц золота из медленно теку-

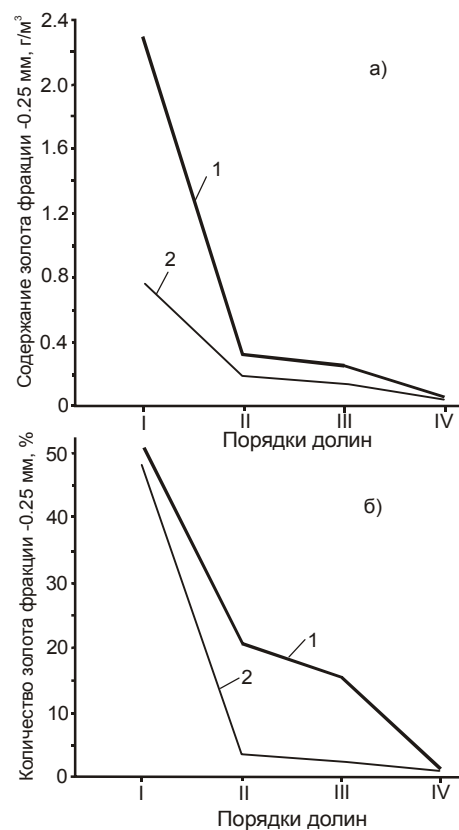


Рис. 4. Содержание (а) и количество (б) весьма мелкого и тонкого золота в приплотиковых пластовых россыпях долин различных порядков Больше-Ануйского района на “опущенных” (1) и “приподнятых” (2) блоках.

щих полых вод, заливающих пойму, тогда как равновеликие обломки пород испытывают более активное перемещение.

Концентрации весьма мелкого и тонкого золота в песчано-илистых осадках пойменной фации сопоставимы с его концентрациями в косовых россыпях. Особенностью пойменных россыпей является преимущественно тонкий (менее 0.1 мм) состав металла, присутствие значительной части золота в связанном состоянии (рис. 7). Запасы весьма мелкого и тонкого золота в отдельных объектах оцениваются в килограммы–десятки килограммов.

РОССЫПИ КОНСТРАТИВНЫХ ТОЛЩ ГРАБЕН-ДОЛИН И НАЛОЖЕННЫХ ВПАДИН

Гидродинамический режим формирования констративных толщ, выполнявших долины на участках линейных блоковых опусканий (грабен-долин), характеризовался резким падением скорости потока и активной разгрузкой влекомого материала в виде ко-

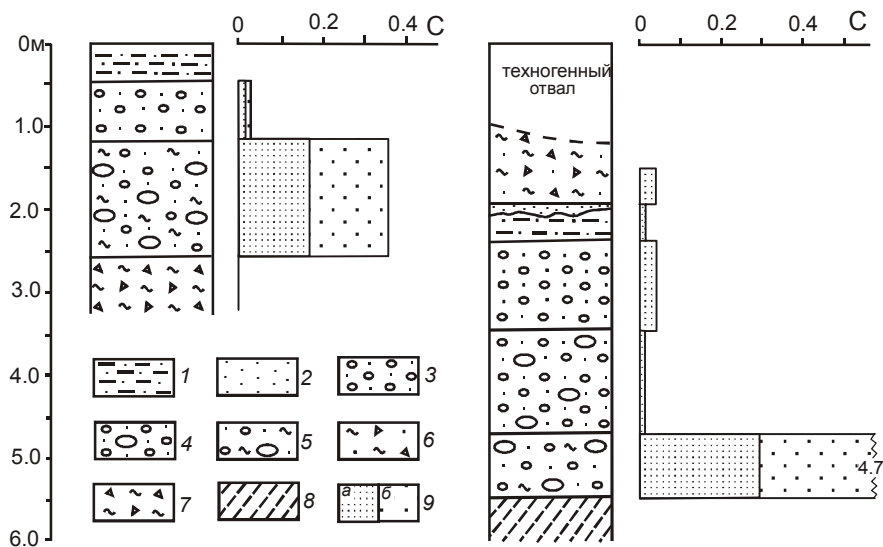


Рис. 5. Распределение золота в рыхлых отложениях долины руч. Тимша Шаманиха-Столбовского района (расчистки в бортах полигонов).

1 – ил с песком; 2 – песок; 3 – галечно-гравийные отложения с песчаным заполнителем; 4 – то же с редкими валунами; 5 – галечно-гравийные отложения с редкими валунами и суглинком; 6 – щебень, дресва с суглинком; 7 – то же с глиной; 8 – разрушенные коренные породы; 9 – содержание золота фракций менее 0.25 (а) и более 0.25 мм (б). С – содержание золота ($г/м^3$).

нусов выноса и дельт. Такая литогенетическая обстановка не способствовала значительному концентрированию весьма мелкого и тонкого золота. Однако в случае перетолжения в них с вышележащих участков и бортовых частей долин золотоносного материала кор химического выветривания (иллювиально-остаточных россыпей) в целом здесь существовали благоприятные условия для сохранения поступающих с продуктами коры химического выветривания накоплений металла мелкой размерности. Они совместно с концентрациями более крупного золота (рис. 8) распределяются либо по всему разрезу констративных толщ (в виде сложно чередующихся линз и гнезд), либо образуют в них обогащенные горизонты.

Количество весьма мелкого и тонкого золота в россыпях грабен-долин составляет до 80–90 % при содержаниях в десятки и сотни $мг/м^3$ (таблица). Повышенные содержания в них весьма мелкого и тонкого золота наиболее характерны для районов с коренными источниками площадного (штокверкового) типа и высоким содержанием мелких фракций золота (золото-кварц-сульфидной, медно-порфировой и др. формаций). Запасы весьма мелкого и тонкого золота в таких россыпях оцениваются тоннами и десятками тонн (таблица).

Характер формирования россыпной золотоносности в предгорных и межгорных наложенных впадинах определяется этапностью развития россыпеобразовательных процессов в их горном обрамлении.

В палеоген-миоценовые стадии тектонической активизации в развивавшиеся предгорные и межгорные впадины поступали частично выносившиеся из формирующихся в речных долинах иллювиально-остаточных россыпей мелкие зерна золота. Здесь они отлагались в накапливающихся толщах иллювиаль-

ного и озерно-аллювиального генезиса. Наибольшая степень золотоносности характерна для грубозернистых осадков, тогда как в илистых озерно-болотной пойменных образованиях свободное золото практически отсутствует.

Повышенное количество в грубообломочных аккумулятивных толщах палеоген-миоценовых этапов осадконакопления илисто-глинистых частиц, характер распределения тяжелой фракции и самого золота по разрезам рыхлых отложений свидетельствуют, что их накопление осуществлялось без достаточной дифференциации поступающего во впадину материала. Постоянно действующих барьеров, на которых бы происходило выпадение из потока влекомого золота и его концентрация в каких-то горизонтах, по всей видимости, не существовало. Это относится как к “свободным” частицам золота, так и, очевидно, к переносимым в составе комплексных соединений или связанным с гидроксидами железа и глинистыми минералами, так как аналитическими методами (атомно-абсорбционный, химико-спектральный и пробирный анализы) повышенных концентраций золота в рассматриваемых аккумулятивных толщах не выявлено.

Уровень содержаний кластогенного золота в палеоген-миоценовых толщах крупных наложенных впадин не превышает первых десятков $мг/м^3$ (на зерна весьма мелкой и тонкой размерности приходится до 100 %). Лишь в отложениях долин-впадин (грабен-долин), формирующихся из материала коры химического выветривания (в том числе зоны окисления рудных залежей со свободным золотом), уровень концентрации весьма мелкого и тонкого золота, как уже отмечалось, может достигать первых сотен $мг/м^3$, при его доле в общем балансе металла до 60–75 %.

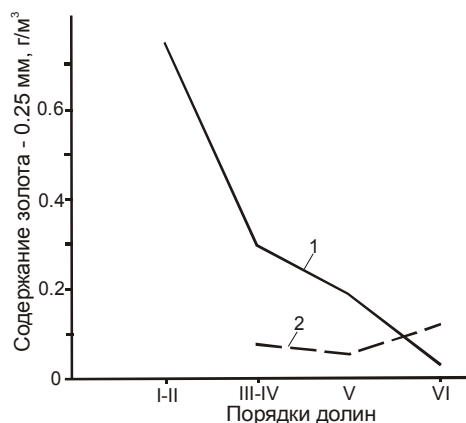


Рис. 6. Содержание весьма мелкого и тонкого золота в приплотиковом горизонте (1) и отложениях прирусловой отмели (2) в долинах разных порядков Омчакского рудно-россыпного узла (использованы данные И.Б. Флерова и др., 1980 г., В.И. Крутоуса, 1976 г.).

Констративные толщи, выполнявшие крупные наложенные депрессии в плиоцен-четвертичную стадию тектонической активизации, также характеризуются лишь рассеянной знаковой золотонностью. Выносимое (в процессе преобразования аллювиально- и аллювиально-остаточных концентраций в пластовые аллювиальные россыпи) из долин горного обрамления тонкое, пылевидное и весьма мелкое (главным образом уплощенное) золото рассеяно по всей толще крупнообломочных осадков. Содержание его по отдельным пробам не превышает 100 мг/м³, составляя в среднем первые мг/м³. Аналитическими методами существенных содержаний “связанного” металла в каких-либо выдержанных горизонтах или слоях также не выявлено. В отложениях впадин интерес могут представлять лишь локальные (по площади и мощности) горизонты, представляющие переотложенный материал золотонных зон окисления (особенно в районах с распространением месторождений золото-кварц-сульфидной, золото-серебряной и других сходных с ними по россыпеобразующим свойствам формаций), но выявление таких горизонтов без постановки детальных разведочных работ весьма затруднительно. Запасы весьма мелкого и тонкого золота в отложениях межгорных и предгорных наложенных впадин оцениваются по объектам десятками–первыми сотнями тонн (таблица).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наиболее оптимальные условия для высвобождения и концентрации весьма мелкого и тонкого золота в россыпях на Северо-Востоке России существовали при формировании иллювиально- и аллю-

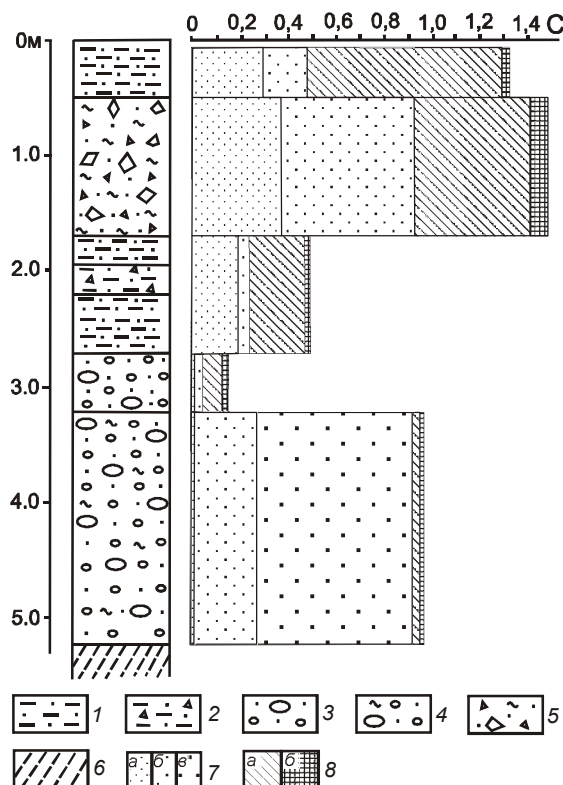


Рис. 7. Распределение золота в рыхлых отложениях долины р. Баимка (расчистка в борту полигона).

1–2 – пойменные отложения: 1 – песчанистые илы, 2 – то же со щебнем; 3–4 – русловые отложения: 3 – галечники с гравийно-песчаным заполнителем и отдельными валунами, 4 – галечники с гравийно-песчаным заполнителем и небольшим количеством глины; 5 – коллювиальные отложения: щебень с супесью; 6 – разрушенные коренные породы; 7 – содержание свободного золота фракций менее 0.1 (а), 0.1–0.25 (б) и более 0.25 мм (в); 8 – содержание “связанного” золота в легкой (а) и тяжелой (б) фракциях. С – содержание золота (г/т).

виально-остаточных россыпей в палеоген-миоценовый период развития оргенных морфоструктур региона. Их преобразование в ходе склоновых и аллювиальных процессов в плиоцен-четвертичную стадию тектонической активизации с формированием склоновых и аллювиальных россыпей в современных речных долинах сопровождалось преимущественно рассеиванием мелких фракций металла. Собственно же процесс образования россыпей с весьма мелким и тонким золотом в условиях перигляциального литогенеза плиоцен-четвертичной стадии тектонической активизации (в результате вскрытия и разрушения в этот период коренных источников), в силу ничтожной степени высвобождения такого металла под действием физического выветривания, имеет весьма ограниченное проявление и масштабы.

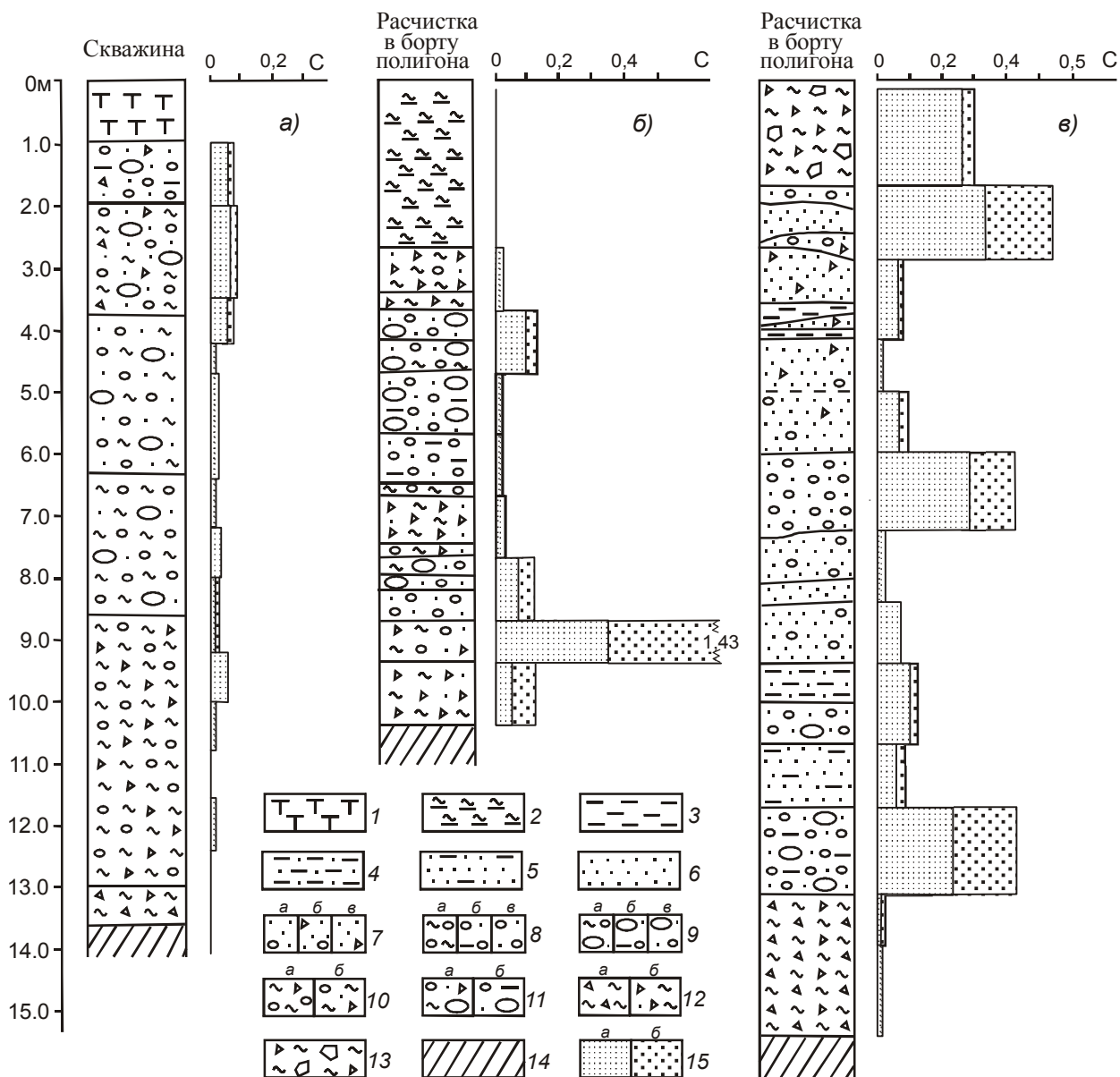


Рис. 8. Распределение золота в рыхлых отложениях Мало-Столбовской (а), Нижне- (б) и Верхне-Глухаринской (в) впадин.

1 – торф; 2 – суглинок; 3 – ил; 4 – супесь; 5 – илистый песок; 6 – песок; 7 – песок с гравием и галькой (а), гравием, галькой, дресвой и щебнем (б), дресвой и щебнем (в); 8 – галька, гравий с суглинком (а), супесью (б) и песком (в); 9 – то же с валунами; 10 – галька, гравий, щебень, дресва с глиной (а) и суглинком (б); 11 – галька, гравий с валунами, дресвой, щебнем, суглинком (а) и супесью (б); 12 – щебень, дресва с глиной (а) и суглинком (б); 13 – щебень с глиной и отдельными мелкими глыбами; 14 – трещиноватые коренные породы; 15 – содержание золота фракций менее 0.25 (а) и более 0.25 мм (б). С – содержание золота ($\text{г}/\text{м}^3$).

Практический интерес с позиции весьма мелко- и тонкого золота при современном уровне развития золотодобывающих технологий на Северо-Востоке России представляют пластовые аллювиальные россыпи долин низких (и отчасти средних) порядков с коренными источниками золотосодержащей медно-порфировой, золото-кварц-сульфидной и сходных с ними по россыпеобразующим свойствам формаций,

а также участков развития прожилково-штокверкового оруденения золото-кварцевой формации. Количество весьма мелкого и тонкого золота в таких россыпях составляет до 50 %, а содержания – до 1–2 $\text{г}/\text{м}^3$. Эти представления приобретают особую важность при ориентировке переноса поисково-разведочных работ на Северо-Востоке России на новые прогнозные площади, приуроченные, главным образом, к

вулканогенным поясам или зонам их влияния. Рассматриваемый тип россыпных месторождений здесь будет являться ведущим, а учет в них весьма мелкого и тонкого золота – решающим при определении промышленной значимости. Продукты ранее выполненных отработок подобных месторождений должны рассматриваться как наиболее перспективные техногенные россыпи. В пластовых россыпях, связанных с кварцево-жильным и дайковым типами руд золото-кварцевой формации, повышенное содержание весьма мелкого и тонкого золота может отмечаться лишь в случае включения в них реликтов аллювиально-остаточных россыпей.

Учет весьма мелкого и тонкого золота в остаточных и элювиально-склоновых россыпях в районах с коренными источниками золотосодержащей медно-порфировой, золото-кварц-сульфидной и сходных с ними по россыпеобразующим свойствам формаций, а также участков развития прожилково-штокверкового оруденения золото-кварцевой формации существенно повышает их промышленную ценность. При использовании специального обогатительного оборудования они могут стать основой минерально-сырьевой базы мелких золотодобывающих предприятий.

Как перспективные объекты могут рассматриваться россыпи констративных толщ грабен-долин (долин впадин). В качестве их примера может быть названа Верхне-Глухаринская впадина. Результаты опробования залегающих в ней толщ рыхлых отложений, представляющих переотложенный материал коры химического выветривания, с применением винтового сепаратора и шлюза показали повсеместное присутствие в них золота при среднем содержании на массу около 0.3 г/м^3 (без учета отработанных пластов). В пределах наиболее обогащенных горизонтов они могут достигать нескольких г/м^3 . Основная масса золота (70–80 %) представлена зернами менее 0.25 м. По возможным запасам сосредоточенного в этой россыпи металла она может быть отнесена к суперкрупным.

В остальных типах россыпей (косовые перстративных галечников, пойменные, констративных толщ наложенных впадин), несмотря на огромные ресурсы сосредоточенного в них весьма мелкого и тонкого золота (тысячи тонн), в связи с его очень низкими содержаниями в целом серьезную основу минерально-сырьевой базы оно может составить лишь при более совершенном технико-экономическом уровне развития золотодобычи. Вместе с тем, на участках развития оруденения площадного характера с высоким содержанием в рудах золотин размером

менее 0.25 мм и в настоящее время можно ожидать выявление промышленных пойменных и косовых россыпей с весьма мелким и тонким золотом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геологическая карта и Карта полезных ископаемых Колымо-Омолонского региона. 1:500 000 / Отв. исп. В.М. Кузнецов. Ком. природ. ресурсов по Магадан. обл. Магадан: СевВостНИЦМИС, 1998.
2. Геологическая карта и Карта полезных ископаемых Охотско-Колымского региона. 1:500000 / Отв. исп. Н.Г. Маннафов. Ком. природ. ресурсов по Магадан. обл. Магадан: ГП “Магадангеология”, 1999.
3. Давиденко Н.М. Связь россыпей и коренной золотоносности криолитозоны. Якутск: Ин-т мерзлотоведения СО АН СССР, 1987. 172 с.
4. Желнин С.Г. Условия образования аллювиальных россыпей на Северо-Востоке Азии. М.: Наука, 1979. 120 с.
5. Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М.: Наука, 1972. 200 с.
6. Киселев А.К., Огородников А.В. Минерально-сырьевая база золота Чукотского АО. Перспективы освоения и развития // Минер. ресурсы России. Экономика и управление. 2001. № 1. С. 9–12.
7. Литвиненко И.С. Морфолитогенетические условия образования россыпей золота в северо-западной части Олойской складчатой зоны: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Магадан, 1995. 20 с.
8. Литвиненко И.С. Особенности формирования элювиально-склоновых россыпей в районах низкогорного рельефа. // Комплексные исследования Чукотки (проблемы геологии и биостратиграфии). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. С. 77–95.
9. Литвиненко И.С. Россыпные месторождения золота Омчакского узла. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 2002. 92 с.
10. Мельников М.С., Яблокова С.В., Минко О.О., Флеров И.Б. О формах нахождения и условиях накопления весьма мелкого и тонкого золота в россыпях // Проблемы континентального россыпеобразования: Материалы VI Всесоюз. совещ. по геологии россыпей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 38–44.
11. Металлогеническая карта Магаданской области и сопредельных территорий. 1: 1500000 / Гл. ред. О.Х. Цопанов. Магадан: Северо-Восточ. ком. по геологии и использованию недр, 1994.
12. Нестеренко Г.В., Воротников Б.А. Золото в аллювиальном процессе // Аллювий: Межвуз. сб. науч. тр. Пермь: Пермский ун-т, 1983. С. 116–126.
13. Нестеров Н.В. Вторичная зональность золоторудных месторождений Якутии. М.: Недра, 1973. 200 с.
14. Нестеров Н.В. Гипергенное обогащение золоторудных месторождений Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1985. 200 с.
15. Осовецкий Б.М. Формирование косовых россыпей металла равнинных рек // Закономерности проявления эрозионных и русловых процессов в различных природных условиях: Тез. докл. М.: Изд-во МГУ, 1981. С. 407–408.
16. Ройхваргер З.Б. Формирование россыпи и продуктивного

- горизонта на дефлюкционных склонах // Докл. АН СССР. 1983. Т. 271, № 2. С. 411–414.
17. Сидоров А.А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 146 с. (Тр. СВКНИИ СО АН СССР. Вып. 14.).
18. Сухорослов В.Л. Некоторые вопросы формирования и поисков склоновых россыпей золота на Северо-Востоке // Колыма. 1990. № 2. С. 4–7.
19. Титов Э.Э. Экзогенный морфолитогенез в условиях Верхне-Колымского нагорья: Автореф. дис... д-ра геогр. наук. Магадан, 1993. 48 с.
20. Шило Н.А. Основы учения о россыпях. М.: Наука, 1985. 400 с.
21. Шумилов Ю.В. Физико-химические и литологические факторы россыпеобразования. М.: Наука, 1981. 270 с.
22. Litvinenko I.S. Genesis of bedrock and bedrock-related gold-bearing beds in river valleys throughout Northeastern Russia // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Proceedings of the interim IAGOD conference. Vladivostok, Russia: 1-20 September 2004. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 694–697.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

I.S. Litvinenko

Essentially small and thin gold in placers of Northeast Russia

On the basis of the data on testing of loose sediments (more than 2000 samples) with the help of screw separator and locks, and the material of other investigators, major peculiarities of migration and concentration of the essentially small and thin gold were analyzed. It was done in the course of the general development of placer-forming processes in Northeast Russia. The level of concentration and the scale of such metal occurrence in various genetic placer types were estimated. The most favorable environments for the release and concentration of the essentially small and thin gold in placers in Northeast Russia existed during the formation of illuvial- and alluvial-remnant placers in the Paleogene-Miocene period of development of orogenic morphostructures of the region. Their transformation into the Pliocene-Quaternary stage of tectonic activity attended by the formation of the slope and alluvial placers in the modern river valleys took place during the slope and alluvial processes activity. This was mainly accompanied with dissemination of small fractions of metals. The process of essentially small and thin gold placer formation itself in conditions of peri-glacial lithogenesis of the Pliocene- Quaternary stage of tectonic activity as a result of outcrop and destruction of native sources in this period is of rather limited occurrence and scale. It was due to an insignificant degree of release of such metal under the influence of physical weathering. Remnant, elluvial-slope and sheet alluvial placers of lower- (and partly medium-) level valleys with native sources of gold-bearing copper-porphyry, gold-quartz-sulfide, and formations similar in placer-forming features, and also of areas of development of veinlet-stockwork mineralization of the gold-quartz association, are of actual interest. The content of essentially small and thin gold in such placers is up to several g/m³. Placers of constrative series of graben-valleys (valleys-basins), wood plain and spit placers at the sites of development of mineralization with a high content of gold grains in ores (less than 0.25mm) could be analyzed as promising objects

Key words: essentially small gold, thin gold, placers, placer formation processes, Northeast Russia.

**СЕДИМЕНТОГЕННЫЙ АСПЕКТ ЭВОЛЮЦИИ КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР
ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СРЕДНЕАМУРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА И
ПЕРСПЕКТИВ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

В.Г. Варнавский

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск

Поступила в редакцию 16 ноября 2006 г.

Рассматривается группа рифтогенных структур, приуроченных к Лобэй-Бирофельдскому звену Илань-Итунской ветви системы разломов Тан-Лу, в зоне которой на сопредельной территории КНР в сходных структурах установлена промышленная газоносность.

На примере разрезов опорно-картировочной скважины 1/3-ОК, углепоисковых и разведочных скважин, пробуренных в северо-восточной части Бирофельдского грабена анализируются литолого-фациальный и минеральный составы, битуминозность пород, цикличность разреза, строение элементарных циклов, разноранговых цикло групп и характер их взаимоотношений. Выделяются четыре циклично построенных литолого-фациальных комплекса (секвенсы), разделенных размывами, отличающихся динамикой и режимами седиментогенеза. Прогнозируются возможно газоносные комплексы, содержащие газоматеринские породы, резервуары и покрышки. Отмечено наличие сингенетических битумоидов маслянистых, местами легких, единично осмоленных. Подтверждены оценка преимущественной газоносности структур региона и их потенциальные ресурсы, рассчитанные ранее по газовому потенциалу углей и углистых пород.

Ключевые слова: рифтогенез, седиментогенез, цикличность, газоносность, Среднеамурский осадочный бассейн, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Критерии оценки перспектив и прогноза углеводородного потенциала многогранны. Их многочисленные аспекты применимы в зависимости от степени изученности и структуры рассматриваемой территории.

Впервые о перспективах нефтегазоносности Среднеамурской впадины упоминается в материалах комиссии Министерства геологии и охраны недр СССР (1959 г.) [10]. По её рекомендации с 1959 г. по 1972 г. Дальневосточным территориальным геологическим управлением совместно с Всесоюзным научно-исследовательским геологоразведочным институтом, Московским государственным университетом им. Ломоносова проведён незначительный комплекс региональных геофизических работ, структурно-параметрическое бурение, тематические исследования [2–4, 14].

Рифтогенные структуры юго-западной части Среднеамурского осадочного бассейна изучены в нефтегазоносном отношении слабо, преимущественно геофизическими методами (гравиметрическим,

электроразведочным, включая метод ДНМЭ, высокоточной магниторазведкой и сейсморазведочным методом ОГТ) [11, 13]. По результатам этих работ выделены Бирофельдский, Преображенковский, Дитурский, Самарский, Тайменьский и Лобэйский грабены, условно объединенные в Лобэй-Бирофельдскую группу (рис. 1). Приурочены они к Лобэй-Бирофельдскому звену Илань-Итунской ветви системы глубинных разломов Тан-Лу Восточно-Азиатского грабенового пояса [16]. Строение грабенов по геофизическим данным рассмотрено в работах [1, 11, 13, 15–17, 22], стратиграфическое расчленение чехла структур – в работах [3, 4, 18]. Выделяются (снизу вверх): чернореченская, бирофельдская, ушумунская и головинская свиты палеоген-неогенового возраста.

Интерес к ним как возможно перспективным на нефть и газ структурам возник в связи с открытием на сопредельной с юга территории КНР газовых месторождений в рифтогенных структурах грабена Танюань, также приуроченных к системе Тан-Лу [16]. Несмотря на слабую изученность, попытки оценить перспективы нефтегазоносности и даже подсчитать углеводородный потенциал этой группы грабенов де-

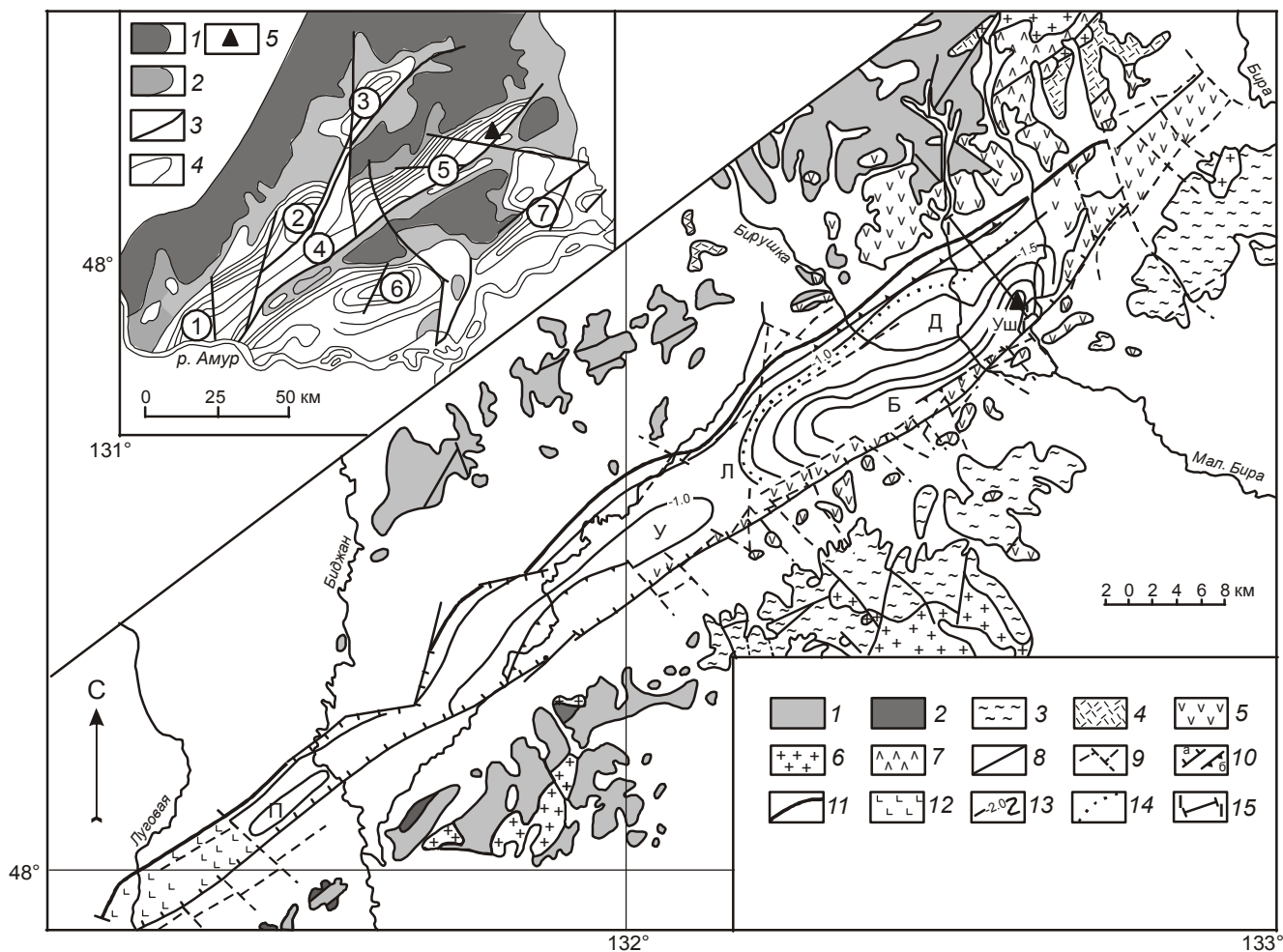


Рис. 1. Схема строения Бирофельдского грабена [22 по 9]. На врезке – схема строения структур юго-западной части Среднеамурского осадочного бассейна [13 с дополнениями по 16].

На врезке: 1 – выходы пород фундамента на дневную поверхность; 2 – чехол мощностью до 100 м; 3 – основные разломы; 4 – изолинии мощности чехла через 200 м; 5 – скважина 1/3 ОК. Грабены и полуграбены (цифры на схеме): 1 – Лобэйский; 2 – Самаро-Дитурский; 3 – Тайменский; 4 – Преображенновский; 5 – Бирофельдский; 6 – Башмакский; 7 – Мориловецкий. На основной схеме: 1–7 – выходы на дневную поверхность: 1 – метаморфических докембрийских, нижнепалеозойских осадочных пород и палеозойских гранитоидов, 2 – девонских отложений, 3 – пермских и триасовых отложений, 4 – раннемеловых эффузивов кислого состава, 5 – позднемеловых (?) эффузивов основного состава, 6 – позднемеловых гранитов, 7 – позднемеловых габбро; 8 – разломы по данным геологической съемки; 9 – разломы по данным аэромагнитной съемки; 10 – разломы по данным сейсморазведки и гравиметрии (а – сбросы, б – взбросы и надвиги); 11 – северо-западная граница грабена; 12 – области предполагаемого развития миоценовых эффузивов основного состава; 13 – изолинии подошвы осадочного чехла (км); 14 – граница области распространения мелового(?) сейсмокомплекса; 15 – сейсмический профиль 075898 [11].

Структуры Бирофельдского грабена: прогибы Бирский (Б), Унгунский (У), Ушумунский (УШ); поднятия: Лазаревское (Л), Димитровское (Д). Преображенновский грабен (П).

лались неоднократно [1, 2, 7, 8, 17, 22]. Выполнялись они с применением различных подходов: по общим структурно-геологическим данным, скорости осадконакопления, по аналогии с газоносными структурами грабена Танюань, по известному и возможному содержанию угольных пластов и углистых пород, продуцировавших в протокатагенезе метан и др.

В предлагаемой статье рассматривается седиментогенный аспект возможной эволюции структур Лобэй-Бирофельдской группы, размещение в их разрезе продуктивных горизонтов, коллекторов и флюидоупоров. Анализ объединяет в себе комплекс исследований пород чехла осадочных структур. Основными из них являются: литолого-фациальный, цикли-

ческий, минеральный, а применительно к нефтегазовой геологии ещё битуминологический и петрофизический (пористость, проницаемость).

Материал для подобного анализа осадочного чехла структур Лобэй-Бирофельдской группы имеется только по Бирофельдскому грабену. В его северо-восточной части пробурена глубокая (1379 м) опорно-картировочная скважина 1/3-ОК, здесь же М.А. Саканцевым (1941 г.) и В.И. Успенским (1961 г.) опойсковано и разведано Ушумунское бурогольное месторождение [21].

По разрезу скважины 1/3-ОК ранее проведены детальные литолого-фациальные исследования, изучение минерального состава терригенной и глинистой фракций пород, содержания битумоидов в хлороформенной и спиртобензольной вытяжках, общей пористости и других литолого-структурных особенностей пород [3, 4, 14]. Неясным остается режим, динамика осадконакопления, эволюция структур региона. Для решения этой проблемы в работе проведен анализ цикличности разреза совместно с литофациальным.

МЕТОДИКА ВЫДЕЛЕНИЯ ЦИКЛИТОВ И ЦИКЛИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Согласно методическим разработкам [12] выделяются элементарные циклиты (ЦЛ), которые в зависимости от состава, структуры, мощности группируются в гиперциклиты 1-го, 2-го, 3-го рангов и формационные циклиты (ФЦЛ). Гиперциклит 1 ранга (ГЦЛ 1) – это пачка или группа однородных элементарных циклитов; гиперциклит 2 ранга (ГЦЛ 2) – группа ГЦЛ 1; гиперциклит 3 ранга – группа ГЦЛ 2 и, наконец, формационного уровня циклит ФЦЛ 1 – группа ГЦЛ 3, ФЦЛ 2 – группа ФЦЛ 1. Кроме ГЦЛ 1, остальные ГЦЛ соответствуют выделенным ранее стратиграфическим подразделениям: пачка, подсвита, свита, серия (табл. 1, рис. 2).

В практике литолого-фациальных исследований палеогеновых и неогеновых континентальных осадочных толщ Приамурья и Приморья полный элементарный циклит представлялся литотипами пород: галечник, гравелит, песок, алевроит, глина, глина уг-

листая, уголь. Литотип, залегающий в основании циклита является базальным. В зависимости от того, какой элемент цикла является базальным, определяется тип ЦЛ. Полный ЦЛ с галечником в основании называется галечниково-глинисто-углистым. Обычно в его нижнем и верхнем полуциклах содержится полный набор указанных литотипов. Если же в верхнем или нижнем полуциклах ЦЛ отсутствует один или несколько литотипов при сохранении постепенных взаимопереходов в циклите, последний называется упрощенным или редуцированным. Выделяются также ЦЛ, сокращенные размывом, когда в них один или несколько литотипов верхнего полуцикла (а частично и нижнего) оказываются размывшими, и базальный литотип вышележащего ЦЛ ложится на верхний слой нижнего ЦЛ с размывом [5].

ЛИТОЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗРЕЗА СКВАЖИНЫ 1/3-ОК

В палеогеновом и неогеновом комплексе скважины выделяются 62 ЦЛ, сгруппированные в 17 ГЦЛ первого ранга (рис. 2). В чернореченской, бирофельдской, ушумунской и головинской свитах содержится, соответственно, 44, 1, 10, 6 элементарных циклитов (ЦЛ) и 11, 1, 3, 1 гиперциклитов первого ранга.

Чернореченская свита разделена на 2 подсвиты: нижнюю безугольную и верхнюю угленосную. Каждая из них разделена на гиперциклиты 1 и 2 ранга.

Нижняя безугольная подсвита представлена преимущественно зеленовато-светло-серыми породами фаций мелкой и средней глубины открытого, временами проточного озера. С наиболее погруженными зонами озера ассоциируются глины и алевроиты однородные и параллельно слоистые, ленточные; с прибрежной зоной – переслаивание песков разной (преимущественно мелкой и средней) зернистости, алевроитов и глин фаций прибрежного мелководья, песчано-галечниковые образования дельт, подводных конусов выноса. Изредка отмечаются маломощные слои темно-коричневых, коричневых глин и алевроитов застойных фаций прибрежного мелководья озера. По типам, составу, мощности литоциклитов подсвита разделена на 3 пачки.

Таблица. Циклокомплексы кайнозоя Среднеамурского осадочного бассейна.

Порядок (диапазон)	Геологические тела	Геолого-цикличное выражение	Принятое в тексте выражение
Макроциклиты	Серия Свита	Формационный циклит 2 ранга Формационный циклит 1 ранга	ФЦЛ-2 ФЦЛ-1
Мезоциклиты	Подсвита Пачка	Гиперциклит 3-го ранга -« 2-го ранга	ГЦЛ-3 ГЦЛ-2
Элементарные циклиты	Группа однородных циклитов	-« 1-го ранга Элементарный циклит	ГЦЛ-1 ЦЛ

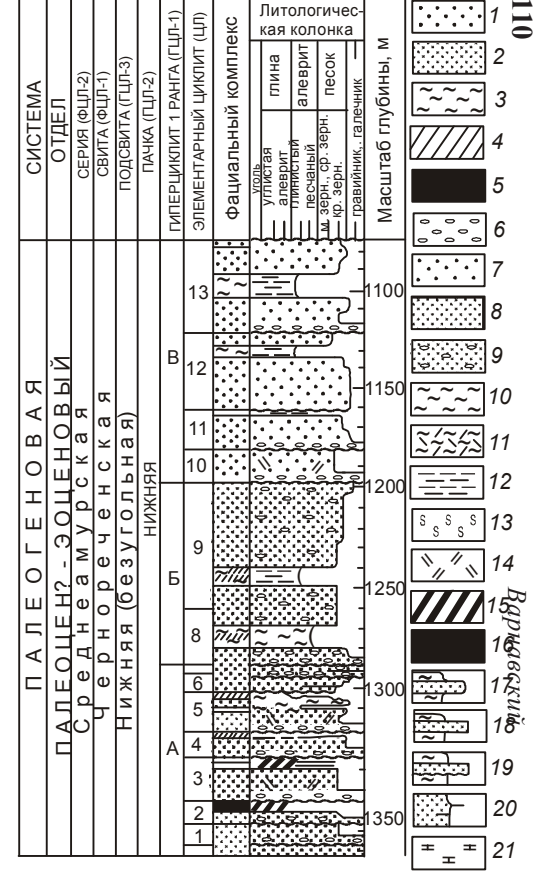
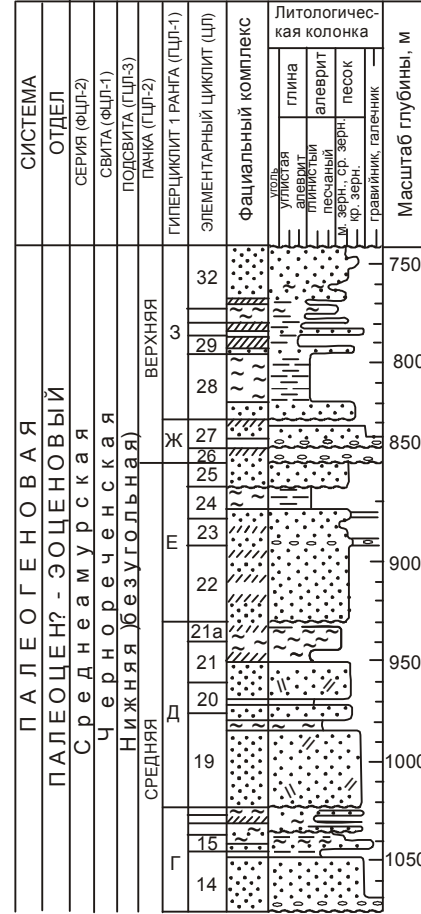
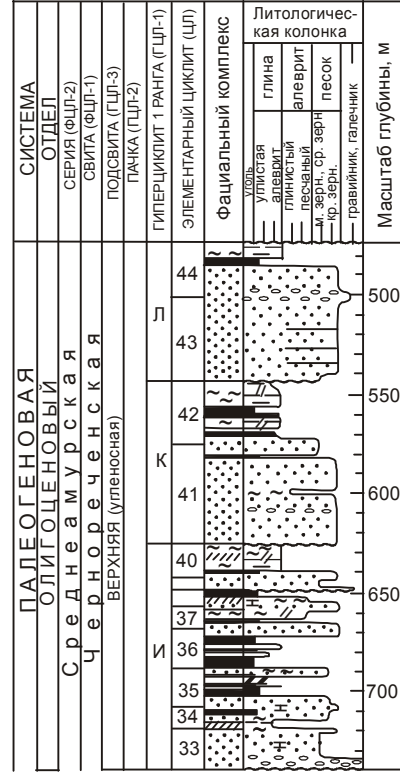
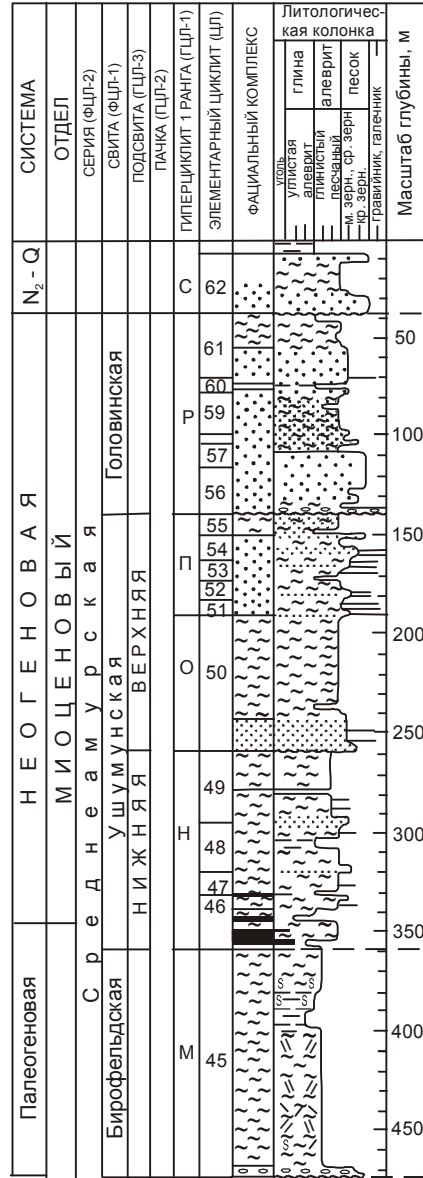


Рис. 2. Цикло-литолого-стратиграфический разрез скв. 1/3-ОК [3, 4, с дополнениями].

Фациальные комплексы: 1 – существенно песчаный, алевроито-песчаный, галечниково-песчаный озерного мелководья, аллювиальных подводных выносов, дельт прибрежных зон аллювиальных низменных равнин; 2 – алевроито-песчаный озерного прибрежного мелководья, временами зарастающего, заболачивающегося; 3 – существенно алевроито-глинистый, глинисто-алевроитовый озерный; 4 – существенно глинистый, окрашенный гумусом, застойных, зарастающих, заболачивающихся зон озера; 5 – угольный, углисто-глинистый торфяно-болотный.

Литологическая колонка: 6 - галечники, 7 - пески крупно- и среднезернистые; 8 – пески мелкозернистые; 9 – пески с галькой; 10 – алевроиты; 11 – алевроиты туфогенные; 12 – глины; 13 – диатомиты; 14 – туффиты; 15 – углистые глины; 16 – бурые угли. Взаимоотношения слоёв (17–19): 17 – переходы между слоями постепенные; 18 – переходы между слоями резкие; 19 – переход песка в нижележащий алевроит резкий с разрывом; 20 – прослой в песке с постепенными (вверху) и резкими (внизу) переходами во вмещающую породу; 21 – карбонатность пород.

Нижняя пачка (ГЦЛ А, Б, В) существенно песчаная, галечниково-песчаная. Пески разной зернистости и галечники составляют в ней 85 % разреза [3, 4]. Они представляют фации прибрежных аллювиальных равнин, аллювиальных подводных выносов, дельт. Остальные 15 % разреза сложены озерными глинами, алевроитами, обычно глинистыми серого, зеленовато-серого цвета, и углистыми глинами фаций мелководной застойной, зарастающей, заболачивающейся дельтовой и придельтовой зон озера. Цемент терригенных пород преимущественно глинистый каолинит-гидрослюдистый с монтмориллонитом. В основании ЦЛ 2 и вышележащих среднезернистых песках ЦЛ 9, 10, а также в породах нижнего полуцикла ЦЛ 13 отмечается карбонатный цемент. Изредка, в фациальном комплексе застойного озера ЦЛ 4 и в среднезернистых песчаниках нижнего полуцикла ЦЛ 13 цемент сидеритовый. Циклиты представлены нижними полуциклами 2-х и 3-х-компонентными (галечник-песок-алеврит). Верхние полуциклы размыты (рис. 2, 3).

В средней пачке (ГЦЛ Г, Д, Е) несколько увеличивается доля озерных глинистых и алевроитистых пород (24 %), практически отсутствуют галечники (2–5 %) и углистые породы. Цемент песчаных и галечниковых литотипов нижней части пачки глинистый (ЦЛ 14–18) – каолинит-гидрослюдистый с монтмориллонитом, (ЦЛ 19–21) – глинисто-карбонатный и карбонатный. По верхней части этой пачки данных о составе цемента нет. Таким образом, в средней пачке (в отличие от нижней) преобладают редуцированные 3-х, реже 4-х-компонентные циклиты, песчано-алеврито-глинистые, галечниково-песчано-алеврито-глинистые (рис. 2, 3).

В верхней пачке (ГЦЛ Ж, З) увеличивается количество озерных глинистых и алевроитовых пород (53 %). Глины зеленовато-серые, в основном алевроитистые. Отмечаются коричневые и с коричневым оттенком глины фаций застойной зоны озера. Цемент терригенных пород ЦЛ 26, 27, 32 – карбонатный, остальных ЦЛ – глинистый каолинит-гидрослюдистый с монтмориллонитом. Тип циклитов – преимущественно редуцированный, в основании пачки (ГЦЛ Ж) – сокращенный двухкомпонентный, песчано-галечниковый (рис. 3).

Мощность подсвиты 640 м [3].

Особые литогенетические признаки нижней подсвиты чернореченской свиты:

- нижний гиперциклит (А) мелкоциклический, насыщен (относительно) углистыми глинами фаций торфяных болот, коричневыми (разных оттенков) глинами фаций прибрежной мелководной, застойной, зарастающей зоны озера;

- терригенный материал пород нижней и средней пачек, а также ГЦЛ-Ж верхней пачки представлен преимущественно обломками андезитов и дацитов, дациандезитов, андезитовых порфиритов, содержится пирокластический материал. В разрезе широко развиты (до 9–12 %) литокристаллокластические и кристаллолитокластические туффиты мелкопсаммитовой и среднепсаммитовой структуры. Выше ГЦЛ-Ж обломки упомянутых пород отсутствуют, уменьшается содержание минералов тяжелой фракции, присутствуют кварц, кремний, полевые шпаты, обломки осадочных пород;

- в структуре циклитов нижней, средней пачек и ГЦЛ-Ж верхней пачки преобладают пески разной, преимущественно крупной и средней зернистости, верхней пачки (ГЦЛ 3) – глинисто-алевритовые породы;

- доля глинистых, алевроито-глинистых пород нарастает снизу вверх по разрезу подсвиты (соответственно, в нижней, средней и верхней пачках – 15, 24, 53 %).

Мощность циклитов изменяется от 5 до 60 м, возрастая снизу вверх по разрезу. Соответственно изменяется циклоплотность (отношение суммарной мощности ГЦЛ к количеству ЦЛ) в ГЦЛ. Причем, наибольшая циклоплотность отмечается в основаниях пачек (ГЦЛ А, Г, Ж), т. е. изменяется также циклично;

- выше гиперциклита Ж резко возрастает доля озерных литокомплексов (рис. 2, 3);

- по флористическим данным возраст пород подсвиты М.М. Кошман и А.М. Нарышкиной оценен как палеогеновый, возможно эоцен-олигоценый [4].

Верхняя угленосная подсвита представлена тремя гиперциклитами (И, К, Л). Они залегают с размывом на нижележащих образованиях нижней подсвиты и последовательно сменяют друг друга с размывом.

Гиперциклит И имеет самое высокое содержание озерно-болотных и торфяно-болотных литотипов пород.

Представлен он переслаиванием неслоистых, несортированных песков мелкой, средней, изредка крупной зернистости и однородных, зеленовато-серых, серых, светло- и темно-коричневых глин фаций прибрежного мелководья озера с многочисленными пластами и пропластками бурого угля и углистых глин фаций торфяных болот, временами заболачивающейся, зарастающей зоны озера. Доля глинистых, глинисто-алевритовых и углистых пород превышает 50 %. Цемент песчаных разновидностей пород глинистый, глинисто-карбонатный, карбонатный. Карбонатный цемент отмечается в циклитах 33, 35, 37 (рис. 2, 3).

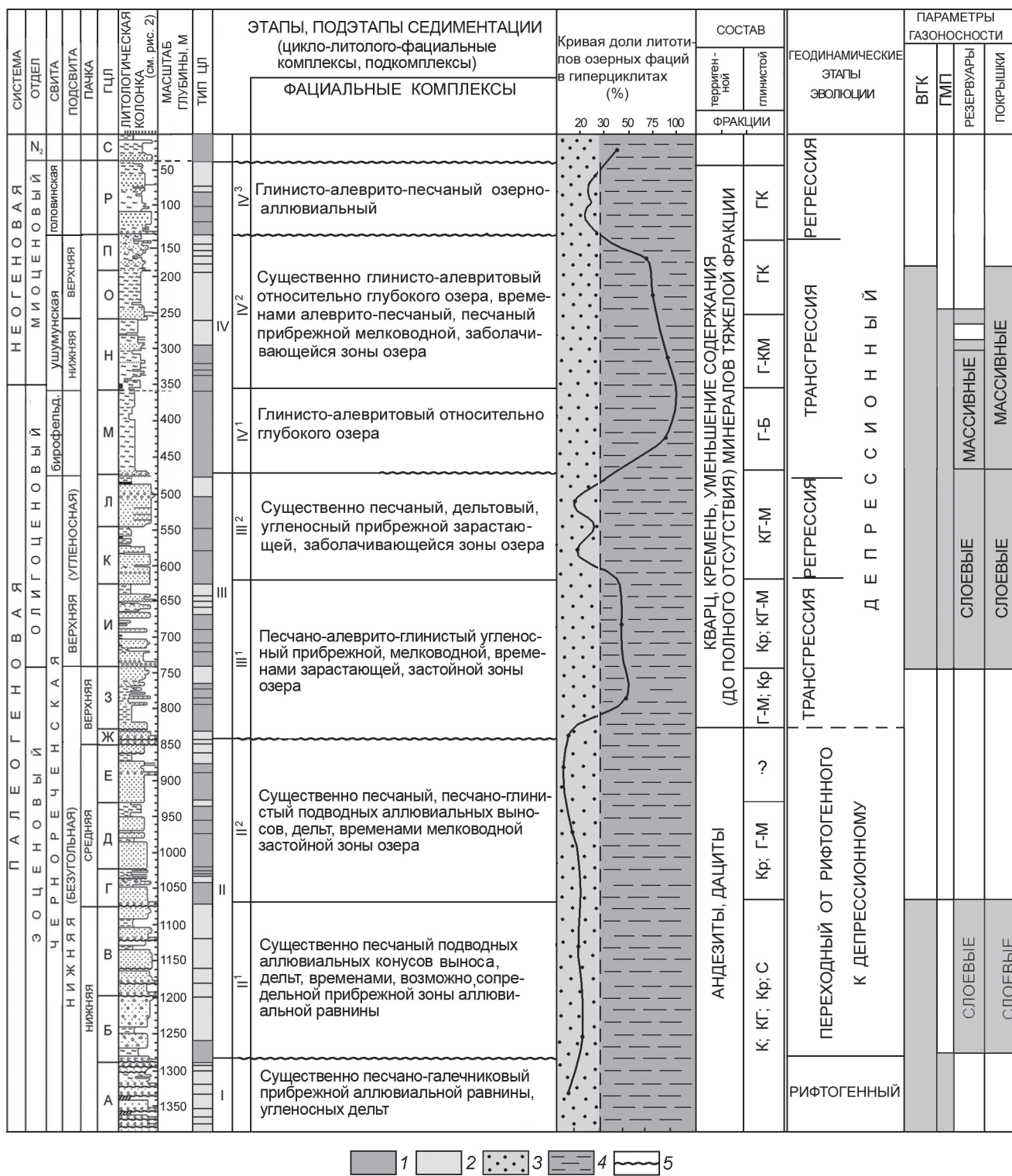


Рис. 3. Основные характеристики осадочных комплексов скважины 1/3 ОК.

1, 2 – типы циклитов: редуцированные (1), сокращенные (с размывом верхней части циклита) (2); 3, 4 – доля озерных алеврито-глинистых пород осадочных комплексов гиперциклитов; 3 – область накопления существенно песчаных, глинисто-песчаных осадков прибрежно-озерных фаций, прибрежной зоны аллювиальной равнины, 4 – зона накопления существенно глинисто-алевритовых сероцветных осадков; 5 – границы размыва. Состав глинистой фракции и цемента пород: Кр-карбонатный, С – сидеритовый, К – каолиновый, КГ – каолинито-гидрослюдистый, Г-М – гидрослюдистый с монтмориллонитом, Г-КМ – гидрослюдистый с каолинитом и монтмориллонитом, Г-Б – гидрослюдистый с бейделлитом, КГ-М – каолинито-гидрослюдистый с монтмориллонитом, ГК – гидрослюдисто-каолиновый. Параметры газоносности: ВГК – возможно газоносные комплексы; ГМП – газоматеринские породы. Остальные условные обозначения (литологические) см. на рис. 2.

Состав глинистого цемента каолинит-гидрослюдистый с монтмориллонитом.

ГЦЛ К и Л отражают регрессивный этап эволюции озера – доля озерных осадков снижается до 20 % (рис. 2, 3). Сложены они преимущественно косослоистыми (слоистость типа дельтовой) песками крупной зернистости, светло-коричневыми и темно-серыми однородными глинами фаций застойного озера, многочисленными маломощными прослоями мелко- и среднезернистых песков, пластами и пропластками бурого угля и углистой глины фаций зарастающего озера, торфяных болот. Цемент песчаных разностей пород глинистый, каолинит-гидрослюдистый с монтмориллонитом. В массе глинисто-алевритовых пород отмечаются прослои туффитов, внешне не отличимых от вмещающих пород. По палинологическим данным М.В. Зива оценила возраст верхней угленосной подсвиты чернореченской свиты как олигоценый, возможно раннеолигоценый [4, 18].

Особые черты верхней подсвиты:

- прежде всего, угленосность, связанная с дельтовыми образованиями гиперциклитов И, К, Л. ГЦЛ И мелкоциклический, отражает неустойчивый литогенетический режим прибрежного мелководья озера. В условиях озерного режима в прибрежном мелководье формируются дельты, создающие предпосылки для заболачивания зон их развития и образования пластов и пропластков бурых углей (технологической группы 2Б), углстых глин мощностью от долей метра до 5 м каждый. Суммарная мощность пластов углей достигает 20 м. ГЦЛ К и Л имеют типичное регрессивное строение, отражающее развитие кратковременных инверсий в раннем олигоцене. Угольные пласты располагаются непосредственно над дельтовыми комплексами ГЦЛ К и Л, обладают мощностью от долей до 5 м. Суммарная их мощность по скважине 1/3-ОК – около 10 м;

- высокий уровень выветрелости терригенного материала. В цементирующей глинистой массе пород преобладает каолинит.

Мощность верхней подсвиты составляет 265 м.

Бирофельдская свита в разрезе скважины 1/3-ОК представлена одним редуцированным ЦЛ 45 (он же ГЦЛ М). Этот глинисто-алевритовый комплекс с разрывом ложится на дельтовые угленосные образования верхней подсвиты чернореченской свиты (рис. 2). Однородные неслоистые кремового цвета туфогенные глинисто-алевритовые озерные отложения содержат прослои пепловых туфов и туффитов, содержащих остатки диатомей; коэффициент терригенности (по алевритовым разностям) – 40 %. Глинистый материал пород свиты представлен гидрослюдой с примесью бейдел-

лита. Доля озерных осадков в свите ~99, галечников ~1 % (рис. 2, 3).

Отличительной особенностью бирофельдской свиты является однородный глинисто-алевритовый состав, кремовый цвет пород, туфогенность, высокие значения коэффициента мономинеральности, значительные содержания остатков ископаемой озерной фауны – унионид и вивипарид. По сборам последних Г.Г. Мартинсон и С.М. Попова оценили возраст вмещающих пород как позднеолигоценый [3, 4]. Мощность свиты по скважине 1/3-ОК составляет 117 м, по скважинам 14, 32, 35 – до 150 м [4].

Ушумунская свита по доле участия в её составе углей, углстых глин, пород фаций прибрежных застойных и зарастающих зон озера разделена на две подсвиты: нижнюю угленосную (ГЦЛ Н) и верхнюю безугольную (ГЦЛ О, П) [3, 4]. В разрезе нижней подсвиты преобладают (75–100 %) алевритовые и глинистые литотипы пород фаций открытого и проточного озера. Алевриты и глины однородные, волнистослоистые. В нижней части подсвиты (ЦЛ 46) преобладают алевриты и глины, бурые угли (2Б) и углстые глины фаций зарастающего застойного озера, торфяных болот [3, 4]. В верхней подсвите развиты преимущественно глинисто-алевритовые озерные комплексы, подчиненное значение имеют мелко- и среднезернистые пески фаций прибрежного мелководья озера, возможно, подводных дельтовых выносов. Глинистый материал пород (в т. ч. цемент песков) представлен в нижней подсвите гидрослюдой с примесью каолинита и монтмориллонита, в редких прослоях – нонтронитом (до 30 %), в верхней – гидрослюдой и каолинитом. Терригенный материал представлен, в основном, кварцем и кремнем (50–100 %), незначительно – полевыми шпатами (2–20 %), обломками пород (1–4 %). Возраст свиты, по содержащейся в ней и верхней части бирофельдской свиты пресноводной фауне вивипарид и унионид, Г.Г. Мартинсон и С.М. Попова оценили как позднеолигоценый-раннемиоценовый. Позднее [18] по комплексу признаков рекомендовано возраст ушумунской свиты принять позднеолигоценым-ранне-среднемиоценовым. Мощность свиты составляет 321 м.

Головинская свита в скв. 1/3-ОК представлена шестью, преимущественно редуцированными, элементарными циклитами (56-61), объединёнными в один сложно построенный ГЦЛ-Р, отражающий регрессивный озеро-аллювиальный этап эволюции бассейна осадконакопления. Доля озерных осадков в разрезе снижается до 20-25 % (рис. 3). В её строении принимают участие пески разной зер-

нистости, в средней части алевритистые, реже алевриты, единично глины. Галечники основания свиты с размывом ложатся на алевритистые пески верхней подсвиты ушумунской свиты. В головинской свите резко меняется состав обломочной фракции песков и алевритов. До 80 % он представлен обломками пород, увеличивается содержание полевых шпатов, почти исчезает нонтронит. Мощность свиты составляет 92 м.

ЦИКЛО-ЛИТОЛОГО-ФАЦИАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ (ЦЛФК)

По цикло-литолого-фациальным признакам в изученном разрезе скважины 1/3-ОК выделяются четыре ЦЛФК, разделенные размывами (рис. 3).

ЦЛФК I – существенно аллювиальный, мелкоциклический. Его циклиты сокращенного типа, двух-, реже трехкомпонентные, представлены преимущественно высокоэнергетическими литотипами (песчано-галечниковыми, алеврито-песчано-галечниковыми), изредка карбонатными и сидеритизированными. Комплекс сформирован в условиях аллювиальной аккумуляции при относительно уравновешенном продольном профиле русла реки, слабом проявлении или отсутствии донной эрозии, развитии конусов выноса, дельт, временами зарастающих, заболачивающихся [23]. Вскрытая мощность комплекса – 95 м.

ЦЛФК II по типу циклитов, набору литотипов пород делится на два подкомплекса (рис. 3). Нижний (ГЦЛ Б, В) представлен сочетанием аллювиальных и озерных литотипов (с преобладанием первых) и преимущественно сокращенными циклитами. Верхний (ГЦЛ Г, Д, Е) характеризуется подобным же сочетанием литотипов, но с циклитами преимущественно редуцированными. Мощность комплекса – 435 м.

ЦЛФК III отличается резким возрастанием в разрезе доли озерных литотипов, присутствием углей, сменой минерального состава терригенного материала, увеличением доли карбонатной цементации и монтмориллонита в каолиново-гидрослюдистой глинистой массе литотипов и глинистого цемента. Комплекс делится на два подкомплекса (III¹, III²), отражающие позднеэоценовую–раннеолигоценовую трансгрессивную и среднеолигоценовую регрессивную стадии депрессионного этапа эволюции осадочного чехла Бирофельдского грабена. Мощность комплекса – 375 м.

ЦЛФК IV сложен литотипами бирофельдской, ушумунской и головинской свит, характеризующими позднеолигоценовую–ранне-среднемиоценовую трансгрессивную и позднемиоценовую регрессивную стадии. Он делится на три подкомплекса, отли-

чающихся долей участия в их строении озерных литотипов, угленосностью, минеральным составом глинистых пород и цемента терригенных пород. Нижний из них (IV¹) почти полностью представлен глинисто-алеваитовыми породами фаций относительно глубокого озера, редуцированным типом циклита, гидрослюдистым с бейделлитом составом глинистых минералов. Средний подкомплекс (IV²) – угленосен. Доля озерных литотипов в нём несколько снижается. Редуцированная цикличность в нижней части комплекса сменяется сокращенной в его средней и верхней частях (рис. 3). Глинистый материал в глинистых породах и цементе терригенных пород внизу гидрослюдистый с каолинитом и монтмориллонитом, вверху гидрослюдисто-каолиновый. Верхний подкомплекс (IV³) характеризует регрессивный этап эволюции седиментогенеза. Он представлен глинисто-алеваито-песчаным комплексом пород преимущественно русловых фаций, реже озерных. Минеральный состав глин гидрослюдисто-каолиновый. Тип циклитов внизу редуцированный, вверху сокращенный. Мощность ЦЛФК IV – 530 м.

Характер циклитов, их тип, представленность литотипами пород свидетельствуют о смене в процессе кайнозойского седиментогенеза перекомпенсированной в P_2^1 , компенсированной в $P_2^1-P_2^2$ и, наконец, некомпенсированной в $P_2^3-N_1^3$ динамикой осадконакопления. В целом разрез скв. 1/3-ОК позволяет отнести Бирофельдский грабен к структурам с динамикой некомпенсированного осадконакопления.

БИТУМИНОЗНОСТЬ ПОРОД, КОЛЛЕКТОРА И ПОКРЫШКИ

По литотипам пород разреза скважины выполнено 329 анализов содержания диффузно-рассеянного битумоида: в хлороформном (173) и спиртобензольном (156) экстрактах [14]. Характер вариаций содержания его в хлороформной (ХБ) и спиртобензольной (СББ) вытяжках, а также частота встречаемости этих содержаний в разрезе различных стратиграфических подразделений приведена на рисунках 4 и 5.

Заметна направленность уменьшения содержания битумоидов в ХБ и СББ вытяжках (особенно ХБ) снизу вверх по разрезу, обусловленная, по-видимому, снижением (также снизу вверх по разрезу) катагенетического преобразования ОВ пород и углей чехла и, естественно, интенсивностью генерации битумоидов. На фоне высоких содержаний битумоидов в палеогеновых комплексах (до 0.02–0.16 %) отмечаются контрастные (в значительных вариациях) изменения их содержаний. Последнее свидетельствует об инди-

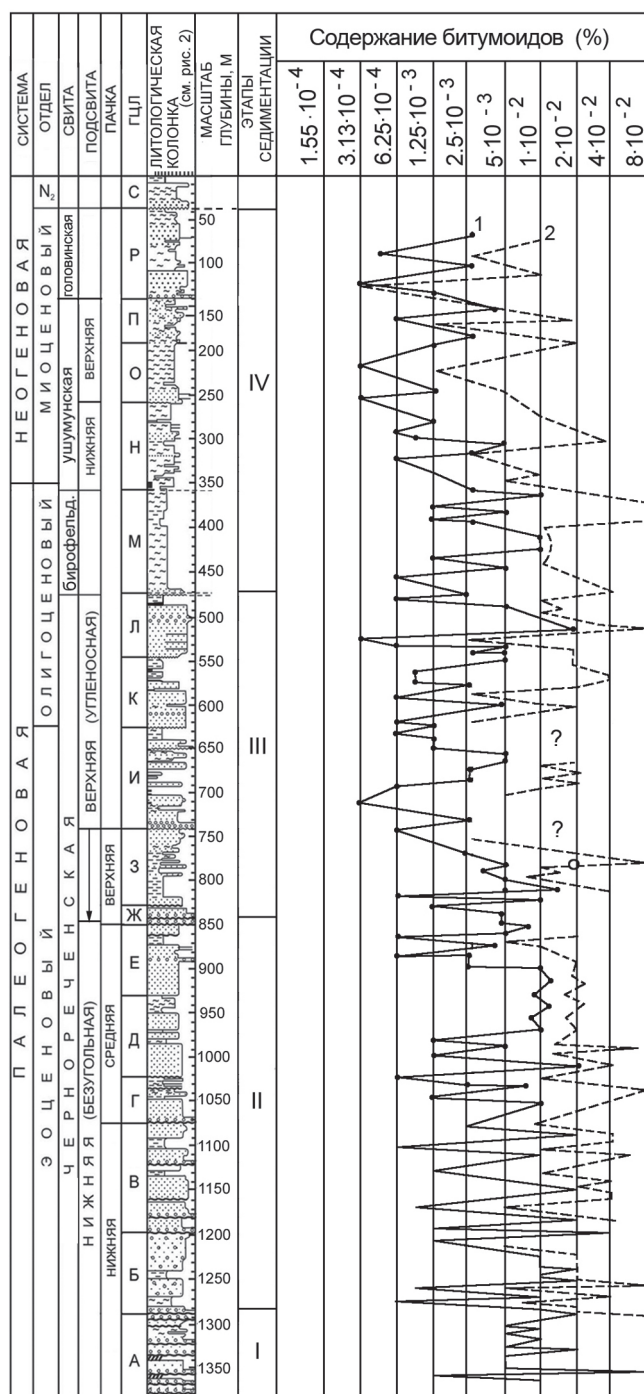


Рис. 4. Кривые содержания битумоидов в литотипах разреза скважины 1/3 ОК, экстрагированных хлороформом (1) и спиртобензолом (2). По материалам [3, 14]).

видуальности содержаний битумоидов в ХБ и СББ вытяжках в каждом литотипе. Это, в свою очередь, показывает, что органическое вещество содержит в себе сингенетичный битумоид, не затронутый глубокими процессами нефтеобразования, а содержащая

их толща осадков не относится, естественно, к разряду нефтематеринских [20, с. 62]. Сингенетичность кайнозойского битумоида, его незрелость отмечается в [19]. Битумоид преимущественно маслянистый, местами легкий. В ГЦЛ А наряду с маслянистым битумоидом отмечается осмоленный. Рассеянное органическое вещество (РОВ) и органическое вещество углей, по данным В.В. Крапивенцевой, имеет гумусовый и смешанный сапропелево-гумусовый и гумусово-сапропелевый состав [4, 21]. Основная масса органического вещества (ОВ) сконцентрирована в углях и углистых породах гиперциклита А нижней безугольной и верхней угленосной подсвиты чернореченской свиты, а также нижней угленосной подсвиты ушумунской свиты. С ними связан основной (доказанный расчётами [8]) газовый потенциал кайнозойского осадочного комплекса пород.

Практически по всему разрезу скважины 1/3-ОК песчаные разновидности пород и алевриты обладают хорошими коллекторскими свойствами.

Общая пористость песчаников нижней подсвиты чернореченской свиты – 13–25 %, местами до 40 %, верхней подсвиты – 20–35 %, преимущественно 30 %, единично 40 %. В бирюфельдской свите общая пористость пород по свите равна 30 %, в средней части её разреза достигает 40 %, единично до 50 %; в ушумунской свите – 15–30 %. Высокая пористость (до 40–50 %) глинисто-алевритовых литотипов пород средней части бирюфельдской свиты обусловлена, вероятно, содержанием в них диатомей и других микрофоссилий.

Определенную корректуру в указанную выше пористость песчаных и алевритовых разностей пород может внести глинистый цемент, представленный минералами группы монтмориллонита, своей способностью набухать в водной среде [20, с. 355]. Плотность палеогеновых пород составляет 2.1–2.3 г/см³ (минимальная – 1.90 г/см³, максимальная – 2.57 г/см³), неогеновых – 1.76–1.86 г/см³ [3, 4].

ПЕРСПЕКТИВЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Попытки оценить нефтегазовый потенциал рассматриваемых структур делались неоднократно [1, 8, 14, 15, 22]. Например, в одной из последних работ [22] перспективы нефтегазоносности связываются с глинистыми пачками чернореченской свиты, вскрытыми скважиной 1/3-ОК в интервале 740–850 м (ЦЛ 27-31) и в призабойной части скважины (ГЦЛ А). Подсчет потенциальных ресурсов в ней произведен по болотным глинам, в которых РОВ представлено гумусовым детритом (до 50 % породы). В РОВ смешанного сапропелево-гумусового и гумусово-сапропелевого состава, ХБ содержится в

СВИТА		ПОДСВИТА ПАЧКА	Битумоид ХБ СББ	Кол-во опреде- лений	КОЛИЧЕСТВО ОПРЕДЕЛЕНИЙ УКАЗАННЫХ СОДЕРЖАНИЙ БИТУМОИДОВ										
					СО Д Е Р Ж А Н И Е Б И Т У М О И Д О В (%)										
					0.00015	0.00031	0.00062	0.00125	0.0025	0.005	0.01	0.02	0.04	0.08	0.16
Головинская			ХБ	7		1	3	1	2						
			СББ	7				1	1	3	1	1			
Ушумун- ская	ВЕРХНЯЯ БЕЗУГОЛЬНАЯ		ХБ	9		1	1	5	1	1					
			СББ	7				3	2				2		
	НИЖНЯЯ УГЛЕНОСНАЯ		ХБ	8			2	3	2	1					
			СББ	8					1	1	4	1	1		
Бирофельдская			ХБ	13			1	3	2	4	3				
			СББ	7								2	2	1	2
Чернореченская	ВЕРХНЯЯ УГЛЕНОСНАЯ		ХБ	41		2	10	15	9	5		1			
			СББ	27					1	6	5	10	2	3	
	НИЖНЯЯ БЕЗУГОЛЬНАЯ	ВЕРХНЯЯ		ХБ	29			3	8	6	5	7			
				СББ	21						3	8	7	2	1
	СРЕДНЯЯ		ХБ	35			3	4	3	7	18				
			СББ	40					1	2	4	13	13	5	2
	НИЖНЯЯ		ХБ	31							9	7	15		
			СББ	39							8	3	13	11	4

Рис. 5. Частотный анализ содержания в разрезе скважины 1/3-ОК битумоидов хлороформенного (ХБ) и спиртобензолного (СББ) экстрагирования. (По материалам [3, 14]).

количестве до 0.001 %. Сравнительным анализом с рифтогенными газоносными структурами грабена Танюань авторами вышеуказанной разработки [15, 22] подсчитаны запасы 4.5–7.7 млн т у. т., плотность – 5–8.6 тыс т/км².

Ранее (1990 г.) Ю.С. Воронковым и Г.Г. Войковым потенциальные ресурсы углеводородов (по категории Д₂) оценены по Самаро-Дитурскому и Бирофельдскому грабенам, соответственно, в 45 и 35 млн т у. т.

В [8] подсчитан газовый потенциал рассматриваемой группы грабенов в количестве 60 млн т у. т. (105 млрд м³). Из них 23.65 млн т у. т. (35.5 млрд м³) обоснованы расчетами генерации газа угольными пластами, залегающими до глубины 600 м; остальное – по прогнозируемой угленосности более глубоко залегающих угленосных комплексов палеогена в рассматриваемых грабенах.

В предлагаемой статье в основу оценки перспектив кайнозойского чехла рассматриваемых структур приняты данные, рассчитанные нами ранее [8]. Она связываются с его преимущественной газоносностью, обусловленной генерацией метана из ОВ угольных пластов и углистых литотипов в процессе их протокатагенеза (ПК₂–ПК₃?). Выделяются два горизонта (рис. 3) газоматеринских (газогенерирующих) пород (ГМП): слабоугленосный ГЦЛ А, и угленосные ГЦЛ И, К, ГЦЛ Л, содержащий диатомиты и другие микрофоссилии, ГЦЛ М палеогена, ГЦЛ Н неогена, а с учетом слоев пористых пород и флюидоупоров (ГЦЛ Б, В, М, Н, О) –

два возможно газоносных комплекса (ВГК) мощностью, соответственно, 300 и 550 м (рис. 3).

Нельзя сбрасывать со счёта тот факт, что в составе чехла структур рассматриваемой территории преобладающее значение имеют разнофациальные образования озерного комплекса. Среди них значительны осадочные образования, сформированные в восстановительных условиях и содержащие сопутствующие этой среде минералы (сидерит, пирит, марказит, аутигенный каолинит) и породы фаций открытого, временами засоленного озера, содержащие карбонатные, глинисто-карбонатные образования. В них (кроме РОВ) возможен фито- и зоопланктон, диатомеи, способные генерировать битумоиды. Вероятнее всего, что развитие фито- и зоопланктона, диатомей обусловило наивысшую (известную в разрезе чехла) пористость в средней части (пике развития алеврито-глинистого озерного комплекса) бирофельдской свиты [3, 4]. В этой связи, не исключен значительный прирост углеводородного потенциала, рассчитанного в работе [8], за счёт озерных комплексов.

Не исключено также, что некоторая часть нефтяных битумоидов более глубоко залегающих горизонтов чехла может принять участие в формировании газоконденсатных залежей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный по материалам работ [3, 4, 14] анализ седиментогенных показателей кайнозойского чехла, вскрытого скважиной 1/3-ОК, позволяет оценить Бирофельдский грабен и, в частности, Ушумун-

ский прогиб в качестве структуры некомпенсированного типа, сходной с прогибом Дун Син грабена Тяньюань [16]. Отличаются они масштабностью трансгрессивных процессов. В прогибе Дун Син на трансгрессивных этапах эволюции формируются глубоководные озера с образованием темноцветных глинисто-алевритовых литотипов [16]. В Ушумунском прогибе (по данным скважины 1/3-ОК) даже на этапе максимума трансгрессий формируются сероцветные фации мелко-среднеглубоководного озера.

В разрезе скважины 1/3-ОК выделяются три этапа седиментации: раннеэоценовый (ГЦЛ А), мелкоциклический перекомпенсированного, перстративного (перестилающего) [23] существенно аллювиального типа осадконакопления, ранне-среднеэоценовый (ГЦЛ Б-Е) компенсированного, констративного (настилающего) аллювиального [23] и озерно-аллювиального типа осадконакопления, позднеэоценовый-олигоцен-миоценовый (ГЦЛ З-Р) некомпенсированного аллювиально-озерного и существенно озерного осадконакопления. Первый и второй этапы седиментации отражают, соответственно, рифтогенный и переходный к депрессионному, третий – депрессионный этапы эволюции чехла. В пределах последнего выделяются два трансгрессивных и два регрессивных подэтапа (рис. 3).

В истории формирования рассматриваемого разреза кайнозойского чехла обращает на себя внимание ГЦЛ Ж, являющийся рубежом перехода от разломного и переходного этапов к депрессионному. Нечто подобное отмечается и в прогибе Дун Син на рубеже E_2^{1-2} и E_2^3 [16]. В Бирофельдском грабене ГЦЛ Ж фиксирует интенсивную тектоно-геодинамическую перестройку в регионе, вызвавшую, в конечном итоге, существенные изменения в ландшафте, расширение площади озерных водоёмов, перекрывших области распространения меловых вулканитов на смежных с грабеном площадях. Свидетельством последнего является резкая смена минерального состава терригенного материала пород (полностью отсутствуют порообразующие минералы вулканитов) в следующих выше по разрезу циклитах (рис. 3).

В нефтеносном отношении кайнозойский комплекс не представляет интереса, но газоносность его несомненна. Количественные оценки потенциала газоносности весьма разноречивы: от 4,5–7,7 млн т у. т. (13,5 млрд м³) [1, 22] и 60 млн т у. т. (105 млрд м³) [8] до 80 млн т у. т. только по Самаро-Дитурскому и Бирофельдскому грабенам, по Ю.С. Воронкову и Г.Г. Войкову (1990 г.). Это свидетельствует о весьма слабой изученности региона и бедности информации о параметрах нефтегазоносности.

Совершенно нет информации о составе и строении мезозойского комплекса, его возможного участия в формировании газового, а возможно и нефтяного потенциала. Необходимо бурение параметрической скважины с предварительными геофизическими работами. При этом следует учитывать особенности строения рассматриваемых рифтогенных структур (их полуграбеновый тип), телескопическое выклинивание слоев в направлении пологих северо-западных бортов, проявление позднекайнозойского сжатия, создавшего пологие своды. Здесь можно ожидать следующие типы газовых скоплений: тектонически экранированные у приразломных бортов грабенов, литологического выклинивания, стратиграфического экранирования на пологих бортах грабенов, а также структурные – в периклиналях антиклинальных структур [8].

Работа выполнена в рамках проекта “Мезозойские и кайнозойские нефтегазовые системы Саньцзян-Среднеамурского бассейна” Программы ОНЗ РАН “Фундаментальные проблемы геологии и геохимии нефти и газа, разработки месторождений и развития нефтегазового комплекса России” (грант 06-1-ОНЗ-108).

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит Б.И. Павлюткина, В.В. Крапивенцеву за критические замечания, которые были, в основном, учтены при окончательной редакции статьи, признателен сотрудникам ИТиГ Т.Л. Карповой, Л.В. Яхно, обеспечившим качественную компьютерную обработку и оформление материалов статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахмадулин В.А., Камаев Н.М., Черныш Л.Н., Черныш С.Г. Особенности строения и перспективы нефтегазоносности западной зоны Среднеамурской впадины (в пределах территории ЕАО) // Перспективы нефтегазоносности Среднеамурской впадины. Биробиджан: ИКАРП, 1996. С. 6–21.
2. Варнавский В.Г. Карта перспектив нефтегазоносности Хабаровского края и Амурской области // Проблемы Сибирской нефти. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963. С. 164–167.
3. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины: Дис... канд. геол.минер. наук. Хабаровск-Владивосток: ХабКНИИ-ДВГИ, 1967. 250 с.
4. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
5. Варнавский В.Г. Корреляция геологических событий. М.: Наука, 1985. 141 с.
6. Варнавский В.Г., Мальшев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
7. Варнавский В.Г. Роль Среднеамурского осадочного бассейна в формировании нефтегазового потенциала При-

- амурья // Перспективы нефтегазоносности Среднеамурской впадины. Биробиджан, 1996. С. 80–82.
8. Варнавский В.Г., Крапивенцева В. В., Кириллова Г.Л., Кузнецов В.Е. Перспективы нефтегазоносности рифтогенных структур Лобэй-Бирофельдского звена системы разломов Тан-Лу (Приамурье) // Тихоокеан. геология. Т. 16, № 2. 1997. С. 93-102.
 9. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2 500 000 / Гл. ред. Л.И. Красный. Ленинград: ВСЕГЕИ, МинГеО СССР. 1991.
 10. Геология СССР. Т. XIX Хабаровский край и Амурская область. Полезные ископаемые. М.: Недра, 1976. С. 45–60.
 11. Калашникова А.С., Лазарев А.П., Трондин В.И. Сейсморазведочные работы МОГТ на территории Еврейской Автономной области // Геофизика. 1999. Спец. вып. к 50-летию "Иркутскгеология". С 29–32.
 12. Карагодин Ю.Н. Седиментационная цикличность. М.: Наука, 1980. 240 с.
 13. Кузнецов В.Е., Уралов В.И. Морфоструктурная схема мезо-кайнозойских впадин Приамурья. 1:500 000. Хабаровск, 1996.
 14. Марков В.А. Геохимические критерии оценки перспектив нефтегазоносности впадин Советского Приамурья. Дис... канд. геол.-минер. наук. Москва: МГУ, 1966. 157 с.
 15. Маргулис Л.С. и др. Уточнение ресурсной оценки и выбор объектов для постановки нефтегазопроисловых работ в Среднеамурской впадине, Еврейской АО. СПб, Фонды ВНИГРИ, 1998.
 16. Меркулова Т.В., Кириллова Г.Л. Строение и перспективы нефтегазоносности северных звеньев Итун-Иланьской ветви разломов Тан-Лу // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 55–75.
 17. Развозжаева Е.П., Меркулова Т.В. Строение Бирофельдского и Дитурского рифтогенных грабенов (Среднеамурский осадочный бассейн) по электро- и сейсморазведочным данным // Тектоника, глубинное строение и минерагения Востока Азии: V Косыгинские чтения, 24-27 января 2006 г., г. Хабаровск. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2006. С. 251–255.
 18. Решение четвертого Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1994. 123 с.
 19. Рязанова Т.А. Закономерности нефтегазообразования в мезозойско-кайнозойских впадинах юга Дальнего Востока (на примере Среднеамурской и Верхнебуреинской): Дис.... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1996. 142 с.
 20. Словарь по геологии нефти и газа. Ленинград: ЛО "Недра", 1988. 679 с.
 21. Успенский В.И. Поисквые и разведочные работы на Ушумунском буроугольном месторождении в ЕАО // Отчет. Хабаровск: Фонды ДВТГУ, 1961г.
 22. Уточнение нефтегазового потенциала и определение локальных объектов поисков месторождений нефти и газа в Среднеамурском осадочном бассейне (Хабаровский край) // Отчет по договору № 784 (Авторы: Маргулис Л.С.; отв. исполн.: Андиева Т.А., Воронков Ю.С. и др.). Санкт-Петербург: ВНИГРИ, 2000. 96 с.
 23. Фролов В.Т. Литология. Кн. 3. М.: Изд-во МГУ, 1995. 350 с.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

V.G. Varnavsky

Sedimentogenic aspect of the evolution of Cenozoic structures of southwestern part of the Middle Amur sedimentary basin (Far East) and their petroliferous prospects

A group of rift structures restricted to the Lobei-Birofeld link of the Ilan-Itun branch of the Tan-Lu fault system is considered within which commercial gas presence has been established in the similar structures of the adjacent territories.

Lithological-facial and mineral compositions, rock bituminosity, cyclicity of the section, structure of the element cycles, as well as different-ranged cyclic groups and character of their relationships are analyzed using the section of the key-stratigraphic well 1/3-OK, and prospecting and exploration boreholes drilled in the northeastern part of the Birofeld graben. Four lithological-facial complexes (sequences) have been defined, which are separated by erosion and distinguished by different dynamics and regimes of sedimentogenesis. Possibly gas-bearing complexes containing gas parent rocks, reservoirs and caps are forecasted. The presence of syngenetic bitumoids was observed. The assessment of predominant gas presence of the structures of the region and their potential resources have been substantiated, being earlier calculated from the gas potential of coals and coaly rocks.

Key words: riftingogenesis, sedimentogenesis, cyclicity, gas presence, Middle Amur sedimentary basin, Far East.

ХРОНИКА

УДК 551.763 (571.6)

МЕЛОВЫЕ КЛИМАТЫ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ (ПРОЕКТ 507 ЮНЕСКО И МСГН)

Г.Л. Кириллова

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина, г. Хабаровск

Поступила в редакцию 30 октября 2007 г.

20–25 августа 2007 г. в г. Сеуле (Южная Корея) состоялся 2-ой Международный симпозиум по проекту 507 Международной научной программы, разрабатываемой под эгидой ЮНЕСКО и Международного союза геологических наук. Тема симпозиума – “Палеоклиматы мела в Азии и их глобальная корреляция”. На симпозиуме присутствовало порядка 70 ученых, аспирантов и студентов из 9 стран: Россия (1), Монголия (1), Швейцария (1), Вьетнам (1), Филиппины (1), Индонезия (2), Китай (3), Япония (11), Южная Корея (около 40).

Заседания проходили в здании Сеульского национального университета (фото 1), расположенного на весьма живописной окраине Сеула у подножья хребта Кванак, сложенного докембрийскими гнейсами.

В начале заседания один из лидеров проекта и организаторов этого совещания проф. Lee Yong Il рассказал о задачах проекта, главных итогах проекта за первый год, когда был проведен первый симпозиум на Филиппинах и опубликованы его труды.

Для участия в пленарном заседании был приглашен известный ученый из Швейцарии проф. Гельмут Вейссер, который сделал доклад “Раннемеловой климат и океанография: Тетис, новый подход”. Известно, что мезозойские пелагические осадки Тетиса и Атлантики служат своего рода архивами, сохранившими “документацию” об особенностях климата и океанографии. Кривая изотопов углерода демонстрирует особенности глобальной циркуляции углерода. Отрицательные пики изотопной кривой отражают быстрые поступления легких изотопов углерода. Дестабилизированные метаногидраты рассматриваются как возможные источники C¹². Положительные пики являются результатом увеличивающегося захоронения органического углерода. Это рассматривается как реакция океана на потепление, вызванное эпизодами активизации вулканизма. Пертурбации гло-

бального цикла углерода сопровождались изменениями океанической циркуляции, изменением температуры, геохимии вод, циркуляции азота. Седиментологическая летопись позволяет разобраться в этих проблемах, а также отражает реакцию биосферы на климатические флуктуации. Осадки и биота позволяют также проследить открытие и закрытие крупных морских проливов в юрско-меловое время. Доклад был насыщен многочисленными примерами, отражающими тот или иной аспект перечисленных проблем на материалах Атлантики и Тетиса.

Далее симпозиум проходил в рамках 4-х сессий.

Сессия 1 “Палеобиология, палеоэкология, стратиграфия” включала 6 докладов по различным регионам Восточной и Юго-Восточной Азии (Китай, Корея, Япония, Индонезия).

На сессии 2 “Палеоклиматы” было заслушано 5 докладов по регионам Китая, Монголии, России, Кореи.

Второй день заседаний начался докладом известного корейского геолога проф. Ки Хун Чана “Роль раннемеловой орогении в Корее”.

Далее на сессии 3 “Тектоника” было прочитано 5 докладов по регионам Индонезии, Филиппин, Японии, Кореи, Индокитая.

На сессии 4 “Меловые палеообстановки и палеособытия” в 6 докладах рассматривались реконструкции обстановок на территории Индии, Китая, Вьетнама, Японии разными методами: секвенсстратиграфическим, палинологическим, петрографическим, хемотратиграфическим.

На постер-сессии было рассмотрено 9 докладов. Авторам дали возможность коротко прокомментировать результаты своих работ по реконструкциям мелового палеоклимата.

Совещание закончилось общей дискуссией, на которой было отмечено многообразие факторов,



Фото 1. Департамент наук о Земле Сеульского национального университета. Проф. Ки Хун Чан и доктор Сун Ок Пак.



Фото 2. Музей динозавров в районе Кванджу.



Фото 3. Яйца динозавров (музейный экспонат).



Фото 4. Следы динозавров в естественном отпрепарированном обнажении.



Фото 5. Структура мелового разреза.



Фото 7. Отпрепарированная поверхность волновой яри.

вливающих на изменение климата. Были попытки сопоставить современный и меловой климат и дать объяснение известным флуктуациям. В целом многие факты свидетельствуют о том, что глобальные длиннопериодные изменения климата происходили квазисинхронно (особенно среднемиловое потепление, связанное с глобальной активизацией вулканических процессов). Региональные среднепериодные флуктуации связаны преимущественно с геодинамикой как рельефообразующим фактором и, соответственно, с палеогеографией.

22–25 августа проходила полевая геологическая экскурсия. В течение 4-х дней участники имели возможность пересечь Корейский п-ов с севера на юг и обратно по западному и восточному побережьям и обследовать прекрасные обнажения озерных и речных меловых отложений, изобилующих характерными текстурами. Наблюдалось многочисленное (около 200 местонахождений) хорошо отпрепарированные следы динозавров, яйца, реже – кости различных видов динозавров (орнитомид, зауропод и др.). На юго-западе Кореи расположен один из крупнейших национальных природных парков Кореи Хаенам Ихангри (фото 2), где собрано множество геологических экспонатов. Несколько залов посвящено динозаврам. На территории парка найдены следы, кости,

яйца (фото 3) динозавров, построены павильоны, защищающие от влияния вредных природных агентов уникальные обнажения с отпрепарированными следами и реконструированными скелетами динозавров (фото 4).

Весьма многочисленны музеи, парки, центры по изучению динозавров на южном побережье Кореи и на островах. Здесь в представительных скальных обнажениях меловых пород (фото 5) можно наблюдать многочисленные текстуры, характеризующие дельтовую и озёрную обстановки седиментации, в том числе и знаки волновой ряби (фото 6).

Следует отметить, что в полевой экскурсии принимали участие студенты и аспиранты, для которых на обнажениях ведущими учеными читались короткие лекции с демонстрацией основных положений на конкретных примерах.

Участие в совещании принесло несомненную пользу. Проблема климата весьма актуальна в настоящее время. Изучение главных факторов мелового климата, когда не было антропогенного воздействия, поможет предвидеть возможные изменения современного климата и их последствия.

Участие в совещании финансировалось частично корейской стороной, частично грантами РФФИ (07-05-08298) и ДВО РАН (07-III -Б-08-086).

ЮБИЛЕИ

К 95-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ НИКОЛАЯ АЛЕКСЕЕВИЧА ШИЛО

7 апреля 2008 г. исполняется 95 лет со дня рождения Николая Алексеевича ШИЛО – выдающегося геолога, известного ученого, видного организатора науки на Дальнем Востоке России.

К таким датам принято повествовать о жизненном пути юбиляра, что мы и делаем каждые пять лет, начиная с 1983 г. в родном Николаю Алексеевичу журнале “Тихоокеанская геология”. Сейчас же подведем промежуточные итоги.

Итак, Николай Шило, окончивший в 1937 году Ленинградский горный институт, через 70 лет стал:

Горным инженером России

Действительным членом Российской академии наук

Лауреатом Государственной премии за открытие крупных золото-серебряных месторождений

Лауреатом премии Академии наук СССР им. академика В.А. Обручева

Лауреатом Фонда содействия развития науки, образования и культуры “Новое тысячелетие”

Заслуженным деятелем науки СССР

Почетным гражданином городов Магадан и Виннипег

Членом Национальных комитетов геологов и географов России

Почетным членом Всероссийского минералогического общества

Членом ряда научных советов РАН

Членом Нью-йоркской Академии наук

Почетным доктором университета штата Огайо

Почетным членом Международной Тихоокеанской научной ассоциации

Почетным директором СВКНИИ ДВО РАН.

Его заслуги перед Родиной нашли признание в наградах: он трижды лауреат Ордена Ленина; дважды – Ордена Трудового Красного Знамени; награжден Орденом Знак Почета, Орденом Октябрьской Революции, несколькими медалями; с достоинством носит звание Героя Социалистического труда.

В настоящее время Николай Алексеевич член редсовета журнала “Тихоокеанская геология” (долгое время возглавлял его редколлегия); многие годы входил в редколлегии журналов “Геология и геофизика”, “Вулканология и сейсмология”, “Техника молодежи”, “Pacific Geology”, “Колыма”, “Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР”.

Под руководством Н.А. Шило защищены более сотни кандидатских, около сорока докторских диссертаций; им опубликовано 17 монографий, более 700 научных статей, из которых свыше 100 изданы за рубежом; он создал новое направление в науке о полезных ископаемых “Учение о россыпях”.

Вся его жизнь была наполнена трудом. Он работал на разведке золотых россыпей в Магадане, долгие годы руководил СВКНИИ, избирался Председателем президиума ДВНЦ... О работе, бывшей смыслом жизни, о встреченных на пути людях, о дружбе и любви Николай Алексеевич повествует в вышедших в прошлом году трех томах своей автобиографической книги “Записки геолога”. Лучше, чем он рассказал там о себе, наверное, никто сделать не сможет....

Академика Николая Алексеевича Шило с большим удовольствием поздравляют с юбилеем дальневосточные друзья, коллеги и ученики – все те, кто его уважает, любит и ценит. Желаем ему здоровья и долгих лет плодотворной жизни.

В.Ф. Белый, Ю.Я. Ващилов, Н.А. Горячев, А.Н. Диденко, Г.Л. Кириллова, В.В. Левин, Т.И. Линькова, А.В. Ложкин, П.А. Минакир, А.Ю. Пахомов, К.Ф. Сергеев, В.И. Сергиенко, А.А. Сидоров, А.П. Сорочкин, С.А. Федотов, А.И. Ханчук

