

Том 28, номер 4
ISSN 0207 - 4028

Июль-Август 2009

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



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

СОДЕРЖАНИЕ

<i>О.В. Авченко, И.А. Александров, В.О. Худоложкин, М.А. Мишкин.</i> Флюидный режим метаморфизма амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области (Дальний Восток)	3
<i>В.А. Колосков, Г.Б. Флеров, Д.В. Коваленко.</i> Позднемеловые–палеоценовые магматические комплексы Центральной Камчатки: геологическое положение, особенности вещественного состава	16
<i>Н.П. Романовский, Ю.Ф. Мальшев, М.В. Горошко, В.Г. Гурович, М.И. Копылов.</i> Мезозойский гранитоидный магматизм и металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов	35
<i>А.Н. Овсяченко, С.В. Трофименко, А.В. Мараханов, П.С. Карасев, Е.А. Рогожин, В.С. Имаев, В.М. Никитин, Н.Н. Гриб.</i> Детальные геолого-геофизические исследования зон активных разломов и сейсмическая опасность Южно-Якутского региона	55
<i>И.С. Брандт, С.В. Рассказов, В.К. Попов, С.Б. Брандт.</i> Калиевая специфика базальтов Синеутесовской впадины: геохимические корреляции и проблемы калий-аргонового датирования (Южное Приморье).....	75
<i>С.Е. Апрельков, С.В. Попруженко.</i> Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укэляят-Срединный блок в структуре Корякского нагорья и Камчатки	90
<i>М.Е. Мельников, С.П. Плетнев, И.А. Басов, Т.Е. Седышева.</i> Новые данные о морфологии и геологическом строении гайота Грамберга (Магеллановы горы, Тихий океан)	105
<i>Б.С. Архипов.</i> Химический состав и металлоносность термальных вод северо-восточного Сихотэ-Алиня (Дальний Восток)	116
Дискуссия	
<i>С.О. Максимов.</i> “Эвтектоидный и котектоидный” типы вулканических пород	123
Юбилей	
<i>Борис Иванович Васильев</i> (к 80-летию со дня рождения)	128

CONTENTS

<i>O.V. Avchenko, I.A. Alexandrov, V.O. Khudolozhkin, M.A. Mishkin.</i> Fluid regime of amphibolite facies metamorphism of the Dzhugdzhur-Stanovoy fold belt (Far East)	3
<i>Koloskov A.V., Flerov G.B., Kovalenko D.V.</i> Late Cretaceous–Paleocene magmatic complexes of Central Kamchatka: geologic position and features of matter composition	16
<i>N.P. Romanovsky, Yu. F. Malyshev, M.V. Goroshko, V.G. Gurovich, M.I. Kopylov.</i> Mesozoic granitoid magmatism and metallogeny of the Central Asian and Pacific belts junction area	35
<i>A.N. Ovsyuchenko, S.V. Trofimenko, A.V. Marakhanov, P.S. Karasev, Ye.A. Rogozhin, V.S. Imaev, V.M. Nikitin, N.N. Grib.</i> Detailed geologic and geophysical investigations of zones of active faults, and seismic hazard of the South Yakutia region	55
<i>I.S. Brandt, S.V. Rasskazov, V.K. Popov, S.B. Brandt.</i> Potassic specificity of the Sineutesovskaya depression basalts: Geochemical correlations and problems of K-Ar dating (Southern Primorye)	75
<i>S.Ye. Aprelkov, S.V. Popruzenko.</i> Penzhina-West Kamchaka fold zone and Ukelayat-Sredinnyi block in the structure of the Koryak upland and Kamchatka	90
<i>M.E. Melnikov, S.P. Pletnev, I.A. Basov, T.E. Sedysheva.</i> New data on the morphology and geologic structure of the Gramberg Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean)	105
<i>B.S. Arkhipov.</i> Chemical composition and metal content of thermal waters of the north-eastern Sikhote-Alin (Far East)	116
Discussions	
<i>S.O. Maksimov.</i> “Eutectoid and cotectoid” types of volcanic rocks	123
Anniversaries	
<i>Boris I. Vasil'ev</i> (to the 80-th anniversary)	128

**ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ МЕТАМОРФИЗМА АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ
ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)****О.В. Авченко, И.А. Александров, В.О. Худоложкин, М.А. Мишкин***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Поступила в редакцию 16 августа 2008 г.

На основе хроматографических и электрохимических данных с привлечением результатов моделирования минеральных парагенезисов и анализа устойчивости мусковитсодержащих ассоциаций разработана непротиворечивая модель флюидного режима метаморфизма для метаморфических пород амфиболитовой фации Джугджуро-Становой складчатой области (ДССО).

В модели принято разделение флюида на “внутренний” и “внешний”. “Внутренний” флюид создается собственным химическим составом породы, а “внешний” поступает из внешнего источника – мантии или другого резервуара. Установлено, что данные хроматографии и электрохимии имеют отношение к “внешнему” флюиду, тогда как оценки редокс-состояния породы по минеральным равновесиям относятся к “внутреннему” флюиду, состав которого буферизуется самим минеральным парагенезисом. При этом захватываемый породой “внешний” флюид сохраняет собственный потенциал кислорода только на регрессивной стадии, когда значительно ослабевает протекание реакций с участием твердых фаз и буферная роль минеральных ассоциаций сводится к минимуму. С этой точки зрения объясняется широкая вариация окисленности минеральных равновесий ($\lg fO_2$ от -15 до -20), с одной стороны, и выдержанность уровня окисленности “внешнего” флюида по данным хроматографии и электрохимии, – с другой. Основной причиной широкого развития роговообманковых ассоциаций в метаморфических породах амфиболитовой фации в пределах ДССО является своеобразие флюидного режима метаморфизма, главной чертой которого является высокое давление H_2O во флюидной фазе “внешнего” флюида. В соответствии с полученными данными, состав “внешнего” флюида описывается условиями $P_{H_2O} \geq 0.7P_s$ при отношении $P_{CO_2}/P_{H_2O} = 0.01-0.3$. Величина окислительного потенциала “внешнего” флюида близка к величине окислительного потенциала системы H_2O-C в условиях насыщения водяного пара углеродом.

Ключевые слова: метаморфический флюид, флюидный режим, электрохимия, газовая хроматография, окислительный потенциал, Джугджуро-Становая складчатая область.

ВВЕДЕНИЕ

Флюидному режиму метаморфизма всегда отводилась ключевая роль в понимании особенностей петрогенезиса метаморфических пород. В настоящее время представляется доказанным положение о низкой активности воды (большой “сухости”) и высокой восстановленности флюидов гранулитовой фации метаморфизма [1, 19, 21, 34], в чем усматривается одна из причин широчайшего развития дупироксеновых и гранат-ортопироксеновых минеральных ассоциаций в условиях гранулитовой фации [27]. Особенности флюидного режима метаморфических пород амфиболитовой фации изучены хуже, и систематических знаний в этом вопросе накоплено значительно меньше. Широкое развитие

пород амфиболитовой фации в пределах Джугджуро-Становой складчатой области (ДССО) представляет возможность понять причины обилия роговообманковых минеральных ассоциаций в этом регионе и найти отличия этих пород от гранулитов в отношении флюидного режима.

В настоящей работе мы разделяем флюид на “внутренний” и “внешний”. Состав и редокс-состояние “внутреннего” флюида определяются составом породы. Минеральный состав породы буферизует состав флюида метаморфическими реакциями, при протекании которых потенциалы компонентов “внутреннего” флюида поддерживаются на определенном уровне, отличающемся в общем случае от величин потенциалов “внешнего” флюида. Компо-

ненты “внутреннего” флюида в этом случае отвечают термину “инертный” в понимании Д.С. Коржинского [14]. Поскольку химический состав подвергающихся метаморфизму пород в общем случае разный, то состав “внутреннего” флюида может сильно изменяться по потенциалам воды, углекислоты, степени окисленности, содержаниям метана, фтора, хлора или других компонентов. “Внешний” флюид поступает в породу по системе пор и трещин извне – из мантии или другого внешнего источника (резервуара). Состав “внешнего” флюида значительно более выдержан относительно состава “внутреннего” флюида. Если потенциалы некоторых компонентов “внешнего” флюида задаются извне на породу, то эти компоненты, в понимании Д.С. Коржинского [14], отвечают термину “вполне подвижный”. Генезис “внешнего” и “внутреннего” флюида различен. Как будет показано ниже, разные методы определения состава имеют отношение к разным генетическим типам флюида. Учет этого обстоятельства позволяет разработать непротиворечивую модель флюидного режима для метаморфических пород амфиболитовой фации ДССО.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Джуджуро-Становая складчатая область представляет собой юго-восточную часть Алдано-Станового щита и граничит на юго-западе с Селенго-Становой складчатой областью (СО), а на севере – с Алданским щитом по Желтулакской и Становой зонам разломов, соответственно. На юго-востоке рассматриваемая структура окаймляется породами Аяно-Шевлинского перикратонного прогиба, а на юге Северо-Тукурингской зоной разломов отделяется от Монголо-Охотской складчатой системы (рис. 1). Некоторые авторы [7, 10, 12] рассматривают Селенго-Становую и Джуджуро-Становую области (блоки) как единую Становую складчатую систему (мегаблок).

Расположенный севернее Алданский щит имеет трехчленное деление. Центральную, наиболее крупную его часть представляет Алданская гранулитогнейсовая область, ограниченная с запада и востока Олекминской и Батомгской СО. Алданская гранулитогнейсовая область представляет собой древней-

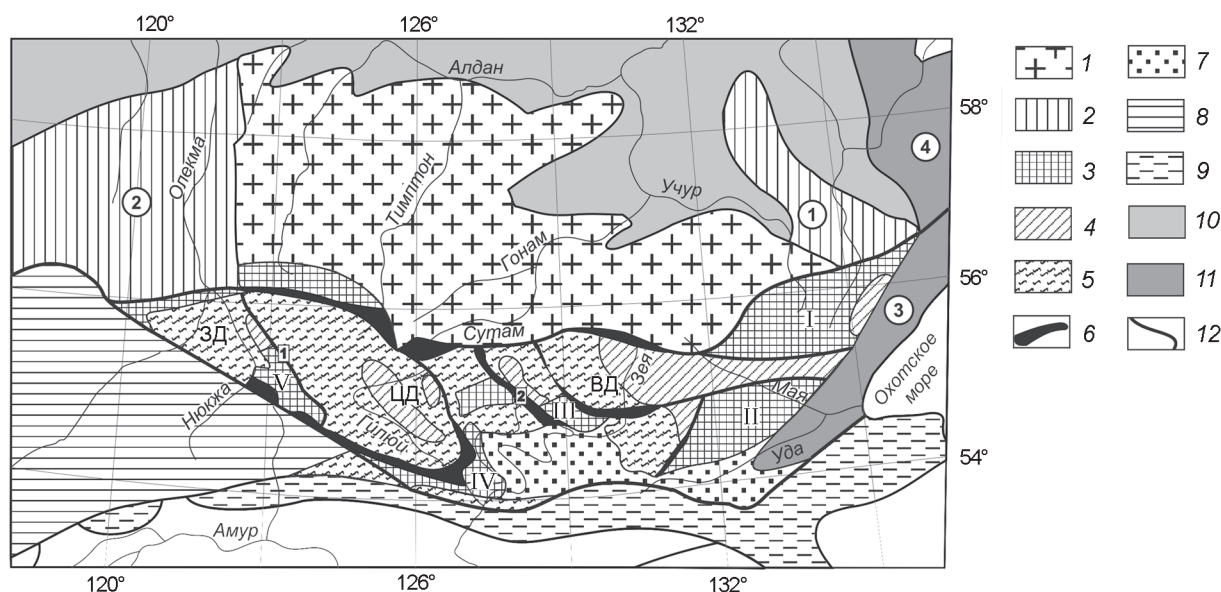


Рис. 1. Структурно-фациальная схема фундамента Джуджуро-Становой складчатой области (ДССО) и граничных структур.

1–2 – Алданский щит: 1 – Алданская гранулитогнейсовая область, 2 – гранит-зеленокаменные области (цифры в кружках): 1 – Олекминская, 2 – Батомгская); 3–7 – образования ДССО: 3 – блоки пород гранулитовой фации (I – Джугджурский, II – Чогарский, III – Сивакано-Токский, IV – Дамбукинский, V – Ларбинский); 4–5 – породы амфиболитовой фации (4 – зейский комплекс, 5 – становой комплекс); 6 – гилуийский и желтулакский комплексы; 7 – мезозойскокайнозойские отложения; 8 – Селенго-Становая складчатая область; 9 – Монголо-Охотская складчатая система; 10 – отложения платформенного чехла; 11 – перикратонные прогибы (цифры в кружках): 3 – Аяно-Шевлинский, 4 – Юдомо-Майский). 12 – некоторые разломы.

Домены ДССО: ЗД – Западный, ЦД – Центральный, ВД – Восточный. Границы доменов проведены по зонам разломов (цифры в прямоугольниках): 1 – Тунгурчиканской и 2 – Сугджарской.

Схема составлена на основе литературных данных [7, 11, 13, 23] и собственных полевых исследований авторов.

шее консолидированное ядро Алдано-Станового щита – Алданский кристаллический протомассив. Остальные структуры щита составляют более позднее его обрамление. Следует отметить, что ДССО ограничивается с юга Алданскую гранулитогнейсовую область на всей ее протяженности (рис. 1).

ПОРОДЫ ФУНДАМЕНТА ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Важной особенностью ДССО является наличие в ее структуре гранулитовых блоков разного размера среди преобладающих метаморфических пород амфиболитовой фации (рис. 1). Границы между этими гранулитовыми блоками и вмещающими породами повсеместно имеют тектоническую природу. От окружающих пород блоки отделены широкими зонами диафоритов и бластомилонитов и не имеют переходных зон метаморфизма до условий амфиболитовой фации. Гранулиты объединены в зверевско-чогарский комплекс и отличаются обилием в разрезе кристаллических сланцев основного состава с низким содержанием калия, а также наличием высокомагнезиальных кристаллосланцев [12].

Метаморфические породы амфиболитовой фации слагают значительную часть ДССО и первоначально были объединены в единый становой комплекс [25]. Позднее Л.П. Карсаковым [10] из состава станового комплекса были выделены зейский и гиллюйский комплексы. Правомерность выделения зейского комплекса не очевидна, а определение принадлежности конкретной породы к зейскому или становому комплексу на практике чаще всего неосуществимо, т.к. породы обоих комплексов метаморфизованы в близких условиях и большинство минеральных ассоциаций может присутствовать как в одном, так и в другом.

Согласно Л.П. Карсакову [10], наиболее древними являются образования зейского комплекса, представленные биотитовыми, биотит-роговообманковыми, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-роговообманковыми, двуслюдяными, гранат-эпидот-биотитовыми плагиогнейсами, гнейсами и сланцами, амфиболитами (в том числе гранатовыми), реже – цоизит-клинопироксеновыми кристаллическими сланцами, биотит-клинопироксен-амфиболовыми и цоизит-биотитовыми гнейсами. Встречаются прослои и линзы кварцитов, мраморов и кальцифиров. Отличительной чертой данного комплекса является частое присутствие в породах эпидота и цоизита.

Более молодые [10] породы станового комплекса в пределах Джугджуро-Станового блока имеют достаточно однообразный состав. В основном это

биотитовые, роговообманковые, биотит-роговообманковые, роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы, гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы, амфиболиты. Порода часто гранатосодержащие, иногда с кианитом и силлиманитом.

Стратиграфия и состав “трогового” гиллюйского комплекса изучены слабо. К нему относят метаморфические породы, выполняющие “троговые приразломные структуры вдоль зон шовных дислокаций и крупных зон разломов” [12]. Слагающие его породы метаморфизованы в условиях от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фаций.

Нами исследованы три группы образцов из разных частей ДССО. Одна группа взята из коллекции И.В. Козыревой [13], собранной в бассейнах рек Мая, Луча и их окрестностях на востоке ДССО. Две другие группы образцов были отобраны в бортовых обнажениях рек Гиллой и Нюкжа (рис.1). В связи с этим, территория ДССО для удобства описания условно поделена нами на три части (домена): Западный, Центральный и Восточный. Граница между Западным и Центральным доменами проведена по Тунгурчиканской, а между Центральным и Восточным – по Сугджарской зонам разломов (рис. 1).

ВОЗРАСТ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Согласно принятым представлениям, гранулиты зверевско-чогарского комплекса считаются древнейшими отложениями на территории ДССО и, в соответствии с [23], относятся к нижнему алданию. Порода зейского и станового комплексов также картируются как нижнеархейские – верхний алданий и становий, соответственно.

К сожалению, детальные геохронологические и изотопно-геохимические исследования в пределах ДССО проводились главным образом на относительно небольшом участке Центрального домена – в низовьях р. Гиллой в области залегания пород иликанской и дамбукинской серий станового и зверевско-чогарского комплексов (район Дамбукинского гранулитового блока). Большая работа по геохронологии пород Алдано-Станового щита методом SHRIMP выполнена А.П. Натманом с коллегами [35]. В тоналитовых гнейсах и секущих их метабазах в бассейне р. Гиллой ими обнаружены две группы цирконов. Для цирконов из тоналитовых гнейсов получен возраст 2.75–2.79 млрд лет. По данным Натмана [35], секущие тоналиты дайки метабазитов не пересекают окружающие стратифицированные породы зверевско-чогарского и станового комплексов. Следовательно, возраст протолита этих метаморфических комплек-

сов не может превышать 2.8 млрд лет. Вторая, более молодая группа цирконов имеет возраст 1.92–1.96 млрд лет и была обнаружена только в ассоциации зеленая роговая обманка+плагиоклаз+кварц. Таким образом, возраст 1.92–1.96 млн лет, скорее всего, датирует время метаморфизма амфиболитовой фации пород ДССО. Сходные U-Pb оценки получены для цирконов из метагранитоидов Дамбукинского блока [16]. Возраст этих пород оказался около 2.83 млрд лет, а датировки последующих двух этапов высокотемпературного метаморфизма оцениваются в 2.65 и 1.88 млрд лет. Последняя цифра совпадает с оценкой (Sm-Nd метод по гранату) возраста заключительного этапа метаморфизма, проявленного в дупироксеновых кристаллических сланцах Мульмугинского блока (северо-восток Центрального домена ДССО) [16]. Протерозойским возрастом, близким к 1.9 млрд лет, датируются также некоторые породы граничных Селенго-Становой СО [35] и Алданской гранулитогнейсовой областей [29, 32, 35]. Эта оценка, по мнению Натмана с коллегами [35], отражает возраст глобальных преобразований Алдано-Станового щита.

Недавно были получены первые точные датировки пород Восточного домена ДССО. В.Н. Зелепугиным с коллегами [8] на установке SHRIMP-II во ВСЕГЕИ были проанализированы цирконы из 13 образцов из верховьев рр. Учур, Маймакан и бассейна р. Мая. Среди исследованных пород были два образца кирано-лавлинской серии станового комплекса и один образец биотитового гранита древнестанового комплекса. Для данных образцов было получено два возрастных события преобразования пород: 1) 2005±6 млн лет (а с учетом данных по другим образцам – 1910–2005 млн лет); и 2) 1741–1794 млн лет [8]. Интересно, что второе событие, вероятно, не проявилось в Центральном и Западном доменах, но его возраст коррелируется с датировками аноксидов расположенного поблизости Джугджурского массива – 1.7–1.74 млрд лет [20, 26].

УСЛОВИЯ МЕТАМОРФИЗМА ИЗУЧЕННЫХ ПОРОД

Все изученные породы метаморфизованы в амфиболитовой фации, главным образом в высокотемпературной ее части. Они представлены гранатовыми амфиболитами, амфиболитами, амфибол-биотитовыми, амфиболовыми, реже амфибол-клинопироксеновыми кристаллосланцами и гнейсами. Из метapelитов наблюдались гранат-биотитовые гнейсы иногда с мусковитом и эпидотом. На востоке территории среди образований удско-майской серии встречались известково-силикатные породы с гранатом, клинопироксеном, кальцитом и цоизитом. Мета-

морфизм амфиболитовой фации ДССО, вероятно, был сильно дифференцирован по давлению при относительно равномерном температурном режиме. Наиболее низкие оценки РТ получены для пород, распространенных в бассейне р. Гиллой (Центральные домены): температура пика метаморфизма около 600–650°C и давление в пределах 6–8 кбар [5, 6, 13, 28]. Изученные породы Западного домена были метаморфизованы при более высоких температурах (650–730°C) и давлениях (8–12 кбар) (неопубликованные данные авторов). Пиковые РТ-условия формирования пород Восточного домена отличались наибольшим давлением в границах ДССО – 8–13 кбар (а, возможно, и более высоким) при температуре 650–720°C [6, 13].

ИНФОРМАТИВНОСТЬ ПРИМЕНЯЕМЫХ МЕТОДИК ПО ОЦЕНКЕ СОСТАВА ФЛЮИДА

Реконструкцию состава метаморфогенного флюида мы производили на основе четырех методов: методом расчета реакций по равновесиям минералов, включающих кислород, воду, углекислый газ или другие летучие компоненты (1); методами термодегазации (2) и электрохимии (3); методом моделирования минеральных ассоциаций на основе принципа минимизации потенциала Гиббса (4). Кратко рассмотрим основные особенности этих методов в отношении информативности и способности оценить состав внешнего и внутреннего метаморфогенного флюида.

Метод расчета минеральных реакций или метод стехиометрического формализма представляет собой классический петрологический метод для оценки парциальных давлений летучих компонентов [19, 21, 22]. При всех достоинствах этот метод имеет существенные ограничения в практическом применении. Например, хорошим оксидометром в зонах гранулитового метаморфизма является минеральный парагенезис ортопироксен–кварц–магнетит. Рассчитывая потенциал кислорода по этому равновесию, мы будем всегда получать величину фугитивности кислорода выше буфера графит–окись углерода (ССО), поскольку ортопироксены любой железистости в ассоциации с кварцем и магнетитом при средних и повышенных давлениях метаморфизма устойчивы только выше буфера ССО. В биминеральных и, вероятно, более восстановленных парагенезисах ортопироксен–кварц и ортопироксен–магнетит рассчитать потенциал кислорода методом фазового соответствия невозможно.

Если “внешний флюид” будет значительно восстановлен (на буфере ССО и ниже), то мы не сможем

оценить величину его восстановленности по ассоциации ортопироксен–кварц–магнетит. Если пользоваться только методом реакций, невозможно понять, к какому именно флюиду относятся оценки парциальных давлений компонентов – к “внешнему” (региональному) или “внутреннему” (локальному). Кроме того, сам набор минеральных фугометров в фазовом соответствии ограничен, а для основных, богатых кальцием пород – амфиболитов или амфибол-пироксеновых сланцев, столь распространенных в породах ДССО, их нет вообще. Поэтому в конкретной геологической ситуации оценка состава именно “внешнего” флюида в региональном смысле методом фазового соответствия представляет иногда очень сложную или даже невыполнимую задачу.

Методами газовой хроматографии (термодегазации) и электрохимии (основанному на экспериментальном измерении потенциала кислорода в закрытой системе минерал–флюид или порода–флюид), в отличие от метода фазового соответствия, можно оценить состав и окислительный потенциал флюида почти в любом образце горной породы. Но интерпретация данных, полученных этими методами, неоднозначна, поскольку захват флюида минералами, видимо, происходит не только в процессе кристаллизации, но и на регрессивной стадии метаморфического процесса, когда при декомпрессии происходит перестройка состава флюида [2]. Таким образом, флюид, анализируемый методами хроматографии и электрохимии, может претерпеть значительные изменения и отличаться по составу от “внешнего” флюида, который был в породах на пике метаморфизма.

Метод физико-химического моделирования на основе подхода выпуклого программирования, на протяжении многих лет развивавшийся в лаборатории И.К. Карпова (ИГХ СО РАН) и реализованный в универсальном программном комплексе (ПК) “Селектор-С” [9], обладает более широкими возможностями в оценке состава флюида, сравнительно с методом фазового соответствия. Главное и принципиальное отличие подхода “Селектора-С” от подхода метода фазового соответствия состоит в том, что “Селектор-С” не считает стехиометрические уравнения реакций, а находит глобальный минимум функции энергии Гиббса на множестве ограничений, задаваемых системой уравнения баланса масс, неотрицательностью мольных количеств зависимых компонентов и с учетом дополнительных одно- и двухсторонних ограничений на их содержание. Компьютерная программа вычисляет тот или другой минеральный парагенезис в зависимости от исходного химического состава породы и других условий. Это при-

водит к существенному расширению возможностей оценки состава флюидной фазы. Так, например, мы показали возможность оценки потенциала кислорода в различных минеральных ассоциациях гранулитовой фации метаморфизма независимо от того, присутствует ли в них магнетит, ильменит или графит [3], и установили, что “внешний” флюид, при котором осуществлялся метаморфизм гранулитовой фации, формировался в поле устойчивости графита. Однако и этот перспективный метод далеко не всегда может дать точную и правильную оценку состава “внешнего” флюида.

Тем не менее, если пользоваться всеми четырьмя методами в анализе флюидного режима метаморфизма, то можно получить новую информацию в отношении состава именно “внешнего” метаморфогенного флюида, что даст возможность выявить характерные, свойственные ДССО особенности метаморфизма в отношении флюидного режима. Перейдем к анализу полученных данных по флюидному режиму ДССО, причем вначале рассмотрим данные хроматографии и электрохимии.

МЕТОДИКА ХРОМАТОГРАФИЧЕСКИХ И ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Хроматографический анализ проводился во фракциях газов, выделяющихся из плагиоклазов, роговых обманок и горных пород при температурах 400°C, 600°C и 800°C. Анализы газов проводились на хроматографе ЛХМ-8д с использованием детектора по теплопроводности с применением гелия в качестве газа-носителя по методике, изложенной в [17, 18]. Для контроля определений I_{gfO_2} по компонентам $\text{CO}-\text{CO}_2$ готовились калибровочные газовые смеси, позволившие оценить достоверность и воспроизводимость газового анализа.

Все расчеты газовых смесей производили на ПК “Селектор-С”. Задача расчета равновесной смеси газов методом минимизации является одной из простейших при решении с помощью “Селектора-С”, причем формировать задачу можно как угодно: помимо собственно газов из базы данных Р. Рида и др. [24] можно включать твердые фазы (углерод) или любые углеводороды. Входные данные для задачи – состав смеси по хроматографическим данным и температура эксперимента. Выходное решение дает состав равновесной смеси и величину потенциалов кислорода, углерода и водорода при данной температуре. Сравнение компонентных составов расчетной и экспериментальной газовых смесей позволяет выявить равновесность или неравновесность газовой смеси при температуре эксперимента (расчета).

Электрохимический метод измерения “внутренней” фугитивности (intrinsic oxygen fugacity) кислорода в твердых и газовых фазах получил широкое распространение в оценке окислительных условий образования различных магматических пород. Измерения “внутренней” фугитивности кислорода в минералах проводились на установке по схеме Сато [36]. Точность измерения величины $\lg f_{O_2}$ в минералах этим методом оценивается в 0.3–0.6 лог. ед. При интерпретации результатов электрохимических измерений принималось, что величина давления, при котором образовались минералы, мало сказывается на измеряемой величине $\lg f_{O_2}$ [37]. Измерялась зависимость $\lg f_{O_2}$ – T для главных породообразующих минералов: полевых шпатов, амфиболов, биотитов, гранатов и породы в целом, причем измерения проводились, главным образом, в интервале температур 600–800°C.

ОБСУЖДЕНИЕ ДАННЫХ ХРОМАТОГРАФИИ И ЭЛЕКТРОХИМИИ

Основной фактический материал хроматографических исследований по минералам и породам был представлен нами в отдельной работе [2], некоторые усредненные данные показаны в таблице 1. Из них видно, что помимо воды и углекислого газа во всех фракциях присутствуют водород, метан и окись углерода, причем резко преобладающим компонентом флюида является H_2O . Оказалось, что H_2O и CO_2 в минералах присутствуют в значительно меньших количествах, чем в горных породах. Это объясняется, вероятно, присутствием вторичных минералов в микротрещинах горных пород. Поэтому интерпретацию данных хроматографии мы проводили только по минеральным флюидам.

Расчет всех имеющихся хроматографических данных по программе “Селектор-С” показал, что изученные смеси газов в разнотемпературных фракциях

представлены неравновесным в термодинамическом смысле флюидом, так как потенциал кислорода, рассчитываемый по компонентам H_2O-H_2 и CO_2-CO , различен, причем потенциал кислорода в паре H_2O-

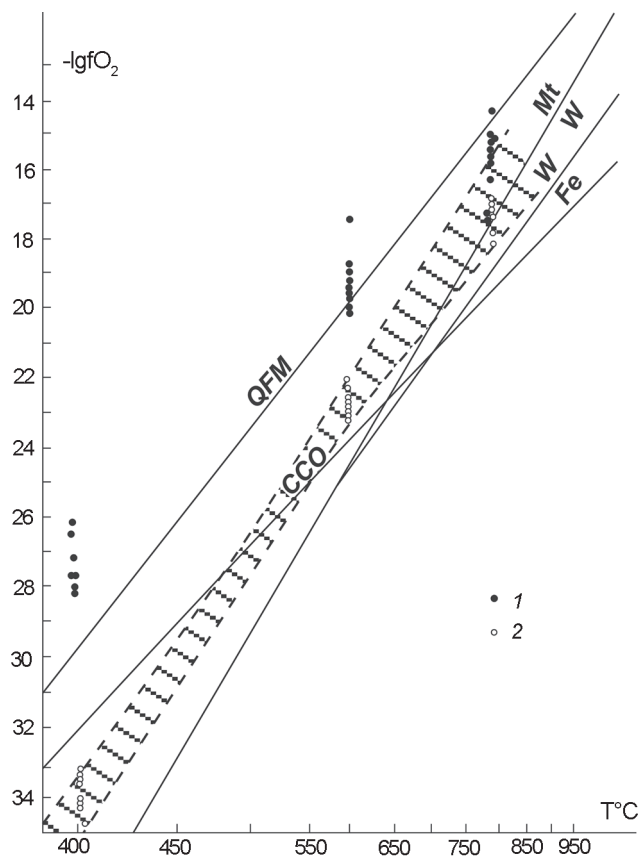


Рис. 2. Величина $\lg f_{O_2}$ в газовых фракциях из плагиоклазов (Центральный домен ДССО).

1 – смесь H_2O-H_2 ; 2 – смесь CO_2-CO . Заштрихованное поле – тренд зависимости $\lg f_{O_2}$ от T в смеси CO_2-CO . Буферные равновесия: кварц–фаялит–магнетит (QFM); магнетит–вюстит (Mt/W); вюстит–железо (W/Fe); графит–окись углерода (CCO).

Таблица 1. Характеристики флюида в минералах Центрального домена ДССО и в модельной системе H_2O-C .

	амфибол		плагиоклаз		Модельный флюид в системе H_2O-C	
	содержание*, вес. %	P_k^{**} , бар	содержание, вес. %	P_k , бар	содержание, вес. %	P_k , бар
H_2	0.08	71	0.07	67	0.09	86
H_2O	89.84	9404	93.51	9619	79.37	8590
CO	0.14	9.5	0.08	5.6	0.32	22
CO_2	8.75	375	5.77	243	15.01	665
CH_4	1.20	140	0.57	65.6	5.21	633
$\lg f_{O_2}^{***}$		-16.2		-15.9		-15.4

Примечание. * Средние содержания компонентов в газовой фазе из амфиболов и плагиоклазов по пяти образцам – ОГ-5-1, ОГ-6, ОГ-6-2, ОГ-7 и ОГ-11-2 из работы [2] (данные газовой хроматографии, фракции при температуре 800°C). ** P_k – расчетные парциальные давления компонентов при 800°C и 10000 бар. *** $\lg f_{O_2}$ рассчитан при 800°C и 10000 бар.

H_2 всегда выше, чем в CO_2-CO (рис. 2). Неравновесность флюида может иметь различное объяснение. Возможно, неравновесный флюид формируется прямо в процессе термодегазации, за счет смешения чисто водной фазы с выделяющимися углеродсодержащими компонентами. Основание для этой точки зрения можно найти в том, что степень неравновесности высокотемпературных фракций значительно меньше, чем низкотемпературных (рис. 2). Это, в свою очередь, свидетельствует о протекании реакций (в процессе анализа) как в газовой фазе, так и между газом и матрицей нагреваемого минерала. Нельзя также исключить неизбежную диссипацию водорода, что могло приводить к завышению потенциала кислорода, рассчитываемого по компонентам H_2O-H_2 . Поэтому возможно, что потенциал кислорода, рассчитываемый по компонентам CO_2-CO , должен точнее характеризовать окислительное состояние метаморфогенного флюида. Этот потенциал кислорода при температурах $400-600^\circ$ лежит вблизи буфера $C-CO-CO_2$ (рис. 2). Далее, можно отметить относительно небольшой интервал колебаний величины потенциала кислорода в смеси CO_2-CO и почти линейный тренд зависимости $lgfO_2$ от температуры, рассчитываемый по компонентам CO_2-CO . Очевидно, что существует фактор, обеспечивающий постоянство соотношения компонентов CO_2-CO . Таким фактором, как мы полагаем, является пылевидный графит, который присутствовал в качестве самостоятельной фазы практически во всех горных породах и вовлекался в реакции с газовой фазой (выгорал) в момент хроматографического анализа. Этот субмикроскопический графит, видимо, выпадает из углеродсодержащего флюида в мельчайшие поры и трещины минералов при охлаждении флюида на регрессивной стадии метаморфизма. Подобный графит был ранее установлен при исследовании флюидов сутамского комплекса [1].

Данные электрохимии близки к результатам хроматографических исследований. Экспериментальные линии $lgfO_2-T$ для полевых шпатов (рис. 3) характеризуют их как минералы более окисленные, чем сосуществующие темноцветные – они располагаются вблизи поля вюститита, параллельно буферной линии QFM и в среднем на две единицы $lgfO_2$ ниже ее. Обобщение данных газовой хроматографии и электрохимии позволяет думать, что флюиды, законсервированные в минералах, были насыщены по отношению к углероду и отвечали по уровню восстановленности интервалу величин между буферами кварц-фаялит-магнетит и вюстит-железо (заштрихованное поле на рис. 2).

Существенно водный модельный флюид, насыщенный графитом, или физико-химическая система

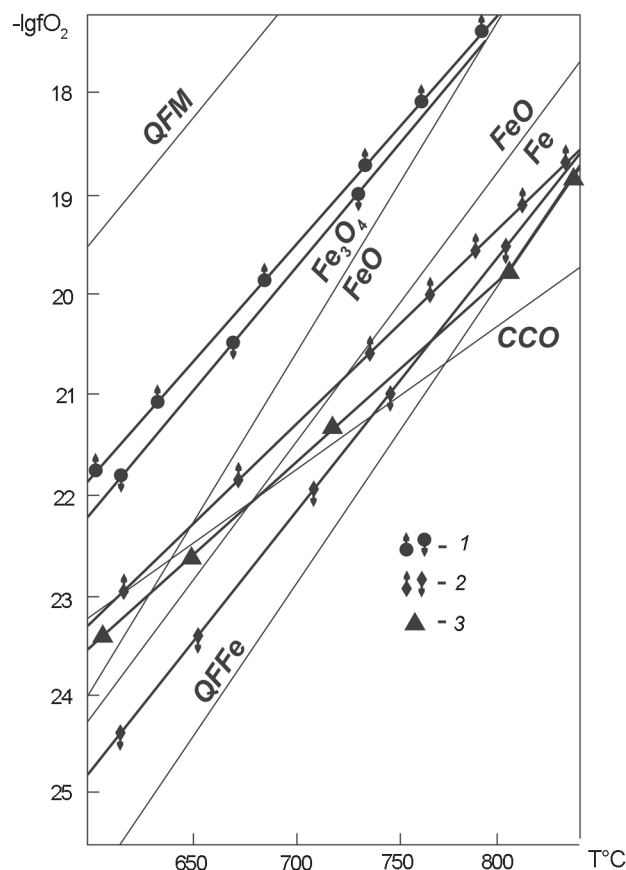


Рис. 3. Результаты измерений зависимостей $lgfO_2-T$ методом высокотемпературной электрохимии.

Экспериментальные точки: 1 – для плагиоклазов (13 образцов); 2 – амфиболов; 3 – гранатов. Стрелки соответствуют нагреванию (вверх) и охлаждению (вниз). Усредненная ошибка $\pm 0,35$ ед. $lgfO_2$. QFM, Fe_3O_4-FeO , $FeO-Fe$, CCO, QFFe – линии буферных равновесий: кварц-фаялит-магнетит, магнетит-вюстит, вюстит-железо, графит- CO , кварц-фаялит-железо

H_2O-C , как показывают расчеты по “Селектору-С”, близок к флюиду, полученному на основе данных хроматографии и электрохимии по величине потенциала кислорода и содержаниям H_2 , H_2O , CO_2 , отличающимся от него концентрациями CH_4 и CO (табл. 1). Если допустить, что данные термодегазации и электрохимии отражают состав именно “внешнего” флюида, то надо полагать, что отношение парциальных давлений P_{CO_2} / P_{H_2O} в этом флюиде должно быть меньше 0.1 (табл. 1).

АНАЛИЗ РЕЖИМА CO_2 ПО МИНЕРАЛЬНЫМ РАВНОВЕСИЯМ И МЕТОДУ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Парциальное давление CO_2 во флюиде можно определить по кальцитсодержащим парагенезисам, развитым в известково-силикатных породах. К сожалению, в пределах ДССО известково-силикатные по-

роды встречаются, главным образом, только в Восточном домене, в образованиях удско-майской серии. Здесь они составляют незначительную по объему, но, однако, весьма характерную группу пород, представленную кальцифирами, в том числе гранатовыми, биотит-диопсидовыми, диопсид-гранатовыми и цоизитсодержащими разновидностями [13]. Величина парциального давления CO_2 определена нами [13] в минеральных парагенезисах $\text{Gr}+\text{Bi}+\text{Di}+\text{Cc}+\text{Pl}+\text{Zo}+\text{Q}+\text{Sph}^*$ (обр. 2155а) и $\text{Gr}+\text{Cc}+\text{Di}+\text{Pl}+\text{Q}+\text{Sph}+\text{Gf}$ (обр. 719а) на основе минеральных реакций:



Расчет был выполнен по уравнениям Дж. Ферри [31] с учетом активностей компонентов анортита и гроссуляра в твердых растворах плагиоклаза и граната. Согласно проведенным расчетам, при $P_s = P_{\text{пл}} = 9-10$ кбар, $T=600-700^\circ\text{C}$, давление CO_2 во флюиде было высоким, не менее 5–8 кбар. Если принять за основу флюид, состоящий, главным образом, из CO_2 и H_2O , то величина отношения $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$ лежит в интервале 1–4, что полностью противоречит данным термодегазации.

Однако возникает вопрос – к какому флюиду относится полученная оценка давления CO_2 : к внутреннему (локальному) флюиду, потенциал которого задается (буферруется) собственным химическим составом известково-силикатной породы (минеральными реакциями типа 1 и 2), или к внешнему (региональному) флюиду, поступающему в процессе метаморфизма во вмещающие породы извне и, наоборот, определяющему состав минеральной ассоциации. Этот непростой вопрос в работе [13], и в других петрологических работах, ранее практически не обсуждался. Исключением является работа Гринвуда Х. Дж. [30], который на примере известково-силикатных пород показал вероятность буферирования метаморфогенного флюида минеральными ассоциациями.

Решение поставленного вопроса можно найти с помощью ПК “Селектор-С” на основе метода моделирования минеральных ассоциаций, развитых в известково-силикатных породах удско-майской серии. Рассмотрим подробно полученное решение.

*Используемые в статье обозначения минералов: Gr – гранат, Bi – биотит, Di – диопсид, Cc – кальцит, Pl – плагиоклаз, Zo – цоизит, Q – кварц, Sph – сфен, Gf – графит, An – анортит, Gross – гроссуляр, Mu – мусковит, Sill – силлиманит, Kfs – КФС, Crx – клинопироксен.

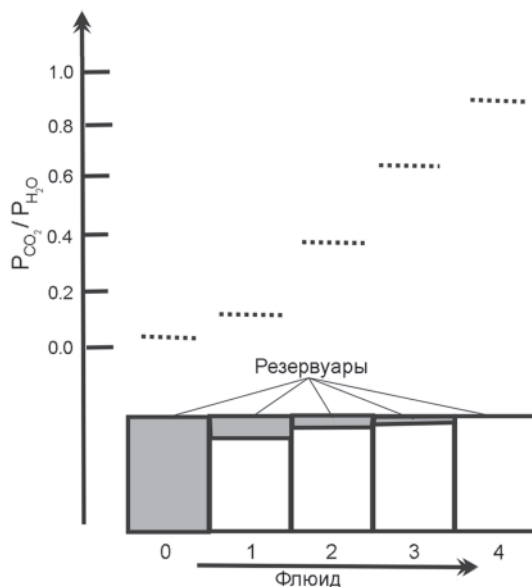


Рис. 4. Модель взаимодействия карбонатно-силикатной породы с водным флюидом.

Модельные резервуары 0–4. Закрашенная часть резервуара – флюид, незакрашенная – порода. Наглядно видно увеличение парциального давления углекислоты (пунктирные отрезки прямых) по мере уменьшения доли флюида.

Была выполнена модель, состоящая из пяти резервуаров (рис. 4). В резервуар “0” помещался существенно водный флюид (1.6 г), насыщенный по отношению к углероду, отношение $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$ в котором составляло величину всего 0.02. Из резервуара 0 водный флюид поступал в резервуары 1–4, причем количество флюида в последовательности 1–4 уменьшалось, что наглядно показано на рис. 4 и в таблице 2 (модель А). В резервуарах 1–4 находилось по 16 граммов одной и той же известково-силикатной породы, состав которой (вес.%) приведен в таблице 3. Расчет модели проводился на основе внутренне согласованных термодинамических баз данных по миналам и газам [33] и с учетом термодинамических свойств минеральных твердых растворов [4]. Из модели видно, что по мере уменьшения отношения флюид/порода во флюиде закономерно возрастает отношение $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$, достигающее в последнем резервуаре, где флюид присутствует в исчезающе малых количествах, величины 0.9 (рис. 4 и табл. 3, модель А). При этом в резервуаре 4 при $T=630^\circ$, $P_s=11500$ бар образовалась минеральная ассоциация, полностью отвечающая по составу и набору минералов парагенезису обр. 719а (табл. 4, 5 – модель А). Совершенно очевидно, нельзя говорить о том, что

Таблица 2. Состав флюида в зависимости от отношения флюид/порода (W/R) при T=630°C и P_s=11500 бар.

Резервуары	Модель А*					Модель Б*				
	0	1	2	3	4	0	1	2	3	4
W/R, вес. %	R=0	10.5	7.6	2	0.00001	R=0	13.6	2.8	0.28	0.00005
P _{CO₂} /P _{H₂O}	0.02	0.14	0.38	0.64	0.9	7.8	5.7	1.9	0.8	0.7
lgfO ₂	-18.9	-18.3	-18	-17.8	-17.8	-17.5	-17.5	-17.6	-17.7	-17.8
P _{H₂}	17.6	8.5	4.7	3	2	0.4	0.5	1.5	2.9	3.1
P _{CH₄}	116	55	16.9	2.8	4	0.1	0.3	1.6	6.3	7.3

Примечание. * В модели А в резервуаре 0 находится существенно водосодержащий флюид (P_{CO₂}/P_{H₂O}=0.02), тогда как в модели В – углекислотный (P_{CO₂}/P_{H₂O}=7.8).

Таблица 3. Модельный состав известково-силикатной породы.

Оксиды	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	CO ₂	Сумма
Вес. %	65.51	10.14	6.09	1.57	2.38	12.15	1.43	0.74	100.01

Таблица 4. Объемные количества (см³) минералов в зависимости от отношения флюид/порода (W/R) при T=630°C и P_s=11500 бар.

Резервуары	Модель А*				Модель Б*			
	1	2	3	4	1	2	3	4
W/R, вес. %	10.5	7.6	2	0.00001	13.6	2.8	0.28	0.00005
клинопироксен	1.2	1.2	0.8	0.7	-	-	0.7	0.73
кальцит	-	0.02	0.3	0.37	0.65	0.63	0.41	0.37
доломит	-	-	-	-	0.45	0.42	-	-
гранат	1.0	1.08	1.17	1.25	1.08	1.17	1.2	1.25
графит	0.004	0.002	0.0003	0.0002	-	-	следы	0.0002
плагноклаз	0.5	0.6	0.74	0.8	1.1	1.02	0.8	0.8
кварц	2.2	2.2	2.3	2.38	2.8	2.8	2.4	2.38
цоизит	0.3	0.2	0.1	0.00002	-	-	0.03	-
x_{Fe}^{Gr}	0.91	0.91	0.84	0.81	0.84	0.81	0.80	0.81
x_{Ca}^{Gr}	0.56	0.56	0.45	0.44	0.27	0.31	0.41	0.44
x_{Ca}^{Pl}	0.18	0.20	0.24	0.27	0.31	0.26	0.26	0.27
x_{Fe}^{Cpx}	0.43	0.41	0.29	0.25	-	-	0.24	0.25

Примечание. * Различие моделей см. в примечании к табл. 2.

Таблица 5. Сравнение параметров состава минералов модельных (T=630°C и P_s=11500 бар) и природных (образцы 2157-г и 719-а) парагенезисов.

	Образец 2157г	Резервуары модели А				Образец 719а
		1	2	3	4	
x_{Fe}^{Gr}	0.92	0.91	0.906	0.84	0.81	0.81
x_{Ca}^{Gr}	0.53	0.56	0.56	0.45	0.41	0.43
x_{Ca}^{Pl}	0.23	0.18	0.20	0.24	0.27	0.26
x_{Fe}^{Cpx}	0.41	0.43	0.41	0.29	0.25	0.30

величина парциального давления CO₂, вычисляемая по составу минералов в обр. 719а, относится к “внешнему” флюиду, который в модели имеет отношение P_{CO₂}/P_{H₂O}, равное 0.02. Наглядно видно, что в резервуарах 1–3 состав флюида есть результат сложной комбинации “внешнего” и “внутреннего” флюида, а в резервуаре 4 потенциал CO₂ полностью задан минеральной ассоциацией без участия внешнего флюида. С увеличением количества внешнего водосодержащего флюида (в направлении от резервуара 4 к резервуару 1) в минеральных парагенезисах уменьшается количество кальцита вплоть до полного его

исчезновения в резервуаре 1 и возрастает количество цоизита. Изменения количеств других минералов невелики. Таким образом, в резервуаре 1 образуется минеральный парагенезис, близкий к безкальцитовому парагенезису обр. 2157г, описанному в работе [5], (табл. 4, 5). Поэтому вполне возможно, что и в природе этот парагенезис образовался вследствие инфильтрации существенно водного флюида в кальцитсодержащие ассоциации типа обр. 719а, причем отношение $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$ в этом флюиде могло быть не выше 0.02.

Если же в резервуар 0 поместить существенно углекислотный флюид (модель Б, табл. 3, 4), в котором отношение $P_{\text{CO}_2}/P_{\text{H}_2\text{O}}$ равно 7.8, то инфильтрация такого флюида (с последовательным уменьшением его количества) приводит к образованию кальцит-доломитовых ассоциаций (кроме граната, плагиоклаза и кварца) в резервуарах 1–2. Но в резервуаре 4, где внешнего углекислотного флюида практически нет, вновь образуется такой же парагенезис, как и в модели А (табл. 4, модель Б).

Таким образом, результаты моделирования минеральных ассоциаций с помощью ПК “Селектор-С” показывают, что высокое парциальное давление CO_2 , вычисляемое методом минеральных реакций, характеризует именно “внутренний” флюид или комбинацию “внутреннего” и “внешнего” флюида, и поэтому “внешний” флюид при метаморфизме удско-майской серии вполне мог быть существенно водным по своему составу. Следует подчеркнуть различную величину потенциала CO_2 в известково-силикатных породах (резервуары 1–4) относительно величины потенциала CO_2 “внешнего” флюида, что свидетельствует о неравновесном характере взаимодействия “внешнего” флюида с метаморфическими породами.

ОЦЕНКА ПАРЦИАЛЬНОГО ДАВЛЕНИЯ ВОДЫ ПО МУСКОВИТСОДЕРЖАЩИМ РАВНОВЕСИЯМ

Парциальное давление воды во флюиде надежно определяется по равновесию $\text{Mu} + \text{Q} = \text{Sill} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$. С увеличением парциального давления воды область устойчивости мусковит-кварцевой ассоциации расширяется в область высоких температур, что хорошо видно на диаграмме рис. 5. На этой диаграмме показаны также P-T поля условий метаморфизма в Центральном и Восточном домене. В метаморфических породах этих доменов нами наблюдался парагенезис мусковита с кварцем, тогда как парагенезис силлиманита (кианита) с калиевым полевым шпатом встречается только в единичных случаях, причем есть сомнения в равновесности ассоциации Sill и Kfs. Это свидетельствует о том, что в рассматриваемых

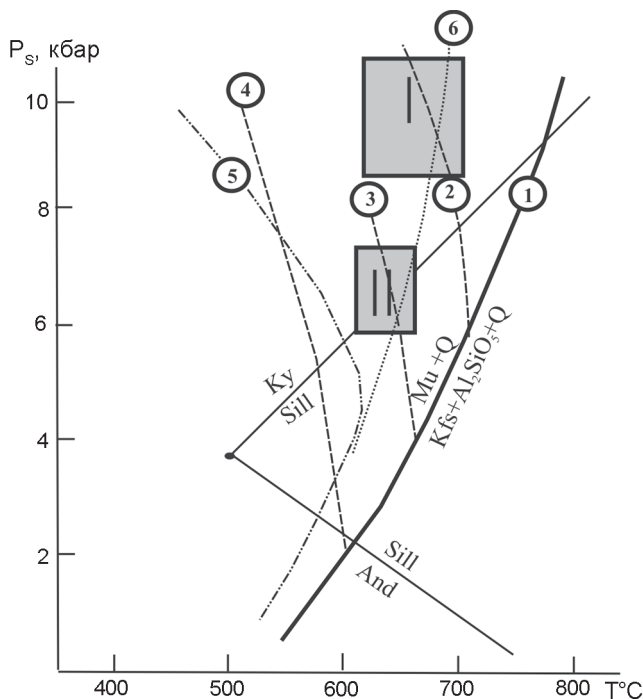


Рис. 5. Экспериментальные и расчетные кривые распада мусковита с кварцем при различном соотношении P_S и $P_{\text{H}_2\text{O}}$, по С.П. Кориковскому [15].

Цифры в кружках – моновариантные линии разложения мусковита с кварцем: 1 – по экспериментальным данным при $P_S = P_{\text{H}_2\text{O}}$; 2–4 – при фиксированных значениях $P_{\text{H}_2\text{O}}$ (2 – $P_{\text{H}_2\text{O}} = 6$ кбар; 3 – $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4$ кбар; 4 – $P_{\text{H}_2\text{O}} = 2$ кбар); 5 – по модели с экстремумом $P_{\text{H}_2\text{O}}$ [20]; 6 – при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7P_S$. Прямоугольниками показаны P-T условия для: I – Восточного (удско-майская серия) и II – Центрального (или канская серия) доменов.

мных породах устойчивы только парагенезисы левой части равновесия $\text{Mu} + \text{Q} = \text{Sill} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$. Линия равновесия $\text{Mu} + \text{Q} = \text{Sill} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$, рассчитанная при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0.7P_S$ с помощью ПК “Селектор-С” по термодинамическим данным [33], располагается вблизи правых границ полей P-T обоих доменов (рис.5, точечный пункт, обозначенный цифрой 6). Если рассчитывать равновесие $\text{Mu} + \text{Q} = \text{Sill} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$ при условии $P_{\text{H}_2\text{O}} \leq 0.7P_S$, то область устойчивости ассоциации Sill и Kfs смещается к левым границам полей P-T обоих доменов. В этом случае парагенезис Sill и Kfs встречался бы в рассматриваемых породах значительно чаще, а парагенезис мусковита с кварцем, напротив, практически не наблюдался. Поэтому условие $P_{\text{H}_2\text{O}} \geq 0.7P_S$ более согласуется как с минералогическими данными по устойчивости мусковит-кварцевой ассоциации, так и с результатами моделирования и термодегазации.

СТЕПЕНЬ ОКИСЛЕННОСТИ ВНЕШНЕГО ФЛЮИДА И МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

В метаморфических породах ДССО встречаются магнетиты, ильмениты и ильменогематиты, причем прослойки пород, содержащих ильменогематит и ильменит, находятся в соседних обнажениях. В отдельных образцах содержание гематита в ильмените достигает 60%, и такие гемоильмениты обладают отчетливыми структурами распада [13]. С другой стороны, мы наблюдали совершенно гомогенные ильмениты, без структур распада, содержание трехвалентного железа в которых не выше 1%. Эти факты однозначно указывают на широкие вариации окисленности минеральных ассоциаций, $\lg fO_2$ которых изменялся в пределах от -15 до -20 при температурах амфиболитовой фации метаморфизма [13]. Имеющиеся данные по моделированию минеральных ассоциаций в целом подтверждают эти оценки. Данные моделирования, кроме того, показывают, что уровень окисленности эпидотсодержащих ассоциаций ($\lg fO_2$) находится в пределах от -14 до -17 лог. ед. Переслаивание пород, содержащих гемоильменит и ильменит, а также пород без эпидота и с эпидотом, указывает на инертное поведение кислорода, потенциал которого задается внутренними буферными реакциями, а не составом внешнего флюида. С другой стороны, данные хроматографии и электрохимии, как мы полагаем, характеризуют “внешний” флюид, уровень окисленности которого, как было показано выше, соответствует условию насыщенности углеродом водного флюида (табл. 1).

ФЛЮИДНАЯ МОДЕЛЬ МЕТАМОРФИЗМА

Анализ хроматографических, электрохимических данных с привлечением результатов моделирования минеральных парагенезисов и оценки устойчивости мусковитсодержащих ассоциаций дал возможность разработать непротиворечивую модель метаморфогенного флюида ДССО для пород метаморфизованных в амфиболитовой фации. “Внешний” флюид, в соответствии со всеми полученными данными, представляется существенно водным по составу, парциальное давление воды в нем описывается условием $P_{H_2O} \geq 0.7P_s$, а отношение P_{CO_2}/P_{H_2O} находится в интервале 0.01–0.3. Степень восстановленности “внешнего” флюида соответствует редокс-состоянию системы H_2O-C при условии насыщения ее углеродом. Вместе с тем, “внутренний” флюид может широко варьировать как по отношению P_{CO_2}/P_{H_2O} , так и по окислительно-восстановительному потенциалу. Такая модель

флюида подчеркивает своеобразие метаморфизма ДССО, она резко отличается от моделей флюидного режима, разработанных на примере гранулитовых комплексов юга Алданского щита и Восточной Сибири [19, 21]. Так, Л.Л. Перчук [21] намечал экстремальную зависимость P_{H_2O} от P_s , т.е., по этому автору, P_{H_2O} достигает максимума в средних по глубинности зонах и закономерно убывает в менее и более глубинных сечениях земной коры. Эта экстремальная зависимость показана на рис. 5 пунктирной линией под номером 5, и вполне очевидно, что она не характерна для случая метаморфизма ДССО. Не исключено, что в особенностях флюидного режима ДССО проявляется специфика коллизионного метаморфизма, когда роль мантийных плюмов сводится к минимуму. Другими словами, высокое давление воды во “внешнем” флюиде определяется, главным образом, не поступлением мантийных флюидов, которые должны были бы нести значительно больше углекислоты, метана и монооксида углерода, а создается собственными запасами воды в породах, подвергающихся метаморфизму, и возможным подтоком существенно водородных флюидов, окисляющихся до воды в процессе метаморфизма.

ВЫВОДЫ

1. На основе хроматографических и электрохимических данных с привлечением результатов моделирования минеральных парагенезисов и анализа устойчивости мусковитсодержащих ассоциаций разработана непротиворечивая модель флюидного режима метаморфизма для метаморфических пород амфиболитовой фации ДССО.

2. Установлено, что данные хроматографии и электрохимии имеют, вероятно, отношение к “внешнему флюиду”, тогда как оценки состава флюида по минеральным равновесиям относятся к “внутреннему” флюиду, состав которого определяется собственным составом метаморфизованной породы. С этой точки зрения становится понятной широкая вариация окисленности минеральных равновесий ($\lg fO_2$ от -15 до -20), с одной стороны, и выдержанность уровня окисленности флюида, по данным хроматографии и электрохимии, – с другой.

3. Основной причиной широкого развития роговообманковых ассоциаций в метаморфических породах амфиболитовой фации в пределах ДССО является своеобразие флюидного режима метаморфизма, главной чертой которого является высокое давление H_2O во флюидной фазе “внешнего” флюида. В соответствии со всеми полученными данными

ми, состав “внешнего” флюида характеризуется условием $P_{H_2O} \geq 0.7P_s$ при отношении $P_{CO_2}/P_{H_2O} = 0.01-0.3$. Величина окислительного потенциала “внешнего” флюида близка к величине окислительного потенциала системы H_2O-C в условиях насыщения водяного пара углеродом.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО РАН 06-III-A-08-483, РФФИ 08-05-00106-а и интеграционного гранта 09-II-CU-08-003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В., Худоложкин В.О., Коновалова Н.П., Барин Н.Н. Восстановленные, богатые углеродом флюиды Сутамского метаморфического комплекса // *Геохимия*. 1998. № 8. С. 831–841.
2. Авченко О.В., Александров И.А., Худоложкин О.В., Коновалова Н.П. Состав и генезис флюидной фазы из минералов становой метаморфического комплекса // *Тихоокеан. геология*. 2000. Т. 19, № 3. С. 55–64.
3. Авченко О.В., Чудненко К.В., Худоложкин В.О., Александров И.А. Окислительный потенциал и состав метаморфогенного флюида как решение обратной задачи выпуклого программирования // *Геохимия*. 2007. № 5. С. 547–558.
4. Авченко О.В., Александров И.А., Чудненко К.В. Термодинамические модели минеральных твердых растворов в программном комплексе “Селектор-С” // *Электронный журнал – “Исследовано в России”*. 068/070402, 2007. С. 707–719. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2007/068.pdf>.
5. Александров И.А., Авченко О.В. Сравнительная термобарометрия метаморфических комплексов (Алдано-Становой щит) и геодинамическая модель взаимоотношения Алданского и Джугджуро-Станового блоков // *Тихоокеан. геология*. 2002. Т. 21, № 5. С. 3–15.
6. Александров И.А. Высокобарический метаморфизм амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока (Восточная Сибирь) // *Тихоокеан. геология*. 2005. Т. 24, № 6. С. 88–100.
7. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000: Объясн. зап. СПб., 1999. 135 с.
8. Зелепугин В.Н., Гурьянов В.А., Бережная Н.Г. и др. Новые данные о возрасте и метаморфических событиях докембрийских образований юго-восточной части Алдано-Становой области // III Российская конференция по изотопной геохронологии, 6–8 июня 2006 г., Москва. М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т.1. С. 261–265.
9. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 247 с.
10. Карсаков Л.П. Становая складчатая система, ее границы, структурно-вещественные комплексы // *Современные тектонические концепции и региональная тектоника СССР*. Якутск: СО АН СССР, 1980. С. 142–144.
11. Карсаков Л.П. Метаморфические комплексы Приамурья // *Метаморфизм докембрия Байкало-Амурской магистрали*. Л.: Наука, 1983. С. 66–97.
12. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии: Дис... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
13. Козырева И.В., Авченко О.В., Мишкин М.А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. М.: Наука, 1985. 165 с.
14. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М.: Наука, 1973. 287 с.
15. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
16. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // *Петрология*. 2004. Т. 12, № 3. С. 245–263.
17. Летников Ф.А., Гантимурова Т.П. К проблеме информативности флюидных компонентов, заключенных в горных породах и минералах // *Петрология флюидно-силикатных систем*. Новосибирск: Наука, 1987. С. 4–22.
18. Летников Ф.А., Шкарупа Т.А. Методическое руководство по хроматографическому анализу воды и газов в горных породах и минералах. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1977. 24 с.
19. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. 321 с.
20. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинников Г.В., Яковлева С.В. Уран-свинцовый возраст анортозитов Джугджуро // *Докл. РАН*. 1992. Т. 323, № 3. С. 514–518.
21. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 318 с.
22. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 287 с.
23. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990.
24. Рид Р., Праусниц Дж., Шервуд Т. Свойства газов и жидкостей. Л.: Химия, 1982. 591 с.
25. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. и др. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.
26. Суханов М.К., Журавлев Д.З. Sm-Nd датирование докембрийских анортозитов Джугджуро // *Докл. АН СССР*. 1989. Т. 304, № 4. С. 964–968.
27. Флюидный режим метаморфизма / Отв. ред. Ф.А. Летников, Ю.В. Комаров. Новосибирск: Наука, 1980. 191 с.
28. Чудненко К.В., Авченко О.В., Александров И.А. Оценка условий образования минеральных мегасистем методом термодинамического моделирования // *Докл. РАН*. 2007. Т. 416, № 4. С. 538–542.
29. Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулитогнейсовый ареал) // *Докл. РАН*. 1998. Т. 360, № 4. С. 526–529.
30. Greenwood H.J. Buffering of pore fluids by metamorphic reactions // *Amer. Journ. Sci.* 1975. V. 275. P. 573–593.
31. Ferry J.M. P, T, fCO_2 и fH_2O during metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassilboro area, southcentral Maine // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1976. V. 57, N 2. P. 119–145.
32. Frost, B.R., Avchenko, O. V., Chamberlain, K.R., Frost, C. D. Evidence for Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstruc-

- tions of Siberia and Laurentia // Precambrian Res. 1998. V. 89. P. 1–23.
33. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Journal of Metamorphic Geology. 1998. V. 16, N 3. P. 309–343.
34. Newton R.C. Fluids of granulite facies metamorphism // Fluid-Rock Interaction during Metamorphism / John V. Walther and Bernard J. Wood (eds.). Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo, 1986. 218 p.
35. Nutman, A.P., Chernyshev, I.V., Baadsgaard, H., Smelov, A.P. The Aldan shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precambrian Res. 1992. V. 54. P. 195–210.
36. Sato M. An electrochemical measurement and control of oxygen fugacity and other gaseous fugacities with solid electrolyte sensors // Research techniques for high pressure and high temperature. B.: Springer-Verlag, 1971. P. 43–101.
37. Ulmer G.C., Rosenhauer M., Woermann E. Applicability of electrochemical oxygen fugacity measurements to geothermometry // Amer. Miner. 1976. V. 61. P. 653–660.

Рекомендована к печати А.Н. Дуденко

O.V. Avchenko, I.A. Alexandrov, V.O. Khudolozhkin, M.A. Mishkin

Fluid regime of amphibolite-facies metamorphism of the Dzhugdzhur-Stanovoy fold area (Far East)

A consistent model has been constructed for fluid-rock interaction during amphibolite-facies metamorphism of the Dzhugdzhur-Stanovoy fold area. The model is based on gas chromatographic and electrochemical measurements, computer simulation of natural assemblages, and evaluation of the muscovite+quartz stability field.

The model allows fluid differentiation into the “internal” and the “external” fluid, where the “internal” fluid is composed of volatile phases of the rock itself, while the “external” fluid arrives from the outer source – mantle or other reservoir. It is established that gas chromatographic and electrochemical measurements refer to the “external” fluid, whereas the redox state of the rock estimated from mineral equilibria is related to the “internal” fluid; the latter’s composition being buffered by minerals involved in the equilibria. Incidentally, the “external” fluid trapped by the rock maintains its own redox state only at the retrograde stage of the metamorphic event, when reactions involving solid phases are slackened drastically, and the buffer strength of the mineral associations is minimized. This aspect explains the contradiction between wide variations of oxidation of the mineral equilibria ($\lg f_{O_2}$ -15 to -20) on the one hand, and the constancy of oxidation of the “external” fluid according to gas chromatographic and electrochemical measurements, on the other hand.

The main reason for the prevalence of amphibole-bearing assemblages in the Dzhugdzhur-Stanovoy fold area is the high H_2O pressure in the “external” metamorphic fluid. The composition of the “external” fluid is characterized by the following conditions: $P_{H_2O} \geq 0.7P_s$ and $P_{CO_2}/P_{H_2O} = 0.01–0.3$. The oxidation potential of the “external” fluid is close to that of the H_2O-C model system (water vapor saturated with carbon).

Key words: metamorphic fluid, fluid regime, electrochemistry, gas chromatography, oxidation state, Dzhugdzhur-Stanovoy fold area, Far East.

**ПОЗДНЕМЕЛОВЫЕ–ПАЛЕОЦЕНОВЫЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, ОСОБЕННОСТИ
ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА**

В.А. Колосков¹, Г.Б. Флеров¹, Д.В. Коваленко²

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

²*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва*

Поступила в редакцию 16 августа 2008 г.

Проведен сравнительный анализ особенностей проявления позднемелового–палеоценового вулканизма четырех районов Камчатки: междуречье Правого Толбачика – Лев. Щапины – Адриановки (северная часть хребта Тумрок), район к югу от р. Ипуин – г. Хребтовая (северная часть Валагинского хребта), район г. Савульч (верховье р. Китильгина, северная часть Валагинского хребта) и междуречье Кирганик – Левая Колпакова (Срединный хребет). Представлены новые данные по петрохимическому, геохимическому и изотопному составу вулканических пород этих районов. Анализ этих материалов совместно с уже опубликованными данными по вулканитам, а также плутоническим образованиям близкого состава и возраста позволил установить следующее: 1) рассмотренные базальтоиды относятся к субщелочной базальт-трахиандезитовой серии с переходом в сторону меймечит-пикритовой ассоциации пород; 2) в ряду хребтов Валагинский – Тумрок – Срединный щелочность пород возрастает, одновременно увеличивается концентрация рубидия, а содержания высокозарядных и радиоактивных элементов сначала уменьшаются, а затем возрастают. В координатах Yb_n - Sc_n установлено наличие двух трендов: положительного, который охватывает большинство составов вулканических и плутонических пород, и отрицательного – для меймечит-пикритовой ассоциации. Первый тренд отражает направленность эволюции пород в ходе их кристаллизационной дифференциации, второй – отражает разную степень плавления исходного субстрата. Обсуждаются возможные варианты реконструкции геодинамической обстановки проявления вулканизма.

Ключевые слова: вулканиты, меймечит, пикрит, базальт, петрохимия, геохимия, изотопия, п-ов Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья является продолжением намеченного коллективом авторов цикла публикаций, посвященных петролого-геохимическому изучению верхнемеловых–палеоценовых вулканогенных образований Камчатки. Привлечение нового обширного аналитического материала и сравнительный анализ особенностей проявления вулканизма различных районов обширного региона позволит с новых позиций подойти к рассмотрению вопросов его геодинамической интерпретации в рамках актуальной в настоящее время проблемы изучения зон перехода океан–континент. Первая статья (Коваленко и др. “Геохимия”, в печати) была посвящена северному пересечению региона и включала в себя рассмотрение ряда районов (о. Каргинский, хр. Кумроч, бассейнов рек Белой, Лев. Лесной и Тихой, участок в Паланском районе).

В представленной статье рассматриваются четыре района: междуречье Правого Толбачика – Лев. Щапины – Адриановки (северная часть хребта Тумрок), район к югу от р. Ипуин – г. Хребтовой (северная часть Валагинского хребта), район г. Савульч (верховье р. Китильгина, северная часть Валагинского хребта) и междуречье Кирганик – Левая Колпакова (Срединный хр.).

Рассматриваемые районы в той или иной степени изучены в ходе государственной геологической съемки и многочисленных тематических работ: Восточно-Камчатская зона [4, 5, 9, 13, 14, 20, 23], Центрально-Камчатская зона [15–19]. Тем не менее, многие вопросы, касающиеся особенностей вещественного состава проявившегося здесь магматизма и его геодинамической интерпретации остаются дискуссионными или трактовка их меняется по мере накопления нового фактического материала. Большинство ис-

следователей подчеркивают специфику состава проявившегося здесь вулканизма, который с трудом укладывается в рамки известных геодинамических обстановок. Характерной его особенностью является присутствие пород высокой магнезиальности (пикриты, меймечиты) на Восточной Камчатке и базальтоидов повышенной щелочности среди продуктов вулканизма всех рассматриваемых районов.

Сама номенклатура ультраосновных пород и характер их взаимоотношений с базитами остро дискутируются. В работах, где впервые рассматривались камчатские ультрамафиты, они описывались как меймечиты [8, 21]. Затем наметилось два направления: 1) эти породы стали выделяться в составе самостоятельной пикритовой серии [9], либо как необычный составной член высококалийевого островодужного “магматического спектра” [23], 2) за высококалийевыми породами ультраосновного состава сохранилось название меймечиты. Вместе с ассоциирующими пикритами и K-Na основными породами они были объединены в составе Валагинского щелочно-ультраосновного комплекса [13].

Субщелочные и щелочные вулканические породы, развитые в центральной части Срединного хребта Камчатки (кирганикская свита), совместно с одновозрастными плутоническими образованиями были выделены в качестве позднемеловой-палеогеновой трахибазальт-габбро-сиенитовой формации [16]. Широкая распространенность одновозрастных пород щелочного ряда на Северной и Центральной Камчатке и далее на Малых Курилах и о-ве Хоккайдо послужила основанием для объединения их в составе единой щелочной провинции [6]. Неясным при этом остается вопрос формационной принадлежности позднемеловых-палеоценовых базальтоидов Восточных хребтов Камчатки и, следовательно, характер поперечной зональности. На основе химического и геохимического состава здесь были выделены следующие ассоциации: валагинский комплекс щелочных ультраосновных и основных пород [13], шошонит-латитовая [10], пикрит-базальт-андезитовая толеитовая [20] и известково-щелочная [11] серии Валагинского хребта, высококалийевая серия островодужного магматизма Тумрокского выступа [5].

Неоднозначно трактуются вопросы эндогенных режимов и той тектонической обстановки, в условиях которой проявился магматизм. При этом особой популярностью пользуются идеи аккреционной тектоники, следствием которой является в целом чешуйчато-надвиговое строение переходных зон океан-континент [4, 5]. В свете этих идей, рассматриваемые образования являются разновозрастными островодужными, сформировавшимися в пределах Палеопа-

цифики, а затем путем аккреции совмещенными в единой структуре. Все большую известность приобретают, однако, и соображения о рифтогенной природе рассматриваемых мел-палеоценовых образований, формировавшихся без особых перемещений в пограничной зоне океан-континент [3, 6].

В представленной статье рассматриваются особенности проявления позднемелового-палеоценового вулканизма трех хребтов Камчатки: Тумрок, Валагинский и Срединный (рис. 1). Приводятся новые данные по петрохимическому, геохимическому и Nd-изотопному составу вулканических пород, проводится их типизация и формационный анализ, обсуждается состав источников, условия возникновения и эволюции расплавов. Рассматриваются возможные варианты реконструкции геодинамической обстановки проявления вулканизма.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ-ПАЛЕОЦЕНОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

Восточно-Камчатская зона

Район р.р. Прав. Толбачик – Лев. Щапина (северная часть хр. Тумрок)

Как видно на представленной схеме (рис. 2), в строении района принимают участие вулканогенные и туфоогенно-осадочные породы позднемелового (хапицкая K_2hr и бушуйкинская K_2bsh свиты) и палеоценового (станиславская P_{1st} свита) возраста. В северной части района отмечены выходы небольшого массива щелочно-габброидного состава позднемелового возраста. Литогеохимическим опробованием были охвачены породы хапицкой свиты. Они представлены массивными и шаровыми лавами, литокластическими псаммитовыми и псефитовыми туфами основного состава. Мощность потоков колеблется от 3–5 до 20–30 м. Базальты – миндалекаменные породы, реже плотные, массивные, содержащие от 3–5 до 40–50 % вкрапленников пироксена и плагиоклаза, реже – серпентинизированного оливина. Основная масса обычно интенсивно хлоритизирована с отдельными идиоморфными выделениями клинопироксена, табличками плагиоклаза, зернами и скоплениями магнетита, редкими образованиями биотита и амфибола актинолитового ряда. Существенной особенностью проявлений вулканизма является наличие даек, пластовых тел и экструзий меймечит-пикритового состава. Дайки имеют мощность от 1–1.2 м до 10–15 м и прослежены по простиранию на расстояние до 150 м. Одна из экструзий имеет воронкообразную форму с диаметром близ поверхности до 45 м. Для ультрабазитов характерна грубая полосчатость и ша-

ровая или караваевидная отдельность. Была встречена также крупноглыбовая (размер обломков от 10–20 см до 1–1.2 м) брекчия. Ультрамафиты характеризуются порфировым строением с содержанием вкрапленников до 60–70 %. Среди них преобладает

оливин, который образует зональные кристаллы размером до 0.5–1 мм, обычно также идиоморфные, реже слегка удлинённые кристаллы клинопироксена, иногда в виде гломеропорфировых сростаний с оливином. Структура основной массы микролитовая и интерсервальная. Здесь распространены клинопироксен, амфибол, флогопит, калишпат, апатит, плагиоклаз, хромшпинелид, стекло основной массы хлоритизировано и серпентинизировано. К верхним частям разреза хапичкой свиты приурочены многочисленные силлы и пластовые залежи габбродиабазов. Они характеризуются наличием вкрапленников (до 20–30 %) плагиоклаза и клинопироксена. На основании сопоставления с другими районами проявления хапичкой свиты, где имеются находки поздне меловых радиоларий и остатки иноцератов, возраст ее принимается как поздне меловой, а по результатам находок спор, пыльцы и фораминифер возраст станиславской свиты – как палеоценовый. Район интенсивно дислоцирован с преобладанием круто падающих нарушений субширотного и субмеридионального характера.

Район р. Ипуин – г. Хребтовая (северная часть Валагинского хребта)

Большая часть рассматриваемой территории (рис. 3) сложена двумя резко различающимися по составу толщами: кремнисто-алевролитовой, занимающей восточную и северную часть района, и перекрывающей ее туфогенно-лавовой, занимающей всю центральную часть рассматриваемой территории. Первая толща характеризуется переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, с обилием кремнистого материала. Здесь расположено также два сравнительно крупных тела серпентинизированных альпинотипных гипербазитов и множество мелких тел серпентинитов, серпентинизированных перидотитов и пироксенитов. Вторая толща представлена грубыми агломератовыми туфами, туфобрекчиями с одиночными потоками шаровых лав базальтового и трахибазальтового состава. Породы содержат не более 15–20 % вкрапленников клинопироксена, плагиоклаза, реже – серпентинизированного оливина, в различной степени измененные, с образованием миндалинов, выполненных эпидот-хлоритовым (иногда с актинолитом) агрегатом. Встречаются одиночные маломощные (40–50 см) дайки ультраосновного состава с вкрапленниками и субфенокристаллами (до 40–60 %) оливина и клинопироксена. На геологических картах обе толщи отнесены к попутновской (K_2 -P₁pp) свите поздне мелового или мел-палеоценового возраста. Однако резкое различие в литологии и пространственная со-

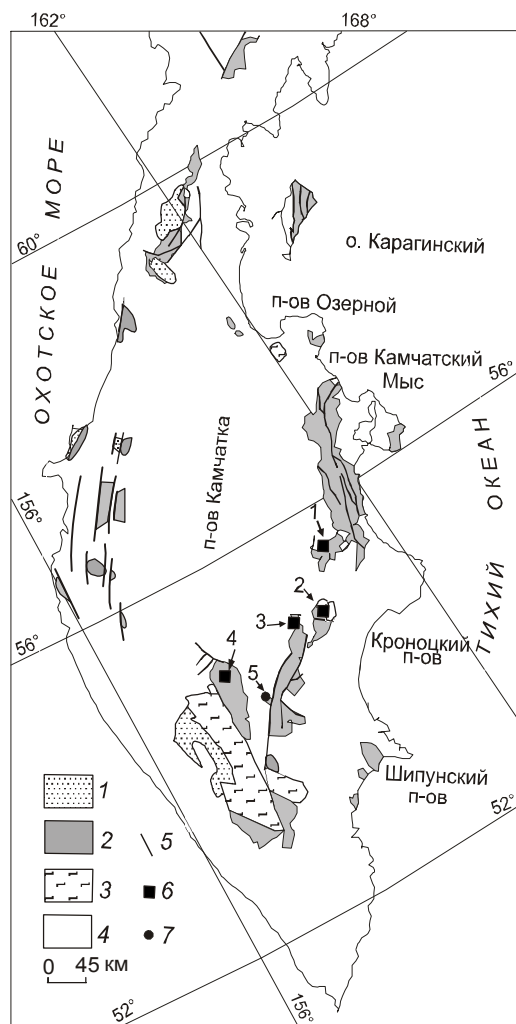


Рис. 1. Районы, в которых проводились детальные геологические и изотопно-геохимические исследования.

1 – верхнемеловые–нижнепалеогеновые преимущественно песчано-глинистые и алевритистые образования с прослоями туфогенного материала; 2 – поздне меловые–раннепалеоценовые преимущественно вулканогенные, реже кремнисто-вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы пород; 3 – комплекс метаморфических пород домелового фундамента; 4 – позднекайнозойские образования; 5 – тектонические нарушения; 6–7 – районы детальных исследований: 1 – р.р. Прав. Толбачик – Лев. Щапина (северная часть хребта Тумрок), 2 – р. Ипуин – г. Хребтовая (северная часть Валагинского хребта), 3 – г. Савульч (верховье р. Китильгина, северная часть Валагинского хребта), 4 – Центрально-Камчатская зона (р.р. Кирганик – Левая Колпакова (Срединный хр.), 5 – Шаромский Мыс – район исследований В.С. Каменецкого (сравнительный материал).

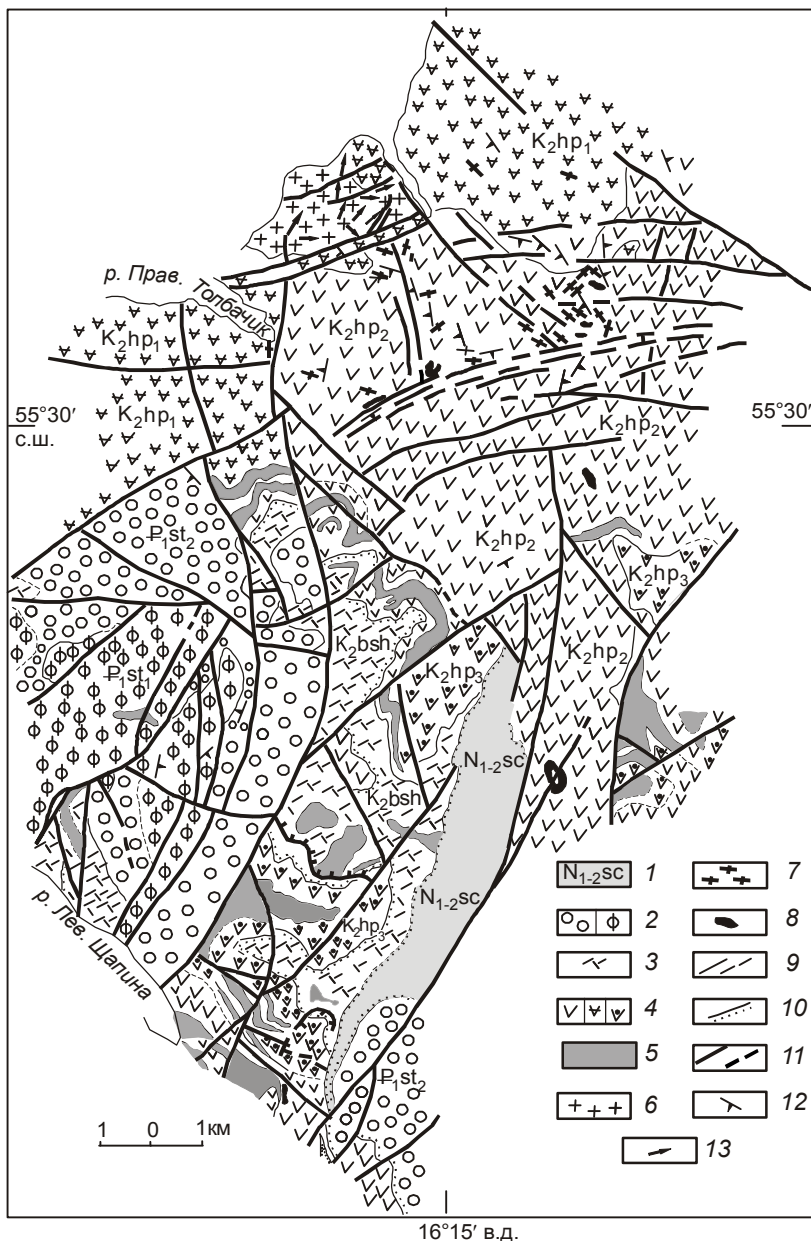


Рис. 2. Схема геологического строения района р.р. Прав. Толбачик–Лев. Шапина (северная часть хребта Тумрок).

1–5 – вещественные комплексы: 1 – туфогенные песчаники миоценового возраста, 2 – осадочно-вулканогенный палеогенового возраста (различные толщи пород станиславской свиты P_{1st1-2}), 3 – осадочно-вулканогенный позднемиелового возраста (бушуйкинская свита K_2bsh), 4 – существенно вулканогенный позднемиелового возраста (различные толщи пород хапичкой свиты K_2hp), 5 – силлы и пластовые тела габбродиабазов позднемиелового возраста, 6 – верлиты, пироксениты, габбро, диориты позднемиелового–палеогенового возраста (небольшое интрузивное тело), 7 – дайки базальтовых порфиритов, 8 – дайки, силлы, экструзии меймечит-пикритового комплекса позднемиелового возраста, 9 – геологические границы (установленные, предполагаемые), 10 – граница несогласного залегания неогеновых образований, 11 – тектонические нарушения (прослеженные, предполагаемые), 12 – элементы залегания слоистых образований, 13 – элементы прототектоники. Составлена по материалам полевых работ А.В. Колоскова и В.А. Селиверстова, 1970 г.

пряженность массивов альпинотипных гипербазитов (аналоги их встречаются в хребте Кумроч и на полуостровах) и образований кремнисто-алевролитовой толщи свидетельствует о возможно большем возрастном разрыве этих толщ. В северо- и юго-западной части района локально в зонах субмеридионального простирания отмечены мелкие тела диоритов и участки полевошпатового метасоматоза, вероятно, более молодого возраста. В южной части района обособленно выделяется пачка лав и вариолитовых туфов ультраосновного состава (хребтовская свита $K_2 = P_{1hr}$). Количество вкрапленников и субфенокристаллов в этих породах колеблется от 30–40 до 50–60 %. Среди них преобладают зональные высокомагнезиальные оливины, размер которых колеблется от 1–3

до 5–7 мм. Редкие вкрапленники клинопироксена имеют состав диопсида–салита и размеры не более 1–2 мм. Роль этого минерала в составе вкрапленников резко возрастает (до 40–45 %) в щелочно-ультраосновных и основных разновидностях пород валагинского комплекса [13]. В основной массе ультраосновных вулканитов отмечаются микролиты и отдельные зерна клинопироксена, хромшпинелидов, магнетита, биотита, апатита, также выделения девитрофицированного и серпентинизированного стекла. Как видно на схеме (рис. 3), породы района интенсивно дислоцированы. В районе выходов дунит-гарцбургитового массива г. Попутной намечается хорошо выраженная структура центрального типа, с надвинутыми на нее блоками пород вулканогенной толщи.

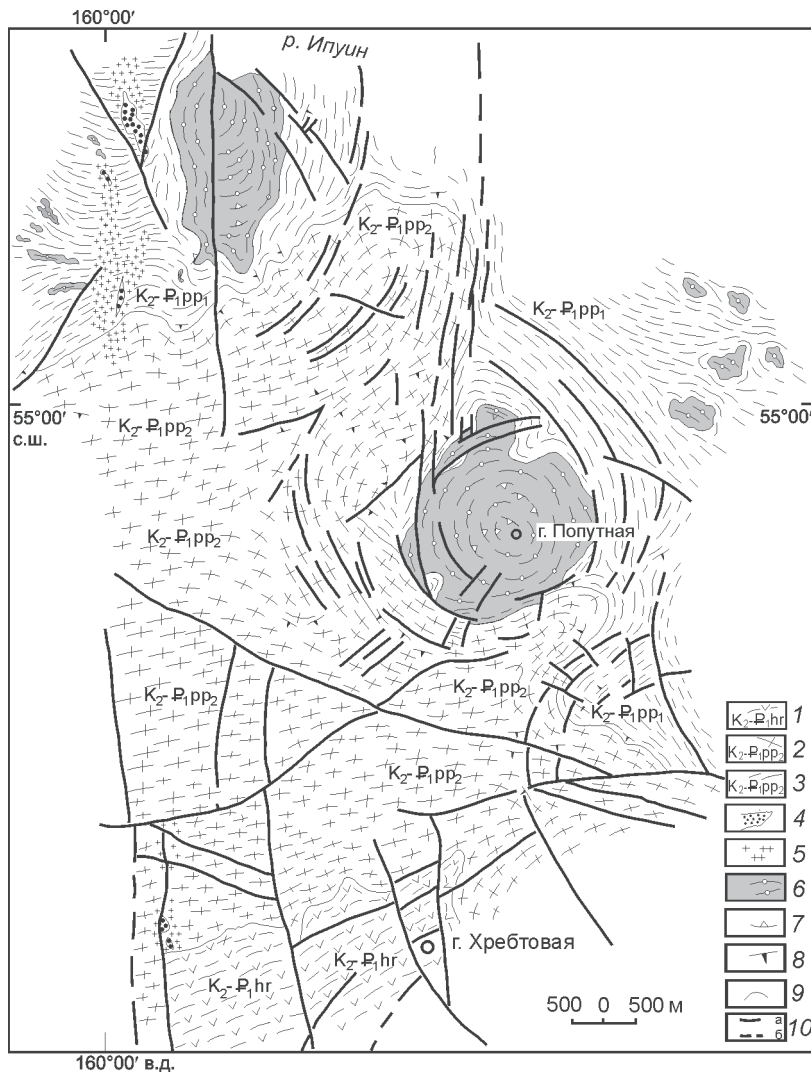


Рис. 3. Схема геологического строения района р. Ипуин – г. Хребтовая (северная часть Валагинского хребта).

1–3 – вещественные комплексы позднемелового–палеоценового возраста: 1 – меймечит-пикритовый (хребтовская свита K_2-P_1hr), 2 – туфогенно-лавовый, 3 – кремнисто-алевролитовый (попутновская свита K_2-P_1pp), 4 – мелкие тела габбро-сиенитов, диоритов, микродиоритов позднемелового (?) возраста, 5 – зона щелочного метасоматоза, 6 – тела серпентинизированных альпинотипных гипербазитов позднемелового возраста, 7 – плоскостные элементы прототектоники, 8 – элементы залегания слоистости, 9 – геологические границы, 10 – тектонические нарушения (прослеженные, предполагаемые). Составлена по материалам полевых работ А.В. Колоскова и В.А. Селиверстова, 1970 г.

Район г. Савульч (верхове р. Китильгина, северная часть Валагинского хребта)

Геологическое строение района с учетом данных детальной геологической съемки и материалов авторов представлено на рис. 4. Здесь развиты туфы и лавы базальтов, трахибазальтов, андезитов, трахиандезитов и пород ультраосновного состава позднемелового–палеоценового возраста, отнесенные к различным толщам попутновской (K_2-P_1pp) свиты. Пачка лав и вариолитовых туфов ультраосновного состава относится к хребтовской свите (K_2-P_1hr). В восточной и юго-восточной частях района развиты более молодые терригенные отложения тюшевской (P_3-N_1ts) серии олигоцен-миоценового возраста. В центральной части района вскрывается небольшой дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый массив. Мелкие тела того же состава (а также диабазов и диоритов) и дайки диоритов и ультрамафитов (мощностью от первых метров до 30–50 м) достаточно

обычны среди осадочно-вулканогенных пород мелпалеоценового возраста. Базальты в основном имеют миндалекаменную и зеленокаменную текстуру, содержат вкрапленники плагиоклаза и клинопироксена. Туфы ультраосновного состава интенсивно серпентинизированы, содержат реликтовые зерна оливина. В нескольких обнажениях среди этих туфов были обнаружены округлые обособления (размером от 3–5 см до 15–20 см) карбонатитов. Они сложены единичными фенокристаллами, реже сростками кристаллов, а в основном реликтовыми формами клинопироксена (состава диопсид-фассаит), скоплениями мелких зерен граната, существенно андрадитового состава, магнетита, погруженными в хлорит-серпентин-карбонатную основную массу. Широко проявлена как складчатая, так и блоковая тектоника.

Центрально-Камчатская зона

Вулканическая деятельность позднемелового–палеоценового времени на рассматриваемой террито-

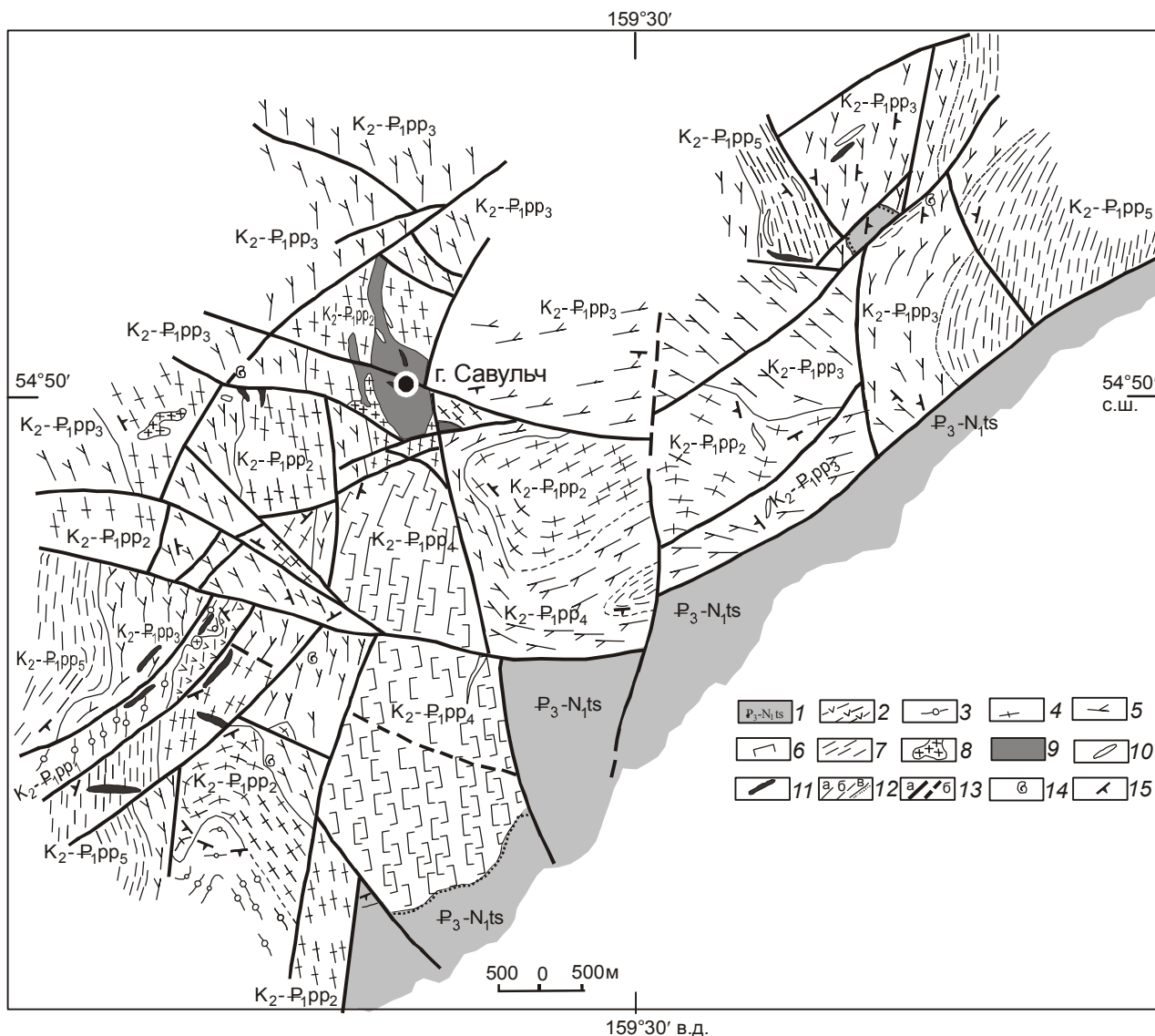


Рис. 4. Схема геологического строения района г. Савульч (верховье р. Китильгина, северная часть Валагинского хребта).

1–7 – вещественные комплексы: 1 – туфогенные песчаники олигоцен-миоценового возраста (тюшевская серия P₃-N₁ts); 2 – меймечит-пикритовый позднемиелового–палеоценового возраста (хребтовская свита K₂-P₁hr); 3–7 – различные пачки вулканогенно-осадочных пород попутновской свиты позднемиелового–палеоценового возраста (K₂-P₁pp); 8 – мелкие интрузивные тела габбросиенитов, диоритов; 9 – тела серпентинизированных гарцбургитов, верлитов, пироксенитов позднемиелового возраста; 10 – дайки габбродиабазов; 11 – дайки пикрит-меймечитового состава; 12 – геологические границы (установленные, предполагаемые, несогласного залегания пород); 13 – тектонические нарушения (прослеженные, предполагаемые); 14 – иноцерамовые слои; 15 – элементы залегания пород. Составлена по материалам полевых работ А.В. Колоскова и В.А. Селиверстова, 1970 г.; А.В. Колоскова и Г.Б. Флерова, 2003 г.

рии (рис. 5) представлена породами, входящими в состав ирунейской (K₂ir) и кирганикской (K₂-P₁kr) свит.

Ирунейская свита. Образования ирунейской свиты развиты на восточных склонах Срединного хребта прерывистой полосой шириной от 1–3 до 10–15 км, протягивающейся от верховий р. Ичи на севере до реки Озерная Камчатка на юге. Они представлены

терригенно-кремнистыми флишоидными отложениями (песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, туффиты), слагающими преимущественно нижние части разреза, и вулканогенно-осадочными накоплениями, тяготеющими к его верхам. Вулканическая составляющая включает туфы и лавы базальтов, андезибазальтов, трахибазальтов, редко андезитов. Породы массив-



Рис. 5. Схема геологического строения района Срединного хребта Камчатки (р. Кирганик – р. Левая Колпакова).

1–7 – вещественные комплексы: 1 – четвертичные образования, 2 – существенно лавовый раннечетвертичного возраста, 3 – осадочно-вулканогенный миоценового возраста (березовская свита N_1br), 4 – существенно вулканогенный и 5 – туфогенно-осадочный позднемелового–палеоценового возраста (кирганикская свита K_2-Pkr), 6 – существенно вулканогенный и 7 – кремнисто-туфогенный позднемелового возраста (ирунейская свита K_2ir), 8 – массивы габбро-гранодиорит-гранитов миоценового возраста, 9 – сложно дифференцированные (от дунитов до монзонитов и сиенитов) интрузивные проявления позднемелового–палеогенового возраста, 10 – геологические границы (стратиграфические и фациальные), 11 – тектонические нарушения (прослеженные и предполагаемые).

Составлена по материалам полевых работ: Г.Б. Флерова, А.В. Колоскова О.Н. Волынца (1960–70 гг.) с использованием материалов геолого-съёмочных работ.

ные, миндалекаменные, порфировой структуры. Вкрапленники составляют 15–40 об. % и представлены в переменном количественном соотношении клинопироксеном, плагиоклазом, в меньшей степени – амфиболом. Основная масса характеризуется разной степенью кристалличности и метаморфизма.

Мощность ирунейской свиты – 3000 м. На основании находок флоры и фауны возраст пород свиты – сантон-кампанский.

Кирганикская свита. Образования этой свиты представлены локально, обнажаясь в пределах площади развития пород ирунейской свиты в бассейнах рек Ченгнута, Прав. и Лев. Кирганик, Шаромская, в истоках рек Жупанка, Богдановская, на левобережье р. Андриановка. Относительно ирунейской свиты они занимают более высокое стратиграфическое положение. Кирганикская свита содержит туфогенно-осадочные, осадочные отложения, лавы, лавобрекчи, туфы, субвулканические тела и дайки. По петрографическим особенностям здесь выделяются две ассоциации: 1) существенно плагиоклазовая – базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты, тефриты, субщелочные базальты повышенной титанистости, латиты, эссекситы (субвулканические тела) и 2) бесплагиоклазовая – абсарокиты, анальцимовые и эпилейцитовые шонкиниты (лавы, субвулканические тела и дайки), ортоклазовые пироксениты (силлы). Породы первой ассоциации обычно содержат от 10–20 до 40 % вкрапленников салита, плагиоклаза, магнетита, иногда гидробиотита и ортоклаза (в латитах). В силлах и субвулканических телах структура порфировидная – здесь в большом количестве появляются субфенокристаллы и микрофенокристаллы пироксена, плагиоклаза. Вторая ассоциация при том же процентном содержании вкрапленников отличается отсутствием среди них плагиоклаза (широко распространен салит) и большей ролью среди них ортоклаза, наличием фенокристаллов анальцима и эпилейцита и включений лейцита в пироксенах. Вулканисты кирганикской свиты местами подвержены интенсивному метасоматическому изменению и несут следы регионального зеленокаменного метаморфизма. Мощность свиты

оценивается в пределах 3000 м. По совокупности палеонтологических находок и определений К-Аг возраста пород возраст кирганикской свиты соответствует позднему мелу–среднему эоцену.

То, что площади развития вулканических образований ирунейской и кирганикской свит пространственно совмещены, позволяет предполагать наследование центров вулканизма и преемственность его характера. Породы обеих свит интенсивно дислоцированы, смяты в крутые складки и разбиты многочисленными разрывными нарушениями на блоки.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Для исследований использовались наименее измененные образцы горных пород. Определение породообразующих окислов выполнено классическим методом “мокрой” химии в Аналитическом центре ИВиС ДВО РАН (аналитики: Т.В. Долгова и Г.В. Лец) и рентгено-флюоресцентным методом (RFA) в Институте геохимии СО РАН, Иркутск (аналитики: Климова А.К., Коваль Л.П.) на квантометре CRM-25. Концентрации элементов-примесей определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой PlasmaQuad3 “VG Elemental” в Институте аналитического приборостроения РАН (г. Санкт-Петербург). Для контроля дрейфа относительной чувствительности прибора в серии проб (5–10 проб) проводились измерения стандартных растворов тяжелых металлов (Ti, Cr, Ni, Cu, Pb), а также стандартного образца BCR-1. Калибровка прибора для анализа REE производилась по многоэлементному стандартному раствору редкоземельных элементов производства фирмы “Matthew Johnson”. Относительная погрешность определения элементов не превышала 5–10 %. Измерения изотопного состава Nd проводились в Геологическом институте КНИЦ РАН (г. Апатиты) на семиканальном масс-спектрометре Finnigan – MAT – 262 (RPQ). Погрешность воспроизводимости изотопного состава Nd стандарта La Jolla = 0.511833 ± 6 (2σ , N=11) не превысила 0.0024 % (2σ). Такая же погрешность получена при измерениях параллельных анализов нового японского стандарта JNd₁ = 0.512072 ± 2 (2σ , N=44). Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях принята при статистическом обчете концентраций Sm и Nd в стандарте BCR-1 и составляет 0.2 % (2σ) – среднее значение из семи измерений. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm – 0.06 нг. Измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla = 0.511860.

СОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА Петрогенные элементы

Новые данные о составе вулканических пород изученных регионов представлены в таблицах 1–3, а диаграммы рис. 6–7 отображают как новые, так и имеющиеся литературные материалы. Как видно из представленных материалов, рассматриваемые вулканы образуют непрерывный спектр составов, варьирующих в относительно узком диапазоне кремнекислотности (от 43 % до 59 %) при значительных вариациях магнезиальности ($\text{Mg}^{\#}=46\text{--}94$) пород. Суммарное содержание щелочей в базитах колеблется от 3 до 12 % в зависимости от меняющегося содержания SiO_2 , и по этому признаку они относятся к субщелочной базальт-трахиандеизбазальтовой серии (рис. 6). Вместе с тем, часть составов отклоняется в сторону меньшего содержания щелочей (преимущественно для пород Валагинского хребта) либо попадает в область щелочных базальтов (кирганикской свиты Срединного хребта). Суммарное содержание Na_2O и K_2O в ультрамафитах, по представленным материалам, колеблется от 0.1 до 3 %, но, по данным [11], может возрастать до 10 %. По-видимому, их следует рассматривать в составе единого меймечит-пикритового ряда. От подобного типа пород континентальных областей (Маймеча-Котуйский регион) камчатские ультрамафиты отличаются пониженной титанистостью (TiO_2 не более 0.7 %). По соотношению большинства компонентов и магнезиальности пород (рис. 7) наблюдается непрерывный переход от ультрамафитов к базальтоидам. При этом диапазон колебаний составов вулканических пород заметно расширяется. Начинают усматриваться некоторые (весьма незначительные) провинциальные и сериальные различия. В породах шошонитовой серии выделяется группа с повышенным содержанием TiO_2 (рис. 7а). Калиевая щелочная серия этого региона характеризуется несколько повышенным содержанием P_2O_5 (рис. 7б) и MnO (рис. 7е), но пониженным – Al_2O_3 (рис. 7в). Последнее, вероятно, согласуется с главным минералогическим отличием этих серий (плаггиоклазсодержащая шошонитовая и безплаггиоклазовая калиевая щелочная). Составы пород восточных хребтов по главным петрогенным компонентам целиком располагаются в поле состава шошонитовой серии Срединного хребта. Только часть точек базальтов хр. Тумрок отвечают менее глиноземистым составам калиевой щелочной серии кирганикской свиты (рис. 7в).

Редкоэлементный состав пород

Как видно на диаграммах рис. 8, большинство точек составов вулканических пород изученных районов располагается в поле плутонических обра-

Таблица 1. Химический состав (вес. %) пород хребтов Тумрок, Валагинский, Срединный.

компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	7032/10	7034/2	7042/2	7054	7065/1	7072	7032/4	7043	7088/4	7032	7041	К-7134	7012/1
SiO ₂	48.7	44.18	46.76	40.12	45.32	52.7	46.53	49.48	56.03	40.69	45.84	45.3	45.62
TiO ₂	0.54	0.38	0.5	0.3	0.43	0.35	0.5	0.45	0.66	0.27	0.51	0.77	0.53
Al ₂ O ₃	11.85	10.71	14.51	5.54	9.26	14.71	10.88	12.76	15.76	5.2	14.65	16.48	11.77
Fe ₂ O ₃	3.01	3.75	6.56	5.67	4.51	4.19	4.42	9.86	3	4.07	5.57	7.73	5.87
FeO	6.18	6.89	5.51	5.8	7.04	3.5	6.01		5.17	8.05	6.03	5.57	6.47
MnO	0.13	0.2	0.23	0.19	0.17	0.16	0.24	0.14	0.12	0.2	0.22	0.24	0.16
MgO	7.2	14.37	8.02	24.3	13.65	6.66	9.32	6.91	1.76	26.22	8.65	6.34	10.18
CaO	10.34	10.24	10.36	6.86	10.25	6.76	12.09	10.47	3.49	6.08	9.43	8.74	9.61
Na ₂ O	2.16	1.24	2.03	0.16	0.76	3.28	0.57	1.52	0.29	0.17	2.31	2.85	0.81
K ₂ O	1.39	1.29	1.94	0.05	2.87	3.78	3.47	4.92	12.1	0.31	1.89	1.47	3.03
P ₂ O ₅	0.29	0.36	0.39	0.24	0.33	0.36	0.28	0.20	0.38	0.13	0.36	0.17	0.26
H ₂ O-	0.67	1.82	1	2.11	3.31	0.38	1.72	нет	0.35	1.46	1	нет	2
H ₂ O+	нет	4.26	2.4	8.7	нет	2.74	нет	нет	нет	нет	3.24	нет	нет
H ₂ O общ.	0.68	нет	нет	нет	3.85	нет	3.14	3.14	1.36	6.6	нет	4.01	5.6
CO ₂	7.28	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет
сумма	100.49	99.69	100.21	100.04	99.7	99.57	99.17	99.86	100.47	99.45	99.7	99.67	101.91

компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
	7271	7186	7162	7392	7388	7358	7479-3	П-1/24	Г 3-63	Г97/35	Г 97/38	Г 97/39	Г 97 40	М-4053
SiO ₂	39.72	49.06	50.42	40.80	50.51	49.74	44.34	39.85	41.56	49.70	51.08	55.86	50.31	51.04
TiO ₂	0.2	0.66	0.54	0.24	0.54	0.7	0.24	0.82	0.3	0.85	0.76	0.50	0.66	1.50
Al ₂ O ₃	2.36	13.18	12.16	4.34	15.01	17.43	6.13	2.19	5.28	16.89	14.28	17.81	16.00	17.94
Fe ₂ O ₃	5.75	5.66	12.3	9.85	2.18	2.66	4.46	5.78	9.6	8.65	10.43	6.40	10.96	8.77
FeO	4.16	3.41	нет	нет	8.05	7.18	5.89	4.6	нет	нет	нет	нет	нет	нет
MnO	0.25	0.16	0.18	0.14	0.15	0.23	0.15	0.2	0.15	0.15	0.20	0.12	0.18	0.19
MgO	33.93	9.07	8.55	28.92	4.97	4.03	22.45	14.54	30	5.47	4.84	2.80	5.00	4.27
CaO	2.88	10.47	9.4	5.56	12.29	8.59	7.22	19.91	5.47	6.29	9.24	4.18	10.54	6.02
Na ₂ O	0.1	2.96	2.93	0.14	2.46	2.19	0.12	0.76	0.5	4.44	3.03	4.32	4.54	5.99
K ₂ O	0.09	1.44	1.68	0.04	1.18	2.33	0.04	0.48	0.36	2.39	3.75	5.86	0.65	0.75
P ₂ O ₅	0.11	0.15	0.21	нет	0.35	0.26	0.08	0.52	0.1	0.33	0.58	0.35	0.36	0.27
H ₂ O-	0.62	нет	нет	нет	0.13	0.37	1.73	0.52	нет	нет	нет	нет	нет	нет
H ₂ O+	9.58	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет
H ₂ O общ.	нет	3.69	1.54	9.60	2.04	5.51	7.24	3.97	6.42	4.78	1.74	1.50	нет	3.28
CO ₂	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	5.94	нет	нет	нет	нет	нет	нет
сумма	99.75	99.91	99.911	99.63	99.86	101.22	100.09	100.08	99.74	99.95	99.93	99.7	99.19	100.02

Примечание. 1–13 – хр. Тумрок (верховья р. Прав. Толбачик), хапицкая свита: 1 – OL-Rx базальт, 2 – щелочной пикробазальт, 3 – Rx порфирит, некк, 4 – пикрит, силл, 5 – щелочной пикрит, 6 – Rx-Pl базальт, 7 – Rx-Pl базальт, пластовая залежь, 8 – Rx порфирит, поток, 9 – Rx-Pl базальт, 10 – пикрит, 11 – Rx базальт, дайка, 12 – Pl порфирит, 13 – базальт, дайка; 14–22 – Валагинский хребет, 14 – пикрит, р-он г. Хребтовой, хребтовская свита, 15–22 – попутновская свита: 15 – диабаз, силл, вблизи г. Попутной, 16 – Ol-Rx базальт, вблизи г. Попутной, 17 – пикрит, вблизи г. Попутной, 18–19 – базальты, к северу от г. Попутной, 20 – пикробазальт, хр. Широкий, 21 – карбонатит, обособление в пикритовом туфе, верховья р. Китильгиной, 22 – пикрит, дайка, г. Острая; 23–27 – Срединный хребет, район р. Хим, базальты отдельных потоков, 23–26 – ирунейская свита, 27 – кирганикская свита.

зований, что лишний раз подчеркивает отнесение их к единой вулcano-плутонической формации. Совместное рассмотрение диаграмм этого рисунка позволяет выделить в пределах общей для всех районов субщелочной базальт-трахиандезитобазальтовой серии

вулканического комплекса два подтипа: а) обогащенный высокозарядными редкими элементами (Zr, Hf, Nb), ураном, торием, но обедненный рубидием, менее щелочной, наиболее распространенный в Валагинском хребте и в какой-то мере сопоставимый с

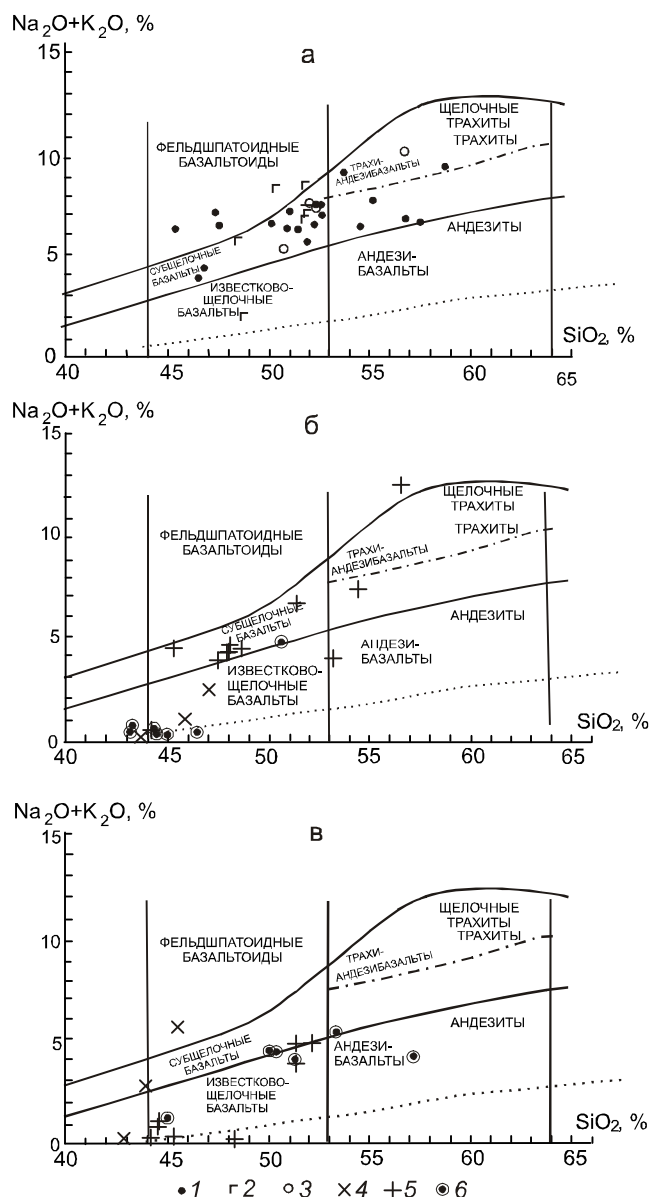


Рис. 6. Диаграммы $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ для позднемиеловых-палеоценовых вулканитов пород Камчатки. а-в – районы хребтов: Срединного (а), Тумрок (б) и Валагинского (в); вулканиты: 1-2 – кирганикской свиты, 1 – шошонитовая серия [6, 15, 17, 18], 2 – калиевая щелочная серия [6, 17, 18], 3 – ирунейской свиты (табл. 1), 4 – данные [23], 5 – табл. 1, 6 – данные [20].

шошонитовой серией Срединного хребта, и б) обедненный высоkozарядными элементами, ураном, торием, но обогащенный рубидием, несколько более щелочной, наиболее развитый в пределах хр. Тумрок, сопоставимый с калиевой щелочной серией кирганикской свиты. Наблюдаемая геохимическая зональность, таким образом, имеет сложный характер: в ряду перехода хребты Валагинский – Тумрок – Срединный щелочность пород возрастает, одновре-

менно увеличивается концентрация рубидия, а содержания высоkozарядных и радиоактивных элементов сначала уменьшаются, а затем возрастают. Концентрации элементов в базальтах Шаромского мыса имеют промежуточные значения между соответствующими полями для хребтов Валагинский и Тумрок (рис. 8а, б, в, ж, з). Поскольку такая зависимость наблюдается в любом диапазоне калиевой щелочности и выражается в поведении, с одной стороны, элементов, мобильных во флюидной фазе, а с другой – в расплавах, то, по-видимому, здесь мы имеем дело с первичной спецификой исходных магм. Шошонитовая серия Срединного хребта характеризуется “избыточным” обогащением высоkozарядными элементами (и, возможно, торием) в отличие от калиевой щелочной серии и плутонического комплекса. Возможно, это связано с дополнительным “импульсом” более глубоких порций расплава. Породы ирунейской свиты на всех диаграммах рис. 8 располагаются в одном поле с шошонитами кирганикской свиты.

Изотопия неодима

Значения Nd-изотопных составов вулканических пород изученных районов (табл. 3) колеблются в довольно узких пределах и не зависят от концентраций SiO_2 и магнезиальности пород (рис. 9). Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в них варьируют от +6.67 до +9.71 в интервале концентраций SiO_2 от 44 % до 57 % и MgO от 6.66 % до 33.93 %. Слегка пониженными значениями этого фактора (+6.67) характеризуются высокотитанистые базальты шошонитовой серии Срединного хребта, что может свидетельствовать о самостоятельности соответствующего магматического источника, однако для решения этого вопроса необходимы дополнительные материалы. Эти данные вполне согласуются с имеющимися материалами по изотопному составу ($\epsilon_{\text{Nd}} = +10.7 - +9.1$) пироксенов из пикритов и базальтов восточных хребтов Камчатки [23] и пироксенов и сиенитов ($\sum_{\text{Nd}}(t) = +5.6 - +9.0$) из вулканического и плутонического комплексов Центральной Камчатки [7].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ существующих представлений

Рассматриваемые вулканогенные образования пространственно разобщены, относятся к различным свитам, которые характеризуются разным соотношением осадочно-вулканогенного и вулканогенного материала, а в составе вулканитов присутствуют как представители мафитового, так ультрамафитового состава. Наиболее дискуссионным является вопрос о характере связей между этими образованиями. Ряд исследователей в генетическом плане разделяют ультраосновную и базальтовую группы пород, считая,

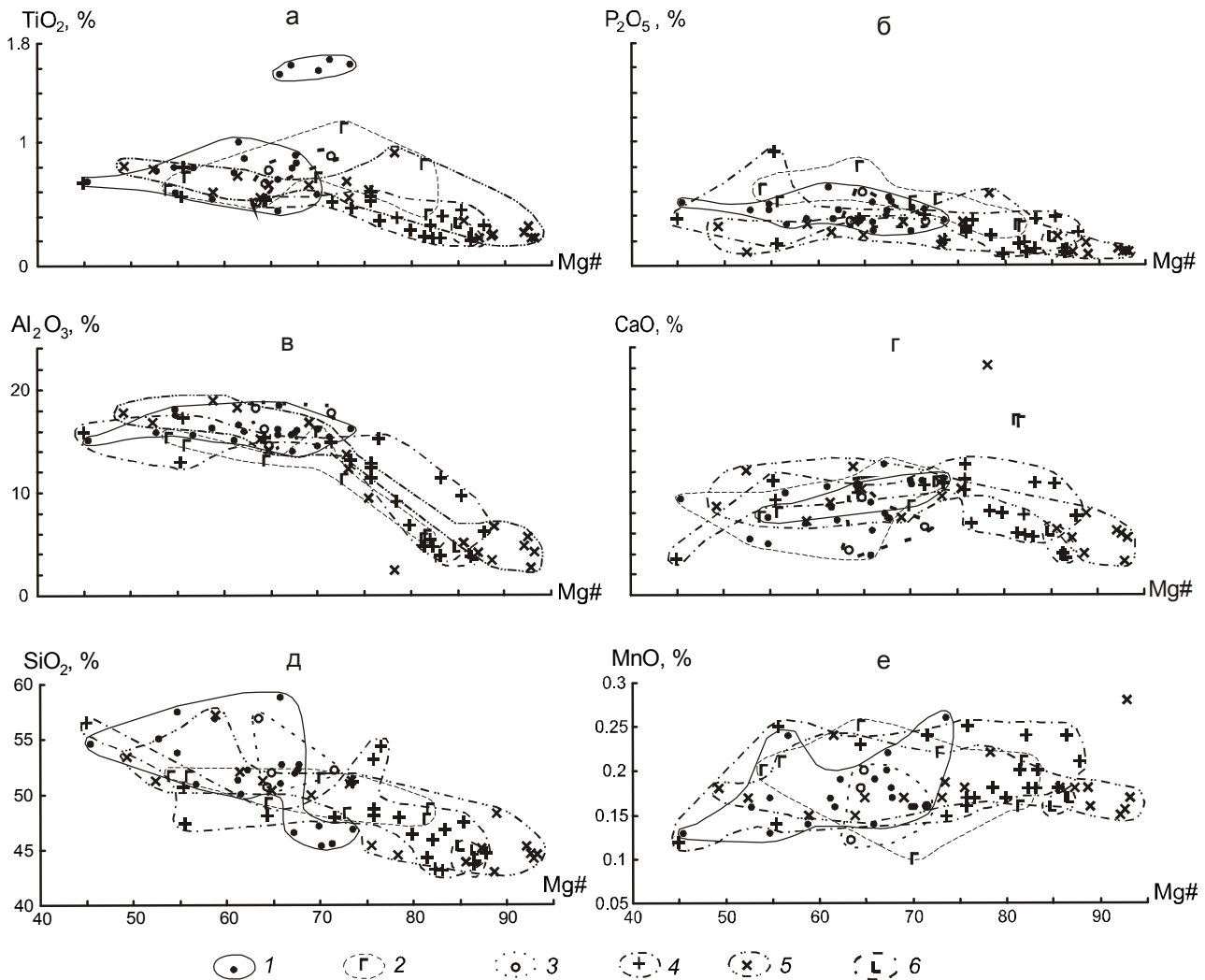


Рис. 7. Соотношение петрогенных элементов и магнезиальности верхнемеловых–палеоценовых пород Камчатки.

1–3 – вулканы Срединного хр. Камчатки: 1 – шононитовая и 2 – калиевая щелочная серия кирганикской свиты, 3 – породы ирунейской свиты (табл. 1), 4–6 вулканы: 4 – хр. Тумрок, 5 – Валагинского хр., 6 – р-на Шаромский мыс, по данным [23]. Кроме данных табл. 2, использованы те же материалы, что для рис. 6. $Mg\# = Mg/(Mg+Fe^2+Fe^3)*100$.

что они формировались из различных магматических источников [9, 19]. При этом образование первой группы связывается с высокой степенью плавления мантийного субстрата в условиях умеренных давлений, возможно при участии сквозьмагматических флюидов [9]. Весь набор менее магнезиальных пород рассматривается как следствие эволюции самостоятельных расплавов, поступающих из разноглубинных магматических очагов [19]. В других работах, напротив, подчеркивается связь между этими группами и возможность их образования при эволюции единого мантийного источника [5, 23]. Стратиграфически ультрабазиты в каждом из районов располагаются между толщами субщелочных базальтоидов.

К тому же, дайки и силлы ультраосновного состава как на Валагинском, так и на хр. Тумрок распространены среди щелочно-базитовых пород различных свит, что говорит о наличии генетических связей между этими образованиями различной магнезиальности. Анализ диаграмм, представленных на рис. 7–8, свидетельствует о едином тренде направленности эволюции как ультрамафической, так и мафической составляющих вулканического комплекса, в общих чертах совпадающей с характером изменения состава plutonic образований (рис. 8).

До конца не выясненной остается проблема высокой щелочности (преимущественно калиевой) вулканитов. По представлению [19], исходные

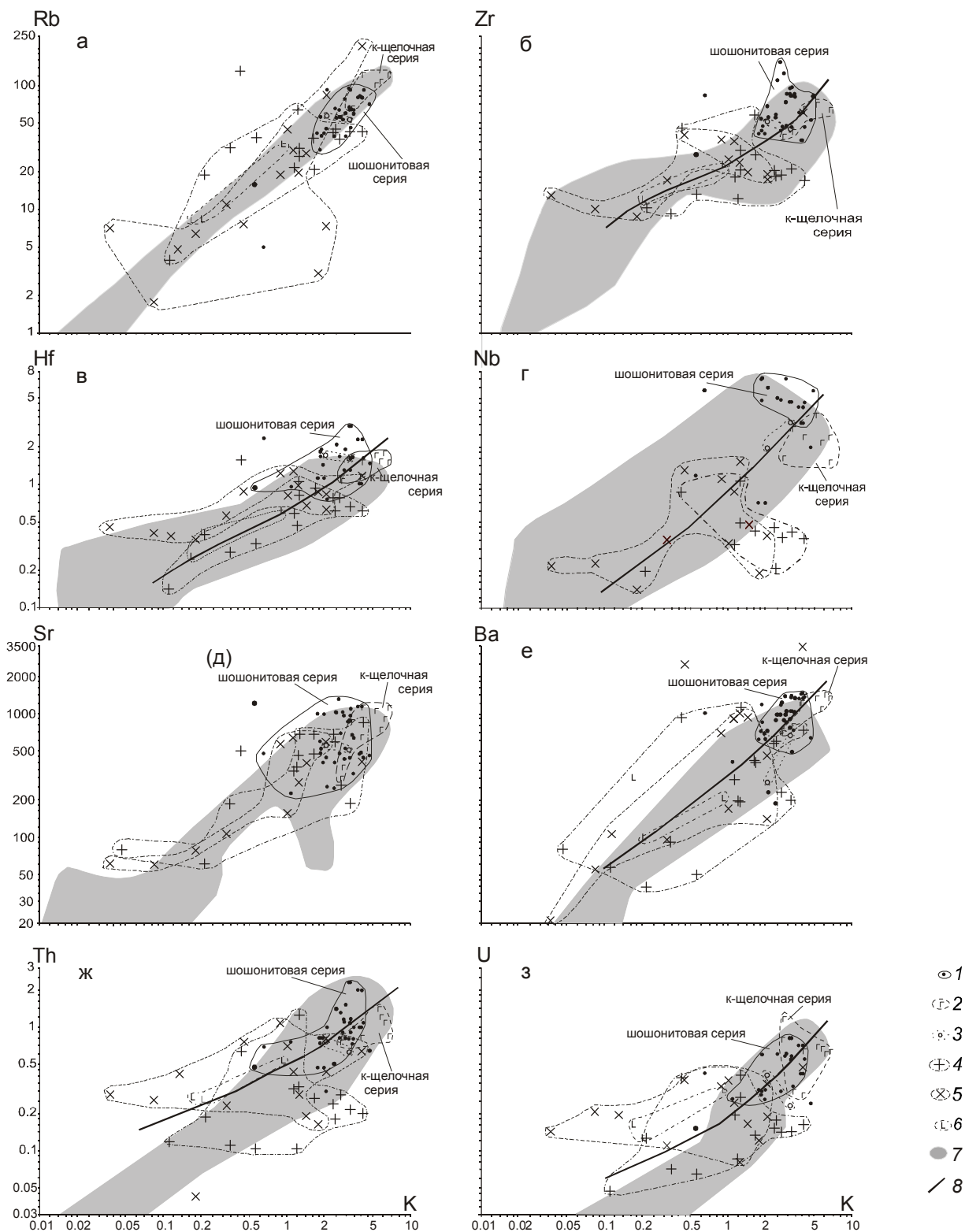


Рис. 8. Соотношение элементов и калиевой щелочности для верхнемеловых–палеоценовых пород Камчатки.

1–6 – то же, что и на рис.7, 7 – поле плутонических пород позднемелового–палеогенового возраста Среднего и восточных хребтов Камчатки (по [19] и неопубликованным анализам А.В. Колоскова), 8 – линия, разделяющая под-типы пород шошонитового и калиевого субщелочного-щелочного рядов.

Таблица 2. Содержание элементов-примесей в породах хребтов Тумрок (1–12), Валагинский (13–21), Срединный (22–26).

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	7032/10	7034/2	7042/2	7065/1	7072	7032/4	7043	7088/4	7032	7041	К-7134	7012/1	7271
Li	4.75	13.23	10.09	10.74	1.92	13.09	2.43	2.51	8.66			16.44	4.03
Be	0.37	0.53	0.41	0.59	0.54	0.59	0.35	1.38	0.27			0.42	0.30
Sc	18.47	33.52	37.52	36.98	28.74	30.86	24.02	9.24	20.96		39.77	33.28	11.60
Ti	2596.86	2292.07	3817.10	2026.25	2550.17	2464.39	2176.14	3354.21	1281.32			2558.12	728.64
V	224.49	246.20	366.73	202.75	268.87	265.90	191.34	131.68	120.83		524.06	277.80	93.73
Cr	377.45	626.29	424.31	563.60	198.03	301.86	332.02	122.43	1264.02		31.83	494.25	1862.99
Co	28.88	51.87	45.14	53.40	28.82	41.49	34.05	12.85	90.00		49.62	46.07	105.41
Ni	127.90	214.29	76.18	272.20	73.67	99.50	85.78	10.22	563.69	156.00	23.08	159.99	1539.17
Cu	6.80	20.25	124.88	96.11	105.53	72.97	46.20	38.10	60.14	225.00	185.94	145.46	33.63
Zn	38.65	35.89	64.97	72.15	47.41	59.77	40.00	52.64	77.58	94.00	83.00	81.06	81.76
Ga	11.18	9.51	13.71	10.65	11.79	14.16	11.14	15.32	5.73	19.00	15.29	12.41	3.02
Rb	26.92	21.90	20.85	44.86	42.54	36.60	42.32	131.76	18.83	37.00	30.58	41.02	1.76
Sr	462.29	342.89	473.98	581.27	186.90	263.85	837.20	488.85	61.36	676.00	676.12	676.00	58.94
Y	15.54	10.49	14.31	11.07	11.01	10.75	9.27	19.17	5.90	21.00	13.33	11.59	3.17
Zr	20.76	18.35	27.65	18.40	21.31	19.06	17.18	46.24	10.16	58.00	29.87	20.53	9.93
Nb	0.49	0.33	0.42	0.21	0.41	0.37	0.36	0.87	0.20		1.08	0.45	0.23
Cs	0.14	0.52	0.08	1.45	0.05	0.02	0.01	0.06	0.67		1.08	0.60	0.07
Ba	194.52	291.56	400.02	599.21	203.14	229.05	736.03	947.05	39.67	426.00	1113.87	569.36	55.11
La	2.82	2.60	3.05	2.25	2.43	3.04	2.43	4.99	2.07	3.40	6.99	2.80	1.83
Ce	7.76	6.88	7.83	6.26	6.71	7.45	6.85	13.33	5.55	8.70	15.73	6.89	4.47
Pr	1.15	0.98	1.18	0.87	0.93	1.06	1.04	1.93	0.76		2.22	1.08	0.67
Nd	6.33	5.03	6.38	4.20	4.61	5.64	4.95	8.62	4.04	6.40	9.64	5.07	2.77
Sm	1.87	1.79	2.21	1.47	1.60	1.55	1.63	2.84	0.99	2.60	2.63	1.69	0.94
Eu	0.68	0.56	0.82	0.57	0.58	0.59	0.51	0.99	0.31	0.70		0.65	0.31
Gd	2.58	1.87	2.56	1.78	1.58	1.67	1.49	2.67	1.03	2.40	3.25	1.75	0.76
Tb	0.42	0.33	0.38	0.36	0.34	0.32	0.29	0.52	0.16			0.32	0.13
Dy	2.99	1.92	2.49	1.81	2.01	1.73	1.78	3.03	0.99		2.51	1.94	0.63
Ho	0.61	0.46	0.51	0.40	0.49	0.43	0.37	0.73	0.24		0.55	0.41	0.12
Er	1.74	1.10	1.34	1.28	1.21	1.06	1.17	2.04	0.62	1.60	1.50	1.33	0.22
Tm	0.31	0.20	0.24	0.16	0.21	0.16	0.18	0.29	0.10		0.24	0.17	0.04
Yb	1.58	1.16	1.62	1.24	1.27	0.92	0.88	1.90	0.51	1.50	1.49	1.32	0.31
Lu	0.24	0.14	0.23	0.16	0.19	0.18	0.14	0.32	0.10		0.20	0.17	0.05
Hf	0.82	0.58	0.93	0.61	0.66	0.77	0.61	1.58	0.39		1.04	0.77	0.40
Ta	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.07	0.02		0.16	0.04	0.02
Pb	0.74	5.65	2.88	5.69	3.11	3.21	2.92	6.08	2.27	10.00	5.27	2.90	1.53
Th	0.33	0.32	0.26	0.18	0.22	0.29	0.20	0.64	0.18		1.26	0.24	0.26
U	0.27	0.19	0.13	0.18	0.14	0.14	0.17	0.39	0.13		0.41	0.15	0.21

субщелочные расплавы лав шошонитовой серии формировались в процессе кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы под влиянием трансмагматического калийсодержащего флюида, а высококалийевые щелочные расплавы – в результате взаимодействия последнего с магмой пироксенитового состава. Образование наиболее щелочных лампроитоподобных пород в районе руч. Узкого (северная часть Валагинского хребта) связывается [13] с малообъемным фракционным плавлением примитивного глубинного вещества, деплетированного в отношении TiO_2 , Ta и Nb, но обогащенного K, Ba, Sr, Rb, Zr, Y. При этом, речь идет об эволюции флюидно-магматической системы в условиях равновесия с флогопитом или биотитом [6]. Существует и такая точка зрения, что аномально высокие содержания калия в ряде изученных образцов объясняются постмагматичес-

ким перераспределением щелочей в породах тумрокской толщи [5] или постмагматическим калиевым метасоматозом основных эффузивов Валагинского хребта [1] и не могут отражать специфику магматизма указанных районов. Мощный поствулканический калиевый метасоматоз действительно выразился в образовании обширных зон существенно ортоклазовых метасоматитов вокруг питающих систем кирганикских палеовулканов [16, 17] или в локальных зонах субмеридионального простираения в некоторых участках Валагинского хребта. Но эти факты не противоречат выявленной щелочной специфике расплавов, а, наоборот, подчеркивают ее.

Все это свидетельствует о единстве вещественного состава и близкой геодинамической обстановке проявления верхнемелового–палеоценового магматизма на рассматриваемой территории.

Таблица 2. (Продолжение).

Компонент	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	7186	7392	7388	П-1/24	7358	7479-3	7162	Г3-63	Г97/35	Г 97/38	Г 97/39	Г 97/40	М-4053
Li		8.54	7.38		1.66	16.68	6.03	4.44	7.85	8.88	3.97	9.53	24.81
Be		0.56	0.63		1.03	0.17	0.33	0.31	0.82	0.93	0.95	0.68	1.07
Sc	44.75	17.99	31.59	33.64	37.40	31.71	44.18	18.36	36.80	27.39	9.61	29.86	13.28
Ti		1166.37	3782.02		2785.39	1085.17	2477.12	1256.62	4735.75	3567.04	2898.68	3616.84	8488.75
V	326.84	110.17	330.32	194.84	404.55	117.85	237.33	95.03	329.72	267.78	204.89	287.95	228.84
Cr	353.21	1930.63	68.86	451.08	263.07	1464.63	223.98	1420.50	54.56	75.68	22.10	45.72	18.50
Co	36.12	81.50	26.17	31.12	24.93	86.86	38.85	79.20	24.51	27.00	15.14	27.41	24.26
Ni	65.30	941.45	15.58	184.68	41.11	456.85	44.44	905.05	19.95	11.76	9.79	20.74	24.22
Cu	111.84	48.43	142.27	100.51	144.49	22.41	106.59	7.16	126.05	86.20	63.73	96.69	14.80
Zn	51.62	82.22	75.09		37.09	61.87	55.61	69.76	64.75	63.72	59.22	60.40	67.34
Ga	12.25	5.00	18.96	1.80	19.02	5.13	9.59	4.80	16.66	14.20	16.34	14.23	20.13
Rb	19.37	6.90	29.62	7.60	7.19	6.37	27.85	10.70	56.16	52.80	88.25	15.58	4.98
Sr	276.25	60.30	636.07	57798.85	585.69	76.50	394.28	105.62	555.53	508.04	964.18	1206.76	475.38
Y	14.37	5.50	17.33	12.22	11.94	7.11	13.34	6.89	18.41	19.31	15.91	14.45	15.77
Zr	23.90	12.93	35.77	40.44	19.52	8.79	19.88	16.72	51.34	44.39	80.25	27.31	80.73
Nb	1.53	0.22	0.86	1.30	0.38	0.14	0.46	0.36	1.95	3.16	5.69	1.18	16.86
Cs	0.06	0.77	0.43	0.06	0.01	1.27	0.28	0.71	0.72	0.35	0.34	0.14	0.63
Ba	1008.72	21.33	896.45	2496.61	139.15	8.89	926.84	93.76	279.26	661.23	1201.27	162.01	1006.69
La	4.85	2.61	5.51	6.55	3.55	0.37	1.26	1.73	11.17	4.87	11.52	5.17	9.15
Ce	11.90	7.29	13.82	14.32	8.05	1.41	4.32	4.56	27.69	12.66	24.94	13.97	19.41
Pr	1.80	0.96	1.97	2.22	1.20	0.24	0.70	0.70	3.69	1.79	3.23	2.03	2.51
Nd	7.51	4.30	9.77	10.93	6.41	1.38	3.82	4.07	16.50	8.56	13.90	10.71	11.33
Sm	2.09	1.18	2.68	2.73	2.21	0.57	1.48	1.28	4.01	2.88	3.31	2.80	2.75
Eu		0.26	0.98	1.08	0.76	0.23	0.65	0.38	1.10	1.05	1.36	1.03	0.99
Gd	2.88	1.12	2.60	3.09	2.33	0.69	1.91	1.31	3.82	3.05	3.36	3.18	2.87
Tb		0.15	0.52	0.46	0.38	0.14	0.40	0.21	0.54	0.60	0.55	0.46	0.46
Dy	2.78	0.97	2.75	2.28	2.32	0.88	2.51	1.22	2.96	3.46	3.00	2.54	2.90
Ho	0.62	0.23	0.66	0.45	0.44	0.22	0.53	0.26	0.68	0.74	0.63	0.60	0.61
Er	1.78	0.54	1.96	1.27	1.37	0.58	1.60	0.91	1.87	2.22	1.81	1.63	1.65
Tm	0.28	0.08	0.31	0.18	0.19	0.08	0.21	0.13	0.26	0.30	0.23	0.23	0.24
Yb	1.73	0.42	1.91	1.13	1.20	0.70	1.35	0.68	1.65	2.15	1.62	1.35	1.52
Lu	0.24	0.08	0.27	0.17	0.23	0.10	0.22	0.12	0.30	0.31	0.27	0.19	0.23
Hf	0.98	0.45	1.27	0.87	0.83	0.36	0.67	0.57	1.69	1.51	2.43	0.92	2.32
Ta	0.20	0.01	0.08	0.07	0.03	0.01	0.03	0.02	0.12	0.21	0.41	0.09	1.14
Pb	0.97	3.38	2.19	43.43	2.33	0.86	1.63	0.35	3.96	6.28	9.46	2.47	3.60
Th	0.28	0.29	0.44	0.76	0.43	0.04	0.19	0.23	0.75	0.62	2.02	0.47	0.69
U	0.08	0.14	0.24	0.37	0.19	0.02	0.16	0.11	0.41	0.23	0.93	0.93	0.42

Примечание. Номера образцов соответствуют приведенным в табл. 1. Содержание элементов в ppm (г/т).

Перейдем теперь к рассмотрению причин раз-
нообразия состава пород как следствие этого маг-
матизма.

Роль процессов малоглубинной дифференциации

Кристаллизационная дифференциация

По данным [17], определяющим фактором эво-
люции расплавов как шошонитовой, так и калиевой
щелочной серии Срединного хребта является кри-
сталлизационная дифференциация. Анализ диаграмм,
представленных на рис. 7–8, позволяет распростра-
нить это заключение на проявления вулканогенного
комплекса всех рассматриваемых районов. Действи-
тельно, с уменьшением магнезиальности пород на-
блюдается увеличение содержания в породах алюмо-
силикатной составляющей и титанистости, что мо-

жет быть следствием перехода от существенно оли-
виновой субликвидусной ассоциации минералов к
оливин-пироксеновой, пироксен-плаггиоклазовой и
существенно плаггиоклазовой ассоциации (рис. 7).
Как будет показано в дальнейшем, такая направлен-
ность эволюции состава вулканитов подтверждается
анализом изменения некоторых характеристик рас-
плавных включений при переходе от субликвидусно-
го минерала-хозяина оливина к клинопироксену. В
том же направлении наблюдается увеличение содер-
жания в породах калия и других хорошо коррелиру-
ющихся с ним элементов как в вулканическом, так и
в плутоническом комплексах (рис. 8).

Контаминация магм коровым материалом

Присутствие в породах шошонитовой серии
кирганической свиты неравновесных минералов (ор-

Таблица 3. Изотопный состав позднемеловых–раннепалеоценовых магматических пород Центральной Камчатки.

№ образца	Порода	Возраст (млн лет)	Содержание, ppm		Изотопные отношения		Модельный возраст CHUR (млн лет)	$\epsilon_{Nd}(T)$
			Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd (T)$		
Хребет Тумрок								
7042/2	пикробазальт	80	1.958	6.351	0.186404	0.513126±20	-7456	9.63
7072	Рх-Р1 базальт	80	1.400	4.807	0.176069	0.513057±25	-3125	8.38
Хребет Валагинский								
304/82	пикрит	80	1.576	6.232	0.152923	0.512992±7	-1249	7.35
7271	пикрит	80	0.877	3.173	0.167179	0.513075±13	-2291	8.83
Срединный хребет								
4053	высоко Ti базальт	80	3.162	13.589	0.140664	0.512888±18	-689	6.67
Г-97-35	базальт	80	3.727	17.031	0.132297	0.513102±18	-1110	9.71
Г-97-39	базальт	80	2.672	11.416	0.141515	0.513085±19	-1249	9.28
Г-97-40	базальт	80	2.636	9.820	0.162232	0.513064±20	-1911	8.66

Примечание. Номера образцов (кроме 304/82) соответствуют приведенным в табл. 1.

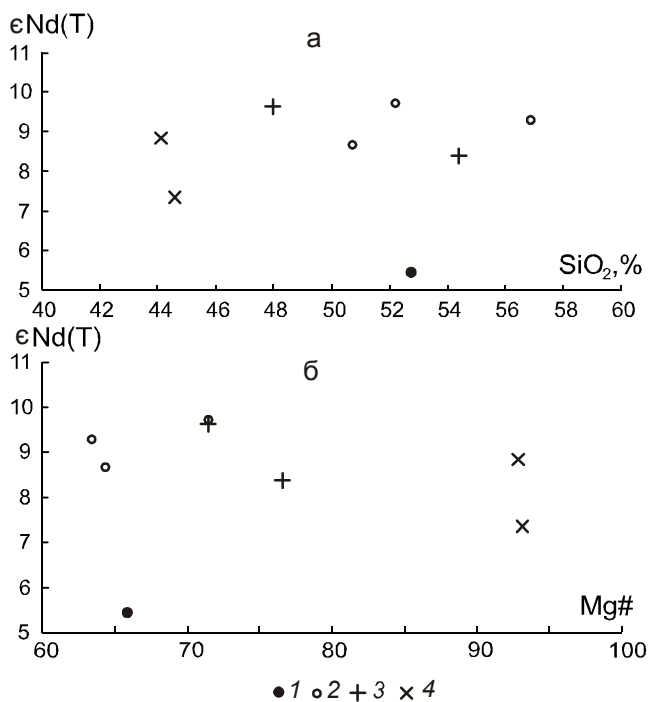


Рис. 9. Соотношение $\epsilon_{Nd}(T)$ – SiO_2 (а) и $\epsilon_{Nd}(T)$ – $Mg\#$ (б).

1–2 – Срединный хребет: 1 – шошонитовая серия (базальт с повышенным содержанием TiO_2), 2 – ирунейская серия, 3 – хребет Тумрок, 4 – Валагинский хребет.

топироксен, хромшпинелиды, гроссуляры) рассматривается [17] как показатель контаминированности исходных расплавов чужеродным материалом на разных уровнях глубинности. Выше уже была рассмотрена иная возможность интерпретации этих данных. Что касается гроссуляров, то подобного типа гранаты были обнаружены в мономинеральных гранатовых жилах в родингитах офиолитовых комплексов Восточной Камчатки [14]. Кроме того, скопления мелких

зерен граната существенно андрадитового состава были обнаружены в гидротермально измененных туфах и связанных с ними карбонатах в верховьях р. Китильгина. Так что этот минерал, скорее всего, имеет метасоматическое происхождение. Процесс контаминации, видимо, не столь существенный, о чем свидетельствуют достаточно низкие Sr-изотопные составы клинопироксенов, а также отсутствие корреляционных связей содержаний изотопов неодима с кремнекислотностью пород.

Мантийные источники

В работе [23] отмечен клиноэнстатит в виде включений в низкокальциевом оливине из тумрокских пикритов. Эти наблюдения согласуются с данными о присутствии ортопироксена в субщелочных базальтах шошонитовой серии, оливинов-узников в клинопироксене из латита и хромшпинелидов ($Cr_2O_3 = 49.5\%$) в трахибазальте и порфириновидном пироксените [17]. Эти минералы чрезвычайно редки в щелочных вулканиках, и поэтому появление их в шошонитовой серии Камчатки рассматривалось как ксеногенная фаза [17]. Нельзя исключить, однако, ту особенность, что этот “бонинитовый” парагенезис может быть реликтовой фазой первичных низкокальциевых бонинитоподобных исходных расплавов, как это предполагается для индикаторного в этом плане клиноэнстатита [23].

В работе [5] содержание MgO в исходных расплавах пикрит-меймечитовой серии оценивается (по рассчитанному составу основной массы) как 9–11 вес. %. Более поздние оценки, полученные исходя из состава расплавных включений в клинопироксенах и оливинах, дали значение содержания этого оксида 16.6–20.3 вес. % для Валагинского хребта и 19.0–23.8 % – для хр. Тумрок [23]. Попробуем подойти к решению этого вопроса на основе геохимических материалов. Диаграмма $Yb_n - Ce_n$ первоначально была

использована [13] для того, чтобы показать отличие щелочно-ультраосновного комплекса от пород абсарокитовой или шошонит-латитовой серий Валагинского хребта. Привлечение большого объема дополнительной информации позволило расширить ее диагностические возможности. Как видно на рис. 10а, базальты изученных районов образуют единый тренд прямой корреляционной зависимости Yb-Ce. Наибольшей “продвинутой” на этом тренде характеризуются точки составов пород Срединного хребта, не содержащих на ликвидусе оливина, наименьшей – составы вулканитов хребта Тумрок и Шаромского мыса (с вкрапленниками оливина и клинопироксена). Меймечит-пикритовая ассоциация образует поле, ориентированное поперек этой последовательности. Здесь намечается самостоятельный тренд возрастания магнезиальности пород с обратной корреляционной зависимостью Yb-Ce. Рассмотрим отдельно базальты хребта Тумрок, для которых есть данные о составе расплавных включений в минералах-вкрапленниках из пикритов (рис. 10б). Точки составов расплавных включений располагаются на том же базальтовом тренде, полностью перекрывая его значения. При этом наиболее “продвинуты” составы тех расплавов, которые равновесны с фенокристами (субликвидусная ассоциация) клинопироксена. Поле составов пород субщелочного плутонического комплекса вытянуто вдоль того же тренда и направлено с одной стороны в сторону накопления в породах оливина (переход к дунитам), а с другой стороны – в сторону преобладания пироксена и плагиоклаза (образование верлитов, пироксенитов и габброидов), как это показано стрелками. Оно существенно сдвинуто по сравнению с полем пород альпинотипных гипербазитов, чем лишней раз подчеркиваются различия в их формационной принадлежности. “Жесткий” минералогический контроль позволяет высказать предположение о том, что весь базальтовый тренд отражает процесс кристаллизационной дифференциации расплавов сначала с отделением оливина, а затем – клинопироксена и плагиоклаза. Это предположение подтверждается также сходной направленностью изменения соответствующих компонентов при фракционной кристаллизации расплавов Скергаардского массива. Тренд обратной корреляции для меймечит-пикритовой ассоциации направлен в сторону поля метасоматически измененных шпинелевых перидотитов из глубинных ксенолитов в базальтах провинции Венето (Италия). Нарастание магнезиальности пород происходит здесь при практически постоянном минералогическом составе. Поэтому можно предположить, что этот тренд связан с различной степенью плавления мантийного источ-

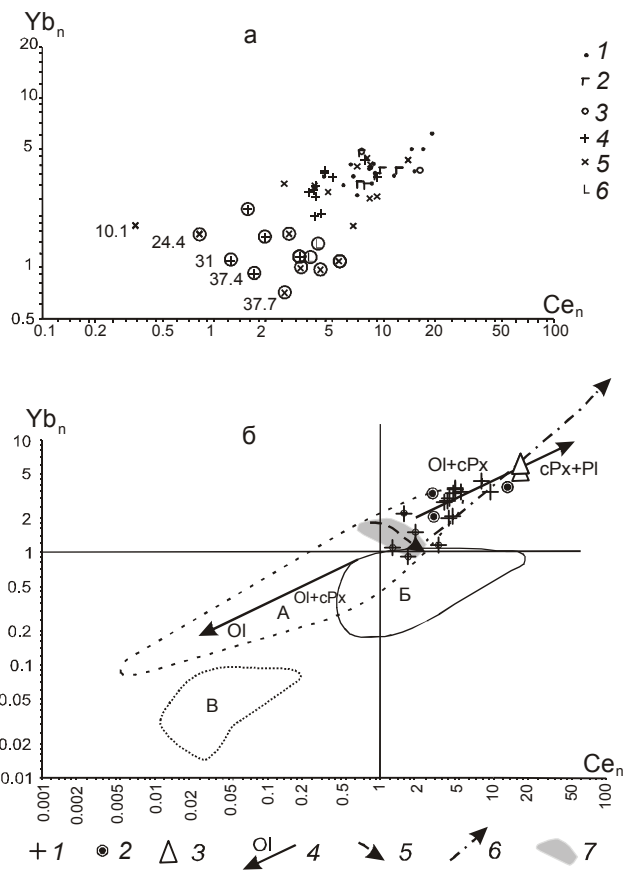


Рис. 10. Диаграмма Yb_n-Ce_n для верхнемеловых-палеоценовых пород Камчатки.

а – данные по всему вулканогенному комплексу, 1–6 – то же, что и на рис. 7. Значки в кружках – меймечит-пикритовая ассоциация соответствующих районов, цифры около значков – содержание MgO (вес. %, безв.).

б – данные по вулканитам хребта Тумрок с дополнительными полями. 1 – валовый состав пород (кресты с точками – меймечит-пикритовая ассоциация), 2–3 расплавные включения в фенокристах оливина (2) и клинопироксена (3). Помимо данных табл. 2 использованы материалы [20, 22]. 4–6 – тренды изменения составов (с накоплением соответствующих минералов) пород плутонического или вулканического комплексов субщелочного ряда (4), возрастания магнезиальности пород меймечит-пикритовой ассоциации (5), эволюции составов пород Скергаардского массива (6), 7 – поле предполагаемых составов родоначальных расплавов для обоих комплексов субщелочного ряда. Поля составов пород: А) плутонических образований субщелочного ряда, Б) Sp-перидотитовых ксенолитов вулканической провинции Венето (Италия), В) массивов альпинотипных гипербазитов (г.г. Попутная, Крыша, см. рис. 3). Использованы данные [19, 22–24] и неопубликованные материалы А.В. Колоскова. Элементы нормированы в соответствии с [25]. В перекрестии – соотношение Yb-Ce в пиролите, по [25].

ника, а необычное накопление легких редкоземельных элементов отражает процесс глубинного метасоматоза, как это предполагается в случае ксенолитов в базанитах Италии или проявлений мел-палеогенового магматизма Срединного хребта при участии сквозьмагматических (трансмагматических) флюидов [9, 19]. Участок с наиболее железистыми составами пород меймечит-пикритовой ассоциации ($MgO=24-37$) в рамках поля "А" на рис. 10б принимается в качестве области возможных составов магм, родоначальных как для вулканического, так и для плутонического комплексов. Судя по составу глубинных включений в туфах меймечитов Камчатки [12], образование этих первичных расплавов происходило в поле стабильности граната.

Роль дополнительного фактора

Не исключая возможность участия бонинитоподобных исходных расплавов в петрогенезисе рассматриваемых вулканических пород, необходимо отметить, что реально подобные составы здесь не известны. Это свидетельствует о том, что влияние дополнительного щелочного фактора сказывается на самых ранних этапах эволюции соответствующих расплавов. Однако следует заметить, что его роль различна в разных регионах и по-разному проявляется при образовании различных серии пород. На фоне повышенной щелочности исходных расплавов (включения лейцита во вкрапленниках пироксена из шонкинит-порфира) наблюдается постепенное возрастание этого компонента в ходе кристаллизационной дифференциации пород. Но в ряде случаев эта картина нарушается либо в результате значительного накопления щелочей (преимущественно калия), либо резким изменением направленности трендов для отдельных элементов. Например, резкое возрастание калиевой щелочности одновременно с повышенным содержанием Rb, Zr Y в лампроитоподобных породах одного их районов Валагинского хребта [13] свидетельствует о локальном участии дополнительного источника – возможно о флюидном обогащении исходных расплавов. Калиевая щелочная серия Срединного хребта более продвинута в ряду кристаллизационной дифференциации, чем шошонитовая серия. По ряду элементов (Ba, Sr, Hf) породы этой серии "выходят за рамки" граничных значений для этих элементов в породах плутонического комплекса. Видимо, здесь проявился в основном механизм щелочного флюидного обогащения. В породах шошонитовой серии Срединного хребта для ряда элементов (Nb, Hf, Zr, Sr, Ti) нарушается тренд последовательного повышения концентраций, связанный с кристаллизационной дифференциацией. Судя по на-

бору элементов, здесь можно предполагать участие дополнительного источника типа флюид-расплав.

Флюидный режим выплавления магм

Родоначальные расплавы, по всей вероятности, были обогащены флюидными компонентами. Об этом свидетельствует уже тот факт, что практически все разновидности пород содержат многочисленные поры и миндалины, нередко заполненные гидротермальными минералами. В расплавных включениях из минералов пикритов отмечаются [23] повышенные концентрации хлора, которые заметно выше, чем для любых известных "примитивных расплавов". При этом концентрации воды в Камчатских ультраосновных расплавах более низкие, чем таковые в бонинитах и островодужных толеитах [23].

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И ПРЕДПОЛАГАЕМЫЙ ЭНДОГЕННЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ–РАННЕПАЛЕОЦЕНОВОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ СУБЩЕЛОЧНОЙ ФОРМАЦИИ КАМЧАТКИ

Практически во всех публикациях, касающихся условий проявления рассматриваемого субщелочного магматизма, говорится об островодужном режиме [5, 15, 18, 20, 23 и др.]. Но при этом во многих работах отмечается "нестандартный характер" этого магматизма. Существуют и другие представления о формировании субщелочного базальтового и щелочно-ультраосновного вулканизма Камчатки в пределах обширного подводного плато на океанизированной континентальной коре [13]. В пользу "островодужной геодинамики" говорят особенности редкоэлементного состава вулкаников: низкие содержания высокозарядных элементов, высокие концентрации крупноионных литофилов, повышенная роль флюидной составляющей в расплавах. Однако сходными особенностями характеризуются проявления вулканизма в иной тектонической обстановке, например, на континентальной окраине.

На Камчатке, слабо проявлена та поперечная зональность, которая обычно является свидетельством "надсубдукционного вулканизма". Известно также, что в островодужных системах породы щелочного ряда распространены ограниченно в тыловых зонах. Здесь же на обширной территории широко представлен довольно однообразный субщелочной вулканизм, слегка варьирующий по содержанию щелочей, магнезиальности пород и других компонентов. При этом он имеет базитовый, а в ряде районов щелочно-ультрабазитовый уклон, что, однако, не характерно для континентальной окраины.

Можно согласиться с представлениями [3] о том, что рассмотренные комплексы магматических пород связаны с некоторой обстановкой переходного периода. Только вопрос в том – переход между какими геодинамическими режимами мы наблюдаем? В указанной работе смена эндогенных режимов рассматривается в рамках процесса развития коры континентального типа за счет океанической окраины. Этому выводу, однако, противоречит наличие блоков континентальной коры в виде участков кристаллических массивов Срединного, Ганальского и Хавывенской возвышенности в окружении более поздних вулканических поясов мафического профиля.

Кажутся более вероятными идеи базификации континентальной земной коры, высказанные в свое время В.В. Белоусовым [2] и развиваемые в работе [13]. Очевидно, к такому переходному периоду и следует относить образование рассмотренных магматических комплексов. К этому следует добавить различие в структурном контроле проявления вулканизма в различных регионах Камчатки. В пределах восточных хребтов магматизм (преимущественно вулканизм) проявился в относительно стационарной обстановке жестких структур и рифтогенеза. В Срединном хребте в это время существовала нестационарная обстановка складкообразующих и разрывных (надвиговых?) дислокаций, способствовавшая образованию системы промежуточных очагов (большое количество довольно крупных интрузивных массивов) и проявлению магматизма как в вулканической, так и в плутонической форме. Этим и объясняются наиболее существенные различия в составе продуктов вулканизма – большая его “продвинутость” в ходе дифференциации на разных уровнях литосферы в районе Срединного хребта и меньшая степень дифференцированности (близость к составу первичных расплавов) на Восточной Камчатке.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализ новых аналитических материалов совместно с уже опубликованными данными по вулканитам, а также плутоническим образованиям близкого состава и возраста позволил установить, что рассмотренные базальтоиды относятся к субщелочной базальт-трахиандезибазальтовой серии с отклонением в сторону меймечит-пикритовой ассоциации пород.

2. Наблюдаемая геохимическая зональность имеет сложный характер. В последовательности перехода хребты Валагинский – Тумрок – Срединный щелочность пород возрастает, одновременно увеличивается концентрация рубидия, а содержания высокозарядных и радиоактивных элементов сначала уменьшаются, а затем возрастают.

3. В координатах $Yb_n - Ce_n$ установлено наличие двух трендов: положительного, который охватывает большинство составов вулканических и плутонических пород, и отрицательного – для меймечит-пикритовой ассоциации. Первый тренд отражает направленность эволюции пород в ходе их кристаллизационной дифференциации, второй иллюстрирует разную степень плавления исходного субстрата и участие процессов глубинного щелочного метасоматоза.

4. Состав исходных расплавов определялся влиянием двух факторов: выплавлением из деплетированного по изотопному составу Nd и Sr и содержанию таких элементов, как Ti, Ta и Nb, но обогащением Ba, Sr, Rb, Zr, Y мантийного субстрата и дополнительным привнесом глубинными расплавами и флюидами легких P3Э, Ti, Nb, Ta, K, Hf, Zr, Sr, P.

5. Наблюдаемое разнообразие составов пород как вулканического, так и плутонического комплексов связано в основном с процессами кристаллизационной дифференциации, мантийные расплавы не были контаминированы коровым материалом.

6. Определенные различия в составе вулканитов восточных хребтов и Срединного хребта Камчатки, с одной стороны, вызваны разной продвинутостью процесса магматической дифференциации (роль промежуточных очагов для магматизма Центральной Камчатки), а с другой стороны, влиянием “добавочного” компонента, который во многом определяет геохимическую специфику шошонитовой серии кирганинской свиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект N06-05-64195, грантов ДВО РАН 06-III-A-08-328 и 06-I-PI17-074, программы ОНЗ N6 и фонда содействия отечественной науке.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадрединов З.Б., Чубаров В.М., Афанасьева Т.Б. Калиевый метасоматоз в основных эффузивах офиолитового комплекса Валагинского хребта Камчатки // Докл. АН. СССР. 1981. Т. 257, № 2. С. 458–462.
2. Белоусов В.В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982. 150 с.
3. Геология и полезные ископаемые России / Ред. В.К. Ротман). Т. 5. Арктические и дальневосточные моря. Кн. 2. Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2005. 303 с.
4. Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Цуканов Н.В. Тектонические покровы северной части Валагинского хребта // Тихоокеан. геология. 1989. № 3. С. 62–71.
5. Зинкевич В.П., Данюшевский Л.В., Каменецкий В.С. и др. Геология и петрохимия вулканических пород Тумрокского выступа (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 84–98.
6. Колосков А.В., Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. и др. Кали-

- евые вулканы Центральной Камчатки в составе верхне-меловой-палеогеновой Курило-Камчатской щелочной провинции // Петрология. 1999. Т. 7, № 5. С. 559–576.
7. Колосков А.В., Флеров Г.Б., Голубев В.Н. Изотопный состав Sr и Nd клинопироксенов из поздне-меловых-палеогеновых щелочных магматических пород Центральной Камчатки (первые данные) // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 1. С. 85–88.
 8. Марковский Б. А., Ротман В.К. О геосинклинальных меймечитах Камчатки // Докл. АН СССР. 1971. Т. 196, № 3. С. 675–678.
 9. Марковский Б. А., Ротман В. К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981. 247 с.
 10. Пузанков Ю.М., Волынец О.Н., Селиверстов В.Н. Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки // Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1990. Вып. 390. 259 с.
 11. Селиверстов В.А. Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: ИФЗ АН СССР, 1978. С. 177–239.
 12. Селиверстов В.А., Колосков А.В., Лапутина И.П. и др. Первые данные о составе минералов глубинных включений в меймечитах Камчатки // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278, № 4. С. 949–952.
 13. Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М. Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Валагинского хребта, Восточная Камчатка // Петрология. 1994. Т. 2, № 2. С. 197–213.
 14. Селиверстов В.А., Осипенко А.Б. Петрология родингитов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 1999. 154 с.
 15. Федоров П.И., Дубик Ф.Ю. Поздне-меловая шощонитовая ассоциация Центральной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 7. С. 30–39.
 16. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 145 с.
 17. Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. Минералогия и петрология поздне-меловых-палеогеновых калиевых вулканитов Центральной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 3–21.
 18. Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г. Геохимия поздне-меловых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология. 2001. Т. 9 (2). С. 189–208.
 19. Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. Мел-палеогеновый магматизм Срединного хребта Камчатки: проблема источников магм // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 83–96.
 20. Цуканов Н.В., Сколотнев С.Г., Коваленко Д.В. Новые данные о составе островодужных вулканитов Восточных хребтов Камчатки // Докл. РАН. 2008. Т. 418, № 3. С. 372–377.
 21. Эрлих Э.Н., Шанцер А.Е., Кутыев Ф.Ш. Меймечиты Восточной Камчатки // Изв. АН СССР, Сер. геол. 1971. № 2. С. 3–9.
 22. Gasperini D., Bosch D., Braga R. et al. Ultramafic xenoliths from the Veneto Volcanic Province (Italy): Petrological and geochemical evidence for multiple metasomatism of the SE Alps mantle lithosphere // Geochemical Journal. 2006. V. 40. P. 377–404.
 23. Kamenetsky V.S., Sobolev A.V., Joron J.-L., Semet M.P. Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanics from Eastern Kamchatka // J. Petrology. 1995. V. 36, N 3. P. 637–661.
 24. McBirney A.R. The Skaergaard Layered Series. Part VI. Excluded Trace Elements // J. Petrol. 2002. V. 43, N 3. P. 535–556.
 25. McDonough W.F., Sun S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.

Рекомендована к печати В.Г. Сахно

V.A. Koloskov, G.B. Flerov, D.V. Kovalenko

Late Cretaceous – Paleocene magmatic complexes of Central Kamchatka: geologic position and features of matter composition

A comparative analysis was made of the data on Late Cretaceous-Paleocene volcanism of four areas of Kamchatka: Prav. Tolbachik – Lev. Shchapina – Adrianovka rivers interfluvium (northern Tumrok Ridge), the area south of the Ipuin River – Mt Hrebtovaya (northern Valaginsky Ridge), the area of Mt Savulch (Kitilgina River upper reaches, northern Valaginsky Ridge), and: Kirganik – Lev. Kolpakova rivers interfluvium (Sredinnyy Ridge). New data on petrochemical, geochemical and isotopic composition of volcanic rocks from these areas are offered. The analysis of these materials together with the already published data on volcanics and also on plutonic rocks of close composition and age made it possible to establish the following: 1) the basaltoids under study are referred to the trachyandesite series with transition to the maymechite-picrite rock association, 2) in the rocks of the Valaginsky – Tumrok – Sredinnyy ridges alkali content increases with simultaneous increase in Rb concentration; the contents of highly charged and radioactive elements first drop and then grow. In the coordinates Yb_n - Ce_n the presence of two trends is established: positive, which embraces the majority of volcanic and plutonic rocks; and negative, peculiar to the maymechite-picrite association. The former trend reflects rock evolution during crystallization differentiation; and the latter, a different degree of melting of initial substrate. Possible reconstructions of geodynamic conditions of volcanism manifestation are discussed.

Key words: volcanics, maymechite, picrite, basalt, petrochemistry, geochemistry, isotopy, Kamchatka Peninsula.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСОВ

*Н.П. Романовский¹, Ю.Ф. Малышев¹, М.В. Горошко¹, В.Г. Гурович¹,
М.И. Копылов²*

¹*Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

²*Федеральное государственное унитарное предприятие “Дальгеология”, г. Хабаровск*

Поступила в редакцию 5 сентября 2008 г.

Обобщены материалы по мезозойским гранитоидам области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов и смежных платформ. Составлены карты размещения массивов, экстенсивности гранитоидного магматизма, проявлений мезозойских плюмов и рельефа поверхности астеносферы. На карты нанесено положение крупных рудных месторождений. Построен график размещения этих месторождений в координатах мощности земной коры и литосферы. Проведена оценка залегания на глубине возможных источников рудного вещества крупных и сверхкрупных месторождений: золота, олова, полиметаллов, молибдена, вольфрама, урана. Определены площади, перспективные на обнаружение крупных месторождений.

Ключевые слова: мезозойские гранитоиды, плюмы, сквозьлитосферные разломы, крупные месторождения, Восток Азии.

ВВЕДЕНИЕ

На рассматриваемой территории Восточной Азии широко, но неравномерно распространены мезозойские гранитоиды. Среди них значительное место занимают гранитоиды типа А, что свидетельствует об интенсивности проявления анорогенных процессов [10, 33, 43]. Месторождения полезных ископаемых мезозойского возраста также доминируют в регионе и распределены по всей площади. Разнообразие мезозойского магматизма осложняет прогнозирование крупных месторождений, с ним связанных, и требует определения подходов к изучению этой проблемы. Следует учитывать особенности глубинного строения региона и наличие региональных гравитационных минимумов, многие из которых отражают размещение гранитоидного магматизма в мезозое [33]. Выделение геодинамических обстановок формирования мезозойских гранитоидов остается приоритетным при решении поставленной задачи вместе с изучением особенностей их размещения в регионе.

Учитывая сказанное, ходе исследований установлено тектоническое положение ареалов и поясов

мезозойских гранитоидов, геодинамические обстановки их формирования и особенности глубинного строения, составлена схема экстенсивности размещения гранитоидов, определено положение крупных месторождений относительно ареалов мезозойского магматизма. В итоге высказаны предложения по прогнозу площадей, перспективных на обнаружение этих месторождений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования начаты составлением карты размещения массивов мезозойских гранитоидов области сочленения Центрально-Азиатского и Сихотэ-Алинского складчатых поясов и смежных платформ.

Тектонической основой служили карты масштабов 1:1 500 000 – 1:15 000 000, охватывающие юго-восток Сибирской, Северо-Китайскую и северо-восток Янцзы платформ, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Монголо-Охотский и Сихотэ-Алинский мезозойские орогенные пояса [2, 3, 16, 17, 47]. Полученные данные отображены на рис.1.

Построена схема экстенсивности распределения мезозойских гранитоидов на площади (рис.2).

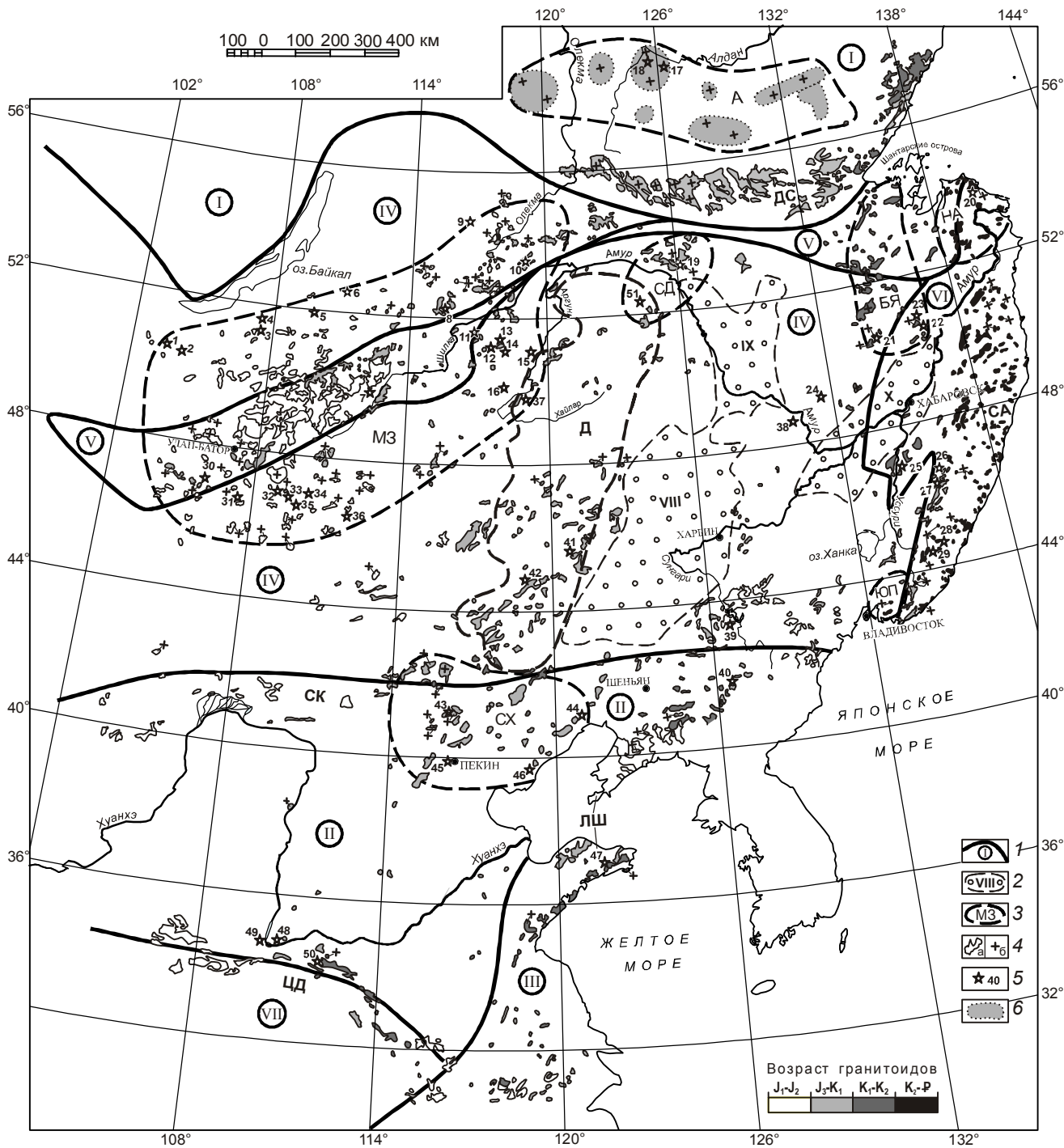


Рис. 1. Мезозойские гранитоиды области сочленения Центрально-Азиатского и Сихотэ-Алинского поясов и смежных платформ.

I – тектонические элементы (цифры в кружках): платформы: I – Сибирская, II – Северо-Китайская, III – Янцзы; орогенные пояса: IV – Центрально-Азиатский, V – Монголо-Охотский, VI – Сихотэ-Алинский, VII – Циньлин-Дабэ-шаньский; 2 – осадочные бассейны: VIII – Сунляо, IX – Амуру-Зейский, X – Среднеамурский; 3 – ареалы и пояса гранитоидов: M3 – Монголо-Забайкальский, А – Алданский, CD – Северо-Дахинганский, BJ – Баджало-Ямалинский, NA – Нижнеамурский, SX – Северо-Хэбэйский, YUP – Южно-Приморский, DS – Джугджуро-Становой, Д – Дахинганский, SA – Сихотэ-Алинский, SK – Северо-Китайский, CD – Циньлин-Дабэшаньский, ЛШ – Ляодун-Шаньдунский; 4 – массивы гранитоидов: а – известково-щелочных, б – щелочных и субщелочных; 5 – крупные рудные месторождения и их номера в таблице; 6 – узлы интрузивов центрального типа.

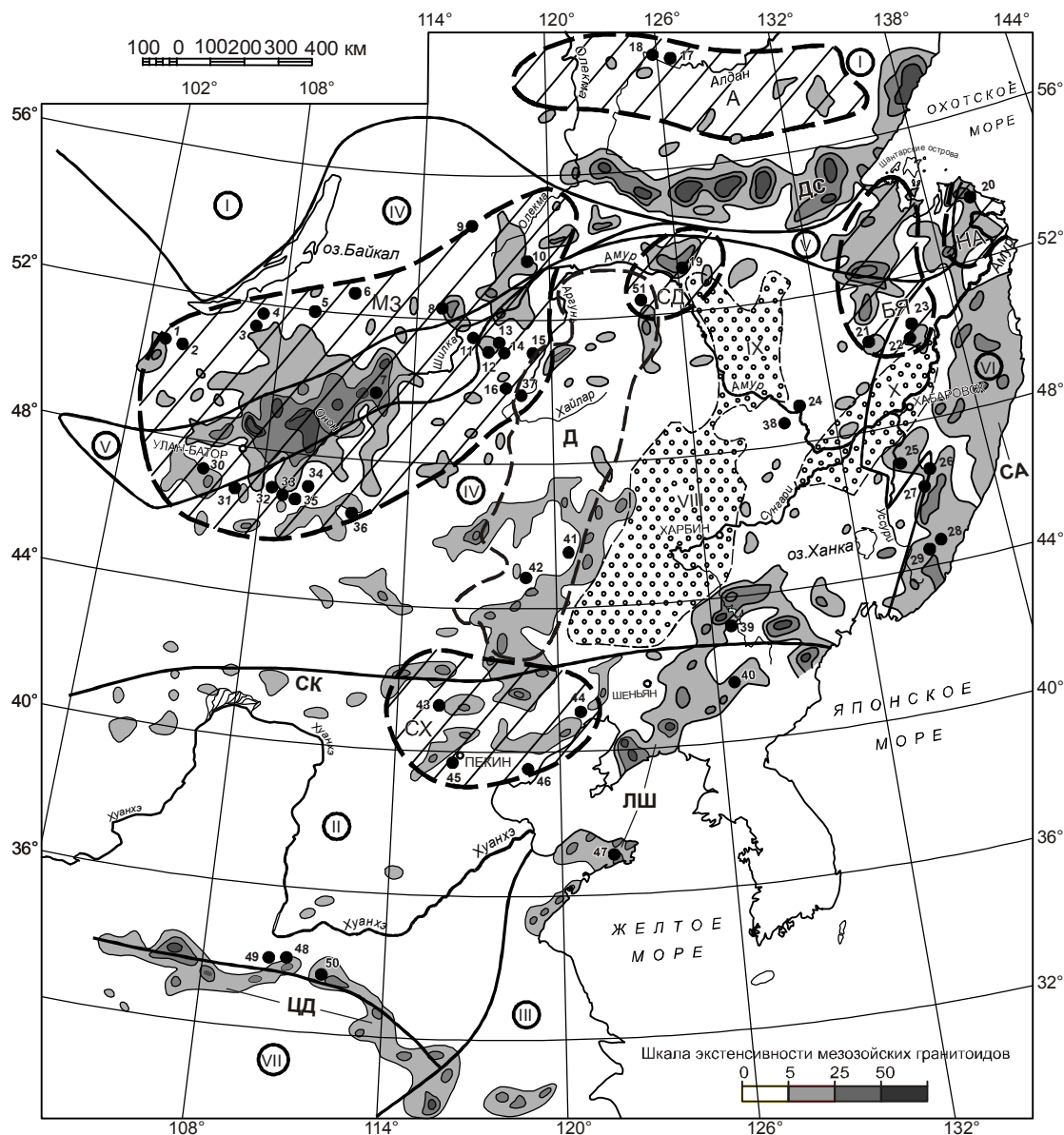


Рис. 2. Положение крупных месторождений относительно аномалий экстенсивности мезозойского гранитоидного магматизма.

Остальные обозначения на рис. 1.

Составление схемы экстенсивности распределения осуществлялось по средним значениям параметра экстенсивности в центрах около 3 тысяч элементарных ячеек (30' по долготе и 20' по широте) с сечением изолиний 5, 25 и 50%. Ограничительная изолиния 5% означает, что в пределах выделяемых аномалий кроме интрузий находятся и любые другие породы, а за ее пределами, т.е. вне контура аномалии могут оказаться отдельные мелкие тела гранитоидов, представленные штоками, дайками и т.п.

Использование этих карт позволило наметить положение изометричных и линейных структур, кон-

тролирующих массивы мезозойских гранитоидов. Выделены мегаареалы и ареалы внутриплитного магматизма и вулcano-плутонические пояса. Для каждой такой структуры приводится характеристика гравитационного и магнитного полей и основные черты глубинного строения.

Распространенность гранитоидов щелочного и субщелочного ряда способствовала выделению структур мантийного типа как источников формирования мезозойских гранитоидов и сопутствующего эндогенного оруденения. Положение плюмов сопоставлялось с рельефом кровли астеносферы (рис. 3).

На указанные карты было вынесено 51 крупное месторождение золота, олова, молибдена, урана, вольфрама и полиметаллов.

Определение положения крупных месторождений в координатах мощности земной коры и литосферы позволило установить преимущественный уровень глубинности их источников (табл., рис. 4)

Анализ полученных данных позволил определить основные закономерности размещения и геодинамические обстановки формирования мезозойских гранитоидов и связанных с ними крупных рудных месторождений и высказать рекомендации по дальнейшему поиску перспективных объектов на юге Дальнего Востока России.

С целью изучения особенностей размещения мезозойских гранитоидов на карте вынесены массивы следующих возрастных интервалов: ранняя–средняя юра, поздняя юра–ранний мел, ранний мел–поздний мел, поздний мел–палеоген. По характеру распределения они подразделяются на мегаареалы, пояса, ареалы и группы массивов, расположенные в узлах пересечения разломов (рис. 1).

Выделено два мегаареала: Монголо-Забайкальский и Алданский. К поясам отнесены Дахинганский, Джугджуро-Становой, Сихотэ-Алинский, Ляодун-Шаньдунский, Северо-Китайский, Циньлин-Дабэ-шаньский. Ареалы часто располагаются в торцовой части поясов: Северо-Дахинганский, Северо-Хэбэйский, Нижнеамурский, Южно-Приморский, кроме Баджало-Ямалинского. Магматизм в узлах пересечения разломов распространен в Алданском мегаареале.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КРУПНЫХ МЕЗОЗОЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Крупные и сверхкрупные месторождения лито- и халькофильных элементов области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского орогенных поясов выявлены в Монголо-Забайкальском, Алданском мегаареалах, Северо-Дахинганском, Северо-Хэбэйском, Баджало-Ямалинском, Нижнеамурском ареалах мезозойского магматизма и в Дахинганском, Сихотэ-Алинском, Ляодун-Шаньдунском, Циньлин-Дабэшаньском вулcano-плутонических поясах (табл.).

Крупные и сверхкрупные мезозойские месторождения Забайкалья, Восточной Монголии и, частично, Северо-Западного Китая локализируются в подавляющем большинстве в Монголо-Забайкальском мегаареале (рис. 1, 2) интенсивного мезозойского магматизма [4, 6, 21, 35]. Для юрского отрезка позднемезозойского этапа характерно формирование многочисленных оловянных, олово-вольфрамовых, реже молиб-

деновых, бериллиевых, тантал-ниобиевых месторождений, отнесенных к грейзеново-жильным формациям в связи с лейкогранитовыми ассоциациями ранне-среднеюрского и позднеюрского возраста, а также сложных по составу свинцово-цинковых, золоторудных, молибденовых месторождений в связи с гранодиорит-гранитной формацией поздней юры. В меловое время в тесной пространственной, структурной и парагенетической связи с наземными вулканическими формациями возникли месторождения флюорита, золота, вольфрама и урана.

Наибольшее практическое значение имеют грейзеновые и кварцево-жильные месторождения олова, вольфрама, молибдена в лейкогранитах ранней-средней юры, среди которых известен ряд крупных месторождений: Цаган-Даба (W), Джанхивлан (W), Туменцогт (W), Ундур-Цаган (Sn, W), Хучжихан (Sn, W), Баин Мод (Sn, W), Цаган-Хулут (W, Mo) в Монголии; Джидинское (Mo, W, Au), Жарчихинское (Mo), Северо-Тангийское (Mo), Хапчеранга (Sn, Au, Pb), Ореkitканское (Mo) в Забайкалье. Главными рудными минералами месторождений являются касситерит, вольфрамит, молибденит, сподумен, лепидолит, берилл, танталит, иногда в заметных количествах встречаются пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, марказит и другие сульфиды. Полиметаллические месторождения встречаются в Шерловогорском и Хапчерангском районах.

Месторождения в связи с юрской гранит-лейкогранитовой формацией размещаются в куполообразных выступах гранитных массивов или в их кровле, представленной метаморфизованными сланцами. Цепочки рудоносных интрузий располагаются, как правило, вдоль продольных по отношению к генеральным структурам региона северо-восточных тектонических зон. Наиболее отчетливо проявляется роль магматического фактора, влияющего на масштабы месторождений. Это размеры интрузивных тел, степень их дифференцированности и особенности прототектоники.

Крупные месторождения, связанные с позднеюрским умеренно кислым магматизмом, на территории Монголии отсутствуют. В Забайкалье с ним связаны масштабные концентрации руд золота, молибдена и полиметаллов, а в северо-западном Китае – меднопорфировое месторождение Угэнту. Месторождения характеризуются значительным морфологическим разнообразием. Наиболее широко развиты рудные поля с преобладанием оруденения жильного типа (Дарасун) и месторождения со сложными метасоматическими телами (значительная часть полиметаллических объектов Приаргуны: Нерчинское, Аленьское, Бугдаинское и др.). Околорудные и рудосо-

проводящие изменения представлены калишпатизацией, березитизацией, в карбонатных – доломитизацией, иногда дорудным скарнированием. Главными рудными минералами являются галенит, сфалерит, блеклые руды, иногда сульфостибниты свинца, молибдена, арсенопирит, золото. Менее характерны магнетит и гематит. Главные жильные минералы: кварц, турмалин, анкерит, доломит, кальцит, серицит, очень редко флюорит.

Меднопорфировое месторождение Угэнуту расположено в тектонической зоне вдоль герцинского складчатого пояса, в которой проявлен мезозойский интрузивный магматизм.

Основное рудоконтролирующее значение для месторождений в связи с умеренно кислым магматизмом имеют структурно-тектонические, магматические и литологические факторы. Главнейшие из них – специфика состава, степень дифференциации магматических образований в сочетании с разломами, определяющими положение узлов магматизма.

Часть крупных мезозойских золоторудных месторождений (Балей) не обнаруживает видимой связи с мезозойским магматизмом, поскольку в пределах их рудных полей мезозойские магматические образования зачастую отсутствуют. Оруденение в них размещается в жилах и минерализованных зонах дробления среди магматических и метаморфических пород домезозойского фундамента или в меловых осадках. Ведущими рудными минералами являются золото, ферберит, шеелит, антимонит, киноварь, в подчиненном количестве отмечаются сульфосоли серебра, блеклые руды, гессит. Околорудные изменения представлены аргиллизацией. Главное значение в локализации руд имеют протяженные зоны дробления восток-северо-восточного простирания и поперечные северо-западные нарушения, а также узлы их пересечения.

Сверхкрупное Стрельцовское жильно-штокерковое урановое месторождение [4] обнаруживает отчетливую связь с наземными вулканитами Толукуевской вулcano-тектонической структуры (кальдеры) площадью 150 км² на Аргуно-Мамыньском массиве (микроконтиненте), в его краевой части. В Стрельцовском рудном поле широко проявились разновозрастные метасоматические новообразования – калишпатиты, альбититы, скарны, грейзены палеозоя и кварц-карбонат-гидрослюдистые, кварц-карбонат-серицитовые, кварц-каолиновые аргиллизиты, метасоматиты цеолит-сметитового состава мезозоя. Общий размах развития оруденения по вертикали – до 1500 м, некоторые рудные тела локализованы в гранит-метаморфическом фундаменте (Антей, Аргунс-

кое). Рудные тела имеют разную морфологию: лентообразные пластовые залежи, жилы, жильные системы и штокерки. Урановая минерализация представлена настураном, реже гидронастураном, коффинитом, уранинитом, урановыми чернями и браннеритом. Для руд характерно присутствие молибденита, иордизита, фемолита, галенита, сфалерита, а также значительных количеств флюорита. Радиологический возраст оруденения – 140±5 млн лет (граница юры–мела).

Алданский мегаареал щелочноземельного и щелочного магматизма в Центральноалданском районе Алдано-Станового щита вмещает сверхкрупные рудные месторождения: Южное золото-урановое (Эльконский рудный район) и Куранахское золоторудное. Важным элементом мезозойского этапа геологического развития района является формирование крупных крутопадающих и пологих разрывных структур, контролировавших внедрение многофазных магматических тел, и связанных с ними очагов мощных рудообразующих процессов.

Эльконский тип золото- и молибденосодержащих браннеритовых руд [8] проявлен на 23 разведанных месторождениях. Протяженные рудоносные структуры пересекают весь район и в его восточной части далеко выходят за пределы развития мезозойских интрузий. Наиболее крупным месторождением является зона Южная, рудные тела которой прослежены на 20 км.

Урановые руды месторождений этого района тесно ассоциируют с калиевыми золотоносными метасоматитами. Руды бедные и рядовые, но повсеместно содержат примеси золота (в среднем 1 г/т) и переменные содержания молибдена.

Куранахское золоторудное месторождение [20] расположено в поле интенсивного развития мезозойских интрузий и локализуется в карбонатных породах венд-кембрийского плитного комплекса. Представлено гипергенно-переотложенными карстовыми промышленными рудами, уникальными по запасам золота и своеобразию морфогенетических особенностей. Вторичные гипергенные руды изредка содержат реликтовые глыбы первичных неокисленных богатых урансодержащих золотых руд. Карстовые руды этого типа являются основным объектом добычи золота в районе.

В Северо-Хэбэйском ареале интрузивных пород расположены крупные месторождения Цайцзяинцзы (Zn, Pb, Ag), Янцзячжанцзы (Mo), Дунпин (Au) и Цзиньчангю (Au) [21, 48]. Вмещающими крупными и сверхкрупными месторождения структурами являются глубинные разломы в мезозойских вулканогенных

Таблица. Характеристика крупных месторождений мезозоя юго-востока России, Монголии, Северо-Восточного и Восточного Китая.

№ п/п	Наименование месторождения	Оруденение		Возраст		Тип оруденения	Мощность (км)	
		ведущие металлы	сопутствующие	вмещающих пород	оруденения		земной коры	литосферы
1	2	3	4	5	6	7	8	9
I. Юго-Восток России								
1	Джидинское	W	Mo, Au	граниты юры	поздний мезозой	грейзеновый	42–43	50–60
2	Булуктаевское	W	Pb, Zn	-/-	-/-	-/-	42–43	50–60
3	Северо-Тангийское	Mo		-/-	-/-	-/-	38–40	60–80
4	Жарчихинское	Mo		-/-	-/-	-/-	38–40	60–80
5	Кижингинское	Be, Zr	U	раннемеловые эффузивы	-/-	гидротермальный жильный	41–42	120–130
6	Эгитинское	F	U	раннепалеозойские граниты	-/-	-/-	40–42	120–130
7	Хапчеранга	Sn	Au, Pb	граниты юры	-/-	грейзеновый	43–45	80–90
8	Дарасунское	Au		Метаморфические породы	-/-	гидротермальный жильный	42–43	130–140
9	Ореkitканское	Mo		-/-	-/-	-/-	44–45	100–120
10	Ключевское	Au	Mo	Позднемезозойские гранодиориты	-/-	-/-	42–43	150–160
11	Балеевское	Au		мезозойские осадочные отложения	-/-	гидротермальный жильный	42–43	150–160
12	Бугдаинское	Mo	Pb, Zn	граниты юры	-/-	-/-	42–43	150–160
13	Шахтаминское	Au	Mo	гранодиориты юры	-/-	-/-	42–43	150–160
14	Аленуйское	Pb, Zn	Sn, Zr	граниты юры	-/-	-/-	42–43	150–160
15	Нерчинское	Pb, Zn	F, Mo	-/-	-/-	-/-	42–43	120–130
16	Стрельцовское	U	Mo, F	вулканиты MZ	-/-	гидротермальный жильный	42–43	140–150
17	Эльконское	U	Mo, Au	архей	-/-	-/-	44–45	130–150
18	Куранахское	Au		венд-PZ	-/-	гипергенный переотложенный	44–45	130–150
19	Покровское	Au	Ag	граниты MZ	-/-	гидротермальный жильный	40–42	80–100
20	Многовершинное	Au	Ag	-/-	-/-	-/-	28–30	120–130
21	Правоурмийское	Sn		-/-	-/-	грейзеновый	33–35	80–100
22	Перевальное	Sn	Cu, Pb, Zn	вулканиты MZ	-/-	гидротермальный жильный	34–36	70–90
23	Фестивальное	Sn	Cu	-/-	-/-	-/-	34–36	80–90
24	Хинганское	Sn		-/-	-/-	-/-	36–38	110–120
25	Лермонтовское	W	Cu, Zn	пермь	-/-	скарновый	34–35	130–140

Примечание. Составлено по материалам [5, 22–26, 34, 37, 44, 47, 48].

Таблица. (Окончание).

1	2	3	4	5	6	7	8	9
26	Восток-2	W	Au, Ag	пермь, триас	поздний мезозой	-//-	36–38	130–140
27	Тигриное	Sn	Mo, W	граниты MZ	-//-	грейзеновый	36–38	80–100
28	Николаевское	Pb, Zn		триас	-//-	скарновый	38–40	100–110
29	Дубровское	Sn		мезозой	-//-	гидротермальный жильный	38–40	100–110
II. Монголия								
30	Цаган-Даба	W		юрские гранитоиды	поздний мезозой	грейзеновый	44–45	90–100
31	Джанхивлан	Sn		-//-	-//-	-//-	44–45	100–120
32	Баин-Мод	Sn		-//-	-//-	-//-	45–46	70–80
33	Хучжихан	Sn		-//-	-//-	-//-	46–47	70–80
34	Ундур-Цаган	W		-//-	-//-	гидротермальный жильный	46–47	80–90
35	Цаган-Хулут	Mo		юрские гранитоиды	-//-	грейзеновый	46–47	70–80
36	Тумен-Цогт	W		-//-	-//-	-//-	44–45	120–130
III. Северо-Восточный и Восточный Китай								
37	Угэнту	Cu	Mo	мезозой	поздний мезозой	порфировый	40–42	150–160
38	Туанцзегоу	Au		-//-	-//-	-//-	32–34	130–140
39	Дабэйшань	Mo		девон, мезозойские гранитоиды	-//-	-//-	32–34	100–110
40	Цзяпигоу	Au		архей	-//-	гидротермальный жильный	32–34	80–100
41	Баянь-Нур	Pb, Zn		пермь-юра	ранний мел	скарновый	36–38	130–140
42	Хуанган	Fe	Mo	юра-мел	-//-	-//-	35–37	80–100
43	Цайцзяинцзы	Zn, Pb	Ag	поздний MZ	поздний мезозой	гидротермальный жильный	39–41	100–110
44	Янцзяджанцзы	Mo		ордовик, мезозойские гранитоиды	-//-	скарновый	30–32	60–70
45	Дунпин	Au		мезозойские гранитоиды	-//-	гидротермальный жильный	33–35	70–90
46	Цзиньчангю	Au		архей	-//-	-//-	30–32	70–90
47	Чжаоюань	Au		архей, мезозойские гранитоиды	-//-	-//-	32–34	80–100
48	Веньюй	Au		архей	-//-	-//-	36–38	80–90
49	Дзиньдуйчэн	Mo	Cu	протерозой, мезозойские гранитоиды	-//-	порфировый	38–40	80–90
50	Нанниху	Mo	W	-//-	-//-	-//-	36–37	80–90
51	Гулику	Au, Ag		докембрий, вулканиты MZ	-//-	гидротермальный жильный	38–40	140–160

образованиях, архейских метаморфитах, континентальных осадочных депрессиях и скарнированных известняках протерозоя–ордовика.

Скарновое молибденовое месторождение Янцзянчанцзы расположено в экзоконтакте массива крупнозернистых и примыкающему к нему штока мелкозернистых порфиroidных гранитов. Скарны развиваются как непосредственно в известняках протерозоя и кембрия–ордовика на контакте с гранитами, так и вдоль отдельных пластов карбонатных пород. Длина рудных залежей – 300–800 м, мощность – 3–10 м, на глубину они прослеживаются на 250–300 м от дневной поверхности. Кроме молибденита, в рудах присутствуют сульфиды железа, меди, олова и полиметаллов.

Жильные месторождения Дунпин, Цзиньчангю и Цайцзяинцзы локализуются в схожих структурных обстановках. Они располагаются в зонах разломов краевой части Северо-Китайской платформы и не обнаруживают видимых связей с гранитоидами.

В Северо-Дахинганском ареале мезозойского магматизма локализуются крупные золоторудные месторождения Покровское и Гулику [24, 25, 48].

Крупное Покровское золоторудное месторождение расположено в меловых гранитоидах Сергеевского массива Умлекано-Огоджинского вулканоплутонического пояса. Массив сложен кварцевыми монцититами, гранодиоритами и гранитами с натровым типом щелочности. Абсолютный возраст гранитоидов – 117–139 млн лет. Пластообразные рудные зоны располагаются в апикальной части Сергеевского массива и залегают горизонтально. Сверху рудные зоны экранируются покровными вулканитами и маломощными силлами дацитов, а снизу – силлом дацитов и риодацитов. Обычная мощность рудных зон – 30–50 м, иногда до 70–80 м. Мощности рудных тел в пределах рудных зон – 8–9 м, содержания золота – 7–8 г/т. Они на 97–98 % состоят из кварца. В незначительных количествах присутствуют адуляр, гидрослюды и карбонаты. Рудные минералы: золото, пирит, марказит, халькопирит, арсенопирит, редко галенит, сфалерит, антимонит, аргентит, полибазит, теннантит и др.

В отличие от Покровского месторождения, на месторождении Гулику обнаружены пластообразные золоторудные тела как в вулканитах, так и в докембрийском метаморфическом фундаменте.

В Баджало-Ямалинском ареале мезозойского магматизма расположены крупные Фестивальное, Перевальное и Правоурмийское месторождения [24, 31].

На месторождении Фестивальном рудоносными являются жилоподобные тела кварц-турмалиновых и турмалиновых метасоматитов. Вмещающими породами являются верхней части рудных тел нижнемеловые туфы риолитов, туфоконгломераты и туфопесчаники, внизу – флишеподобные образования юры. Падение рудных зон крутое (70–88°), восточное. На месторождении контрастно проявлена вертикальная зональность со сменой вверх по разрезу оловянных руд медно-оловянными. Наиболее мощные рудные тела тяготеют к зоне несогласия между нижнемеловой толщей и юрой.

Месторождение Перевальное локализуется в поле распространения верхнемеловых эффузивов среднего состава, выполняющих широкую Амутскую мульду. Интрузивные породы слагают дайки и небольшие штоки диоритов и габбродиоритов. Рудовмещающими являются кварц-турмалиновые жилы в ореолах кварц-серицитовых изменений. Оловянное оруденение представлено касситеритом, сопровождающая минерализация – сульфиды свинца, цинка и меди. Отчетливо проявлена вертикальная зональность руд, выражающаяся в смене вверх по восстанию существенно оловянных руд полиметаллическими.

Крупное Правоурмийское гидротермальное оловорудное месторождение расположено в Баджальской вулканоплутонической зоне [31]. Месторождение приурочено к зоне смятия в висячем контакте мощной субширотной дайки гранит-порфиров протяженностью более 9 км и мощностью от 40–50 м до 250–300 м. Оно представляет собой непрерывную узкую (4.4–17.2 м) и протяженную по простиранию и падению ленту метасоматических образований, сложенных оловоносными топаз-кварцевыми метасоматитами и высокотемпературными кварц-турмалиновыми жилами и прожилками. Оловянная минерализация представлена касситеритом.

В Нижнеамурском ареале расположено Многовершинное золоторудное месторождение [24, 26]. Площадь рудного поля месторождения сложена терригенно-флишеидными породами верхней юры, несогласно перекрытыми толщей эффузивно-пирокластических пород андезитового ряда и прорванными щелочными и субщелочными гипабиссальными гранитоидами, малыми интрузивными телами палеогенового возраста умеренно кислого состава, дайками базальтов, диоритов и гранодиоритов. Многовершинное месторождение приурочено к западному контакту Бекчи-Ульского массива, сложенного гранодиоритами и гранитами раннего палеоцена. Основное оруденение месторождения локализуется в зоне

крупного северо-восточного разлома, прослеживающегося на расстояние свыше 7 км при ширине в несколько сот метров. В зоне разлома вскрыты субпараллельные и сопряженные линзы золотоносных метасоматитов протяженностью до 800 м при мощности от нескольких сантиметров до 80–100 м. Основной жильный минерал рудных тел – кварц, реже адуляр, серицит и гидрослюда. Рудные минералы представлены пиритом, марказитом, гематитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, фрейбергитом, аргентитом, теллуридами золота, серебра и висмута, а также молибденитом, касситеритом и вольфрамитом. Видимое золото на месторождении встречается редко и образует тончайшие включения внутри рудных минералов, а также цементирует и обволакивает их.

В Дахинганском мезозойском вулcano-плутоническом поясе выявлены два крупных скарновых месторождения: полиметаллическое Баянь-Нур и железо-молибденовое Хуанган [24, 48]. Вмещающими структурами являются вулканические образования, интрузивные купола и зоны глубинных разломов.

Свинцово-цинковое скарновое месторождение Баянь-Нур раннемелового возраста локализуется в вулканиках поздней перми–ранней юры. Скарновое железо-молибденовое месторождение Хуанган расположено в вулканиках мезозойского вулканического пояса на герцинском складчатом основании. Рудогенерирующими являются умеренно кислые интрузии яньшаньского возраста (юра–ранний мел). Железо-молибденовые руды локализуются в экзоконтактах интрузии.

В Сихотэ-Алинском вулcano-плутоническом поясе выявлены крупные грейзеновые и высокотемпературные гидротермальные месторождения олова (Тигриное, Дубровское), скарновые месторождения вольфрама (Восток-2, Лермонтовское) и скарновое полиметаллическое месторождение Николаевское [24, 31, 40].

Тигриное месторождение [32] относится к касситерит-кварцевой формации грейзенового типа с комплексными Sn-Mo-W рудами и крупнообъемным штокверковым оруденением. Оно располагается в пределах крупного регионального купола метасоматитов, прорванного штоком гранит-порфиров позднемелового возраста. Оловянная, вольфрамовая и молибденовая минерализация генетически связана с гранит-порфировым штоком [32]. На месторождении развиты два морфологических типа оруденения, телескопированных в пространстве: корневой со штокверковой минерализацией и ореольный с грейзеновой залежью, приуроченной к купольной части гранит-порфирового штока. Процесс рудообразования на месторожде-

нии проявлен в три этапа. С каждым этапом связана своя минерализация: с ранним – Mo-W, в связи с формированием штокверка с кварцевыми и молибденит-кварцевыми прожилками, тел пегматоидов и грейзенов, со вторым – W-Sn, при формировании субпараллельного штокверка и с поздним – Sn-сульфидная, при внедрении эксплозивно-гидротермальных брекчий и жил [40].

Скарновое вольфрамовое месторождение Восток-2 приурочено к Центральному структурному шву Сихотэ-Алиня. Рудное поле сложено верхнепермскими и предположительно верхнетриасовыми толщами, представленными алевролитами и песчаниками с горизонтами известняков и основных эффузивов, прорванных штоком гранитоидов, в котором краевые части сложены плагиигранитами и диоритовыми порфиридами, постепенно переходящими к центру в гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры. Кроме этого штока в рудном поле широко развиты разновозрастные дайки диоритов и диоритовых порфиритов.

Вольфрамовое оруденение локализуется на контакте сложно построенного тела гранитоидов с известняками и роговиками верхней перми и представлено крупной залежью кварц-шеелитовых и шеелит-сульфидных руд среди грейзенизированных и скарнированных пород. Главное рудное тело и сопровождающие его рудные тела характеризуются четкими границами с вмещающими породами. В рудах, кроме шеелита, встречаются арсенопирит, халькопирит, висмутин, сфалерит, а также самородный висмут, золото, серебро, вольфрамит и станнин.

Скарновое вольфрамовое Лермонтовское месторождение расположено в пределах Бикинской зоны Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Площадь месторождения сложена верхнепермской существенно алевролитовой толщей с горизонтами кремнистых пород, спилитов, линзами известняков и прорывающими ее интрузивами раннемеловых гранодиоритов, позднемеловых диоритов и многочисленными дайками среднего и кислого состава. Месторождение приурочено к экзоконтакту интрузии гранодиоритов размером 2.5×1 км. В экзоконтакте интрузии развит мощный ореол контактово измененных пород, сложенных роговиками, узловатыми сланцами и мраморизованными известняками. Скарнированные породы представлены пироксен-гранатовыми, везувияновыми и волластонитовыми скарнами. Рудные тела сложены шеелитом, пирротинном, в меньшей мере – пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом и вольфрамитом. В позднюю стадию, когда формировалось основное вольфрамовое оруденение, широкое развитие получили процессы грейзенизации.

Грейзеновая вольфрамовая минерализация также представлена шеелитом.

Николаевское полиметаллическое скарновое месторождение расположено в Главном синклинории Сихотэ-Алинского орогенного пояса, в Дальнегорском рудном районе. Площадь месторождения сложена известняками, брекчиями и кремнисто-глинистыми сланцами верхнего триаса, туфами и туфобрекчиями верхнего мела, а также андезитами и их туфами палеоцена. Широко распространены интрузивные и субвулканические тела габбродиоритов, диоритов, гранитов, риолитов и долеритов. Месторождение приурочено к блоку триасовых известняков, перекрытому вулканогенными породами, и контролируется северо-западными и субмеридиональными разломами. Рудное тело находится в экзоконтакте интрузии диоритов и габбродиоритов, на глубинах 700–1200 м, в верхней части блока известняков, перекрытых вулканогенными породами. Оно имеет форму пологой пластообразной залежи, осложненной отходящими книзу трубообразными ответвлениями. Руды сложены галенитом, сфалеритом, пирротинном, арсенипиритом, халькопиритом и, реже, соединениями серебра. Из нерудных минералов в состав рудных тел входят геденбергит, хлорит, серицит, кварц, кальцит, в меньшей мере турмалин, эпидот и флюорит.

Дубровское высокотемпературное гидротермальное месторождение олова находится в Кавалеровском рудном районе в Дубровском рудном поле, объединяющем одноименное месторождение с месторождениями Верхним и Рубежным и вытянутом вдоль крупного межблокового разлома более чем на 10 км в северо-восточном направлении. На месторождении распространены юрские и меловые осадочные отложения. Интрузивные породы слагают мелкие штоки, субвулканические тела и дайки. Петрографический состав интрузий варьирует от базальтоидов до гранит-порфиров и калиевых риолитов при преобладании пород повышенной основности типа диоритовых порфиритов и гранодиорит-порфиров. На месторождении установлены пространственно-временные связи руд с дайковыми сериями среднего состава. Рудовмещающими являются зоны расланцевания, будинажа, трещиноватости среди юрских и меловых алевролитов и песчаников. Руды представлены маломощными жилами с участками минерализованных зон дробления. Рудные залежи имеют протяженность по простиранию от 700 до 1800 м и по падению до 500–1300 м. На верхних горизонтах месторождения преобладает околорудная хлоритизация. На глубине господствующими жильными минералами являются кварц и турмалин. Промышленные руды принадлежат касситерит-силикат-

но-сульфидной формации с широким развитием в них сульфидов железа, цинка, свинца, меди и других металлов. Локализация месторождений определяется разрывными нарушениями и узлами их пересечения. На месторождении разведано свыше 100 рудных тел. Основная концентрация олова сосредоточена в рудных столбах.

В Ляодун-Шаньдунском мезозойском вулканоплутоническом поясе расположены месторождения Дабэйшань, Цзяпигоу и Чжаюань [25, 48].

Молибденовое месторождение Дабэйшань порфирирового типа расположено в плагиоклазовых гранитах яньшаньского возраста, залегающих среди девонских осадочных пород герцинского складчатого пояса. Околорудные гидротермальные изменения выражены в окварцевании, серицитизации, каолинизации и карбонатизации. Молибденит выделялся в виде самостоятельных прожилков или в зальбандах кварцевых жил, мелких вкраплений и кристаллических агрегатов.

Золоторудное жильное месторождение Цзяпигоу находится в зоне разлома на северной окраине Северо-Китайской платформы. Приурочено к вулканокластическим образованиям, перекрывающим архейские гранит-зеленокаменные метаморфиты. Месторождение относится к золото-малосульфидному типу. Сопутствующие минералы: сульфиды меди, свинца, цинка и железа, шеелит, вольфрамит, висмутин, сульфосоли. Жильные: кварц, серицит, кальцит. Оруденение гетерогенное, полициклическое.

Золоторудное жильное месторождение Чжаюань располагается в зоне позднепалеозойского офиолитового меланжа в краевой части Северо-Китайской платформы. Рудовмещающими являются мезозойские граниты среди архейских пород [25].

Циньлин-Дабэйшаньский плутонический пояс вмещает крупные месторождения Веньюй, Нанниху и Цзиньдуйчэн. Жильное золоторудное месторождение Вэньюй локализуется в зоне разломов краевой части Северо-Китайской платформы. Рудовмещающими являются как архейские метаморфиты, так и мезозойские граниты.

Молибденовое (с вольфрамом) месторождение Нанниху расположено на окраине Северо-Китайской платформы, сложенной среднепротерозойскими метаморфитами. Оруденение связано с протяженной (>2 км) и мощной (до 700 м) зоной скарнирования, развивавшейся вдоль небольшого дайкообразного тела гранит-порфиров и биотитовых гранодиоритов, секущих каледонские габбро. На участке Нанниху преобладает молибден, Саньдаочжуан – вольфрам. Наиболее обогащены молибденом скарновые породы

(51 % от общих запасов), на долю роговиков приходится 42 % запасов, гранитов – 7 %.

Медно-молибденовое порфировое месторождение Цзиньдуйчэн локализовано в апикальной части небольшого (150×45 м) гранит-порфирового штока, расположенного в зоне разлома среди кварц-слюдистых сланцев и палеовулканитов верхнего протерозоя Северо-Китайской платформы. Это наиболее крупное порфировое месторождение Китая. Рудная минерализация представлена тонкими и короткими молибденитовыми и кварц-молибденитовыми прожилками с сульфидами меди, цинка, свинца, олова и висмута. Околорудные изменения выражены в калишпатизации, мусковитизации и карбонатизации.

В Хингано-Олонойской вулканической зоне Цзямусы-Малохинганского массива, вне выделенных ареалов и поясов мезозойского магматизма, расположены штокверковое Хинганское оловорудное и порфировое Туанцзегоу золоторудные месторождения [31, 48], связанные с субвулканическими телами гранит-порфиров (Хинганское) и гранодиорит-порфиров (Туанцзегоу). Рудные тела месторождений располагаются в эндоконтактных зонах субвулканических тел и во вмещающих интрузии вулканических породах кислого состава.

Хинганское оловорудное месторождение относится к касситерит-сульфидной формации. В рудах кроме касситерита присутствуют сульфиды, сульфосарсениды и флюорит. Околорудные изменения: хлоритизация, адуляризация и гидромусковитизация.

Рудные тела месторождения Туанцзегоу – жильные, их протяженность достигает 900 м. Содержание золота – 2–10 г/т. В составе руд присутствуют пирит, марказит, антимонит, золото, галенит, халькопирит, киноварь, реальгар и аурипигмент. Околорудные изменения представлены кварц-серицитовыми березитами.

Из вышеописанного следует: 1) крупные грейзеновые месторождения вольфрама и олова имеют преимущественно пространственную и генетическую связь с гранитами субщелочных гранит-лейкогранитовых формаций, 2) крупные скарновые, порфировые, высоко- и среднетемпературные гидротермальные месторождения вольфрама, олова, полиметаллов, меди, молибдена и золота локализуются в полях развития пестрых по составу интрузивных тел и даек среднего и умеренно кислого составов, 3) средне- и низкотемпературные гидротермальные жильные и штокверковые месторождения урана и золота часто не обнаруживают пространственных связей с конкретными мезозойскими интрузиями, так как такие интрузии в рудных полях

зачастую отсутствуют, и локализуются в разломах фундамента или в мезозойских вулканогенно-осадочных и вулканогенных прогибах на докембрийском или палеозойском фундаменте.

Общей особенностью гранитоидных интрузий, с которыми пространственно ассоциируют крупные месторождения, является их повышенная щелочность, повышенные содержания F, Li, Rb и высокий геохимический фон элементов, участвующих в рудообразующих процессах.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ: РАЗМЕЩЕНИЕ, ГЕОДИНАМИКА

Монголо-Забайкальский мегаареал мезозойских гранитоидов по местоположению отвечает одноименному вулканоплутоническому мегаареалу, выделенному И.В. Гордиенко с соавторами [7]. Мезозойские гранитоиды представлены интрузиями диорит-гранитного ряда, умеренно кислого, иногда с субщелочным уклоном магматизма, комагматичными им базальт-андезит-риолитами средней–поздней юры и раннего мела. Пользуются устойчивым распространением ареалы малых интрузий лейкократовых высококалиевых щелочно-плюмазитовых гранитов типа I и A, а также сиенодиоритов. Наблюдаются взаимные переходы между лейкократовыми и щелочными гранитоидами.

Монголо-Забайкальский мегаареал с востока обрамляется Дахинганским вулканоплутоническим поясом, по И.В. Гордиенко с соавторами [7] – Большехинганским мегаареалом. Большехинганский мегаареал вместе с Монголо-Забайкальским, по мнению этих авторов, составляют Верхнеамурский вулканоплутонический пояс. По особенностям петрохимического состава вулканоплутонические породы позднего мезозоя Монголо-Забайкальского мегаареала принадлежат субщелочной серии. В пределах мегаареала распространены рифтогенные структуры [7, 45].

Дахинганский пояс сложен вулканитами позднеюрско-раннемелового возраста среднего и кислого состава. На опубликованных картах мезозойские гранитоиды располагаются преимущественно на юге этого пояса, а на севере вулканиты перекрывают палеозойские граниты. В последних публикациях геологов Цзилиньского университета [43] приводятся данные радиологических определений, указывающие на мезозойский возраст гранитоидов Большого Хингана (240–180 Ма) и преобладающие генетические типы I и A. В этой публикации отсутствуют рисунки, подтверждающие распределение в вулканоплутоническом поясе магматических пород разного

возраста. Магматические породы мезозоя Большого Хингана представлены преимущественно известково-щелочными комплексами.

Таким образом Монголо-Забайкальский мегаареал и Дахинганский вулканоплутонический пояс – это пара взаимосвязанных структур. Ее формирование рядом исследователей [7, 19, 45, 46] объясняется субдукцией тихоокеанских океанических плит (Изанаги, Кула-Изанаги, Тихоокеанской). Геодинамические обстановки формирования и эволюции этих магматических структур различны: в первом случае – растяжение, внутриплитный магматизм, во втором – сжатие, активная окраина континента андийского типа.

Похожая ситуация установлена на юго-восточной окраине Сибирской платформы. На юге платформы протягивается *Джугджуро-Становой* позднемезозойский вулканоплутонический пояс. Пояс сложен гранитоидами гранит-гранодиоритовой формации поздней юры–раннего мела, по химическому составу преимущественно известково-щелочного ряда. Местами интрузивные породы перекрыты вулканитами раннемелового возраста. Массивы гранитоидов, образующие батолиты, ориентированы в северо-западном направлении при общем субширотном простирании пояса. Они принадлежат четырем магматическим формациям (с востока на запад): удско-джугджурской (тоналиты, плагиограниты, трондьемиты); удско-зейской гранодиоритовой; монцонит-гранит-гранодиоритовой и монцонит-сиенит-гранитовой [20]. Последняя формация слагает западное окончание пояса, представленное Чильчинским массивом. С востока на запад наблюдается усиление латитовых свойств гранитоидов.

Большинство гранитоидов Джугджуро-Станового пояса – коллизионные, надсубдукционные. Субдукция под Алдано-Становой щит датируется юрой [27, 28]. В раннем мелу проявлены трансформные движения [1, 39].

Алданский мегаареал гранитоидного щелочного магматизма протягивается севернее Джугджуро-Станового пояса параллельно ему. Мегаареал объединяет массивы преимущественно центрального типа, локализованные в узлах пересечения разломов. В мегаареале просматривается широтная и меридиональная зональность [20, 21]. Распределение гранитоидов по щелочности в Алданском мегаареале неравномерно. На западе в Чаро-Алданском блоке преобладают породы лейцит-щелочносиенитовой и монцонит-сиенитовой формаций. На востоке в Учуро-Майском блоке большим распространением пользуются массивы гранодиорит-монцодиоритовой и монцонит-гранодиорит-гранитной формаций. На крайнем востоке щелочность пород снижается до нормальной.

На южной окраине Алданского мегаареала протягивается более чем на 900 км полоса Южно-Якутских юрских впадин рифтогенной природы [30]. В северном борту впадин (Чульманская, Ытымджинская, Токинская) установлены выходы магматических пород щелочного и субщелочного состава. В южном борту отмечены надвиги пород фундамента на осадочные отложения. Возможно, надвигами перекрыто продолжение цепочки впадин восточнее озера Токо.

Таким образом, на севере региона намечается сочетание структур, подобное описанному на западе изучаемой территории. Джугджуро-Становой вулканоплутонический пояс образует пару с Алданским мегаареалом магматических пород щелочного и субщелочного состава. Для первого характерно наличие коллизионных гранитоидов, возможно в сочетании с трансформными [1, 39]. Для второго – сочетание внутриплитного магматизма и рифтогенеза.

Наиболее сложная обстановка наблюдается на востоке центральной части региона на площади, расположенной между Дахинганским и Восточно-Сихотэалинским вулканоплутоническими поясами. Возраст мезозойских гранитоидов меняется с запада на восток от поздней юры–раннего мела в Центрально-Азиатском складчатом поясе через ранний–поздний мел в западной части Сихотэ-Алинского орогенного пояса до позднего мела–палеогена в его восточной части. Геодинамическая эволюция характеризуется сменой субдукционной обстановки андийского типа на трансформную калифорнийского в каждом указанном возрастном отрезке. При этом смена геодинамических типов осуществляется через косую субдукцию океанических плит Изанаги, Кула-Изанаги, Тихоокеанской [19, 39]. Обстановки растяжения сменяются обстановками сжатия и сжатия-растяжения.

Размещение мезозойских гранитоидов на Северо-Китайской платформе резко отличается от подобного на юго-востоке Сибирской. В этом регионе вулканоплутонические пояса обрамляют платформу с севера, востока и юга, соответственно: Северо-Китайский пояс – на севере, Ляодун-Шаньдунский – на востоке, Циньлин-Дабэшаньский – на юге. Различие в мощности земной коры этих платформ (45–48 км – на Сибирской и 32–34 км – на Северо-Китайской) коррелируется с подъемом кровли астеносферы на Северо-Китайской платформе. Впоследствии в эпоху кайнозойской активизации они были перекрыты полями базальтоидного магматизма, наблюдаемыми на современном уровне эрозионного среза.

Интересная закономерность установлена в локализации ареалов внутриплитного магматизма в торцовых окончаниях Дахинганского (мезозойских)

и Сихотэ-Алинского (мезозойско-кайнозойских) вулканоплутонических поясов: Северо-Дахинганского и Северо-Хэбэйского ареалов для первого и Нижне-Амурского и Южно-Приморского – для второго.

Северо-Дахинганский ареал сложен вулканогенными структурами купольного типа, фундаментом которых являются метаморфические породы Аргуно-Мамынского микроконтинента. Распространены щелочные и субщелочные разновидности гранитоидов и вулканы раннего мела северной окраины Большого Хингана.

Северо-Хэбэйский ареал находится на противоположном, южном окончании Дахинганского вулканоплутонического пояса и наложен на северный край Северо-Китайской платформы в субширотном изгибе Дахинган-Тайханской субмеридиональной гравитационной ступени. В ареале присутствуют гранитоиды щелочного и субщелочного состава.

Нижнеамурский ареал гранитоидов позднего мела–палеогена представлен интрузивно-купольными структурами и малыми интрузиями диорит-гранодиоритовой формации. Кислые эффузивы наряду с покровами образуют неки и околожерловые фации. Щелочные и субщелочные гранитоиды представлены в Бекчиульском массиве и других небольших выходах этих пород. Это монцитониты, монцодиориты, монцогранодиориты, лейкократовые граниты повышенной щелочности. Фундамент ареала изучен недостаточно и дискусионен. Нижнеамурский ареал контрастно выделяется в геофизических полях и структурах земной коры и мантии.

Южно-Приморский ареал позднемиловых вулканических и интрузивных пород расположен в юго-восточной краевой части Ханкайского массива, в рифтовой зоне, протягивающейся в северо-восточном направлении на 190 км при ширине 30–60 км вдоль зоны Арсеньевского глубинного разлома.

Нижняя часть разреза осадочно-вулканогенных пород Южно-Приморской зоны сложена континентальными туфогенно-осадочными отложениями с прослоями лав среднего состава (800–1200 м), объединенных в андезитопесчано-глинистую формацию альб-туронского возраста. Средняя часть разреза сложена туфами и туфолавами трахидацит-трахириолитового состава и туфогенно-осадочными породами турон-сантонского возраста мощностью до 700 м, сформированными в континентальных условиях [18]. Характерной чертой вулканических пород является повышенная щелочность пород при резком преобладании в щелочах калия над натрием и обедненность их кальцием и магнием.

Верхняя часть разреза вулканогенных отложений представлена сложным комплексом эффузивных

и туфовых образований маастрихт-датского возраста мощностью 600–700 м от трахиандезитобазальтов до трахириолитов, щелочных трахидацитов и трахириодацитов, причем кислые вулканы появляются в разрезе дважды – в низах и в верхней части [8]. В целом преобладают лавовые образования трахидацитового и трахиандезитового состава. Часто устанавливается экструзивный характер залегания пород с хорошо фиксируемыми зонами подводящих каналов и покровными фациями. Для них характерен щелочной уклон химизма вулканических и калиевая специализация пород умеренно кислого и кислого состава, содержание оксидов калия в которых достигает 8–11%. Эффузивы прорваны гипабиссальными телами габбромонцитонитов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, щелочных и субщелочных гранитов.

На значительном пространстве верхнемиловых осадочно-вулканогенных образований перекрываются покровом плиоценовых базальтов, трахибазальтов, трахиандезитобазальтов и щелочных базальтоидов. Экструзивные и субвулканические образования представлены дайками и штоками долеритов, габбро и трахиандезитобазальтов [18].

Баджальско-Ямалинский ареал гранитоидного магматизма входит в состав Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса, состоящего из ряда обособленных магматических зон, массивов, депрессий [30]. Баджальская депрессия сложена породами баджальского вулканоплутонического комплекса, включающего позднемиловых интрузии монцитонитов, сиенитов даянского, диоритов, плагиогранитов аннинского, биотитовых гранитов баджальского, монцитонитов, диоритов, гранодиоритов, гранитов силянского комплексов, меловые эффузивные и экструзивные образования. Ямалинская вулканотектоническая депрессия обрамляется интрузивами гранитоидов. Гранитоиды представлены диоритами, гранит-порфирами, лейкократовыми гранитами. Дуссе-Алинский массив позднемиловых гранитоидов сформирован в три этапа: габбро-диоритовый, гранитный и лейкократовых гранитов субщелочного ряда. Хингано-Охотский вулканоплутонический пояс неоднозначно трактуется в геодинамическом отношении: активная окраина [30], косая субдукция Тихоокеанской плиты в раннем мелу [19, 43], трансформная окраина [37].

На карте аномалий экстенсивности распределения мезозойского гранитоидного магматизма (рис. 2) независимо от возраста и формационной принадлежности показано распределение концентраций гранитоидов на изученной площади.

Все выделенные ареалы, кроме Алданского мегаареала, отличаются от их окружения повышенной

экстенсивностью – 25–50 % и более. В Алданском мегаареале концентрация гранитоидных тел не превышает 20–25%, что связано с узловым характером размещения интрузивов и преимущественно небольшими размерами их выходов.

Экстенсивность распределения гранитоидов в магматических поясах высокая – 25–50 %; максимальная – более 50 % в Джугджуро-Становом поясе, а минимальная – в северной части Дахинганского и западной части Северо-Китайского поясов.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДНЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Приведенные в таблице значения мощности земной коры и литосферы в районе крупных рудных месторождений лишь частично касаются геофизических характеристик изучаемых магматических объектов. С другой стороны, подробное описание их вряд ли целесообразно. Поэтому обратим внимание лишь на те особенности глубинного строения, которые способствуют выяснению глубинной и тектонической природы выделенных магматических объектов.

Монголо-Забайкальский мегаареал в аномальном гравитационном поле фиксируется асимметричным минимумом, пологим на востоке и крутым на западе (рис. 3). Минимум картируется региональными изостатическими аномалиями [12]. По мнению Ю.А. Зорина и Е.Х. Турутанова, эти аномалии соответствуют положению верхнемантийного плюма [11]. Ими также рассчитаны трехмерные гравитационные модели вероятных плюмовых каналов. Установлено их совмещение с рифтовыми впадинами и подъемом кровли астеносферы. Магнитное поле над Монголо-Забайкальским мегаареалом повышенное переменное.

Дахинганский вулcano-плутонический пояс, несмотря на дискуссионность возраста магматических пород, хорошо проявлен в аномальном гравитационном поле, где фиксируется Дахинган-Тайханской ступенью. В плотностных моделях литосферы пояс отмечается также плотностной ступенью, а в моделях земной коры – линейной аномалией повышенной плотности. В аномальном магнитном поле Дахинганский вулcano-плутонический пояс выражен плохо, северная часть пояса пересекается субширотными аномалиями.

Алданский мегаареал. В аномальных гравитационном и магнитном полях локальными аномалиями фиксируются магматические массивы в узлах пересечения разломов. Гравитационными минимумами отмечаются Центральноеалданский, Желтулинский, Верхнегынымский, Чайдахский и другие магматические узлы. Положительными гравитационными и

магнитными аномалиями регистрируются массивы Кондер, Арбарастах, Ингили, положительными магнитными аномалиями – Кет-Капский и Чадский массивы [21].

Построенные по профилю Джалинда-Улу, пересекающему Алданский мегаареал, плотностные и магнитные модели четко отражают аномальные особенности строения земной коры и литосферы этой структуры [21, 30]. На разрезе наблюдается резкое сокращение мощности магнитоактивного слоя в центральной части мегаареала на отрезке профиля от п. Нагорного до г. Алдана. На плотностном разрезе отмечается подъем кровли астеносферы и аномалия пониженной плотности в литосфере и астеносфере, фиксирующие рифтогенную структуру [23].

Джугджуро-Становой вулcano-плутонический пояс. На карте аномалий силы тяжести пояс контролируется Южно-Становой ступенью [38]. Определенная корреляция гранитоидов с гравитационными минимумами отсутствует, что подтверждается данными сейсмогравитационного моделирования [30]. Это объясняется преимущественно пластовым строением гранитоидных массивов. Магнитное поле – повышенное знакопеременное, специфически выраженное.

Сихотэ-Алинский вулcano-плутонический пояс. Хорошо выражен в аномальном магнитном поле. Выделяются полосы положительных и знакопеременных аномалий на востоке и западе пояса и отрицательных значений – в центральной его части. Последнее в значительной степени связано, по данным А.Н. Сокарева, с обратной намагниченностью вулканических пород. В гравитационном поле картируется полоса минимумов в центральной части пояса субмеридионального–северо-восточного простирания, при этом более интенсивных севернее р. Бикин. Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс отмечается гравитационной ступенью и сокращением мощности земной коры. Центральная часть Сихотэ-Алинского пояса характеризуется повышенной мощностью земной коры и литосферы. По данным МТЗ и геотермии на карте мощности литосферы устанавливается ступень, отвечающая Дунми-Алчанскому разлому. Она разделяет Сихотэ-Алинский пояс на северный и южный блоки [13].

Нижнеамурский ареал по своим характеристикам отличается от окружающих его структур. Он фиксируется гравитационным максимумом изометричной формы, повышенным магнитным полем, низкими значениями теплового потока, повышенной скоростью продольных волн в земной коре и пониженной – в литосферной мантии. По результа-

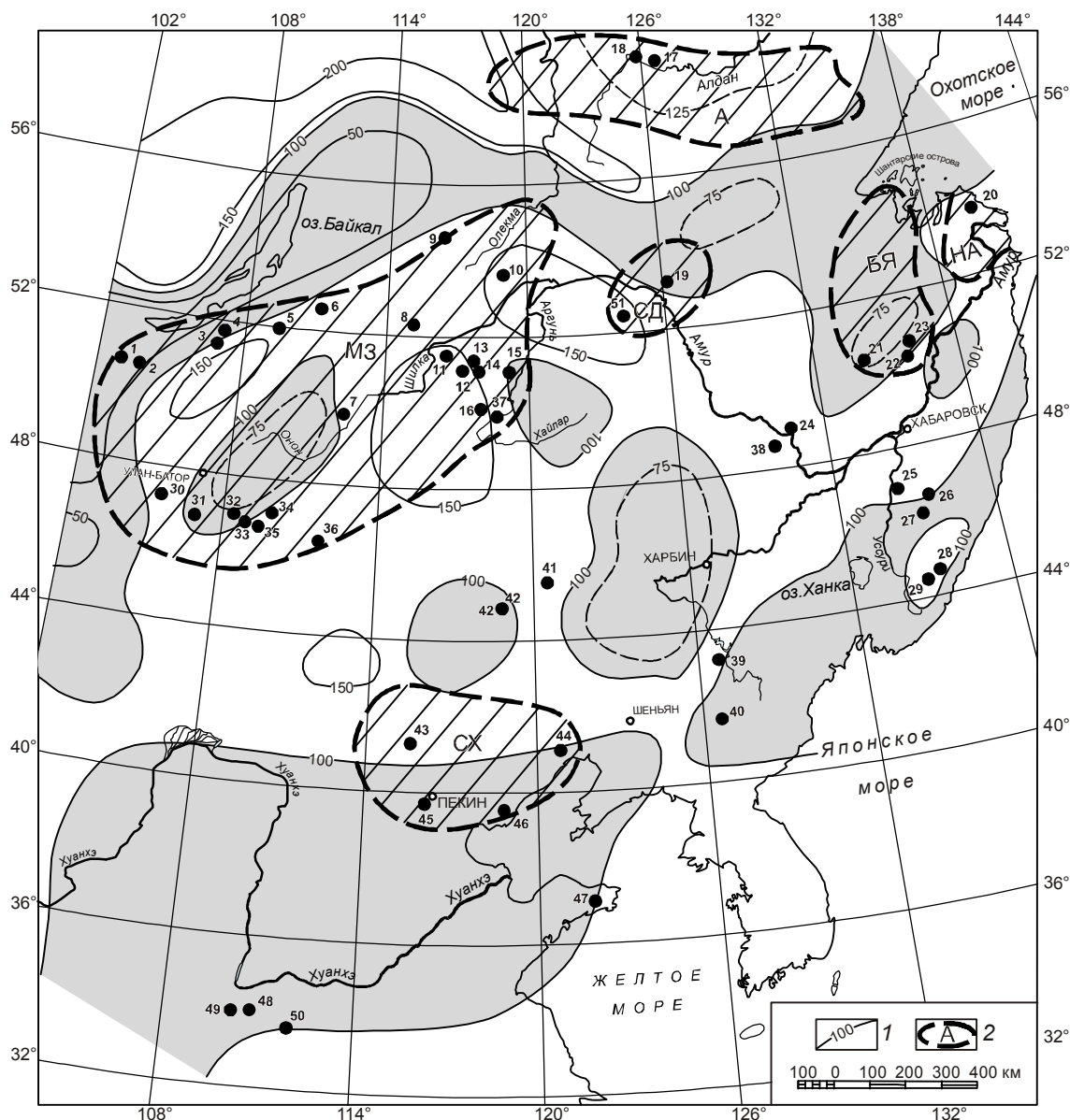


Рис. 3. Положение крупных месторождений относительно мантийных мезозойских плюмов и рельефа поверхности астеносферы.

1 – изолинии мощности литосферы, в км; 2 – мезозойские мантийные плюмы: МЗ – Монголо-Забайкальский, А – Алданский, СД – Северо-Дахинганский, БЯ – Баджало-Ямалинский, НА – Нижнеамурский, СХ – Северо-Хэбэйский; остальные обозначения на рис. 1.

там сейсмогравитационного моделирования Нижнеамурский ареал отмечается максимумом плотности в земной коре.

Южно-Приморский ареал занимает краевую западную часть субширотного гравитационного минимума. Локальная аномалия в нем вытянута в северо-восточном направлении согласно простиранию Арсеньевского глубинного разлома. Магнитное поле повышенное знакопеременное. На геоэлектрическом

разрезе литосферы [13] наблюдается пологое падение слоев земной коры и литосферной мантии под Ханкайский массив.

Баджальско-Ямалинский ареал. Хорошо выражен в аномальном гравитационном поле субмеридиональной цепочкой интенсивных минимумов, различающихся своей структурой. Баджальский минимум ориентирован в северо-восточном направлении, Дуссе-Алинский и Ям-Алинский – в субмеридиональ-

ном. С востока Ям-Алинский и Дуссе-Алинский минимумы ограничены резкой гравитационной ступенью по меридиану 135° в.д., секущей и ограничивающей геологические структуры, которые на геологической карте масштаба 1:1 000 000 продолжаютя на восток. Магнитное поле спокойное, слабо переменное, близкое к нулю, отрицательное. Плотностной разрез литосферы по профилю Свободный – Комсомольск фиксирует подъем кровли астеносферы под Баджалским ареалом, который прослеживается вверх к дневной поверхности в литосферной мантии и земной коре зоной пониженной плотности. В подошве земной коры наблюдается “растекание” низкоплотного вещества в сторону Комсомольского рудного района [22]. По результатам трехмерного геоэлектрического моделирования установлено наличие электропроводящих каналов непосредственно под Баджалским и Комсомольским рудными районами [14].

Северо-Дахинганский ареал. В аномальном гравитационном и магнитном полях ареал проявлен слабо. Но на разрезах литосферы по результатам сейсмогравитационного и геоэлектрического моделирования глубинное строение под ареалом достаточно контрастное. На плотностном разрезе литосферы на профиле Тында–Амурзет установлен мантийный дипир, который фиксируется подъемом кровли астеносферы и понижением ее плотности. В литосферной мантии плотность повышена, а в земной коре дифференцирована [23]. На геоэлектрическом разрезе ареал находится в краевой части блока земной коры с высоким сопротивлением вблизи сквозьлитосферной зоны низкого сопротивления [15].

Северо-Хэбэйский ареал в аномальном гравитационном поле отмечается резким изгибом Дахинган-Тайханской гравитационной ступени. В этом районе ступень меняет свое простирание с север-северо-восточного на субширотное вдоль северной окраины Северо-Китайской платформы, а затем протягивается в север-северо-восточном направлении по Большому Хингану. В результате Северо-Хэбэйский ареал фиксируется гравитационным минимумом. В аномальном магнитном поле ареал приходится на существенно градиентные субширотные аномалии, расположенные вдоль разломов Внутренне-Монгольской оси. Уровень магнитного поля отрицательный. Ареал ограничен с запада и востока положительными магнитными аномалиями северо-восточного простирания. По результатам сейсмогравитационного моделирования [29] на профиле Дун Учжимцин–Дунгоу Северо-Хэбэйский ареал отмечается повышенной плотностью в земной коре и пониженной в литосфер-

ной мантии, а также небольшим подъемом кровли астеносферы.

Северо-Китайский вулcano-плутонический пояс. Наиболее четко выражен в аномальном магнитном поле, где фиксируется субширотной полосой градиентного поля, соответствующая северной границе Северо-Китайской платформы. Гравитационное поле на отдельных участках пояса неоднородно, что связано с влиянием интенсивной Дахинган-Тайханской ступени и с крупным Северо-Корейским минимумом на востоке пояса. Пояс не оказал существенного влияния на структуру глубинного разреза литосферы, что свидетельствует о его наложенном характере.

Ляодун-Шаньдунский вулcano-плутонический пояс. Элементы пояса (Шаньдунское и Ляодунское звенья) хорошо проявлены в аномальном магнитном поле в виде цепочек линейно вытянутых отрицательных аномалий северо-восточного простирания. Шаньдунское звено на юго-западе прерывается аномалиями разлома Танлу, преимущественно положительного знака. Ляодунское звено картируется поясом параллельных цепочек локальных магнитных аномалий. Выраженность в гравитационном поле обоих звеньев пояса нечеткая. Шаньдунское звено совпадает с краем гравитационного минимума, а Ляодунское – максимума.

Циньлин-Дабэшаньский вулcano-плутонический пояс наложен на границу между Северо-Китайской платформой и Циньлин-Дабэшаньским орогенным поясом. Это наглядно отражено в аномальном магнитном поле, где параллельные цепочки локальных аномалий полностью повторяют контуры этой границы. В гравитационном поле пояс прослеживается краевой частью цепочки крупных полосовых минимумов, отвечающих Циньлин-Дабэшаньскому орогенному поясу.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ. ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В распределении мезозойского гранитоидного магматизма определены три типа объектов: ареалы, пояса и узлы. Среди ареальных структур выделяются два крупных мегаареала: Монголо-Забайкальский и Алданский, ареалы меньших размеров: Северо-Дахинганский, Баджало-Ямалинский, Нижнеамурский, Южно-Приморский, Северо-Хэбэйский (рис. 1).

Мегаареалы вместе с сопряженными с ними окраинно-континентальными вулcano-плутоническими поясами образуют пары взаимосвязанных структур, формирование которых связывается с субдукцией тихоокеанских плит (Изанаги, Кула-Изанаги, Тихоокеанской). Обращает на себя внимание непараллельность осей Монголо-Забайкальского мегаареала

и Дахинганского пояса. Они сближены на северо-востоке и расходятся примерно на 45° на юго-западе. Это, по-видимому, обусловлено столкновением Индийской и Евразийской литосферных плит.

Отмечается расположение ареалов внутриплитного гранитоидного магматизма в торцовых окончаниях вулcano-плутонических поясов: Северо-Дахинганского и Северо-Хэбэйского относительно Дахинганского пояса, Нижнеамурского и Южно-Приморского по отношению к Сихотэ-Алинскому поясу. Фундаментом этих ареалов обычно являются докембрийские блоки, для Нижнеамурского этот вопрос не выяснен. Внутриплитный, возможно плюмовый, гранитоидный магматизм и глубинные сквозьлитосферные разломы определяют природу этих ареалов.

Баджало-Ямалинский ареал находится на пересечении Монголо-Охотского и Сихотэ-Алинского орогенных поясов и глубинных сквозьлитосферных разломов. Присутствие щелочных и субщелочных гранитоидов и вулканитов помимо этого также свидетельствует о мантийной, возможно плюмовой, его природе.

Выполненными исследованиями так же, как и в ранее опубликованной работе по палеозойским гранитоидам [35], выделено два типа формирования магморудоконтролирующих структур мезозойского гранитоидного магматизма: мантийного диапиризма, предположительно плюмового типа и линейных магматических поясов рифтогенной природы.

По данным Н. Л. Добрецова и др. [9], мантийные плюмы могут зарождаться на трех уровнях: в верхней мантии, на границе верхней и нижней мантии, на границе нижней мантии и ядра. Основным признаком мантийных плюмов является наличие внутриплитных гранитоидов повышенной щелочности и бимодальных вулcano-плутонических ассоциаций рифтогенных структур.

По мнению В.Г. Сахно [36], плюмовый магматизм в пределах Амурской мегаструктуры относится к Северо-Азиатскому суперплюму и представляет собой целый ряд структур центрального типа с проявлением в них импульсов плюмового магматизма.

Положение Монголо-Забайкальского мегаареала мезозойского магматизма (рис. 1, 2) соответствует контурам мантийного плюма, выделенного В.В. Ярмолюком и В.И. Коваленко [41, 42].

Крупные и сверхкрупные месторождения, связанные с мезозойским гранитоидным магматизмом, располагаются, как правило, по периферии ареалов экстенсивности пространственного распределения мезозойского магматизма (рис. 2) с уровнем экстенсивности 5–25%. Скарновые месторождения вольф-

рама, полиметаллов, гидротермальные месторождения олова Сихотэ-Алинского орогенного пояса и золоторудные месторождения Цзяпигоу и Многовершинное находятся на периферии ареалов экстенсивности 25–50%. Подобные признаки установлены и для палеозойских месторождений [35], что можно считать общей закономерностью положения рудных месторождений фанерозоя в полях экстенсивности. Эта особенность справедлива как для ареалов, так и для поясов гранитоидного магматизма. Дахинганский вулcano-плутонический пояс резко отличается по характеру магнитного поля, металлогенической специализации и наличию крупных месторождений от поясов подобного типа (Охотско-Чукотского, Сихотэ-Алинского).

Другой особенностью локализации крупных месторождений является их преимущественное расположение в краевых частях поднятий кровли астеносферы. При этом большинство месторождений тяготеет к склоновым участкам этих поднятий (рис. 3).

При анализе распределения крупных мезозойских месторождений гранитоидного магматизма региона в координатах мощности земной коры и литосферы (табл., рис. 4) выявлен ряд закономерностей.

Отчетливо устанавливается верхний (75 км) и нижний (160 км) пределы глубины возможных источников рудного вещества подавляющего большинства крупных месторождений. Месторождения олова и полиметаллов уверенно группируются на графике в два ареала их преобладающего развития. Месторождения молибдена и вольфрама не образуют четких ареалов и распределены по всей площади (рис. 4). Сверхкрупным месторождениям урана четко соответствуют области мощности земной коры – 43–45 км, литосферы – 140–150 км.

Месторождения золота образуют две группы, различающиеся диапазоном значений мощности литосферы и, частично, земной коры. Первая группа (Au-1), включающая 8 крупных месторождений, характеризуется интервалом мощности литосферы 120–160 км, земной коры – 30–45 км. 6 из них расположены в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса, месторождение Многовершинное – в Сихотэ-Алинском складчатом поясе, месторождение Куранах – на Алдано-Становом щите. При этом месторождения этой группы, как правило, локализуются в наложенных мезозойских вулканогенно-терригенных и вулcano-плутонических структурах.

Месторождения второй группы (Au-2) в количестве 6 объектов существенно отличаются от месторождений первой группы мощностью литосфе-

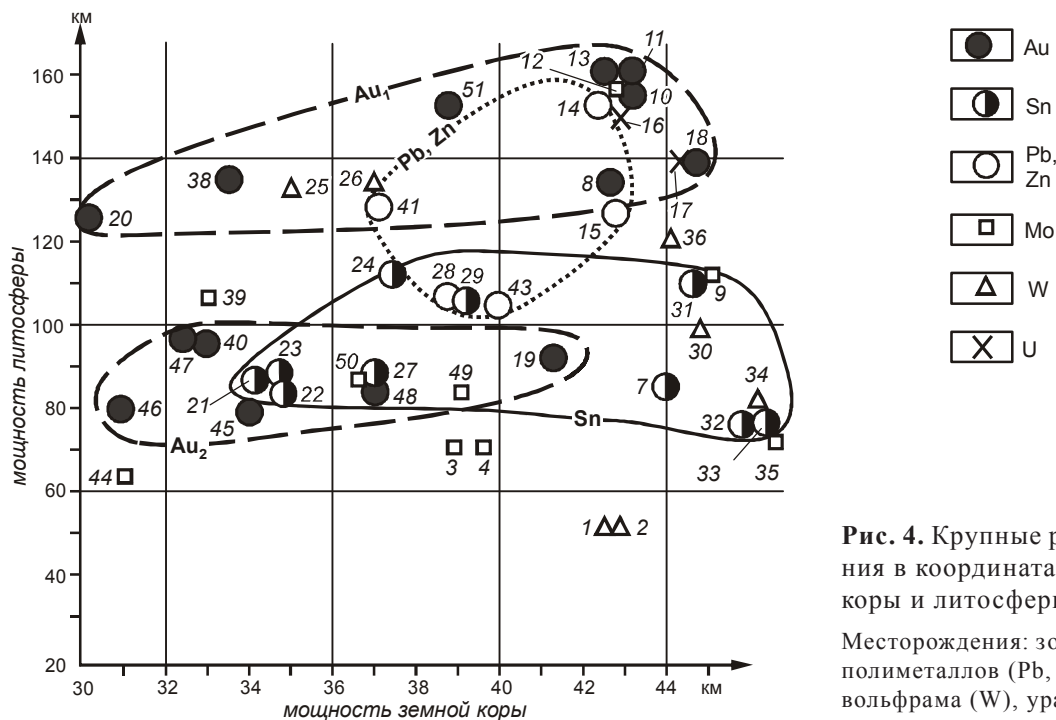


Рис. 4. Крупные рудные месторождения в координатах мощности земной коры и литосферы.

Месторождения: золота (Au), олова (Sn), полиметаллов (Pb, Zn), молибдена (Mo), вольфрама (W), урана (U).

ры (75–100 км) и, в меньшей степени, мощностью земной коры (31–41 км). Они располагаются на северной окраине Северо-Китайской платформы, где локализуются в зонах разломов среди метаморфических толщ.

В сравнительно узком диапазоне глубин распределены предполагаемые источники вещества крупных месторождений полиметаллов: земной коры – 37–43 км, литосферы – 100–150 км.

Крупным месторождениям олова на графике отвечают мощность земной коры в диапазоне 34–46 км, мощность литосферы – 75–110 км.

Для крупных месторождений золота на графике сохраняется, по сравнению с оловом, нижний предел мощности литосферы 80 км, но существенно расширяется его верхний диапазон до 160 км. Смещается нижний предел мощности земной коры в сторону уменьшения до 30 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведены исследования и дана классификация объектов размещения мезозойских гранитоидов Восточной Азии (мегаареалов, ареалов, поясов, узлов), геодинамических обстановок их формирования (субдукционных, коллизионных, трансформных, внутриплитных). Определены геофизические характеристики магматических объектов, металлогенические признаки крупных и сверхкрупных месторождений.

Установлена связь крупных месторождений с ареалами внутриплитного магматизма (более 70 %

месторождений) и частично с магматическими поясами (около 25% месторождений), которые, с учетом геофизических характеристик, отнесены, соответственно, к мантийным сквозьлитосферным структурам, тяготеющим к краевым частям поднятий кровли астеносферы.

Проведена оценка вероятного залегания на глубине источников вещества крупных и сверхкрупных месторождений региона. Месторождения олова и полиметаллов пространственно сгруппированы в самостоятельные ареалы, а золота – в два разобщенных ареала в координатах мощности земной коры и литосферы. Месторождения молибдена и вольфрама распределены незакономерно. Положение на графике сверхкрупных месторождений урана (Стрельцовского и Эльконского районов) узко локализовано в интервале мощности земной коры 43–45 км и литосферы 140–150 км.

На основе выявленных закономерностей размещения крупных и суперкрупных месторождений на территории юга Дальнего Востока России рекомендуется для проведения поисковых работ ряд площадей, на которых в настоящее время такие месторождения пока не выявлены.

В Алданском мегаареале, помимо известных суперкрупных Центральноалданского и Эльконского рудных районов, наиболее перспективна для поисков крупных месторождений золота Кет-Капская вулканоплутоническая зона с ее многочисленными рудопроявлениями и мелкими месторождениями золота.

На западном фланге Джугджуро-Станового пояса, сложенного субщелочными гранитами, представляет интерес Бамский рудный район, где известно большое количество мелких месторождений золота, серебра, меди, молибдена и полиметаллов.

В Южно-Приморском ареале мезозойского субщелочного и щелочного магматизма высокими перспективами на уран, молибден, сурьму обладает одноименная рифтогенная зона.

Крупные месторождения вольфрама могут быть обнаружены в Баджало-Ямалинском магматическом ареале.

Все перечисленные объекты обладают установленными выше признаками локализации крупных месторождений.

Работа выполнена в рамках проектов ДВО РАН-06-1-ОНЗ-113, ДВО РАН-06-1-ОНЗ-110, РФФИ 07-05-007260-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России (в 2-х кн.). Владивосток: Дальнаука, 2006. 987 с.
2. Геологическая карта Евразии. 1: 5 000 000 / Ред. А.П.Марковский. Л.: ВСЕГЕИ, 1972.
3. Геологическая карта Китая. 1: 5 000 000 (на кит. яз.). 1989.
4. Геология и металлогения урана Забайкалья и Восточной Монголии / Ред. Ю.М. Шувалов и М.Д. Пельменев. Л.: ВСЕГЕИ, 1982. 235 с.
5. Геология Монгольской республики / Ред. Н.А. Маринов, Р.А. Хасин, Ч. Хурц. Т. III. "Полезные ископаемые". М.: Недра, 1977. 703 с.
6. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1545–1562.
7. Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулcano-плутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 12. С. 1655–1669.
8. Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. М.: Наука, 2006. 372 с.
9. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. ГЕО, 2001. 408 с.
10. Добрецов Н. Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1. С. 1243–1261.
11. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Плюмы и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 7. С. 685–699.
12. Зорин Ю.А., Турутанов Е.А., Кожевников В.М. и др. О природе кайнозойских верхнемантийных плюмов в Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1060–1074.
13. Каплун В.Б. Электропроводность и структура литосферы Приамурья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 2002. 24 с.
14. Каплун В.Б. Геоэлектрическая модель литосферы Комсомольского и Баджальского рудных районов по данным МТЗ // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 84–93.
15. Каплун В.Б. Геоэлектрическое строение Верхне-Амурского района по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 33–53.
16. Карта геологических формаций Монгольской народной республики. 1: 1 500 000. 1989.
17. Красный Л.И., Пэн Юньбяо (ред.). Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий (объяснительная записка). 1: 2 500 000. Харбин–Благовещенск–СПб, 1996.
18. Курчавов А.М. Латеральная изменчивость вулканитов (на примере Южного Приморья). М.: Наука, 1979. 143 с.
19. Лю Чжао, Кириллова Г.Л., Чжан С., Ван С. Мезозойско-кайнозойские тектоно-стратиграфические комплексы в зоне трансекта Манчжурия-Суйфэнхэ и прилегающей территории как отражение геодинамической эволюции региона // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 36–45.
20. Максимов Е.П. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Якутск, 2003. 44 с.
21. Малышев Ю.Ф. Геофизические исследования докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1977. 128 с.
22. Малышев Ю. Ф., Манилов Ф. И., Романовский Н. П., Гурович В. Г. Плотностные срезы литосферы области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии (III Косыгинские чтения). Хабаровск, 21–23 янв., 2001. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 108–120.
23. 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.
24. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск: ДВИМС, 2000. 218 с.
25. Минеральные ресурсы Китая (сост. В.П. Федорчук). М.: Недра, 1980. 158 с.
26. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 35 с.
27. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
28. 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.
29. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере геотраверса Дун Ужучусинь-Дунгоу, Восточный Китай) // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 4. С. 93–106.
30. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностное строение литосферы Алдано-Станового щита // Геофизический журн. 2006. Т. 28. С. 68–81.
31. Родионов С.М. Металлогения олова Востока России. М.: Наука, 2005. 327 с.
32. Родионов С.М., Шнайдер А.А., Романовский Н.П. и др. Молибденовая минерализация в рудах оловорудного месторождения Тигриного // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49, № 4. С. 321–333.

33. Романовский Н. П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 190 с.
34. 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.
35. Романовский Н.П., Малышев Ю.Ф., Горошко М.В. Палеозойский гранитоидный магматизм восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и формирование крупных месторождений // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 2. С. 3–15.
36. Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 335 с.
37. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. Владивосток–Хабаровск, 2005. 259 с.
38. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 199 с.
39. Ханчук А.И., Иванов В.В. Геодинамика Востока России в мезо-кайнозойское и золотое оруденение // Геодинамика и металлогения. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 7–90.
40. Шнайдер А.А., Романовский Н.П., Горошко М.В., Малышев Ю.Ф. Минерально-сырьевая база и минералогические характеристики крупных редкометалльных месторождений юга Дальнего Востока России // Материалы годичного собрания РМО “Минералогические исследования и минерально-сырьевые ресурсы России”. М., 2007. С. 173–175.
41. Ярмолюк 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.
42. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Козловский Е.А. и др. Позднепалеозойская–раннемезозойская рифтовая система Центральной Азии: состав и источники магматизма, закономерность формирования и геодинамики // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 197–236.
43. Ge Wenchun, Wu Fuyan, Sun Deyou et al. Mesozoic magmatism in NE China. 2008. P. 68–75
44. Khaumdas Ashim, Batbolt Dagva, Tsogheme Kh L. Present status of mineral prospecting and regional surveys in Mongolia / Application of geographic information (GIS) for integrated assessment and management of mineral resources in North-East Asia. New York, 2001. P. 185–217.
45. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions: example of Japanese islands // Tectonophysics. 1986, N 127. P. 305–329.
46. Rasskazov S., Taniguchi H. Magmatic Response to the late Phanerozoic Plate Subduction beneath East Asia. Tonoku Univ., 2006. 157 p.
47. Tectonic Map of the Central Asian – Pacific Belts Junction Area. Scale 1: 1 500 000. Khabarovsk–Shenyang, 2001.
48. Yang Ligiang, 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.

Рекомендована к печати В.Г. Сахно

N.P. Romanovsky, Yu. F. Malyshev, M.V. Goroshko, V.G. Gurovich, M.I. Kopylov

Mesozoic granitoid magmatism and metallogeny of the Central Asian and Pacific belts junction area

Data on Mesozoic granitoids of the Central Asian and Pacific belts junction area and the adjacent platforms is summarized. Maps of massifs, extensiveness of granitoid magmatism, Mesozoic plumes manifestation and relief of the asthenosphere surface have been compiled. Location of major ore deposits are plotted on the maps. The distribution chart has been constructed for these deposits in the coordinates of the crust and lithosphere. Estimation of the depth of occurrence of the sources of large and superlarge gold, tin, polymetal, molybdenum, tungsten and uranium deposits has been made. Areas promising for major deposits are defined.

Key words: Mesozoic granitoids, plumes, through-the-lithosphere faults, major deposits, East Asia.

ДЕТАЛЬНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗОН АКТИВНЫХ
РАЗЛОМОВ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ ОПАСНОСТЬ ЮЖНО-ЯКУТСКОГО РЕГИОНА

*А.Н. Овсяченко¹, С.В. Трофименко², А.В. Мараханов¹, П.С. Карасев¹,
Е.А. Рогожин¹, В.С. Имаев³, В. М. Никитин², Н.Н. Гриб²*

¹Институт физики Земли РАН, г. Москва

²Нерюнгринский филиал Якутского государственного университета, г. Нерюнгри

³Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Поступила в редакцию 25 марта 2008 г.

Активные разломы играют ключевую роль в формировании морфоструктур и контроле сейсмичности в пределах Олекмо–Становой сейсмической зоны. Детальные геолого-структурные и морфотектонические исследования зон разломов позволили оценить кинематику активных разломов и степень их активности в голоцене (последние 10 000 лет). Среди них присутствуют разломы древнего заложения, например, Становой шов протерозойского возраста. Большинство разломов имеет молодой, позднемезозойский и кайнозойский возраст. Исследования носили палеосейсмогеологическую направленность и сопровождались проходкой горных выработок через формы рельефа, которые можно ассоциировать с зонами активных тектонических нарушений, предварительно изученных геофизическими методами. Примененный подход позволил существенно уточнить имеющиеся сведения о сейсмотектонике и потенциальной сейсмической опасности региона.

Ключевые слова: геолого-геофизические исследования, активные разломы, сейсмическая опасность, Южная Якутия.

ВВЕДЕНИЕ

На территории Южной Якутии в области сочленения Алданского щита Сибирской платформы и Становой складчатой системы по данным инструментальных наблюдений выделена Олекмо–Становая сейсмическая зона (ОСЗ). В региональном плане по распределению эпицентров землетрясений данная сейсмогенерирующая зона представляет собой полосу шириной до 200 км, которая в широтном направлении протягивается от среднего течения р. Олекмы до Удской губы Охотского моря.

Для Алдано–Станового блока в пределах ОСЗ характерно наличие интенсивных сдвиговых смещений. Отдельные небольшие блоки Алданского щита смещаются в горизонтальном направлении и формируют Становую сдвиговую систему разломов. Эти субширотные сдвиги рассекают осевые части горных поднятий и обрамляются параллельными им надвигами, по которым эти горные сооружения надвинуты на предгорные впадины. Формирование таких динамических систем активных разломов объясняется конвергентным смещением Евразийской плиты относительно Амурской [4]. Глубинные факторы, опреде-

ляемые тектоникой плит, формируют поле современных тектонических напряжений региона, а также относительно постоянный сейсмический фон и позволяют глубже понять причинно-следственные связи геологических и тектонических процессов с сейсмическими явлениями [5].

Новейшая тектоника (голоценовая) на данной территории определяется развитием крупных активизированных разломов, контролирующих развитие морфоструктурных элементов. По комплексу геолого-геофизических данных, наиболее активным структурным элементом рассматриваемой территории является Становой линеамент – краевой шов, которому сопутствует ступень в подошве земной коры, выявляемая по данным гравиметрических и сейсмических глубинных исследований [1]. В неотектонической структуре ему соответствуют Южно- и Северо–Становая системы разломов (рис. 1). Между этими крупнейшими разломными структурами расположена Пристановая шовная зона северо-западного простирания, шириной 20–50 км, отделяющая образования Алданского щита, метаморфизованные в гранулитовой фации, от менее метаморфизованных кристаллических образований Становой складчатой системы

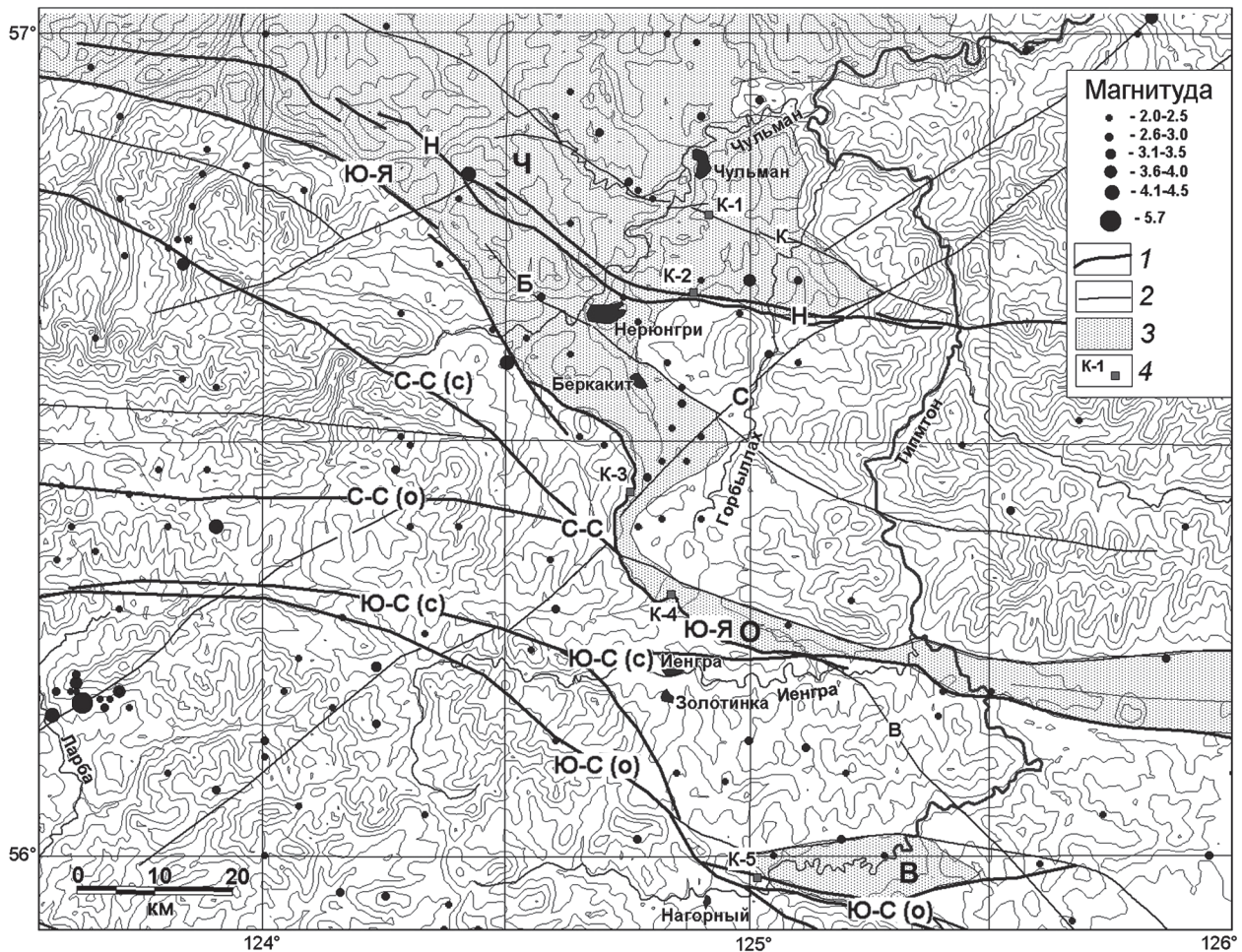


Рис. 1. Активные разломы и сейсмичность Южной Якутии.

1, 2 – активные разломы (1 – основные, 2 – второстепенные): К – Кабактинский; Н – Нижнерюнгринский; Б – Беркаитский; С – Суннагино-Ларбинский; Ю-Я – Южно-Якутский; В – Верхнегонамский; С-С (с) – Северо-Становой (северная ветвь); С-С (о) – Северо-Становой (основная ветвь); Ю-С (с) – Южно-Становой (северная ветвь); Ю-С (о) – Южно-Становой (основная ветвь); 3 – мезозойские отложения мезозойско-кайнозойских впадин; Ч – Чульманская; О – Окурданская; В – Верхнетимптонская; 4 – места детального изучения зон активных разломов в горных выработках. Горизонталы рельефа проведены через 100 м.

[14]. С севера Пристановая зона отделяется от Алданского мегаблока Южно-Якутским надвигом, по которому метаморфические образования пояса надвинуты на мезозойские отложения Южно-Якутской системы впадин [2]. На юге Пристановая зона отделена от Становой складчатой области Южно-Становой зоной разломов. В восточной части (Токинский Становик) со Становой зоной связаны четвертичные вулканы [7].

Южно-Якутская система разломов образована сопряженными зонами нарушений преимущественно взбросо-надвиговой кинематики, осложняющих южную часть Чульманской мезозойской впадины. В сочетании со Становой системой разломов, Южно-Якутская зона дизъюнктивов образует структурный парагенез, характерный для транспрессионных

структур [20]. Подобную динамическую систему, в виде сочетания продольных сдвигов с параллельными и подчиненными им взбросами и надвигами, составляют система продольных сдвигов, пересекающих осевую часть горного поднятия Токинского Становика, и сопряженный с ней Южно-Токинский надвиг [4].

В новейший (неоген-четвертичный) тектонический этап после периода спокойного тектонического режима на данной территории происходит возобновление тектонических движений, особенно интенсивных в пределах Станового поднятия. Здесь наблюдается обновление древних разломов, формируются основные черты современного рельефа, возобновляется вулканогенная активизация в районе Токинского Становика. Высокая подвижность земной коры сохраняется вплоть до настоящего времени.

Одной из основных задач современных геолого-геофизических исследований в сейсмически активных регионах является изучение геологических предпосылок возникновения землетрясений разной силы и составление региональных прогнозных карт сейсмической опасности. Несмотря на определенные успехи, достигнутые в этой области за последние десятилетия [1, 3, 4, 7, 8], корректность используемых критериев сейсмичности остается до сих пор остро дискуссионной. Морфоструктурный и геодинамический анализ показывает, что активное развитие морфоструктур, характеризующихся различной степенью дифференциации и интенсивности тектонических движений, приводит к накоплению напряжений в крупных объемах земной коры [13]. Разрядка этих напряжений в виде сильных землетрясений (М 6 и более) хотя и возможна в пределах активно развивающихся блоков, обычно связана с подвижками по зонам активных разломов [9]. Это является решающим при определении сейсмического потенциала не только структурных швов, но и морфоструктур, развитие которых они контролируют. Таким образом, в задачах по детальной оценке степени сейсмической опасности для данной территории одно из важнейших мест занимает геологический анализ активности зон сочленения главных морфоструктурных элементов на протяжении последних нескольких тысяч лет. Актуальность его диктуется нарастающей динамикой природных и техногенных катастроф и интенсификацией освоения природных ресурсов.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основу изучения активных разломов положен палеосейсмогеологический подход, основанный на допущении, что сильнейшие землетрясения далекого, часто доисторического прошлого оставляют на поверхности следы – палеосейсмодислокации [3, 11–13, 15]. Изучение этих дислокаций позволяет составить представление о параметрах землетрясений, которые можно ожидать в данном регионе в будущем. Геоморфологический метод изучения сейсмодислокаций в специально пройденных горных выработках – “трэнчинг” – приобрел большую популярность при палеосейсмогеологических исследованиях во многих странах мира в силу надежности и информативности результатов.

Для выявления активных тектонических нарушений (здесь и далее под активными понимаются нарушения, активные на протяжении плейстоцена–голоцена, т. е. последние 100 000 лет [15]) применена методика морфотектонического анализа – расшифровка структурных черт рельефа с применением данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ).

Принципиальной основой морфотектонического анализа является соответствие рельефа темпам и характеру эндогенных процессов, что определяет две составляющие морфотектонического картирования: морфоструктурную и морфодинамическую. Относительные смещения блоков в процессе неотектонической активизации создают основные черты рельефа – морфоструктуры, ограниченные активными разломами, а характер экзогенной геодинамики отражает стиль современной геодинамической активности в пределах блоков и межблоковых линейных зон.

Применение данных дистанционного зондирования, в соответствии с целями и методикой, включает морфоструктурный и морфодинамический аспекты. Для дешифрирования использованы аэро- и космические снимки территории с диапазоном оптического разрешения от 0.5 м до 30 м, материалы лазерного сканирования, обеспечившие в равной степени детальность картирования экзогенных геологических процессов и тектонических разрывов, и определение иерархического, структурного каркаса территории. Использование цифровых данных ДЗЗ, трансформированных в космо- и аэрокарты и анализируемых в геоинформационной среде, позволило выявить разноранговые тектонические нарушения, деформации форм рельефа и локализовать их на местности. Проведенный морфоструктурный анализ исследуемой территории позволяет констатировать, что выделяемые по геологическим, геофизическим, сейсмологическим и геодезическим данным структуры соответствуют также и главным дизъюнктивным элементам морфоструктуры рассматриваемого района, что свидетельствует об их современной тектонической активности.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ

Ведущую роль в тектоническом строении рассматриваемого региона играют разрывные нарушения различного ранга, объединяемые в Южно-Якутскую и Становую системы разломов. Южно-Якутская система разломов образована сопряженными зонами нарушений преимущественно взбросо-надвиговой кинематики, осложняющих южную часть Чульманской мезозойской впадины. Доминирующую роль среди них занимает плоскость Южно-Якутского взбросо-надвига, представляющего собой региональную тектоническую границу между докембрийскими образованиями Станового хребта и мезозойскими осадками Южно-Якутской системы впадин. Плоскость сместителя наклонена на юг под углами 10–70°, горизонтальная амплитуда суммарного смещения, по интерпретации гравитационных полей, составляет около 12–15 км [1, 19].

Изучение активных разломов геофизическими методами и в горных выработках позволило охарактеризовать амплитуды молодых смещений и выявить проявления сильных землетрясений. Результаты проведенных исследований при использовании данных геологического картирования [19] позволили составить карту активных разломов Южной Якутии (рис. 1). В пользу наличия молодых сейсмогенных подвижек по выделенным разломам свидетельствуют ярко выраженные коллювиальные клинья в опущенных крыльях разрывов, уступы в рельефе, резкое изменение литолого-фациального состава, мощностей и тектонические смещения покровных четвертичных наносов и почвы, а также захороненные коллювием горизонты палеопочв. Максимальная дислоцированность мезозойских пород и морфологические проявления в четвертичных осадках и формах рельефа связаны с Кабактинской, Нижнерюнградской и Беркакитской зонами разломов.

Южно-Якутский взбросо-надвиг имеет в целом субширотное простирание, протягиваясь извилистой линией и примерно повторяя северное подножие Станового хребта. Основная линия надвига сопровождается параллельными или диагональными разрывами 2-го порядка, затрагивающими как юрские отложения, так и кристаллический фундамент. В рельефе эта структура выражена крутым денудационно-тектоническим уступом высотой 50–150 м. Уступ прослеживается и в пределы пересекающих его речных долин. Здесь он выражен резко врезанными на различную глубину руслами водотоков, а также перегибами надпойменных террас. Деформации террасового комплекса установлены на поверхности 1-ой надпойменной террасы и поймы рек Унгра, Кабакта, Верхней Нерюнгри и др. Дополнительным доказательством активности разлома может служить обилие вблизи разломов минеральных и теплых источников. Это сероводородные ключи в устье р. Верх. Нерюнгри, в бассейне р. Ниж. Нерюнгри – устье руч. Сентелек, в бассейне Дурая. Послеледниковые тектонические движения подчеркиваются активной эрозией деятельностью рек, V-образной и каньонообразной формой их долин в южном крыле Южно-Якутского разлома.

Наиболее детально зона надвига была изучена на его широтном отрезке в траншее, пройденной вкост простирания уступа, ограничивающего южный борт Окурданской впадины (рис. 2, К-4 на рис. 1). Впадина выполнена юрскими отложениями, в основном перекрытыми кайнозойскими осадками, и представляет собой восточный, суженный сегмент Южно-Якутского мезозойского прогиба.

В бровке уступа канавой вскрыты обломки (глыбы, щебень) литифицированной тектонической

брекчии глубоко переработанных магматических и метаморфических пород архея. Обломочная масса разорвана крутопадающим на юго-восток разрывом, в опущенном крыле которого появляются буровато-коричневые супеси с обломками брекчированных пород. Видимая вертикальная амплитуда смещения по разрыву достигает 40 см.

Ниже по склону основной уступ осложнен крутым эскарпом высотой около 80 см. В разрезе, вскрытом канавой, в этом месте наблюдается относительно массивный блок коренных пород (тектоническая брекчия), взброшенных на рыхлые склоновые отложения. В подножии эскарпа залегает клин обломочных, щебнисто-глыбовых образований со следами биогенного (мхово-лишайникового) выветривания и грубой окатанности. Плоскость сместителя покрыта зеркалами скольжения с преобладающей ориентировкой отдельных борозд – азимут падения 200–210°, угол 30–40°. Сам относительно массивный блок коренных пород нарушен системой близгоризонтальных разрывов, которые в совокупности с крутопадающим на юго-восток основным сместителем образуют структуру надвигания этого блока на четвертичные отложения. В подножии уступа, ниже клина щебнисто-глыбовых образований, залегает фрагмент горизонта черной палеопочвы с многочисленными обломками, подстилаемый линзой буровато-коричневых супесей. Из палеопочвы отобран образец на радиоуглеродное датирование ИГАН 3332 (радиоуглеродный возраст – 1540 ± 200 лет, калиброванный – 1280–1638 лет). Ниже по склону весь описанный разрез резко оборван крутопадающим на юго-восток разрывом, в северо-западном крыле которого залегают неокатанные разноразмерные обломки брекчированных магматических и метаморфических пород, вероятно, коллювиального происхождения.

В районе 15–17 м канавы вскрыт контакт коллювиального шлейфа и залегающих ниже элювиально-делювиальных отложений со светло-коричневыми супесями. Горизонт супесей подстилается светло-коричневыми гравийными песками со слабоокатанными обломками. Эти отложения выполняют Окурданскую впадину и имеют неоген-эоплейстоценовый возраст [18]. Вблизи сместителя в горизонте супесей наблюдается антиклинальная складка, восстанавливаемая по ориентировке обломков и неясно выраженной слоистости осадков. Интересной особенностью является то, что складка выражена в микрорельефе пологим возвышением, что говорит о ее современной активности. На отрезке канавы, не показанном на рис. 2, в гравийных песках наблюдается линза торфянистой палеопочвы, погребенная глинистым материалом в древнем рве, возможно сейсмогравита-

ционного происхождения. Из палеопочвы отобран образец на радиоуглеродное датирование ИГАН 3340 (радиоуглеродный возраст – 1960 ± 80 лет, калиброванный – 1818–2002 лет).

В расчистке, пройденной на меридиональном отрезке трассы Южно-Якутского разлома, также на-

блюдаются разрывные деформации молодых отложений взбросовой кинематики (рис. 3, К-3 на рис. 1). Здесь изучен разрез склоновых отложений, сложенный преимущественно щебнисто-дресвяными образованиями. Разрез нарушен серией разрывов взбросовой морфологии. Основной сместитель наблюдает-

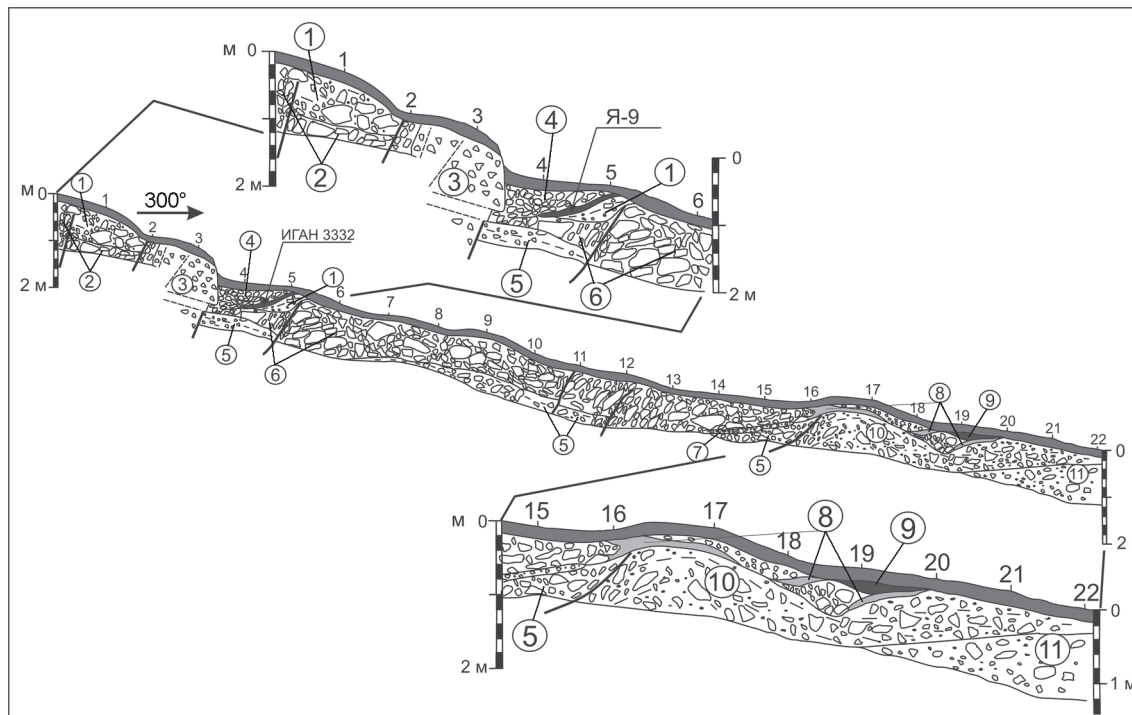


Рис. 2. Зарисовка северо-восточной стенки канавы (К-4 на рис. 1), пройденной в зоне Южно-Якутского разлома.

Цифры в кружках: 1 – буровато-коричневая супесь с обломками; 2 – глыбово-щебнистый элювий по брекчированным магматическим и метаморфическим породам; 3 – плотная сцементированная брекчия с обломками магматических и метаморфических пород; 4 – глыбы, щебень со следами окатанности; 5 – темно-коричневая супесь с щебнем, дресвой и глыбами (элювиально-делювиальные отложения); 6 – обломки брекчированных магматических и метаморфических пород (колловий); 7 – дресвяно-песчаный горизонт; 8 – бурая песчанистая почва; 9 – черная почва, богатая гумусом, углями и растительными остатками; 10 – светло-коричневые супеси с неокатанными обломками (неоген-эоплейстоцен); 11 – гравийный песок со слабоокатанными обломками (неоген-эоплейстоцен). ИГАН 3332 – образец на радиоуглеродное датирование (Я-9).

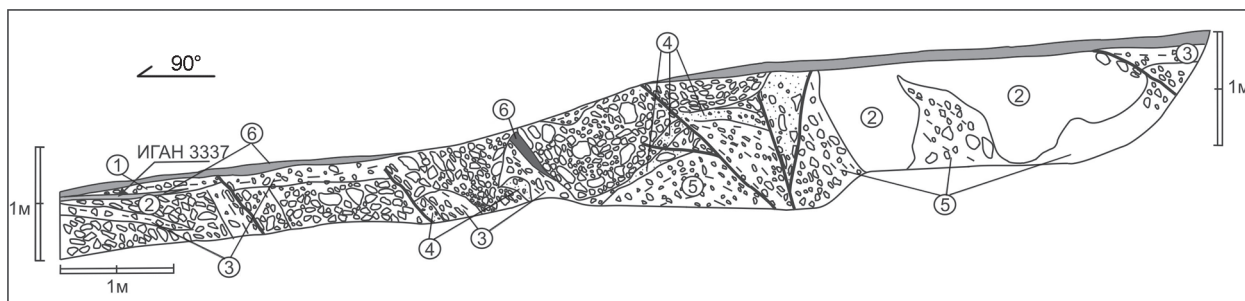


Рис. 3. Зарисовка северной стенки расчистки (К-3 на рис. 1), пройденной на меридиональном отрезке Южно-Якутского разлома.

Цифры в кружках: 1 – серые суглинки с обломками; 2 – щебень, дресва со следами окатанности (десерпций); 3 – желтовато-коричневые суглинки (делювий); 4 – темно-серые супеси со слабоокатанными обломками; 5 – темно-коричневые суглинки с дресвой; 6 – современная и палеопочва. ИГАН 3337 – образец на радиоуглеродное датирование.

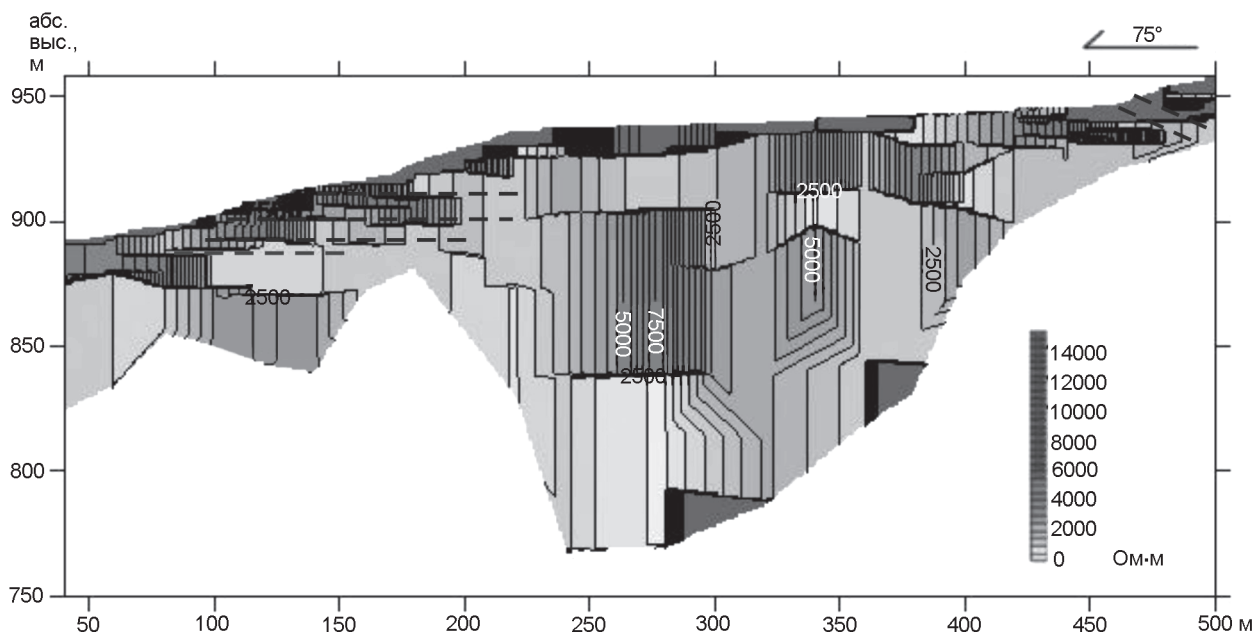


Рис. 4. Электроразведочный профиль ВЭЗ, пройденный на меридиональном отрезке зоны Южно-Якутского разлома в левом борту р. Горбыллах (район К-3 на рис. 1).

ся в центральной части расчистки. В рельефе ему соответствует уступ высотой примерно 0.6–0.8 м. Разрыв сопровождается приразломной антиклинальной складкой, выраженной в подошве грубообломочных отложений. Амплитуда взбросового смещения по разрыву достигает 40 см. В опущенном крыле этой структуры залегает нарушенный грубообломочный чехол со следами перемещения и фрагментами суглинистых слоев с палеопочвой.

В подножии уступа наблюдаются два мелких (оперяющих) сместителя, по которым происходит ступенчатое погружение слоя желтовато-коричневых делювиальных суглинков. Амплитуда вертикального смещения по разрыву, расположенному в начале расчистки, составляет 10–15 см. В опущенном крыле разрыва отмечается погребенная обломочным материалом палеопочва, из которой отобран образец на радиоуглеродное датирование ИГАН 3337 (радиоуглеродный возраст – 265 ± 73 лет). Обстоятельства, при которых была погребена палеопочва, скорее всего, были связаны с малоамплитудной импульсной подвижкой по разрыву, произошедшей, вероятно, около 200 лет назад.

По данным геофизических исследований (ВЭЗ) в подножии приразломного уступа отмечается появление полого падающих под уступ зон с пониженными кажущимися сопротивлениями, отождествляемых с тектоническими нарушениями (рис. 4). Геоэлектрический разрез на данном участке отражает строение

подножия уступа в виде фрагментарно горизонтально-слоистой среды. Причем каждая градиентная зона сопровождается изменением кажущейся глубины залегания аномалий электросопротивления. От ПК 80 до ПК 150 проявляется 4 градиентных зоны тектонических контактов. В верхней части разреза наблюдаются смещения приповерхностного слоя со взбросо-надвиговой кинематикой и вертикальной амплитудой около 20 м.

В подножии уступа, сопровождающего зону Южно-Якутского разлома, в карьере (район К-3 на рис. 1) задокументировано нарушение молодых и подстилающих их юрских отложений, вероятно, оползневое происхождения. Вблизи оползневого шва отмечаются горизонты захороненных палеопочв, из которых отобраны образцы на радиоуглеродное датирование ИГАН 3336 (радиоуглеродный возраст – 2210 ± 70 лет, калиброванный – 2151–2317 лет) и ИГАН 3334 (радиоуглеродный возраст – 7750 ± 120 лет, калиброванный – 8398–8648 лет).

Таким образом, вскрытые в двух канавах тектонические смещения молодого склонового чехла, наличие в опущенном крыле разрывов коллювиального материала и погребенных им слоев палеопочвы свидетельствуют в пользу сеймотектонического характера подвижек по разлому. Амплитуда вертикального смещения при подвижках достигала 0.3–0.5 м.

Суннагино-Ларбинский разлом пересекает Горбыллахский выступ в северо-восточном направ-

лении, по долине р. Горбыллах. Юго-западнее разлом проходит вдоль правого борта р. Оборчо, отделяя клин юрских отложений северо-восточной ориентировки от Окурданского грабена. Суннагино-Ларбинский разлом имеет правосдвиговую кинематику смещений с незначительной сбросовой компонентой, установленную геологическими методами как в мезозойских, так и в докембрийских образованиях. Амплитуда горизонтального смещения (с поздней юры) оценивается в пределах 2.5 км [19]. Восточнее разлома амплитуда горизонтальных смещений Южно-Якутского надвига резко уменьшается с 12–15 км до 2 км [1]. Таким образом, смещения по Суннагино-Ларбинскому разлому находятся в тесной взаимосвязи с взбросо-надвиговыми подвижками по Южно-Якутскому разлому, в значительной степени компенсируя их правосдвиговыми перемещениями. Современная тектоническая активность Суннагино-Ларбинского разлома подтверждается приуроченностью к нему эпицентров слабых и умеренных землетрясений (рис. 1). Можно предположить, что в случае сейсмической активизации Южно-Якутской системы разломов в зоне Суннагино-Ларбинского разлома также могут произойти сеймотектонические подвижки.

Беркакитский разлом расположен в принадлежавшей сложно дислоцированной зоне непосредственно севернее Южно-Якутского надвига, в пределах Чульманского прогиба. Юго-восточнее он приурочен к южному ограничению Горбыллахского выступа, северный контакт которого на глубине представляет собой субширотный надвиг с падением плоскости сместителя на юг. На поверхности надвиг выражен Нижнеерюнгринской зоной разломов. В современном рельефе Беркакитский разлом имеет отчетливое выражение в виде серии уступов суммарной высотой до 50 м. Новейшие вертикальные смещения по разлому привели к деформации продольного профиля долины р. Горбыллах. Эта долина к югу от разлома имеет широкую (1–3 км) в сечении форму с пологими склонами, сильно заболоченным днищем с большим количеством старичных озер и выполнена мощной толщей палеоген-неогеновых и четвертичных озерно-аллювиальных осадков [19]. В северном крыле разлома долина приобретает V-образный поперечный профиль. Палеоген-неогеновые отложения здесь эродированы, и присутствует лишь относительно грубый четвертичный аллювий.

Характер поведения речных террас в зоне Беркакитского разлома детально изучен в долине р. Амунакта (район п. Беркакит). В правом борту долины трассируется пологий уступ высотой до 2 м, в

районе которого происходит смена архейских гранитоидов на песчаники юхтинской свиты нижней юры. На пересечении уступов в долине реки наблюдается появление локальных надпойменных террас, что можно интерпретировать как образование в прошлом новых базисов эрозии в зоне разлома. Образование таких базисов эрозии является признаком подвижек по разлому, носивших сейсмический характер, что подтверждается смещением поверхности 2-й надпойменной террасы на пересечении с тектоническим уступом. Вертикальная амплитуда смещения составляет 0.8–1 м.

По данным геофизических исследований (ВЭЗ), в зоне разлома выделяется падающая на север под углом 70–60° зона повышенного кажущегося сопротивления. В подножии уступа зона выходит практически под дневную поверхность. Ниже по склону расположена еще одна подобная аномалия, выделяющаяся также и на сейсмическом разрезе. Здесь происходит резкое увеличение мощности приповерхностного высокоомного (низкоскоростного) слоя. Таким образом, амплитуда вертикального смещения в предполагаемых рыхлых отложениях составляет 8–10 м.

Нижнеерюнгринская зона разломов также расположена в пределах принадлежавшей зоне Чульманского прогиба, которая находится между Кабактинским разломом и Южно-Якутским надвигом и представляет собой сложно дислоцированную область, разбитую многочисленными разломами взбросо-надвигового, сдвигового и сбросового типа. Восточнее Чульманского прогиба Нижнеерюнгринская зона разломов образует северное дизъюнктивное ограничение Горбыллахского выступа.

В морфотектоническом отношении ветви разломной зоны ограничивают с севера и с юга узкую низкорную гряду, расположенную в подножии поднятия, соответствующего Горбыллахскому выступу (рис. 5). Они выражены уступами различной высоты, сопровождаемыми зонами дробления в позднеархейских–раннепротерозойских гранитоидах. На пересечении с долиной небольшого правого притока р. Олонгро уступы, осложняющие подножие низкорной гряды, образуют зоны довольно резкого изменения в строении продольного профиля долины притока. В южном крыле северной ветви происходит резкое сужение долины и увеличение количества надпойменных террас с одной (к северу от разлома) до двух (к югу от разлома). Здесь же неуверенно можно выделить еще два более древних террасовых уровня. К северу от зоны разлома наблюдается расширение долины притока.

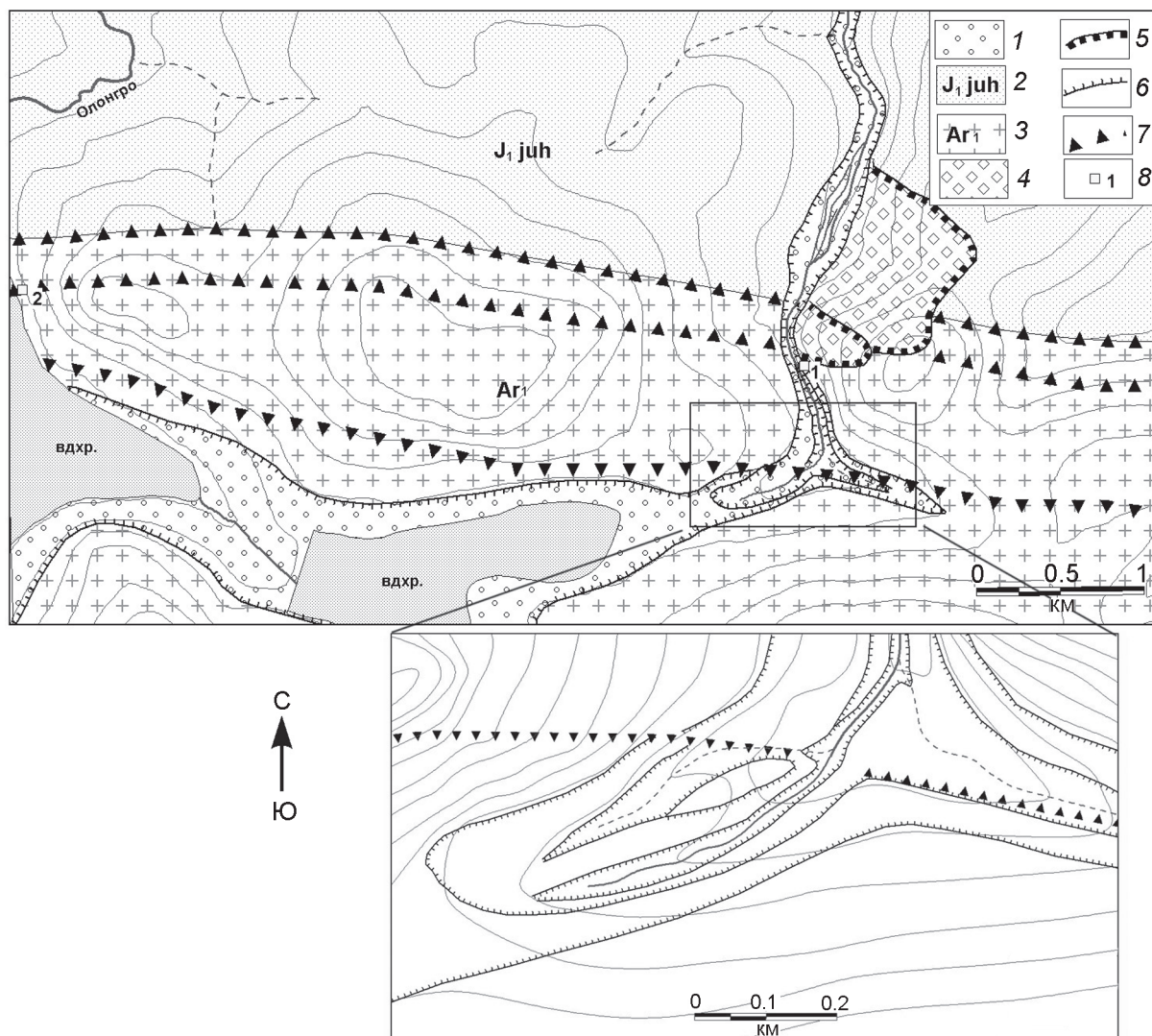


Рис. 5. Геолого-геоморфологическая схема, иллюстрирующая морфотектоническую позицию Нижнерюнгринской зоны разломов (вверху). Район п. Серебряный Бор.

1 – аллювиальные отложения; 2 – терригенные отложения юхтинской свиты нижней юры (Чульманский прогиб); 3 – гранитоиды раннего архея (Горбыллахский выступ); 4 – оползневые тела; 5 – бровки стенок отрыва оползней; 6 – бровки уступов надпойменных террас; 7 – тектонические уступы; 8 – точки наблюдения, описываемые в тексте. Горизонтали рельефа проведены через 20 м.

Внизу: схема взаимоотношения террас в верховьях правого притока р. Олонгро в месте пересечения с южной ветвью Нижнерюнгринского разлома.

В правом борту притока наблюдаются два стабилизированных оползня. Северный, более крупный оползень имеет сглаженную склоновыми процессами высокую (до 80 м) стенку отрыва. Оползневое тело имеет характерную бугристо-западинную поверхность шириной около 1 км и длиной примерно 800 м. Песчаники юхтинской свиты нижней юры, слагающие тело оползня, отдельными разрывами и трещинами разбиты на многочисленные блоки с различной ориентировкой слоев песчаников. Южный

оползень имеет вытянутую форму, длину около 500 м и ширину до 300 м. Во врезе ручья в оползневом теле наблюдается дезинтегрированная масса, сложенная разными по размеру угловатыми обломками гранитоидов. Тело оползня ограничивается крутой стенкой отрыва, высотой до 20 м. Передовая часть оползня вдается в днище долины ручья, образуя пережим с крутыми, активно подрезаемыми эрозией бортами. Выше оползня по течению в уступе пойменной террасы наблюдаются грубоокатанные аллювиальные

отложения, на которых залегает палеопочва, перекрытая песчано-глинистыми осадками (т. 1 на рис. 5). В последних видна горизонтальная слоистость, выраженная тонкими прослоями глинистого материала в песках, что позволяет предположить озерное происхождение этих образований. Радиоуглеродный возраст палеопочвы составляет 290 ± 70 лет (ИГАН 3338, калиброванный возраст – 347–460 лет). Геоморфологическая позиция озерных отложений свидетельствует в пользу подпруживания долины оползневой массой, что могло быть связано с сильным сейсмическим событием, которое активизировало оползневые процессы.

Верховья ручья пересекаются южной ветвью Нижнелерюнгринского разлома. Южнее зоны разлома, помимо современного русла, наблюдается также древнее русло, в котором практически прекращены все русловые процессы. При этом оба русла имеют общие надпойменные террасы (рис. 5). Наличие зоны выраженного в рельефе тектонического разлома в месте перестройки речной сети и образования нового русла позволяет предположить наличие голоценовых правосдвиговых смещений по зоне Нижнелерюнгринского разлома.

На простирации Нижнелерюнгринской разломной зоны, в районе устья р. Амунакта и в долине р. Чульман, расположена еще одна группа оползней. Максимальные размеры имеет оползень, развитый в правом борту р. Чульман, в 200 м ниже по течению от устья р. Амунакта. Оползень имеет изометричную форму, длину около 850 м и ширину до 750 м. Высота относительно пологого цирка отрыва оползня до-

стигает 70 м. Песчаники и алевролиты кабактинской свиты верхней юры, слагающие тело оползня, образуют слабо нарушенный блок, продвинувшийся в долину р. Чульман примерно на 90 м. Правый борт долины в этом месте представляет собой крутой, активно размываемый уступ, лишенный (за исключением 1-ой) надпойменных террас. Менее крупный оползень наблюдается в правом борту долины р. Амунакта, в 2 км выше устья. Этот оползень имеет вытянутую форму, длину около 150 м и ширину до 70 м. Песчаники и алевролиты кабактинской свиты верхней юры, слагающие тело оползня, разбиты отдельными разрывами и трещинами на многочисленные блоки с различной ориентировкой слоев песчаников. Над некоторыми разрывами, нарушающими оползневой блок, в приповерхностном разрезе наблюдаются открытые трещины растяжения. В одной из таких трещин был отобран образец провалившейся сюда и погребенной грубообломочным материалом палеопочвы (ИГАН 3389, радиоуглеродный возраст – 590 ± 40 лет, калиброванный – 590–640 лет).

Внутренняя структура приразломного уступа в зоне северной ветви Нижнелерюнгринского разлома изучена в специально пройденной для этой цели канаве (рис. 6, т. 2 на рис. 5, К-2 на рис. 1). В районе уступа происходит резкое погружение поверхности коренных гранитоидов, наблюдаемое в стенке врезки. В канаве вскрыты обломочные отложения предгорного шлейфа, слагающего подножие низкогорной гряды. Эти образования нарушены двумя субвертикальными разрывами близширотного простирания, проникающими из элювиальной массы, сложенной

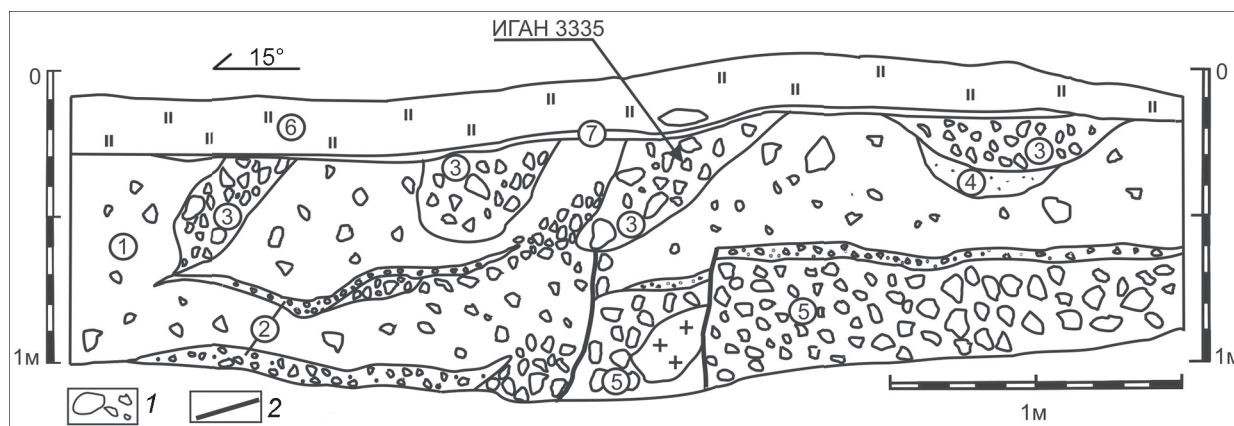


Рис. 6. Зарисовка восточной стенки канавы в зоне Нижнелерюнгринского разлома (т. 2 на рис. 5, К-2 на рис. 1).

1 – глыбы, щебень; 2 – сместители; ИГАН 3335 – образец на радиоуглеродное датирование. Цифры в кружках: 1 – щебнисто-дресвяно-песчаные делювиальные отложения; 2 – дресвяно-песчаный материал; 3 – щебнисто-дресвяные свалы с палеопочвой и золой антропогенного происхождения; 4 – кирпично-красный обожженный песок; 5 – грубообломочный элювий; 6 – техногенные отложения; 7 – почвенный слой.

крупными обломками гранитоидов. В опущенном крыле основного разрыва появляется клин крупнообломочного коллювиального материала, прислоненного к плоскости сместителя. По направлению падения этот клин сменяется тонкой линзой дресвяно-песчанистых отложений. Аналогичные образования, появляющиеся в склоновых отложениях вблизи разрыва, наблюдаются и выше по разрезу. Здесь они срезаны клином обломочного материала с палеопочвой и золой (видимо антропогенного происхождения) в верхней части разреза. Из клина, срезающего разрыв, отобран образец на радиоуглеродное датирование ИГАН 3335 (радиоуглеродный возраст – 950 ± 60 лет, калиброванный – 795–879 лет). Полученная датировка позволяет утверждать, что последняя подвижка по описанному нарушению произошла не ранее 950 ± 60 лет назад.

По данным геофизических исследований (ВЭЗ), разлом выделяется вертикальными зонами резкого увеличения кажущегося сопротивления на условных глубинах от 60 м до 40 м. С северным приподнятым бортом разлома коррелирует нижняя граница приповерхностного слоя, которая в данном интервале испытывает резкое вертикальное смещение с амплитудой до 20 м и ассоциируется с тектоническим уступом.

Таким образом, наличие разрывных деформаций, нарушающих как элювиальные, так и вышележащие делювиальные отложения, а также грубообломочных образований типа коллювиальных клиньев позволяет предположить, как минимум, двукратное обновление описанной разломной зоны, носившее, скорее всего, сейсмический характер. Вертикальная амплитуда более древней подвижки, зафиксированная в образовании нижнего коллювиального клина, могла составлять примерно 25–30 см. Амплитуду последующей подвижки определить затруднительно,

можно лишь предположить, что она была аналогична предыдущей. В пользу этого свидетельствуют длина и толщина верхней линзы дресвяно-песчанистых отложений и приблизительно оцененные размеры верхнего коллювиального клина.

Кабактинский разлом представляет собой одну из двух основных структурных границ, осложняющих внутреннее строение Чульманской впадины. К югу от разлома расположена принадвиговая зона. К северу от Кабактинского разлома находится промежуточная зона, имеющая в целом моноклиналную структуру, осложненную немногочисленными разломами взбросо-надвигового типа и мелкими складками, вытянутыми в северо-западном направлении [19].

В долине р. Чульман наблюдается деформация надпойменных террас, связанная с зоной Кабактинского разлома. Поверхность 2-й надпойменной террасы смещена с вертикальной амплитудой около 20 м. Помимо вертикальной, наблюдается и правосторонняя сдвиговая составляющая. Амплитуда сдвигового смещения тылового шва 2-й надпойменной террасы составляет около 50 м.

Приповерхностное строение описываемого сегмента Кабактинской разломной зоны детально изучено в расчистке, сделанной в стенке карьера (рис. 7). Здесь наблюдается взброс, нарушающий элювиальные и делювиальные отложения. Разрыв в элювиальных отложениях выражен зоной дробления, вблизи которой обломки принимают ориентировку, согласную с падением сместителя. Выше по разрезу деформации проникают в делювиальные желтовато-коричневые супеси со щебнем и дресвой. Здесь наблюдается структура, напоминающая лежащую складку, ядро которой выполнено обломками алевролитов (щебнем). Крылья складки сложены мелкообломочным материалом (дресвой), слои которого маркируют

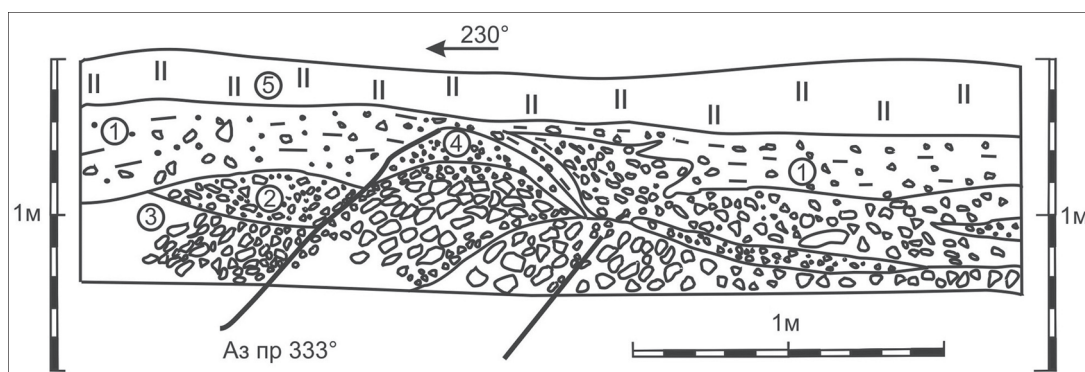


Рис. 7. Зарисовка северо-западной стенки расчистки в зоне Кабактинского разлома (К-1 на рис. 1).

Цифры в кружках: 1 – желтовато-серые супеси с обломками; 2 – черный песок с обломками; 3 – обломки алевролитов (элювий); 4 – темно-серые супеси с обломками; 5 – техногенные отложения. Жирные сплошные линии – сместители.

контуры этой структуры. Мощность делювиального слоя над складкой резко уменьшается, а непосредственно к северо-востоку от складки в нем появляется линза обломочного (дресвяно-щебнистого) материала. В опущенном (северном) крыле мощность рыхлых отложений в целом увеличивается на 0.4–0.5 м за счет появления дресвяно-щебнистого горизонта с песчаным заполнителем.

Описанная структура позволяет квалифицировать Кабактинский разлом как обновленное в голоцене нарушение взбросо-надвигового типа. При этом наличие тектонического смещения слоя делювиальных отложений, линзы грубообломочного материала, залегающего в опущенном крыле разрыва, внутри слоя делювиальных супесей, а также появление новых горизонтов в опущенном крыле нарушения дают возможность предположить сейсмический характер обновления зоны разлома. Все это позволяет признать его сейсмоконтролирующей структурой на этом участке Чульманского прогиба.

Северо-Становая разломная зона (основная ветвь) наиболее детально изучена за пределами района, изображенного на рис. 1, в бассейне р. Нюкжа. Здесь она образована широкой зоной дробления. Активные сместители разломной зоны ограничивают выполненные мощными толщами аллювиальных осадков Усть-Нюкжинскую, Талуминскую и Дюпанскую впадины, где выражены в рельефе серией эрозионно-тектонических уступов (рис. 8). Вдоль северного

разломного ограничения Усть-Нюкжинской впадины наблюдаются значительные правосдвиговые смещения речных долин. Долины рек Юктали и Дюпан смещены на 570–650 м. Амплитуда смещения долины р. Намарак достигает 1.5 км. Учитывая, что крупные долины Олекмо-Станового нагорья, подобные долине р. Намарак, имеют миоценовый возраст [2], можно считать, что такие большие смещения накопились за плиоцен-четвертичное время. В соответствии с этим можно предположить присдвиговый характер Усть-Нюкжинской, Талуминской и Дюпанской впадин (структуры типа «pull-apart basin»), сформированных под влиянием новейших правосдвиговых деформаций в зоне Северо-Станового разлома.

Один из сместителей, образующих северное разломное ограничение Усть-Нюкжинской впадины, изучен во врезе железной дороги. Здесь вскрыта вся зона разлома, деформирующая коренные амфибол-биотитовые сланцы (азимут падения 150°, угол 70–80°) и склоновые отложения (рис. 9). В разломной зоне выделяются два основных разрыва (азимут простирания 80°, угол падения 80–85°). Разрывы проникают в склоновые грубообломочные отложения, где выражены зонами дробления материала, переориентацией залегания обломков и резкой сменой гранулометрического состава отложений в узких полосах. Однако явных признаков сейсмогенных смещений не наблюдается (отсутствуют отчетливо выраженные коллювиальные клинья в опущенных крыльях). Под-

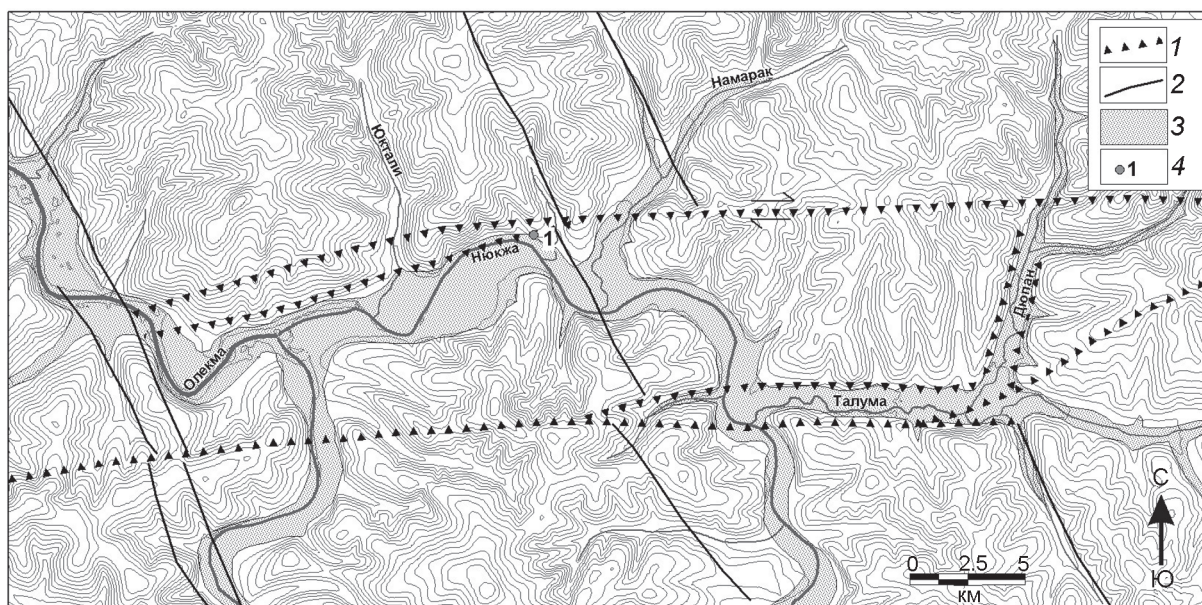


Рис. 8. Схема строения зоны Северо-Станового разлома в районе устья р. Нюкжа.

1 – отдельные ветви Северо-Становой разломной зоны; 2 – отдельные ветви Олекминской разломной зоны; 3 – аллювиальные отложения; 4 – место детального изучения разлома. Горизонтالي рельефа проведены через 50 м.

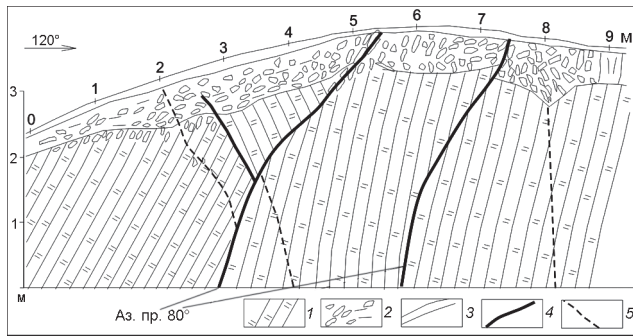


Рис. 9. Зарисовка сместителей зоны Северо-Станового разлома в правом борту р. Нюкжа (т. 1 на рис. 8).

1 – амфибол-биотитовые сланцы; 2 – склоновые отложения; 3 – почвенно-растительный слой; 4 – разрывы; 5 – трещины.

няты северо-восточные крылья. Кинематика движений, выявляемая по смещению рыхлого чехла, – взброс. При этом борозды скольжения в сланцах либо близгоризонтальные, либо косые. Характер смещений – правый сдвиг или взбросо-сдвиг. В рельефе разломная зона устойчиво прослеживается в виде крутого уступа высотой до 150 м. Взбросовая кинематика северного разломного ограничения Усть-Нюкжинской впадины свидетельствует о ее рамповой или полурамповой структуре.

Восточнее р. Нюкжи вдоль основной ветви Северо-Становой разломной зоны развита Алданская впадина. Палеодолина р. Алдан, перехваченная в процессе новейшей активизации притоками р. Нюкжи, прослеживается по меридиональной системе сквозных долин, пересекающих кряж Зверева [7]. Амплитуда новейших вертикальных смещений по разлому, где он контролирует развитие собственно Становых сводово-блоковых структур и кряжа Зверева, достигает 500 м. В центральной части Олекмо-Станового поднятия основная ветвь зоны Северо-Станового разлома (рис. 1) является областью развития интенсивного динамометаморфизма, разделяющей поля развития позднеархейских плагιοгранитов и метагабброидов. На восток она протягивается на расстояние более 250 км до бассейна р. Нуям, образуя мощную тектоническую зону, на всем протяжении ограничивающую с юга мезозойские впадины юго-востока Алданского щита.

В рельефе зона разлома выражена крутым уступом высотой до 100 м. В районе руч. Половинка (левый приток р. Горбыллах) уступ покрыт многочисленными мелкими скальными оползнями, возможно, сейсмогенной природы, так как в обычных условиях образование подобных оползней в этом районе не

происходит. В долинах рек Левый Верхний Беркамит и Правый Верхний Беркамит, на простирании приразломного уступа наблюдаются резкие правосторонние изгибы, в которые вовлечен весь комплекс надпойменных террас. Эти изгибы можно интерпретировать как следы новейших правосдвиговых тектонических смещений, суммарная амплитуда которых достигает 300 м.

Зона разлома исследована геофизическими методами в районе руч. Половинка. По данным сейсморазведки (КМПВ) наблюдается интерференция волн, что связывается с резким воронкообразным (двусторонним) погружением преломляющей границы, ассоциируемым с зоной дробления, выходящей в чехол молодых отложений. Зона дробления выделяется также и по результатам электроразведочных работ.

В пользу современной активности этого нарушения свидетельствует связь с эпицентрами умеренных землетрясений (М 4–М 5) и активное преобразование рельефа, примером чего служат Усть-Нюкжинская, Талуминская, Дюпанская и Алданская впадины, заложенные как присдвиговые прогибы. Фиксируются также горизонтальные смещения речных долин. Общая кинематика смещений для основной ветви зоны Северо-Станового разлома – правый сдвиг с незначительной вертикальной (взбросовой) компонентой.

Южно-Становая система разломов представляет собой мощную зону катаклаза, милонитизации и бластомилонитизации с шириной выхода на поверхность от 0,8 до 2–2,5 км. Строение зоны сложное, она представляет собой сочетание бластомилонитов эпидот-амфиболитовой фации и блоков слабо тектонически измененных и неизмененных пород. С опирающимися разрывами зоны Южно-Станового разлома связано Ларбинское землетрясение 14 июня 1971 г. с магнитудой М 5,9 [7]. Землетрясение зафиксировано на южном склоне Станового хребта в верховьях р. Нижней Ларбы (бассейн р. Олекмы). Интенсивность этого подземного толчка в эпицентре достигала 7–8 баллов.

В зоне Южно-Станового разлома развиты небольшие по протяженности и ширине впадины, приуроченные к локальным разрывным нарушениям северо-восточного простирания вдоль долин рек Чильчи, Нижняя, Средняя и Верхняя Ларба, Иенгра, Тимптон, изолирующих сводово-блоковые массивы. Локальные нарушения ограничивают ряд блоковых структур, либо приподнятых над окружающей местностью на 300–400 м, либо опущенных на 100–300 м.

Наиболее характерная перестройка гидрографической сети, связанная с зоной Южно-Станового раз-

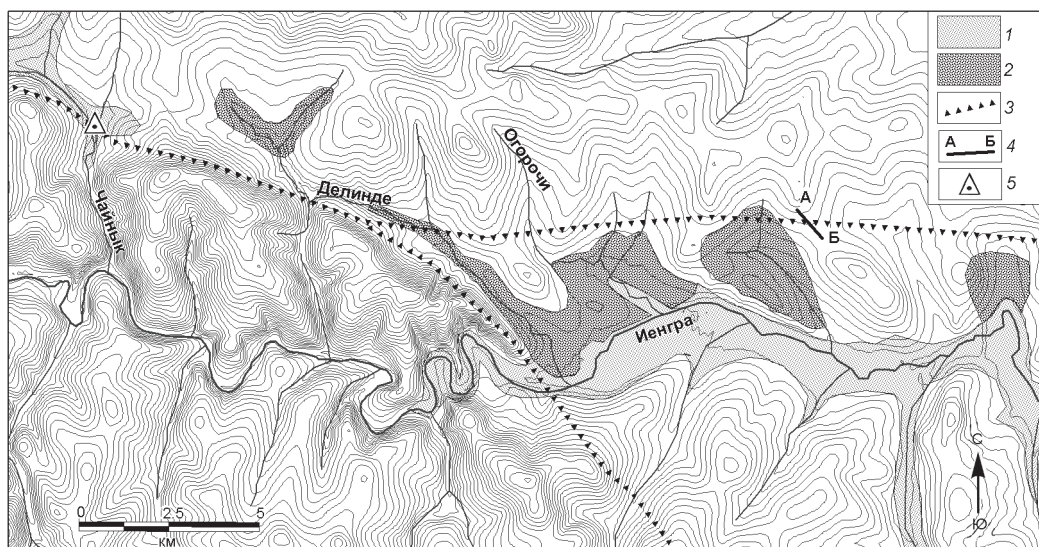


Рис. 10. Геоморфологическая схема долины р. Иенгра в среднем течении.

1 – аллювиальные отложения; 2 – нерасчлененные неогеновые отложения; 3 – приразломные уступы; 4 – электроразведочный профиль (рис. 11); 5 – место перехвата речной долины. Горизонтали рельефа проведены через 20 м. Составлена с использованием данных [19].

лома, проявлена в верховьях р. Иенгры, в центральной части Олекмо-Станового поднятия (рис. 10). Здесь установлены перехваты речных долин, в результате чего исчезла существовавшая ранее река (Пра-Иенгра) [2]. Пра-Иенгра текла на юго-восток из верховий современной р. Алдан и, совмещаясь с нынешними верховьями р. Чайнык, долиной р. Делинде и нижним течением Иенгры, впадала в р. Тимптон. О следах сравнительно крупной реки, существовавшей, судя по всему, перед началом эоплейстоценовых поднятий, свидетельствует целый ряд фактов – общий уклон местности в полосе, соответствующей положению древней долины, скопления на ряде участков сильно выветрелых неогеновых галечников, остатки высоких террасовых уровней и современная морфология долин рек Делинде и Иенгра. На описываемом участке перехват произошел в долине р. Чайнык, в результате чего эта река стала притоком Иенгры. Подобные перехваты наблюдаются и западнее, в долинах рек Липуначи, Пулполан, Курбаликит, Чульман и Унгра. В верховьях р. Делинде перехват не произошел. Возможно, это связано с активным прогибанием участков долин рек Иенгра и Делинде, заключенных между отдельными ветвями Южно-Станового разлома. Этот участок выполнен мощной толщей неоген-четвертичных осадков, вероятно является тектоническим прогибом.

По данным электроразведочных исследований (ВЭЗ), выполненных в зоне разлома, огранивающего

с севера Иенгскую впадину, выделяется резкая, круто падающая на юг зона пониженного кажущегося сопротивления (рис. 11). К югу от этой зоны появляется слоистый разрез, выявляемый по появлению слоев с повышенным сопротивлением. В северном крыле разлома слой с повышенным сопротивлением залегает в верхней части разреза. Залегание слоев в целом параллельно дневной поверхности, что позволяет ассоциировать их с неоген-четвертичными отложениями, ранее описанными в этом районе [18]. Смещение молодых отложений характеризует эту ветвь Северо-Станового разлома как активную в неоген-четвертичное время. Кинематика разрыва – взброс; опущено южное крыло, соответствующее впадине долины р. Иенгры.

По результатам тектонофизического моделирования на основе повторных геодезических измерений установлено, что описываемый участок расположен на границе участков близгоризонтального сжатия и растяжения [17]. Кроме того, здесь была выделена локальная положительная аномалия скоростей вертикальных движений [1]. Причем южнее северного ограничения Иенгской впадины наблюдается стабильная отрицательная аномалия скоростей. Севернее в эпоху 1967–1972 гг. выделялась зона отрицательных значений скоростей. В 80-х годах значения скоростей были близки к нулевым. Следовательно, на описываемом участке, характеризующемся рассеянием скоростей вертикальных движений реперов,

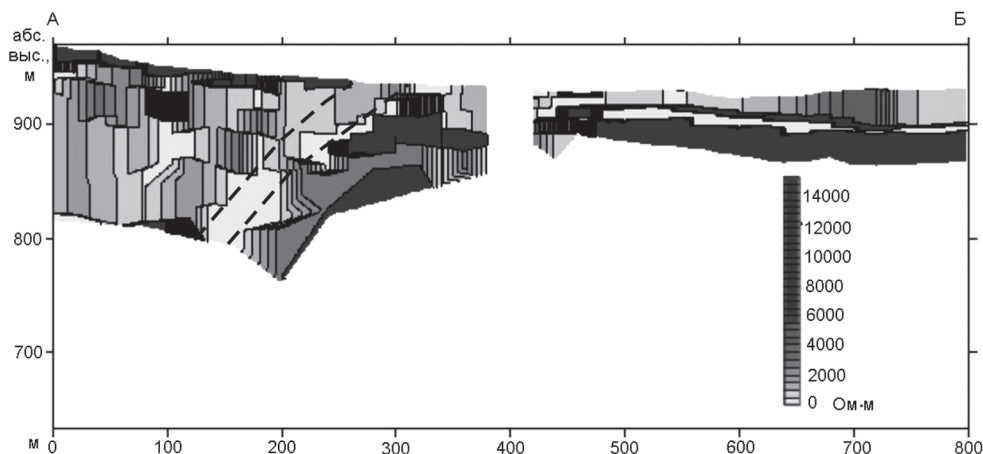


Рис. 11. Электроразведочный профиль А–Б (см. рис. 10). Пунктирные линии ограничивают зону пониженного сопротивления, ассоциируемую с разломом.

можно предположить современную тектоническую активность структур, разделяющих блоки с разными скоростями движения. В целом, характер горизонтальных смещений реперов свидетельствует о субмеридиональном горизонтальном сжатии в пределах изучаемого участка.

Таким образом, вдоль северного ограничения Иенгровской впадины устанавливается активный на неоген-четвертичном этапе взброс, у которого поднято северное крыло. Поднятие тектонического блока, расположенного к северу от разлома, послужило причиной перехватов речных долин и деформаций в неоген-четвертичных отложениях. К западу от тектонического уступа с северо-западной ориентировкой, отделяющего котловинообразное расширение (впадину) долины р. Иенгры, выполненное мощной толщей кайнозойских осадков, расположен участок с повышенной расчлененностью рельефа. Современная долина р. Иенгры на этом участке глубоко (около 100 м) врезана в прочные кристаллические породы, образуя каньон, что, видимо, связано с активной перестройкой рельефа, продолжающейся с момента исчезновения Пра-Иенгры. Иенгровская впадина, фрагмент которой изображен на рис. 10, имеет ромбообразную форму, характерную для присдвиговых бассейнов (pull-apart basin). На это указывает и его кося по отношению к общему простиранию Южно-Становой разломной зоны ориентировка. В таком случае, кинематика смещений по Южно-Становой зоне разломов – левосторонний взбросо-сдвиг. Активная перестройка рельефа говорит о молодости последнего цикла тектонической активности. Более того, учитывая наличие в зоне разрывного нарушения перехватов ручьев первого порядка (левые притоки в верхо-

вьях р. Иенгры), можно сделать вывод о том, что тектонические движения происходили не только в позднем плейстоцене, но и продолжались в голоцене.

Яркие деформации молодых форм рельефа наблюдаются и в долине р. Тимптон, представляющей собой в верхнем течении две ромбические впадины, разделенные приподнятым блоком, в котором река прорезает каньон глубиной до 20 м (рис. 12). Впадины заполнены аллювиальными отложениями и имеют аккумулятивный рельеф. Борты впадин обрезаются крутыми эрозионно-тектоническими уступами, свидетельствующими о молодой прогибании этих структур.

По данным электроразведочных исследований (ВЭЗ), выполненных в зоне разлома, ограничивающего с севера Верхнетимптонскую впадину, выделяется контрастная, крутопадающая зона пониженного кажущегося сопротивления (рис. 13). Этот участок характеризуется относительно низкоомным включением в разрыв высокоомных градиентных зон. На ПК 400 резко (на 70 м) увеличивается мощность образований с повышенным сопротивлением, которые можно интерпретировать как рыхлые, водопроницаемые отложения пролювиального происхождения. Смещение молодых отложений характеризует эту ветвь Южно-Становой разлома как активную в неоген-четвертичное время. Кинематика разрыва – взброс, опущено южное крыло, соответствующее Верхнетимптонской впадине.

В южном борту Верхнетимптонской впадины, вдоль antecedentного участка долины р. Тимптон, наблюдается хорошо сохранившийся комплекс аллювиальных и аллювиально-ледниковых террас. Подножие борта впадины нарушено прямолинейным ус-

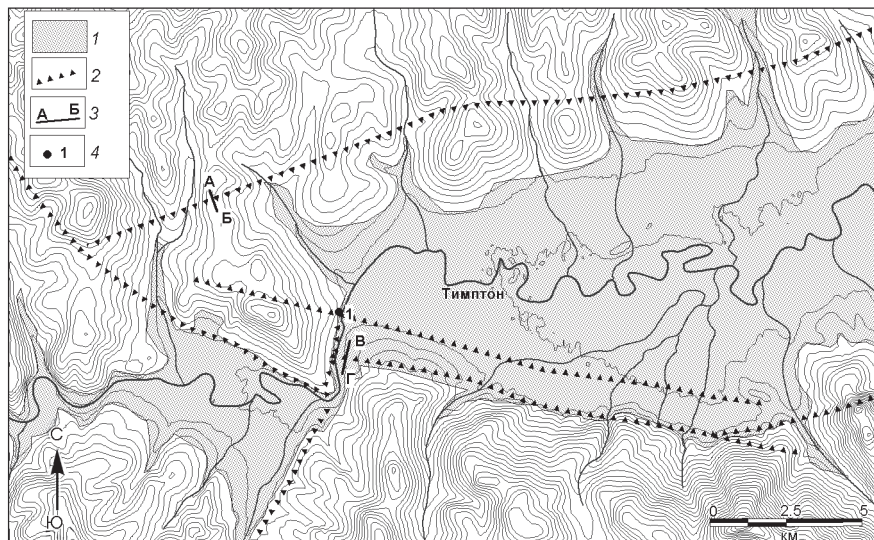


Рис. 12. Геоморфологическая схема долины р. Тимптон в верхнем течении.

1 – четвертичные аллювиально-пролювиальные отложения; 2 – приразломные уступы; 3 – электроразведочный профиль (линия А–Б, рис. 13) и продольный профиль террас долины р. Тимптон (линия В–Г, рис. 14); 4 – положение расчистки (рис. 15). Горизонтали рельефа проведены через 20 м.

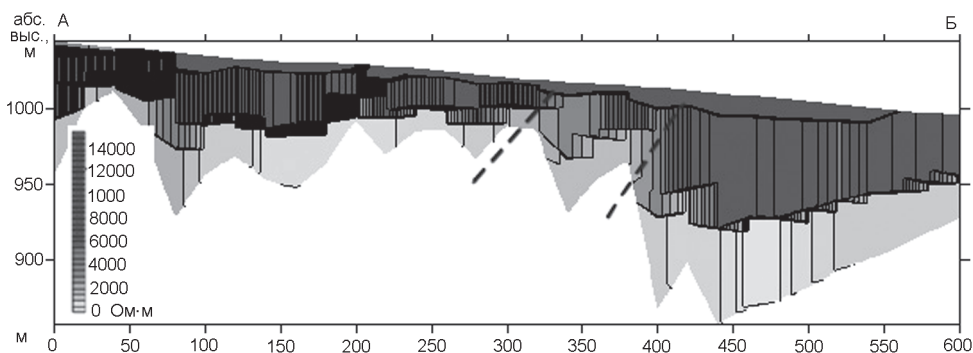


Рис. 13. Электроразведочный профиль, пройденный в зоне Южно-Станового разлома по линии А–Б, изображенной на рис. 12. Пунктирные линии ограничивают зону пониженного сопротивления, ассоциируемую с разломом.

тупом, секущим и смещающим уступы аллювиальных террас. На простирании прямолинейного уступа наблюдается левосторонний коленообразный изгиб р. Тимптон, сопровождаемый изгибом уступов надпойменных террас. При этом левый борт долины активно размывается рекой, тогда как в правом борту появляется третья надпойменная терраса, отсутствующая с противоположной стороны реки. Это явление может быть связано с тектоническими подвижками голоценового возраста. Южнее наблюдается следующий уступ, нарушающий весь комплекс террас с амплитудой вертикального смещения до 10 м (рис. 14). Зона, в пределах которой происходит смещение тер-

рас, падает на юг под углами 40–50°. В связи с этим ее можно ассоциировать с активным разломом взбросовой морфологии.

На простирании северного уступа, обрезающего южный борт Верхнетимптонской впадины, пройдена расчистка (рис. 15, т. 1 на рис. 12). В стенке наблюдается разрывное нарушение, проникающее в элювиальные и перекрывающие их аллювиальные отложения. Нарушение имеет форму микрограбена, в котором опущены слои буровато-коричневых супесей и гравийно-галечного элювия. В коренных породах наблюдается зона дробления. В целом, крылья разрыва не испытывают существенного вертикального сме-

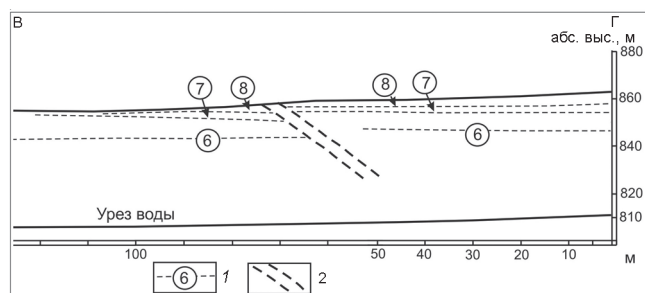


Рис. 14. Продольный профиль террас долины р. Тимптон (линия В–Г на рис. 12).

1 – бровки уступов высоких надпойменных террас и их номера; 2 – зона разлома.

щения. Вероятно, наблюдаемая структура представляет собой зону растяжения, образованную в сдвиговом поле деформаций, по-видимому, в результате сейсмогенного смещения.

На описанном участке ветви Южно-Становой системы разломов образуют взбросо-сдвиговые ограничения Верхнетимптонской впадины, выполненной мощной толщей четвертичных отложений. Четвертичные отложения в пределах впадины подстилаются нижнемеловыми грубообломочными осадками нагорненской свиты [14]. Таким образом, депрессия является наложенной на прогиб мезозойской активизации. Исходя из полученных результатов, можно предположить, что впадина имеет рамповую структуру и образована в левосдвиговом поле деформаций. Учитывая плейстоцен-голоценовый характер обновления разрывных нарушений, повышенные градиенты новейших вертикальных тектонических движений, интенсивные горизонтальные перемещения и элементы перестройки морфотектонического плана, следует считать зону Южно-Станового разлома сейсмоактивной.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Комплексный анализ геоморфологических и неотектонических данных, изучение систем позднекайнозойских активных разломов, сейсмичности, результаты полевых геолого-геофизических и палеосейсмологических исследований подтверждают современные взгляды на природу сейсмичности Олекмо-Становой сейсмической зоны, активность которой определяется сближением крупных Евразийской и Амурской плит. Зоны кинематического влияния активных разломов, образованные взаимодействием континентальных окраин этих плит, контролируют сейсмический процесс, что подтверждается как распределением эпицентров фоновой составляющей

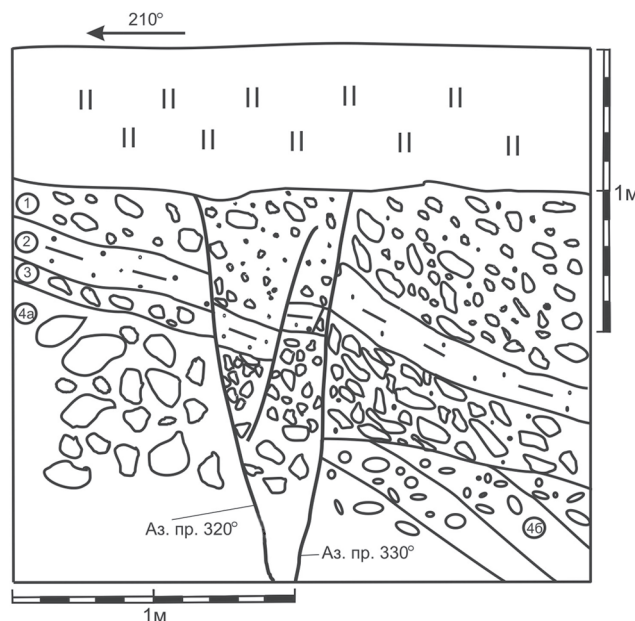


Рис. 15. Зарисовка стенки расчистки, пройденной в зоне Южно-Станового разлома.

Цифры в кружках: 1 – гравийно-галечные отложения; 2 – буровато-коричневые супеси; 3 – дресвяно-щепнистый элювий; 4 – гравелиты и конгломераты нагорненской свиты нижнего мела: а – брекчированные; б – ненарушенные.

сейсмического процесса, так и механизмами сильных землетрясений [4, 5].

Характер смещений по активизированным разломам существенно различается в западной, центральной и восточной частях изучаемой территории, что находит свое отражение в структуре поля сейсмичности [4–6]. Для оценки сейсмического потенциала несомненный интерес представляет область с невысоким уровнем инструментально зарегистрированной сейсмичности, расположенная к востоку от р. Олекмы. Данный блок является естественной границей распространения деформационного процесса байкальского типа на восток. Для участка, расположенного севернее Южно-Становой зоны разломов, характерны широтные поля распределений эпицентров слабых землетрясений, параллельные активизированным структурам. В то же время, в более мелком масштабе вся область эпицентров имеет субмеридиональное простирание, т.е. ортогональное активизированным структурам. В пределах 123–124° ВД ориентировка области сгущения эпицентров слабых землетрясений подворачивается на восток, оставаясь, тем не менее, ортогональной к системе активных разломов [4]. Следовательно, сейсмический процесс в данной области формируется последовательными подвижками (сдвигами, сдвиго-взбросами) по акти-

визированным структурам, каждая из которых оказывает демпфирующее воздействие на соседние структуры. Вследствие этого, несмотря на то, что размеры данной сейсмогенерирующей области сопоставимы с таковыми западного участка (Олекминского блока), ее сейсмический потенциал оценивается (в настоящее время) ниже на порядок ($M=6$). Восточная часть представленной области, по распределению плотности очагов землетрясений, формируется под действием активных тектонических разломов северо-западной ориентировки. Здесь в пределах Токинского Становика выявлена компактная площадь сейсмодислокаций [7] возрастом от 100 до 1000 лет. Выделенная сейсмогенная структура Алгама по генезису и размерам могла быть порождена землетрясением магнитудой не менее 7.0, в соответствии с сейсмогеологическими исследованиями Солоненко В.П. [4, 13].

На западном фланге Олекмо-Становой сейсмической зоны в тектоническом узле, образованном активными Северо-Становым субширотной ориентировки и меридиональным Олекминским разломами, произошло три землетрясения. Наиболее сильное из них Тас-Юряхское землетрясение имело магнитуду 7.0. Повышенный сейсмический потенциал проявляется здесь вследствие динамического взаимодействия структур с различным типом современного напряженного состояния земной коры (Становой и Байкальской) и подтверждается наличием сейсмодислокаций в левых притоках р. Олекмы возрастом в первые сотни лет [4].

Историческая сейсмическая активность изучаемого региона подтверждается детальными палеосейсмогеологическими исследованиями. Обнаруженные в зонах Южно-Якутского, Нижнениерюнгринского и Южно-Станового разломов первичные сейсмодислокации позволяют уверенно отождествлять эти структуры с очаговыми зонами возможных землетрясений. То же самое относится к Кабактинскому, Беркакитскому и Северо-Становому разломам, в зонах которых трассируются интенсивные деформации молодых отложений и форм рельефа. Кроме того, в зонах влияния Южно-Якутского, Нижнениерюнгринского и Северо-Станового разломов установлены многочисленные скальные оползни, пользующиеся очень ограниченным распространением в описываемом районе. Эти факты, а также наличие многочисленных дислокаций свидетельствуют о том, что в Южной Якутии на протяжении голоцена не раз происходили сильные землетрясения. Полученные радиоуглеродные датировки палеопочв, погребенных в пределах сейсмодислокаций, позволяют в первом приближении установить возраст некоторых древних

сейсмических событий. По этим данным, наиболее уверенно выделяются два палеоземлетрясения.

Первое такое событие, вероятно, породило вскрытые канавой К-4 в зоне Южно-Якутского разлома смещение молодого склонового чехла, коллювиальный клин в опущенном крыле сейсморазрыва и погребенный им слой палеопочвы. Радиоуглеродный возраст палеопочвы составляет 1540 ± 200 лет, калиброванный – 1280–1638 лет (ИГАН 3332). С этим же сейсмическим событием, вероятно, было связано образование сейсмогравитационного рва, вскрытого канавой К-4, в котором захоронилась палеопочва, имеющая радиоуглеродный возраст 1960 ± 80 лет (калиброванный – 1818–2002 лет, ИГАН 3340). Вполне возможно, что в результате этого палеоземлетрясения произошло также образование нарушения в молодых и подстилающих юрских отложениях оползневого происхождения, в пределах которого оказалась погребена палеопочва с радиоуглеродным возрастом 2210 ± 70 лет (калиброванный – 2151–2317 лет, ИГАН 3336, район К-3 на рис. 1). Сейсмическое событие произошло не ранее рубежа 1540 ± 200 лет назад, согласно радиоуглеродным датам, или интервала 1280–1638 лет назад, согласно калиброванному возрасту палеопочв. Очаг землетрясения увязывается с тектоническим узлом, образованным сопряженной системой (рис.1) Южно-Якутского, Суннагино-Ларбинского, Северо-Станового (северная ветвь) разломов. Амплитуда вертикального смещения достигла при этом 0.5 м.

Второе событие, возможно, послужило причиной образования разрыва в зоне Южно-Якутского разлома, в опущенном крыле которого залегает погребенная под обломочным материалом палеопочва с радиоуглеродным возрастом 265 ± 73 лет (ИГАН 3337, К-3). К этой дате близок радиоуглеродный возраст (290 ± 70 лет, калиброванный возраст – 347–460 лет, ИГАН 3338) палеопочвы, погребенной озерными отложениями вследствие подпруживания долины ручья оползневой массой в зоне Нижнениерюнгринского разлома. Вполне возможно, что в результате этого сейсмического толчка произошло также образование трещины растяжения в теле оползня, развитого в правом борту долины р. Амунакта. В этой трещине произошло захоронение палеопочвы с радиоуглеродным возрастом 590 ± 40 лет (ИГАН 3389, калиброванный – 590–640 лет). Таким образом, реконструируемое сейсмическое событие, вероятно, произошло около 200 лет назад. Амплитуда вертикального смещения по разрыву в зоне Южно-Якутского разлома при этом составила 10–15 см. Столь небольшая амплитуда смещения позволяет предположить, что

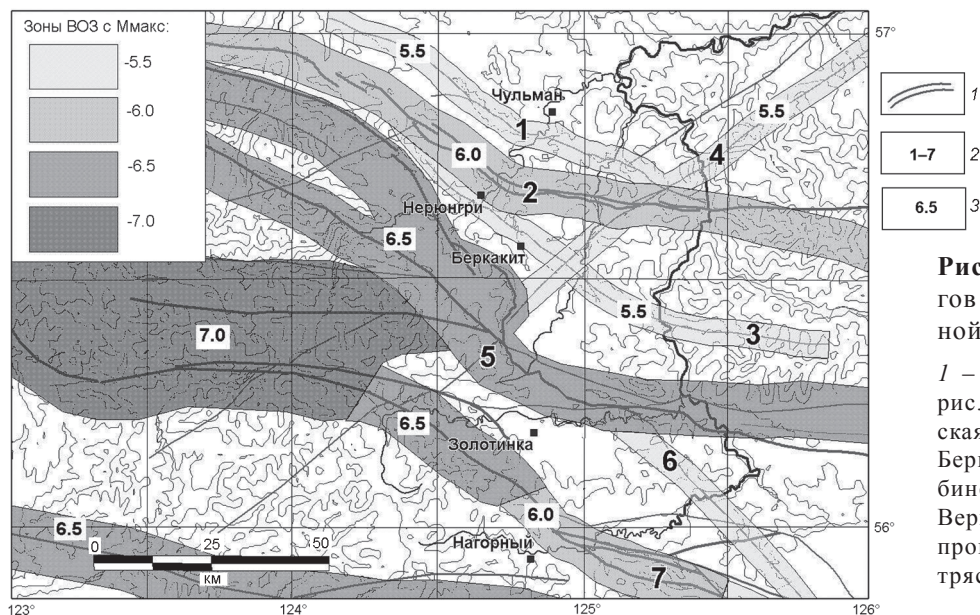


Рис. 16. Зоны возможных очагов землетрясений (ВОЗ) Южной Якутии.

1 – активные разломы согласно рис.1; 2 – зоны ВОЗ: 1 – Кабактинская; 2 – Нижнеерюнгринская; 3 – Беркакитская; 4 – Суннагино-Ларбинская; 5 – Южно-Якутская; 6 – Верхнегонамская; 7 – Становая; 3 – прогнозируемая магнитуда землетрясений.

Южно-Якутский разлом при этом землетрясении был активизирован пассивным образом, т.к. следов выхода очага события на поверхность в зоне разлома обнаружено не было. По имеющимся данным, очаг землетрясения не был связан и с зоной Нижнеерюнгринского разлома, т.к. последняя подвижка по этому нарушению произошла не ранее 950 ± 60 лет назад.

Результаты комплексных исследований стали основанием для существенного уточнения имеющихся сведений о сейсмотектонике региона. В результате применения палеосейсмогеологического подхода к изучению активных разломов были намечены конкретные геологические структуры, ответственные за реализацию сейсмического потенциала. Это, в свою очередь, позволило построить дифференцированную карту зон возможных очагов землетрясений (ВОЗ) Южной Якутии (рис.16).

При построении карты для оценки максимально возможной магнитуды в пределах той или иной, выделенной по комплексу геолого-геофизических данных разломной структуры привлечены результаты комплексного анализа геолого-тектонических критериев сейсмичности [7, 8]. Они были дополнены результатами исследования структуры связей сейсмогеологических элементов, обуславливающих сейсмичность, с применением аппарата факторного анализа [4] и моделирования сейсмического процесса [16]. В качестве сейсмогенерирующих структур приняты активные разломные зоны, демонстрирующие сейсмотектонические подвижки голоценового возраста (т.е. за последние 10 000 лет). Результаты детального изучения активных разломов позволили также

привлечь метод оценки максимально возможной магнитуды, основанный на глобальных статистических обобщениях соотношений размеров очаговых зон землетрясений, магнитуды, кинематики и амплитуды подвижек по сейсмогенным разломам [10, 21]. Использование этих соотношений позволило оценить ширину зон ВОЗ в виде зон кинематического влияния разломов.

Кабактинская зона ВОЗ выделена в связи с одноименным активным разломом. Геолого-геоморфологические и палеосейсмогеологические наблюдения в зоне разлома показали морфокинематику в виде правостороннего взбросо-сдвига с возможными одновременными сейсмическими подвижками с амплитудой до 20 см.

Нижнеерюнгринская зона ВОЗ выделена в связи с одноименным активным разломом, имеющим две структурные ветви. При «тренинге» выявлено двукратное сейсмогенное смещение крыльев разлома с вертикальной амплитудой порядка 20 – 25 см.

Суннагино-Ларбинская зона ВОЗ приурочена к одноименному активному разлому, имеющему две структурные ветви. Геолого-геоморфологические, геофизические наблюдения в зоне разлома показали его морфокинематику в виде сдвига-сброса с возможными одновременными сейсмическими подвижками с амплитудой до 40 см.

Беркакитская зона ВОЗ выделена в связи с одноименным активным разломом. Средняя глубина возникновения гипоцентров ожидаемых землетрясений – 10–15 км [6]. Геолого-геоморфологические и геофизические наблюдения в зоне разлома показали его морфокинематику в виде взброса с возможными

единовременными сейсмическими подвижками с амплитудой до 30 см.

Южно-Якутская зона ВОЗ выделена в связи с одноименным активным разломом надвиговой морфологии, имеющим несколько структурных ветвей. К западу от г. Нерюнгри, в связи со сходством параметров, зона объединяется с северной ветвью Северо-Станового разлома в единую сейсмогенерирующую структуру. Геолого-геоморфологические, геофизические и палеосейсмогеологические наблюдения в зоне Южно-Якутского разлома показали его морфокинематику в виде взброса с возможными единовременными сейсмическими подвижками с амплитудой до 50 см. При «тренинге» выявлено двукратное сейсмогенное смещение крыльев разлома с вертикальной амплитудой порядка 40–45 см.

Верхнегонамская зона ВОЗ выделена в зоне одноименного активного разлома сдвиговой морфологии. Геолого-геоморфологические наблюдения в зоне разлома показали его морфокинематику в виде правостороннего сдвига с возможными единовременными сейсмическими подвижками с амплитудой до 40 см.

Становая зона ВОЗ выделена в зоне Южно-Станового активного голоценового разлома с взбросо-сдвиговой морфологией смещений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Планируемое промышленное развитие Южной Якутии, включающее строительство подземных угольных шахт, энергетических объектов, горнодобывающих и горнообогатительных предприятий, трассы нефтепровода (Южно-Якутский мегапроект) поставило проблему по адекватной оценке сейсмической опасности данной области. Решение проблемы стало возможным благодаря проведению детальных полевых геолого-геофизических работ.

В соответствии с собранными данными и изложенными выше методическими предпосылками расчета сейсмического потенциала для активных разломов изученного участка Южной Якутии, получены следующие оценки максимально возможной магнитуды землетрясений: для Кабактинского разлома – $M_{\text{макс}} = 5.5$; для Нижнеерюнгринского – $M_{\text{макс}} = 6.0$; для Беркакитского – $M = 5.5$; для Южно-Якутского – $M_{\text{макс}} = 6.5$; для Суннагино-Ларбинского – $M_{\text{макс}} = 5.5$. Для Становой системы разломов получена более дробная дифференциация сейсмического потенциала. С учетом того, что сейсмический потенциал не может быть ниже исторически установленного, максимальным уровнем сейсмической опасности ($M_{\text{макс}} = 7.0$) характеризуются сегменты Становой зоны, расположенные в среднем тече-

нии р. Олекмы и кряже Зверева, т.е. в западной части территории, изображенной на рис. 1. В центральной части района исследований (район п.п. Золотинка и Нагорный), для Становой зоны установлен сейсмический потенциал $M_{\text{макс}} = 6.5$. К востоку от п. Нагорный сейсмический потенциал Становой зоны понижается до $M_{\text{макс}} = 6.0$.

Отличительной особенностью построенной карты зон возможных очагов землетрясений является отсутствие изолиний равных магнитуд, связанных с интерполяцией исходных данных. Прогноз сейсмического потенциала сейсмоактивных структур обозначен для разломов, для которых подтверждена современная активность палеосейсмологическими исследованиями. В этой связи, восточное окончание ОСЗ, где выявлена дислокация вследствие возможного землетрясения магнитудой 7.0, на карте не представлено. Средняя повторяемость сильных землетрясений ($M 6–M 7$) по всей ОСЗ с учетом возраста сейсмодислокаций за последние 1000 лет составляет не более 200 лет.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (проекты 05-05-64170, 08-05-00103).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Геодинамика Олекмо-Становой сейсмической зоны // Л.М. Парфенов, Б.М. Козьмин, В.С. Имаев и др. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1985. 136 с.
2. Долгушин И.Ю. Лено-Алданское плато и Алданское нагорье // Плоскогорья и низменности Восточной Сибири. М.: Наука, 1971. С. 53–68.
3. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья / В.П. Солоненко, А.А. Тресков, Р.А. Курушин и др. М.: Наука, 1966. 230 с.
4. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмодинамика Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 215 с.
5. Имаев В.С., Трофименко С.В., Гриб Н.Н. и др. Разломная тектоника и геодинамика в моделях очаговых зон сильных землетрясений Южной Якутии. Томск: Изд-во Томского политехн. ун-та, 2007. 274 с.
6. Козьмин Б.М., Ларионов А.Г. Особенности пространственного распределения землетрясений Якутии // Сейсмическое районирование Якутии и сопредельных территорий. Якутск: ЯФ АН СССР, 1975. С. 20–28.
7. Николаев В.В., Семенов Р.Ф., Семенова В.Г., Солоненко В.П. Сейсмодинамика, вулканы и сейсмическое районирование хребта Станового. Новосибирск: Наука, 1982. 150 с.
8. Николаев В.В., Врублевский А.А., Ахмадулин В.А., Кузнецов В.Е. Геодинамика и сейсмическое районирование материковой части Дальнего Востока. Владивосток: ДВО РАН, 2000. 90 с.
9. Ранцман Е.А. Места землетрясений и морфоструктура горных стран. М.: Наука, 1979. 172 с.
10. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9–27.

11. Рогожин Е.А., Богачкин Б.М., Иогансон Л.И. и др. Опыт выделения и прослеживания сейсмогенерирующих зон методами геолого-тектонического анализа на территории Западной Монголии и Зайсано-Алтайской складчатой области // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ИФЗ РАН, 1995. Вып. 2/3. С. 132–152.
12. Рогожин Е.А. Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия // Рос. журн. наук о Земле. 2000. Т. 2, № 1. С. 37–62.
13. Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1962. № 11. С. 58–74.
14. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Отв. ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
15. Трифонов В.Г., Кожурин А.И. Лукина Н.В. Изучение и картирование активных разломов // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Т. 1. М.: ИФЗ РАН, 1993. С.196–206.
16. Трофименко С.В. Оценка энергии возможного землетрясения Олекмо-Становой зоны // Горный информационно-аналитический бюллетень. Региональное приложение ЯКУТИЯ. 2006. Вып. 3. С. 149–154.
17. Фотиади Э.Э., Есиков Н.П., Бочаров Г.В. и др. Тектонофизическое районирование зоны сочленения Алданского щита и Станового нагорья по данным геодезических измерений // Геология и геофизика. 1982. № 3. С. 3–15.
18. Хотина Е.Б., Жежель О.Н. Кайнозой бассейна Алдана // Кайнозойский седиментогенез и структурная геоморфология СССР. Л: Недра, 1987. С. 29–33.
19. Янополец О.А., Петрова И.А., Скопич С.И. и др. Государственная геологическая карта РФ. 1:200 000. Серия Алданская. Листы О-51-XXIX, О-51-XXXУ: Объясн. зап. Филиал ГУП РС (Я) “Аладангеология” “Южноякутская экспедиция”. СПб., 2004.
20. Sanderson D.J., Marchini W.R.D. Transpression // Jour. of Struct. Geology. 1984. V. 6. P. 449–458.
21. Wells D.L., Coppersmith K.J. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // Bull. Seis. Soc. Am. 1994. V. 84, N 4. P. 974–1002.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

*A.N. Ovsyuchenko, S.V. Trofimenko, A.V. Marakhanov, P.S. Karasev, Ye.A. Rogozhin,
V.S. Imaev, V.M. Nikitin, N.N. Grib*

Detailed geologic and geophysical investigations of zones of active faults, and seismic hazard of the South Yakutia region

Active faults play a key role in morphostructure formation and seismic control within the Olekma-Stanovoy seismic zone. Detailed geologic-structural and morphotectonic investigations carried out in the fault zones made it possible to assess kinematics of active faults and the degree of their activity in the Holocene (the last 10,000 years). Ancient faults are present among them, for example, the Stanovoy suture of Proterozoic age. Most faults are young – Late Mesozoic and Cenozoic. The investigations were paleoseismogeologically oriented and were accompanied with mine workings driving through the land forms, which can be associated with zones of active tectonic dislocations; the latter have been geophysically prestudied. The practised approach made it possible to substantially specify the available data on the seismotectonics and potential seismic hazard of the region.

Key words: geologic-and-geophysical investigations, active faults, seismic hazard, South Yakutia.

**КАЛИЕВАЯ СПЕЦИФИКА БАЗАЛЬТОВ СИНЕУТЕСОВСКОЙ ВПАДИНЫ:
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КОРРЕЛЯЦИИ И ПРОБЛЕМЫ КАЛИЙ-АРГОНОВОГО
ДАТИРОВАНИЯ (ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ)**

И.С. Брандт¹, С.В. Рассказов¹, В.К. Попов², С.Б. Брандт¹

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 23 августа 2007 г.

Приводятся новые данные по строению разрезов, геохимическому составу и возрасту вулканогенно-осадочных и эффузивных образований Синеутесовской впадины на юге Приморья. Образования, выполняющие Синеутесовскую впадину, представлены двумя пакетами: нижним, сложенным осадочно-вулканогенными угленосными породами – стратотипом синеутесовской свиты, и верхним, сложенным тефроидными отложениями и перекрывающими их потоками базальтов. Рассмотрены особенности геохимического состава и проблемы калий-аргонового датирования базальтов. Для самого верхнего базальтового потока получена К-Аг датировка 22.0 ± 1.0 млн лет. В средней и нижней частях лавового пакета датировки омоложены. Их искажение связывается с нагревом базальтов при возгорании бурых углей синеутесовской свиты, залегающих под вулканическим покровом. Выполненные расчеты показали, что аргон мог лишь частично удаляться из базальтов за счет кондуктивного теплопереноса и теряться главным образом в связи с инфильтрацией горячих газов в неоднородной трещиноватой среде. Базальтовый вулканизм континентальной окраины Южного Приморья и сопредельных территорий Кореи и Китая, проявленный на олигоцен-миоценовом рубеже, предшествовал ранне-среднемиоценовому спредингу и формированию впадины Японского моря. Индикатором зарождающегося спрединга Япономорской котловины являются недифференцированные умереннощелочные базальты внутриплитного геохимического типа, проявленные в пределах Амбинской впадины и ряда других структур юга Приморья, а также внутриплитные щелочные базальты грабена Пхохан Корейского п-ова. Калиевый базальт-трахибазальтовый вулканизм проявился локально в пределах рифтогенных впадин и щитовых вулканов, в отдельных структурах он завершался вулканизмом среднего и кислого состава. Подобная эволюция вулканизма связывается с избирательной контаминированностью базальтовых расплавов при взаимодействии с кислым материалом коры и генерацией кислых анатектических выплавов.

Ключевые слова: кайнозой, калиевые базальты, микроэлементы, К-Аг датирование, Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Стратиграфическое расчленение вулканических толщ представляет собой задачу, решение которой тесно связано не только с обоснованием возраста по палеонтологическим, литологическим признакам и радиоизотопным определениям, но и с корреляцией геохимического состава эффузивных пород, позволяющей сопоставлять их с возрастными аналогами удаленных ареалов. В настоящей работе делается акцент на выделение генерации базальтоидной ассоциации калиевого ряда в рифтогенных впадинах Южного Приморья на рубеже олигоцена и миоцена.

Кайнозойские магматические породы калиевого ряда – лейцитовые базальты и лейцититы – известны на этой территории с середины прошлого столетия [2]. Известные к настоящему времени местонахождения калиевых щелочных и субщелочных пород показаны на рис. 1.

Повышенные концентрации калия выявлены в породах вулканических и плутонических комплексов раннего–среднего кайнозоя вдоль западного (континентального) обрамления Япономорской котловины. На территории Восточного Сихотэ-Алиня дайки и субвулканические тела калиевых щелочных пород

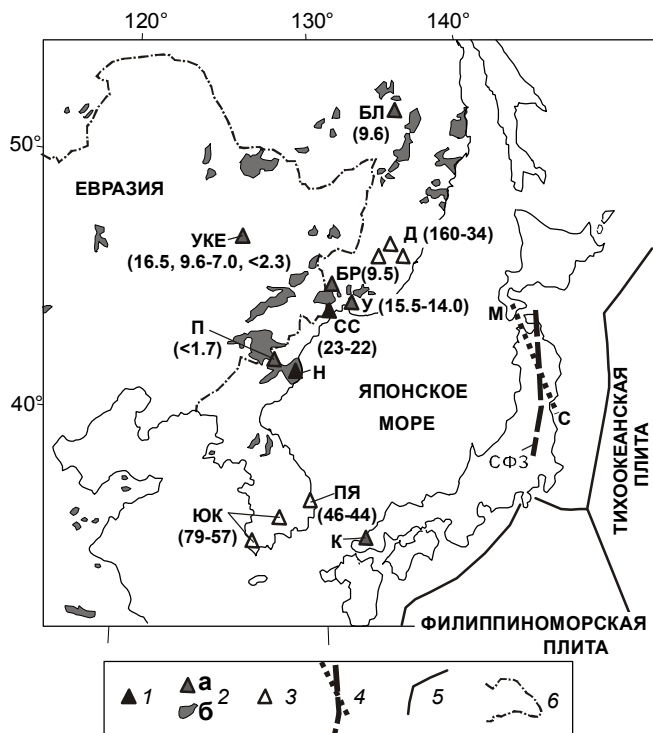


Рис. 1. Схема пространственного распределения кайнозойских вулканических пород калиевой серии в Приморье и на сопредельных территориях Приамурия, Китая и Кореи.

1 – калиевые трахибазальты олигоцен-миоценового рубежа (СС – базальты Синеутесовской впадины и славянский комплекс, в скобках здесь и далее обозначен возраст в млн лет, Н – свита намсок, Кильчу-Менчхонский грабен в Северной Корее); 2 – вулканические породы среднемиоценового–четвертичного возраста: а – калиевая щелочная серия (У – Угловская впадина, БР – Борисовский вулкан, БЛ – Болонский вулкан, Среднеамурская впадина, УКЕ – поля Удалянци, Келуо, Еркешан, Северо-Восточный Китай, П – вулкан Пектусан, К – вулкан Катамата группы вулканов Абу, Юго-Западная Япония), б – калий-натровая серия (показаны базальтовые вулканические поля на континентальной окраине); 3 – вулканические породы калиевой серии раннего–среднего кайнозоя (Д – Дальнегорский район и сопредельные территории, ЮК – Южная Корея, ПЯ – впадина Пхохан-Яннам); 4 – косое пространственное соотношение вулканической линии Матсумае–Сизукуси–Сиогама (М–С, возраст 25–22 млн лет) с современной фронтальной зоной вулканической дуги Северо-Восточной Японии (СФЗ) [36]; 5 – преддуговой трог; 6 – сухопутная государственная граница.

(шонкинитов, лейцитовых трахитов, трахиандезитов и эссекситов) изучены И.Н. Говоровым в Дальнегорском рудном районе [3, 4]. К-Аг датировки этих пород составляют 36–34 млн лет. В Кавалеровском рудном районе, на Арсеньевском оловорудном месторождении, охарактеризованы палеоцен-эоценовые (55–45 млн лет) калиевые трахиандезитобазальты, тра-

хиандезиты, калиевые граниты и ультракалиевые риолиты [18]. Лавы с повышенным содержанием калия встречены в палеоценовых (57 млн лет) и среднеэоценовых (46–44 млн лет) базальтах Южной Кореи [12, 13]. Шошонитовые базальты изучены в свите намсок, ассоциирующей с осадками позднего эоцена–олигоцена грабена Кильчу-Менчхон Северной Кореи [26–29].

На рубеже позднего олигоцена – раннего миоцена базальтовый и базальт-андезит-дацит-риолитовый вулканизм проявился в рифтогенных впадинах южного Приморья и сопредельных территорий. В Пойменной и Синеутесовской впадинах происходили извержения калиевых базальтов известково-щелочного ряда [16, 21]. В Амбинской впадине, расположенной в 30 км к северо-востоку от Синеутесовской, в этот период извергались базальтоиды (базаниты) с пониженным содержанием кремнезема и повышенным – натрия [17]. Ранее эти породы выделялись в сандуганскую свиту раннемиоценового возраста (Асипов, 1963 г.). Раннемиоценовые субщелочные базальты Восточного Китая и Корейского п-ова также имеют натровый состав [27, 29, 34]. В южной части Японского моря широко развиты продукты наземных извержений олигоцен-раннемиоценового возраста: высококалиевые трахиандезиты, трахидациты и трахириолиты свиты оки [5, 9]. Приведенные материалы свидетельствуют о значительных вариациях химического состава базальтов этого этапа от высокотитанистых натровых базальтоидов до высококалиевых трахибазальтов, трахиандезитов и их производных.

Для молодых вулканических комплексов с датировками от среднемиоценовых до четвертичных также характерны проявления калиевых пород щелочного и субщелочного ряда. Лейцитосодержащие базальтоиды Угловской впадины Южного Приморья датированы К-Аг методом возрастным интервалом 15.5–14.0 млн лет [24]. Лавы лейцитовых базальтов и лейцититы описаны в среднем течении р. Амур на Болонском вулкане [14, 23, 25] и охарактеризованы $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировкой 9.6 млн лет [19]. Магнезиальные базальты с повышенной концентрацией калия отмечены на Борисовском вулкане [1, 11]. Для него получена близкая К-Аг датировка – 9.5 ± 0.6 млн лет [31]. На Шуфанском базальтовом плато установлены многочисленные вулканические центры, многие из которых сложены щелочными и субщелочными калиевыми базальтами [10]. Высококалиевый состав определен в четвертичных лавах вулкана Пектусан Северной Кореи [13]. Активность этого вулкана датирована временным интервалом последних 1.7 млн лет [20]. В более глубокой части континента известны

калиевые базальтоиды вулканических полей Келуо, Еркешан и Удалянчи с К-Аг датировками трех вулканических эпизодов: 16.5, 9.6–7.0 и <2.3 млн лет [14, 20, 23, 39, 40]. В Юго-Западной Японии на четвертичном вулкане Катамата группы вулканов Абу охарактеризованы калиевые базальты, не содержащие плагиоклаза, – абсарокиты [38].

Особого внимания заслуживает изучение распространения вулканических пород, проявленных на рубеже олигоцена и миоцена. Вулканизм этого периода предшествует этапу деструкции континентальной окраины, выразившейся образованием Япономорской впадины [5, 21, 36 и др.]. В работе характеризуются раннемиоценовые базальты Синеутесовской впадины Южного Приморья, имеющие ярко выраженную калиевую специфику, и проводятся их сопоставления с подобными по составу лавами сопредельных территорий, рассмотрены возможные причины высокого содержания калия. Калий-аргоновое датирование базальтов Синеутесовской впадины показывает частичное нарушение их К-Аг изотопной системы и искажение возраста пород. Детально рассмотрена физическая природа этого явления как следствия возгорания прослоев бурых углей в подстилающих осадочных отложениях.

ХАРАКТЕРИСТИКА СИНЕУТЕСОВСКОЙ СВИТЫ И СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА БАЗАЛЬТОВОЙ ТОЛЩИ

Стратотип синеутесовской свиты расположен в Синеутесовской впадине, в верховьях руч. Дозорный [8] (рис. 1). В разрезе свиты выделяются четыре толщи [15], сложенные аркозовыми песчаниками, залегающими на выветрелых (дресвянистых) палеозойских гранитах, вулканогенно-осадочными породами с отдельными горизонтами обломочных вулканогенных пород (пелловые и пемзовые туфы риодацитов) и несколькими пластами бурого угля. В верхней части появляются горизонты галечников, гравелитов и песчаников с прослоями желтовато-серых алевролитов и псаммитовых кристаллолитовитрокластических туфов андезитов, на которых залегают толща тефроидов, гиалокластитов и лав базальтов и андезибазальтов. Галечниковые породы верхней части разреза, согласно результатам геологосъемочных работ (А.А. Вржосек и др., 1968 г., А.А. Сясько и др., 2002 г.), отнесены к позднемиоценовой усть-суйфунской свите, а вулканокластиты и базальты – к шуфанской. По данным [15], верхняя пачка гравелитов, галечников и песчаников завершает разрез синеутесовской свиты. Фациальными вулканическими аналогами пирокластических вулканогенных пород синеутесовской свиты являются андезиты, дациты и риодациты славянского комплекса, широко развитые на

южных и юго-восточных глубоко эродированных флангах впадины (г. Андрусовская Сопка, г. Острая и др.) (А.А. Сясько и др., 2002 г.). Rb-Sr возраст экструзивных дацитов славянского комплекса в соседней Пойменной впадине составляет 22.9 ± 0.3 млн лет [21]. Возраст угленосных отложений свиты, по данным изучения листовой флоры и палинологических исследований, отвечает завершающей фазе олигоцена – первой половине раннего миоцена [15]. Полученный нами К-Аг возраст базальтов, перекрывающих верхнюю пачку синеутесовской свиты, составляет 22.0 ± 1.0 млн лет [16].

Базальты г. Синий Утес (абс. отметка 842.4 м) образуют изолированный останец лавового покрова, вытянутый субмеридионально на 8 км при ширине до 2 км. На западе он отделен седловиной от базальтового плато, протягивающегося на территорию Китая (рис. 2А). В основании лавового пакета залегают слои базальтовой тефры и гиалокластитов (рис. 2Б). Мощность угленосных вулканогенно-осадочных отложений синеутесовской свиты достигает 290 м, а базальтовой толщи – 240 м. В южном, юго-восточном, восточном и северо-восточном обрамлении г. Синий Утес развиты отчетливо выраженные в рельефе отпрепарированные останцы лавовых потоков, выходы экструзивных и дайковых тел базальтов и андезибазальтов (г. Толстая, г. Барс, г. Золотая Подкова и др.). Последние часто сближены в пространстве и образуют дайковые пояса и ареалы северо-западного и субмеридионального направлений. По всей вероятности, они представляют собой подводящие каналы значительно эродированного покрова платобазальтов г. Синий Утес. Аналогичные дайки базальтов прорывают вулканогенно-осадочные породы синеутесовской свиты в стратотипическом разрезе в верховьях руч. Дозорного (обр. П-473, табл. 1) и на восточном склоне г. Синий Утес.

По основному руслу в верховьях ручья Дозорного под базальтовой толщей задокументировано четыре угольных пласта мощностью (снизу вверх) 0.5, 2.5, 1.0 и 2.5–2.7 м. Наиболее протяженные и мощные из них показаны на карте и разрезе (рис. 2). В осадках, кроме того, встречаются маломощные невыдержанные прослои и линзы угля.

Базальтовая толща г. Синий Утес изучена на левом борту ручья Дозорный (точка П-462). Она завершает разрез кайнозойских отложений Синеутесовской впадины, залегая на туфогенно-осадочных угленосных породах синеутесовской свиты без признаков стратиграфического перерыва [15]. Разрез базальтовой толщи начинается с пирокластических водно-озерных отложений (переотложенная базаль-

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов (мас. %) и микроэлементов (мкг/г) в вулканических породах Синеутесовской впадины.

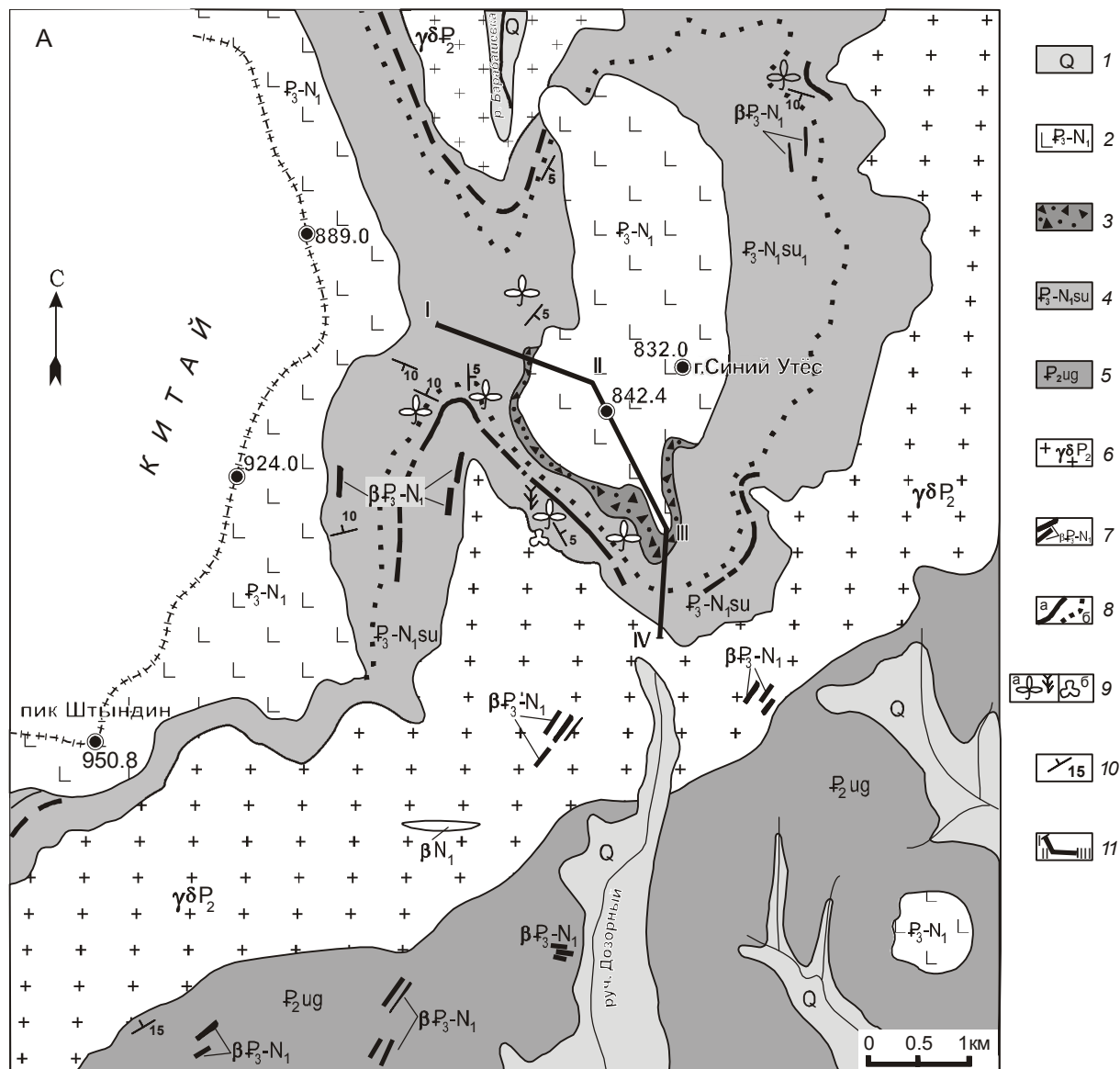
Компоненты	П-463/2	П-462/1	П-462/2	П-462/3	П-462/4	П-462/5	П-462/6	П-462/7	П-473	П-481	П-473/2
SiO ₂	52.79	52.79	54.19	53.52	48.42	53.82	54.21	49.50	51.71	54.01	67.60
TiO ₂	0.90	0.96	0.95	0.95	1.27	1.01	1.07	1.40	1.14	0.94	0.17
Al ₂ O ₃	16.88	17.52	17.11	17.39	19.51	17.82	18.03	19.41	17.87	15.60	12.15
Fe ₂ O ₃	2.00	3.32	2.10	2.14	4.06	2.50	2.21	3.60	2.30	3.90	3.30
FeO	5.75	4.90	5.60	5.54	5.12	4.93	5.31	5.54	6.20	4.90	0.44
MnO	0.14	0.13	0.14	0.14	0.17	0.13	0.14	0.15	0.15	0.10	0.02
MgO	5.91	5.23	5.01	5.93	4.72	4.71	3.71	4.82	4.79	5.67	0.86
CaO	6.30	7.10	7.21	7.11	7.33	7.11	7.42	8.04	8.31	6.86	0.78
Na ₂ O	2.94	2.92	3.05	3.00	2.77	3.30	3.25	3.24	3.18	2.64	1.28
K ₂ O	2.94	2.87	3.15	2.89	2.19	3.12	3.07	2.78	2.72	2.36	4.58
P ₂ O ₅	0.54	0.59	0.58	0.57	0.54	0.63	0.62	0.59	0.56	0.66	0.02
H ₂ O ⁻	0.23	0.35	0.27	0.11	1.02	0.18	0.26	0.33	0.22	0.63	2.70
п.п.п.	2.73	1.02	0.61	0.31	2.46	0.34	0.34	0.39	0.56	1.25	5.62
Сумма	100.05	99.70	99.97	99.60	99.58	99.60	99.64	99.79	99.71	99.52	99.52
Ni	91	42	100	100	18	69	40	21	20	75	Не опр.
Co	21	15	22	19	17	18	17	15	17	22	Не опр.
Cr	190	170	200	230	18	170	70	32	32	125	Не опр.
V	220	165	215	150	190	165	150	130	165	150	Не опр.
Cu	50	45	40	45	30	50	45	55	45	50	Не опр.
Pb	13	13	9	9	6	9	8	7	11	32	Не опр.
Zn	65	66	60	68	68	69	74	85	76	66	Не опр.
Sn	3	3	4	3	2	3	3	2	3	3	Не опр.
Mo	3.6	2.7	1.2	1.3	1.0	2.8	3.0	2.7	3.6	2.2	Не опр.
Ga	15	13	11	9	10	11	9	8	15	12	Не опр.
B	15	11	13	9	5	5	8	5	16	25	Не опр.

Примечание. Обр. П-463/2 – стекло из горизонта гиалокластитов (основание лавовой толщи); П-462/1 – П-462/7 – базальты из лавовых потоков по разрезу (снизу – вверх); П-473 – дайка, прорывающая стратотипический разрез вулканогенно-осадочных отложений синеутесовской свиты в верховьях руч. Дозорного; П-481 – андезибазальт из лавового потока, залегающий на пачке вулканогенно-осадочных пород в 9 км к северо-востоку от г. Синий Утес; П-473/2 – риодацитовый пепловый туф из разреза угленосной пачки синеутесовской свиты. Петрогенные оксиды определены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН методом классической “мокрой химии”, а микроэлементы измерены методом спектрального анализа (аналитик Л.И. Азарова). Не опр. – не определялось.

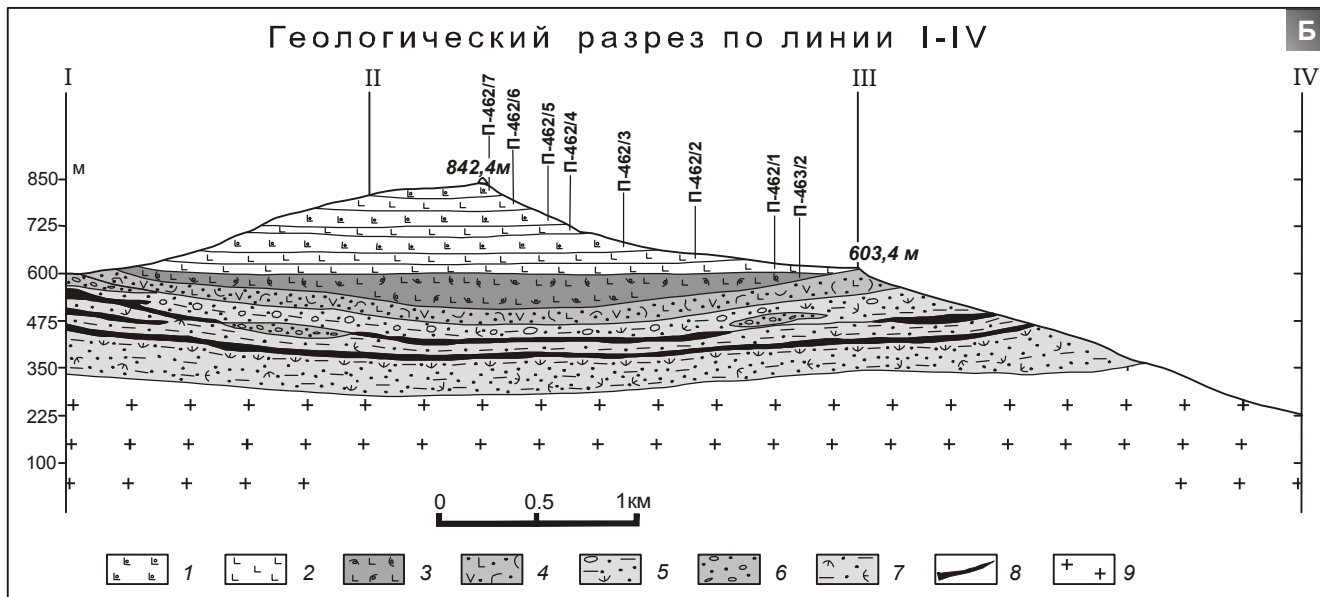
Рис. 2. Схематическая геологическая карта (А) и разрез (Б) Синеутесовской впадины. Карта составлена на основе данных А.А. Вржосека (1968 г.) с добавлениями.

А: 1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – базальты; 3 – гиалокластиты; 4 – вулканогенно-осадочные угленосные отложения синеутесовской свиты; 5 – осадочные образования угловской свиты; 6 – гранодиориты и плагиограниты позднепермского возраста; 7 – дайки базальтов; 8 – угольные пласты (а) и фациальная граница между угленосными и грубообломочными (галечниковыми) отложениями синеутесовской свиты (б); 9 – места находок ископаемых остатков макрофлоры (а) и спор и пыльцы (б); 10 – элементы залегания пород; 11 – линия геологического разреза.

Б: 1 – базальты пористые; 2 – базальты массивные; 3 – гиалокластиты; 4 – базальтовая тефра; 5 – грубообломочные туфогенно-осадочные отложения; 6 – галечники; 7 – вулканогенно-осадочные отложения с горизонтами вулканических пеплов; 8 – угольные пласты; 9 – плагиограниты. Угленосная толща, базальты и тефра в основании выдержаны в вертикальном масштабе. Угольные пласты показаны вне масштаба.



Геологический разрез по линии I-IV



товая тефра), слагающих горизонт мощностью до 50–70 м. Тефроидные отложения перекрываются невыдержанным по простиранию линзообразным слоем гиалокластиков базальтового состава, состоящим из обломков частично палагонитизированного стекла, погруженных в цементирующую палагонитовую массу желтовато-серого цвета. Мощность гиалокластиков в центральной части линзообразного слоя достигает 80–100 м. На базальтовой тефре и гиалокластитах залегают:

1. Гиалобазальты черного цвета с крупными вкрапленниками плагиоклаза, моноклинного пироксена, погруженными в основную массу, сложенную вулканическим стеклом 30 м.
 2. Базальты черного цвета с вкрапленниками оливина, плагиоклаза и клинопироксена, стекловатые, мелкопористые, переслаиваются с крупнопористыми окисленными лавами того же состава и горизонтами пирокластических отложений (агглютинатов) 25 м.
 3. Базальты серого цвета с вкрапленниками оливина, плагиоклаза и пироксена, со стекловатой и микрозернистой основной массой 60 м.
 4. Базальты темно-серого цвета с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена, массивные, плитчатые 20 м.
 5. Базальты серого цвета с крупными (до 0,4 см) вкрапленниками плагиоклаза и оливина, пористые, переслаиваются с окисленными пористыми базальтами того же состава. 35 м.
 6. Базальты темно-серого цвета с вкрапленниками плагиоклаза, реже оливина; основная масса микрозернистая 40 м.
 7. Базальты светло-серого цвета с вкрапленниками плагиоклаза и оливина, мелкопористые; основная масса микрозернистая 30 м.
- Общая мощность 240 м.

СОСТАВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД И СОПОСТАВЛЕНИЯ

Петрогенетическая связь между лавовыми потоками всей последовательности базальтовой толщи подчеркивается закономерной сменой в них состава вкрапленников. В потоке гиалобазальтов основания пакета содержатся крупные (до 5 мм в поперечнике) вкрапленники плагиоклаза и более мелкие и редкие – клинопироксена и оливина. В перекрывающих потоках массивных и пористых базальтов со стекловатой и интерсертальной структурой основной массы количество вкрапленников плагиоклаза, клинопироксена и оливина варьирует от 10 до 20 % с общим возрастанием доли феррических минералов вверх по разрезу. Верхний поток характеризуется микроделеритовой структурой основной массы. Снизу вверх по разрезу последовательно увеличиваются концентрации титана и глинозема с уменьшением концентрации магния (табл. 1).

Лавы и гиалокластиты имеют умеренно щелочной трахибазальтовый и трахиандезиобазальтовый состав (рис. 3А). Отношение K_2O/Na_2O в базальтах повышенное и меняется в интервале 0.8–1.0. Содержание K_2O – 2.2–3.2 мас. %, а содержание TiO_2 – 0.9–1.4 мас. % (рис. 3Б). В спектрах редкоземельных элементов выражено слабое обогащение легкими членами ряда ($(La/Sm)_N = 2.3–2.9$; $(La/Yb)_N = 4.7–7.0$) (рис. 4А). На диаграммах нормирования к недифференцированной мантии в образце П-462/1 из основания лавовой толщи обнаруживается общее обеднение наиболее несовместимыми элементами

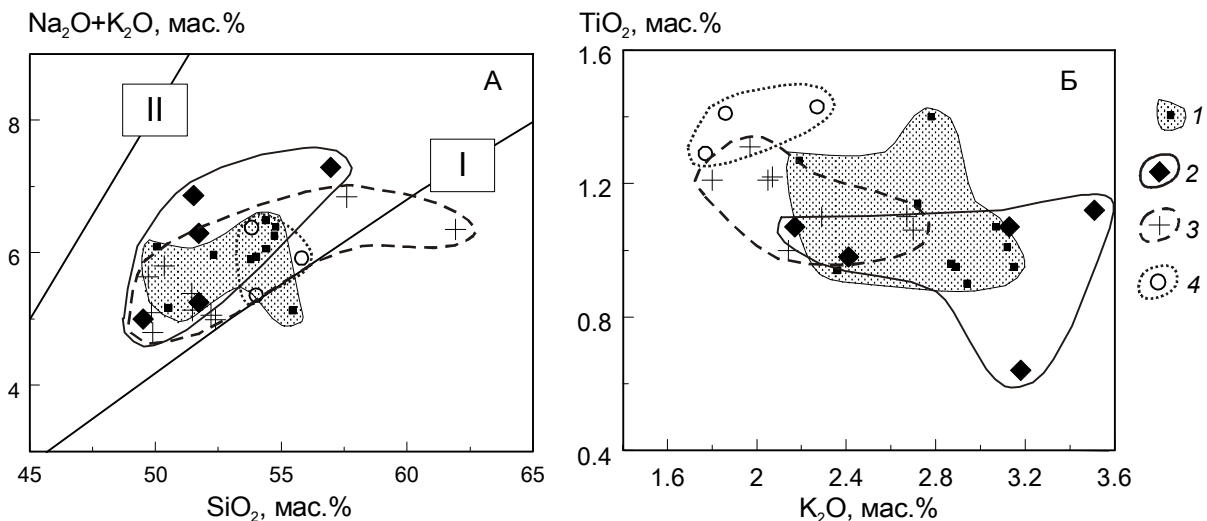


Рис. 3. Соотношения $(Na_2O+K_2O)-SiO_2$ (А) и TiO_2-K_2O (Б) в базальтах Синеутесовской впадины и близких по возрасту вулканических породах сопредельных районов Южного Приморья и Корейского п-ова.

1 – Синеутесовская впадина; 2 – свита намсок [29]; 3 – славянская толща [21]; 4 – свита онсупхен [29]. На рис. А показаны линии I и II по классификации Петрографического комитета, отделяющие поле умеренно щелочной серии, соответственно, от серий нормальной и высокой щелочности.

от Cs до Ce (за исключением калия) и отсутствие ниобиевого минимума, а в образце из ее верхней части П-462/7 и подобном ему обр. П-481 – повышенные концентрации несовместимых элементов (максимумы Cs и Rb) и минимумы по Nb и Ta (рис. 5А).

В Южном Приморье подобные по составу базальтовые лавы изучены в районе порта Славянка в составе славянской толщи, выполняющей Пойменскую впадину [21] (рис. 3–5). Они перекрывают отложения надеждинской свиты, датированные эоценом по макро- и микрофлоре, а на п-ове Янковского – осадочно-вулканогенные породы среднего олигоцен–раннего миоцена, которые, по мнению Р.С. Климовой [7, 8], дополняют нижнюю (отсутствующую в стратотипе) часть стратона синеутесовской свиты.

Славянская толща имеет двухчленное строение: нижняя часть сложена агломератовыми туфами, чередующимися с потоками базальтовых лав, верхняя – лавами трахиандезитов, андезитов, дацитов и риодацитов. Туфы и лавы базальтов, слагающие береговые обрывы на мысе Мальцева, представляют останец стратовулкана, погруженного под воды Славянского залива. Базальтами сложены вулканические постройки в северо-западной части Пойменской впадины. На п-ове Янковского и в приводораздельной части рек Пойма и Правые Брусья разрез наращивается лавами андезитов, андезидацитов и риодацитов. На южных и юго-восточных флангах Синеутесовской впадины в верховьях р. Нарва также развиты экструзивные купола, реже покровные тела андезитов, дацитов, рио-

Порода/хондрит

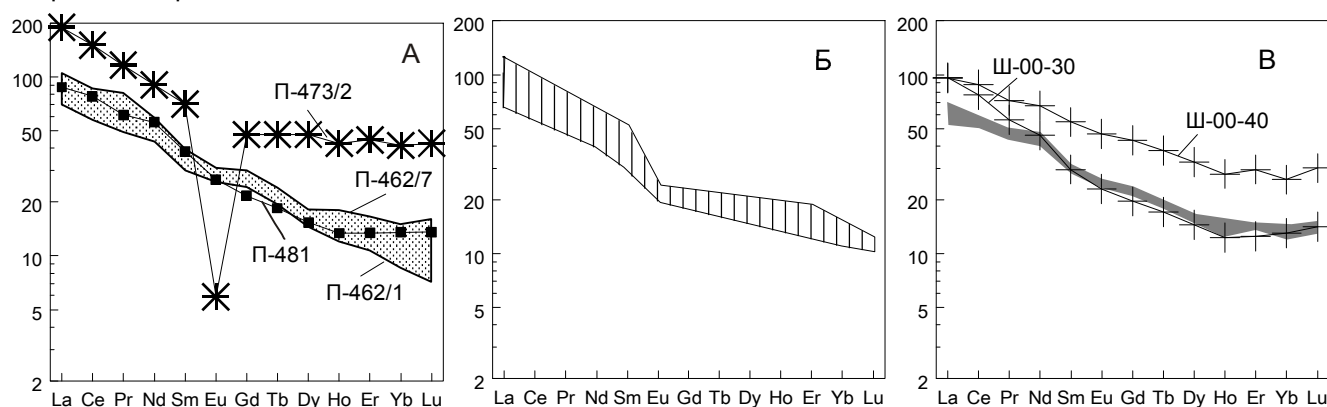


Рис. 4. Концентрации редкоземельных элементов, нормированных к хондриту [37], в вулканических породах олигоцен-миоценового рубежа: Синеутесовской впадины (А), свиты намсок (Б) и славянской толщи (В).

На рис. А, кроме базальтов, нанесен обр. П-473/2 риодацитового пеплового туфа из разреза угленосных туфогенно-осадочных пород синеутесовской свиты. На рис. Б показан диапазон составов базальтов по данным из работы [29], а на рис. В – диапазон составов (затусованная область) и отдельные образцы базальтов по данным из работы [21].

Порода/недифференцированная мантия

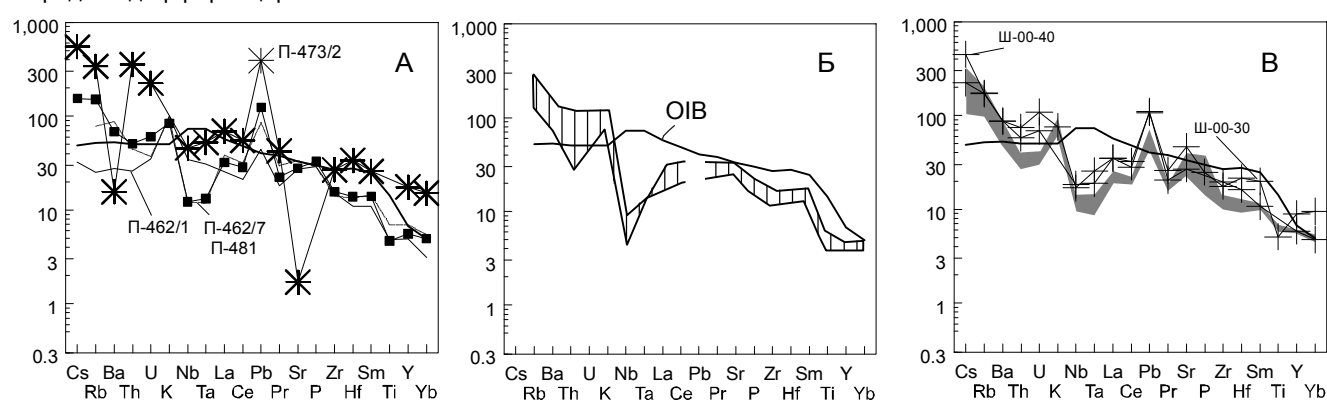


Рис. 5. Концентрации несовместимых элементов, нормированных к недифференцированной мантии [37], в вулканических породах олигоцен-миоценового рубежа: Синеутесовской впадины (А), свиты намсок (Б) и славянской толщи (В).

Усл. обозн. см. рис. 3. Состав базальтов океанических островов показан по работе [37].

дацитов и вулканических стекол славянского комплекса (г. Андрусовская Сопка, г. Острая и др.) – возрастных аналогов средней и верхней частей синеутесовской свиты и фациальных аналогов обломочных вулканогенных пород (туфов андезитов и риодацитов) ее стратотипического разреза в верховьях руч. Дозорного. Для дацитовой экструзии м. Нерпа в Пойменной впадине получен Rb-Sr изохронный возраст 22.9 ± 0.3 млн лет при $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70416 \pm 0.00002$ и СКВО = 0.8. С учетом общей гомодромной направленности развития магматизма, эта датировка принята в качестве верхнего возрастного уровня вулканизма славянского комплекса. Rb-Sr изохронная датировка этой экструзии перекрывается в пределах погрешности измерений с K-Ar датировкой верхнего базальтового потока Синеутесовской постройки 22.0 ± 1.0 млн лет (см. следующий раздел).

Вулканические останцы Пойменной и Синеутесовской впадин образуют единый вулканический ареал, протягивающийся от п-ова Клерка, по крайней мере, до российско-китайской границы в северо-западном направлении не менее чем на 30 км при ширине 20 км [21]. Значения абсолютного возраста пород свидетельствуют, что вулканические извержения в этом ареале, вероятно, происходили в течение короткого временного интервала. Судя по геологическим соотношениям, последовательность вулканических извержений в ареале начиналась с излияния базальтов славянской толщи, а завершилась извержениями базальтов в Синеутесовской впадине. Среднюю часть последовательности вулканических извержений составляли лавы и экструзии трахиандезитов, андезитов, дацитов и риодацитов славянского комплекса, а также прослойки вулканических пеплов риодацитов и кристаллолитовитрокластических туфов андезитов, слагающих вулканогенную часть разреза синеутесовской свиты. Химический и микроэлементный состав пород славянского комплекса Пойменной впадины приведены в [21].

Базальтовый вулканизм Амбинской впадины, проявленный 24 ± 3 млн лет назад, кардинально отличается от вулканизма Синеутесовской и Пойменной впадин. По петрогеохимическим характеристикам высокотитанистые натровые базальтоиды Амбинского вулкана соответствуют внутриплитным щелочным базальтам, появление которых может фиксировать раннюю стадию позднекайнозойского цикла вулканизма, связанного с началом раскрытия Японского моря на рубеже олигоцена–миоцена [17]. Однако среди базальтоидных лав дочерней постройки Амбинского вулкана отмечается появление обогащенных калием и крупноионными литофильными элементами лав трахиандезибазальтов.

Калиевые базальты, подобные по составу базальтам Синеутесовской и Пойменной впадин, известны в Кильчу-Менчхонском грабене (шошонитовые базальты свиты намсок) (рис. 3–5). Они имеют мощность до 1000 м, перекрывают маломощную (до 150 м) угленосную терригенную свиту иондон с флорой позднего эоцена–олигоцена и на этом основании относятся к позднему палеогену [28, 29]. Возможно, подобно калиевым базальтам Синеутесовской и Пойменной впадин, шошонитовые базальты свиты намсок изливались на рубеже олигоцена–миоцена.

Раннемиоценовые базальты Корейского п-ова отличаются от базальтов олигоцен-миоценового рубежа менее калиевым составом. В ареале Онсупхен Северной Кореи умеренно щелочные базальты свиты онсупхен (возрастной интервал 19.9–15.1 млн лет) имеют $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.43\text{--}0.55$, а в грабене Пхохан–Яннам Южной Кореи базальт-дацитовая серия пхохан (возрастной интервал 22.4–17.0 млн лет) еще ниже – 0.15–0.49. Повышенное $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0.82) отмечено в базальтах из серии пхохан при высоком содержании $\text{TiO}_2 = 1.99$ мас. % и очень высокой концентрации Sr (1499 мкг/г) [29]. В калиевых базальтах олигоцен-миоценового рубежа концентрация Sr не превышает 768 мкг/г (табл. 2). Считается, что образование олигоценовых шошонитовых базальтов ареала Намсок и раннемиоценовых толеитов зоны Яннам обусловлено смешением деплетированной и субдукционной компонент, раннемиоценовых умереннощелочных базальтов ареала Онсупхен – смешением деплетированной, внутриплитной и субдукционной компонент, а среднемиоценовых щелочных базальтов зоны Пхохан определяется только внутриплитным источником [26].

Покровы наземных олигоцен-миоценовых калиевых трахиандезитов, трахириодацитов и трахириолитов ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.9\text{--}1.5$) на возвышенностях южной части дна Японского моря, образовавшиеся в стадию, предшествующую его максимальному спредингу, относятся к высококалиевой субщелочной вулканической серии и характеризуются высокими содержаниями K_2O , Rb, Zr и низкими – Sr, Ti, Y [5]. На диаграммах нормированного распределения элементов в породах выявляются минимумы по Sr и Ta-Nb. В спектрах редкоземельных элементов выражено слабое обогащение легкими членами REE и отрицательная аномалия по Eu. Указанные геохимические особенности изверженных пород, по мнению авторов цитируемой работы, свидетельствуют об участии в их образовании пород континентальной коры [5].

Таким образом, позднеолигоцен-раннемиоценовый калиевый базальтовый вулканизм Южного Приморья и Северной Кореи предшествовал спредингу

Таблица 2. Концентрации микроэлементов (мкг/г, метод ICP MS) в вулканических породах Синеутесовской впадины в сопоставлении с базальтами славянской толщи, свит намсок и онсупхен.

Компо- ненты	П-473/2	П-481	П-462/1	П-462/7	Ш-00-33	Ш-00-32	Ш-00-39	К39	К-38	К-37	К305-2	К-305-1	К305
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Ni	<4	49	46	22	Не опр.	Не опр.	Не опр.	80	111	55	34	85	81
Co	2.1	24	21	26	Не опр.	Не опр.	Не опр.	28	24	26	16	25	21
Cr	2.2	133.1	97	39	Не опр.	Не опр.	Не опр.	140	100	150	38	100	95
Rb	203	91	94	47	127	72	111	67	80	160	24	47	20
Sr	34	556	584	671	719	562	768	520	530	540	610	680	530
Y	76	24.0	22	30	25	25	20.2	19	18	19	27	22	19
Zr	281	164	140	148	111	141	182	97	130	140	330	270	230
Nb	30	8.0	8.0	8.0	6.2	9.1	8.0	4.7	5.3	6.4	23	26	22
Ba	103	450	521	576	309	614	674	540	480	740	580	760	590
La	45	21	21	25	13	17	21	15	16	18	41	35	37
Ce	92	48	48	53	31	36	45	31	55	44	82	70	71
Pr	11	5.7	5.7	7.5	3.9	4.4	5.6	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Nd	41	25	24	27	18	22	22	18	19	24	37	30	31
Sm	10	5.7	5.0	5.8	4.2	4.7	4.3	4.8	4.5	5.4	7.2	5.9	6.1
Eu	0.33	1.5	1.34	1.75	1.37	1.45	1.27	1.2	1.1	1.4	1.8	1.5	1.5
Gd	9.5	4.3	4.67	5.95	4.19	4.77	3.63	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Tb	1.6	0.7	0.68	0.82	0.64	0.71	0.57	0.68	0.64	0.69	1.1	0.84	0.70
Dy	12	3.8	3.71	4.48	3.65	4.09	2.94	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Ho	2.3	0.7	0.84	0.98	0.67	0.90	0.60	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Er	7.1	2.1	2.24	2.65	2.24	2.37	1.73	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Tm	1.1	0.3	0.30	0.38	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Yb	6.7	2.2	2.09	2.41	1.90	2.23	1.70	1.9	1.9	2.2	2.6	2.4	2.2
Lu	1.0	0.3	0.31	0.39	0.32	0.37	0.26	0.32	0.29	0.30	0.40	0.35	0.42
Hf	10	3.9	3.60	3.79	2.57	3.21	3.92	3.0	3.8	3.9	7.6	7.3	6.2
Ta	2.0	0.5	0.46	0.44	0.32	0.53	0.46	0.5	0.5	0.5	1.4	1.7	1.4
Pb	31	10	8	7	4.2	4.9	13	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Th	28	4.0	4.04	3.55	2.1	3.0	4.2	2.0	5.3	7.8	3.6	4.2	2.8
U	4.6	1.2	1.30	0.75	0.59	0.79	1.32	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Sc	2.1	28	Не опр.	Не опр.	40	26	7.2	27	21	23	13	16	13
Cs	4.3	1.2	Не опр.	Не опр.	1.48	1.36	2.37	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

Примечание. 1 – пепловый туф риодацита из разреза синеутесовской свиты; 2–4 – трахибазальты Синеутесовской впадины; 5–7 – базальты и андезибазальты славянской толщи [21]; 8–10 – базальты и андезибазальты свиты намсок [29]; 11–13 – базальты свиты онсупхен [29]. Измерения микроэлементов в обр. 462/1 и 462/7 выполнены в ИГЕМ РАН. Микроэлементы в обр. 481 и 473/2 измерялись на масс-спектрометре Plasma Quad 2+ Байкальского аналитического центра коллективного пользования с пробоподготовкой в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН (аналитики: М.Е. Маркова и Т.А. Ясныгина). Химический состав пород 1–4 приведен в табл. 1, 5–10 – в табл. 3 работы [21], 8–13 – в таблице работы [29].

во впадине Японского моря и совпадал по времени с формированием вулканической линии Матсумае–Сизукуси–Сиогама. Эта островодужная вулканическая линия была активной 25–22 млн лет назад, когда Северо-Восточная Япония начинала свое вращение против часовой стрелки. Результатом вращения явилось косое соотношение вулканической линии Матсумае–Сизукуси–Сиогама с современным фронтом вулканической дуги Северо-Восточной Японии (рис. 1). Спредингу во впадине Японского моря сопутствовало быстрое вращение Юго-Западной Японии по часовой стрелке около 15 млн лет назад [36]. Индикатором начальной стадии геодинамической перестройки региона могут рассматриваться извержения высокотитанистых натровых базальтоидов. Появление калиевых базальтов и трахибазальтов могло обуславливаться взаимодействием базальтовых расплавов (из различных глубинных источников) с кислым материалом коры с последующей селективной контаминированностью магм. Такой механизм был рассмотрен нами ранее при изучении трахибазальтов Синеутесовской впадины [16]. Наиболее характерным свидетельством подобного процесса является появление трахиандезитовых лав в дочерней постройке Амбинского вулкана [17] и ареальные излияния трахиандезитов в пределах Шуфанского базальтового плато, по мнению [10] являющиеся “высококонтраминированными производными” низкокалиевых толеитовых базальтов.

РЕЗУЛЬТАТЫ К-АР ДАТИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ СИНЕУТЕСОВСКОЙ ВПАДИНЫ: ОБСУЖДЕНИЕ ФИЗИЧЕСКОЙ ПРИРОДЫ ИСКАЖЕНИЯ ДАТИРОВОК

Датированы четыре потока массивных лав из базальтовой толщи. Для образцов из потока основания лавового пакета и его середины (обр. П–462/1 и П–462/3) получены датировки 13.3 ± 0.5 и 12.7 ± 0.4 млн лет. Вышележащий поток (обр. П–462/5) показал датировку 15.4 ± 0.5 млн лет, а поток, венчающий разрез (обр. П–462/7), – датировки 21.2 ± 0.9 и 22.9 ± 1.0 млн лет. Две последние датировки, полученные по разным аликвотам из одного и того же образца, перекрываются между собой в пределах погрешности измерений. Дополнительно сделано еще одно определение возраста для образца П–481, отобранного из лавовой толщи на расстоянии 9 км к северо-востоку от г. Синий Утес. Получена датировка 20.1 ± 0.7 млн лет.

Все датированные образцы не несут признаков вторичных изменений и характеризуются низкими потерями при прокаливании (0.3–0.4 масс % – в обр. П–462/3, 5 и 7; 1.0 – в обр. П–462/1 и 1.25 – в обр. П–481). Содержание воздушного аргона в пробах меняется от 54 до 79 %. Обращает на себя внимание относительное снижение его количества в пробах с наименьшими значениями датировок (табл. 3).

Расширение диапазона датировок единого вулканического комплекса нередко является отражением их искажения по тем или иным причинам. Их несо-

Таблица 3. Результаты К-Аг датирования.

№ п.п.	Образец	Порода	Координаты		Калий, масс. %	$^{40}\text{Ar}_p \cdot 10^{-5}$, нмм ³ /г	Возд. Аг, %	Возраст, млн лет
			Широта	Долгота				
1	П–462/7(1,2)	Трахибазальт	43°08'25"	134°13'55"	1.91	*165	*77.4	22.0±1.0
3	П–462/7(1)	То же	43°08'25"	134°13'55"	1.91	171	79.0	22.9±1.0
2	П–462/7(2)	То же	43°08'25"	134°13'55"	1.91	158	75.7	21.2±0.9
2	П–462/5	То же	43°08'15"	131°13'55"	2.56	**154	61.4	15.4±0.5
3	П–462/3	То же	43°08'10"	131°14'05"	2.54	**126	54.3	12.7±0.4
4	П–462/1	То же	43°07'55"	131°14'20"	2.59	**134	59.8	13.3±0.5
5	П–481	То же	43°11'20"	131°19'10"	1.96	**154	72.1	20.1±0.7

Примечание. 1–4 – потоки лав из верхней (1), средней (2–3) и нижней (4) частей разреза базальтов Синеутесовской впадины; 5 – образец отобран в 9 км к северо-востоку от г. Синий Утес (местоположение образцов 1–4 см. рис. 1). * – среднее измерений радиогенного аргона по двум аликвотам; ** – базальты из нижней и средней частей лавового пакета, потерявшие значительное количество радиогенного аргона в связи с горением прослоев угля в осадочных линзах. В погрешности расчета возраста учитываются инструментальные погрешности конкретных измерений радиогенного аргона и калия. Концентрации радиогенного аргона определялись в лаборатории изотопии и геохронологии ИЗК СО РАН по методике [19]. Для расчета возраста использованы константы $\lambda_K = 0.581 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10} \text{ год}^{-1}$; $\lambda_K + \lambda_\beta = 5.543 \times 10^{-10} \text{ лет}^{-1}$; $^{40}\text{K} = 0.01167 \text{ ат. \% К}$. Концентрации калия измерялись методом фотометрии пламени М.М. Смагуновой (среднее измерений трех аликвот).

гласованность со стратиграфической последовательностью лавовых потоков иногда считают следствием присутствия избыточного аргона [35]. Могут происходить частичные потери радиогенного аргона вследствие воздействия на более ранние лавы тепла, распространявшегося от поздних лав или магмовыводящих каналов, в том числе не экспонированных на земную поверхность в современном эрозионном срезе. Эффект теплового воздействия нередко наблюдается в шлифах в виде опацификации железо-магнезиальных минералов (оливина, амфибола, слюды). Но могут существовать и иные причины потерь радиогенного аргона, такие как тектонические деформации вулканических пород или их гидротермальная переработка.

Уменьшение значений К-Аг датировок сверху вниз по разрезу базальтовой толщи интерпретируется в свете вероятного прогрева нижних потоков базальтов в результате возгорания угля в подстилающих осадочных отложениях, связанного, возможно, с внедрением молодых (позднемиоценовых) даек базальтов шуфанского комплекса или с процессами самовозгорания углей. Признаки горения угольных пластов с образованием горельников по вмещающим их туфогенным аргиллитам обнаружены в выходах на дневную поверхность угольных пластов синеутесовской свиты в верховьях руч. Дозорного и на юго-восточных склонах г. Синий Утес.

Самовозгорание углей часто происходит за счет их разогрева при окислении. Достигается температура до 1250°C, достаточная для частичного или полного плавления вмещающих осадочных пород. Формируются горельники или паралавы (псевдоизверженные породы). Начальное плавление в горельниках отмечается при температуре около 1000°C с образованием кислых стекол [6, 30, 32].

Диффузионные параметры аргона

Имеется зависимость сохранности радиогенного аргона в базальтах от расстояния до источника тепла. Для расчета диффузионных параметров заданная следующими величинами: базальтовый поток верхней части разреза, отдаленный от источника тепла на 367 м, терял радиогенный аргон и имеет искаженный возраст 20 млн лет (т.е. испытал омоложение на 2 млн лет по сравнению с потоком, венчающим разрез); базальтовый поток середины лавового пакета отдален от источника тепла на 235 м и имеет искаженный возраст 17 млн лет (омоложен на 5 млн лет); базальтовый поток нижней части лавового пакета отдален от источника тепла на 135 м и имеет искаженный возраст 12 млн лет (омоложен на 10 млн лет).

Ближняя проба сохранила лишь $\sim 12/20 = 0.6$ часть аргона, средняя проба $\sim 17/20 = 0.85$ часть аргона, а дальняя – 100 % аргона. Длительность процессов нагрева ограничивалась временным интервалом выгорания угольных пластов в течение десятков и первых сотен лет, в то время как накопление радиогенного аргона происходило миллионы лет, поэтому нагрев можно считать мгновенным процессом.

Для нахождения диффузионных параметров радиогенного аргона, выразим его количество при одновременном накоплении и диффузии зависимостью

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{K}} = \frac{8}{\pi^2} \frac{\lambda_k}{\lambda} \sum_{v=0}^{\infty} \frac{1}{(2v+1)^2} \int_0^t e^{-(1-\frac{(2v+1)^2 \pi^2}{h^2} \frac{1}{(t-\tau)} \int_{\tau}^t \frac{D(t)}{\lambda} dt) \lambda (t-\tau)} d\tau, (1)$$

где $\frac{\lambda_k}{\lambda}$ – константы радиоактивного превращения ${}^{40}\text{K}$, D – коэффициент диффузии, t , τ – время и приведенное время, соответственно.

Поскольку в нашем случае нагрев, по меркам геологического времени, происходил мгновенно, в течение этого времени концентрация радиогенного аргона существенно не менялась. Следовательно, можно воспользоваться более простой формулой

$$\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{Ar}_0} = \frac{8}{\pi^2} \sum_{v=0}^{\infty} \frac{1}{(2v+1)^2} e^{-\pi^2 Fo}, (2)$$

где Fo – критерий Фурье Dt/h^2 , h – характерный размер зерен.

В нашем случае температура меняется во времени и используется интегральный критерий Фурье

$$Fo = \int_0^n Fo_i(t) dt \approx \sum_0^n \Delta Fo_i, (3)$$

Зависимость (2) запрограммирована. Програм-

ма позволяет найти либо $\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{Ar}_0}$ по заданному Fo ,

либо, наоборот, Fo – по заданному $\frac{{}^{40}\text{Ar}}{{}^{40}\text{Ar}_0}$. Ближняя

проба сохранила 0.6 часть радиогенного аргона. Это соответствует $Fo = 0.0315$. Средняя проба сохранила 0.85 часть аргона, $Fo = 0.0044$. Отношение

$$k = \frac{Fo_{pr}}{Fo_{med}} = \frac{0.0315}{0.0044} = 7.159$$

будет нашим критерием при подборе параметров диффузии аргона (энергии активации диффузии E и частотного фактора D_0) в формуле Аррениуса

$$D = D_0 e^{-E/RT}, \quad (4)$$

где R – газовая постоянная, T – температура Кельвина.

Решаем задачу в электронных таблицах Excel. Сначала создаем “растр” по t . Берем 102 значения каждые $\Delta t = 0.1$ (315 лет). По этому “растру” по формуле (1) находим временные зависимости температуры для трех точек. Далее, находим критерии Фурье, задаваясь различными значениями энергии активации диффузии аргона:

$$\Delta F_o = \frac{D_0 e^{-E/RT}}{h^2} \Delta t \quad F_o \approx \sum_1^n \Delta F_o_i$$

Наиболее близко к нашему значению 7.159 подходит коэффициент, получающийся при $E =$

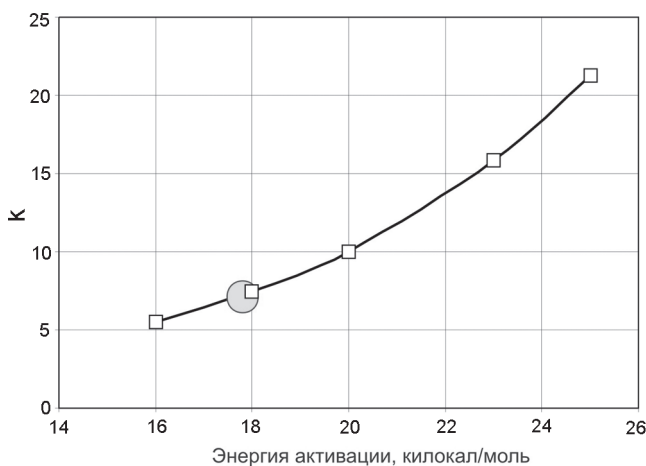


Рис. 6. Подбор энергии активации аргона. Коэффициент k – отношение промежуточного критерия Фурье $F_{o_{pr}}$ к среднему $F_{o_{med}}$. Кружком показан номинал. К нему наиболее близко значение 18000 кал/моль, которое мы и принимаем.

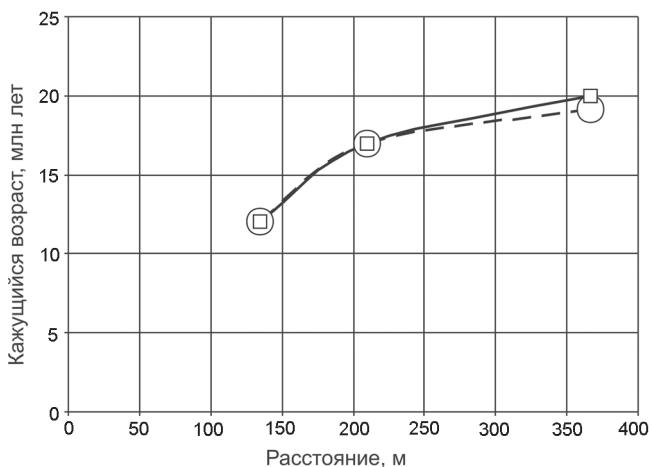


Рис. 7. Расчет кажущегося возраста базальтов синеутесовской свиты в зависимости от расстояния до источника тепла.

18000 кал/моль (рис. 6). Остановимся на нем. Выполним суммирование. При выбранных параметрах рассчитанные значения искаженного возраста ближней и средней проб совпадают, а значение искаженного возраста дальней пробы несколько занижено по сравнению с принятым в расчете возрастом 20 млн лет (рис. 7).

Вероятные физические процессы искажения возраста

В первом приближении рассмотрим, могут ли потери аргона произойти по тепловой кондуктивной модели. Исходные физические параметры оцениваются следующим образом. Температура нагрева слоя – 1000°C. Теплосодержание 1 м³ каменного угля – 2 Мдж/кг. Плотность угля – 2.9 т/м³. Теплопроводная способность – 2.9·10³ кг угля 2·2.9·10³ = 5.8·10³ Мдж. Температуропроводность базальта $a = 10^{-6}$ м²/с. Плотность базальта – 2.9 кг/дм³. Вес 1 м³ базальта – 2.9 т. Удельная теплоемкость базальта $c = 700$ дж/кг·К. Теплоемкость 2.9·10³ кг базальта $C = 2.9 \cdot 10^3 \cdot 700 = 2.03 \cdot 10^6$ дж/К = 2.03 Мдж/К. При температуре 1300 К теплосодержание 2.03·1300 = 2.639·10³ Мдж. Добавим 10³ Мдж на скрытую теплоту кристаллизации = 3.639·10³ Мдж. Как видим, теплосодержание 1 м³ угля и 1 м³ базальтового расплава соизмеримы между собой.

Воспользуемся выведенным соотношением для температуры в экзоконтакте магматического тела [22, 33].

$$T_r = \frac{T_2 - T_2^*}{T_1^* - T_2^*} = \frac{1}{\sqrt{4 \cdot \pi \left(\tau + \frac{1}{4 \cdot \pi} \right)}} e^{-\frac{l^2}{\tau + \frac{1}{4 \cdot \pi}}}, \quad (5)$$

где $T_{рез}$ – результирующая температура (Кельвина), T_1^* – начальная температура магмы, T_2^* – начальная температура вмещающей среды. Здесь используются приведенные безразмерные параметры

$$\tau = \frac{a}{d^2} t \quad (6)$$

и

$$l = \frac{x}{2d} \quad (7)$$

a – коэффициент температуропроводности (м²/сек), d – мощность нагревающего слоя (м), t – время (сек), τ – приведенное время (сек), x – расстояние до нагревающего слоя (м), l – приведенное расстояние (м). Формула (5) выведена для случая, когда во вмещающую базальтовую толщу внедряется базальтовый расплав, заполняя дайку мощностью d . Расплав пере-

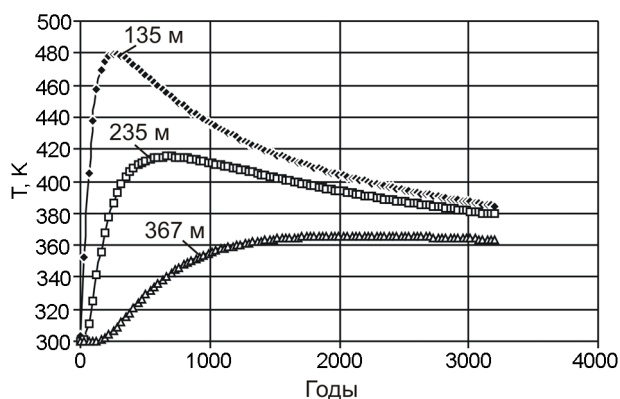


Рис. 8. Рассчитанный вариант температурной зависимости нагрева по кондуктивной модели.

дает тепло вмещающей среде. Скрытая теплота кристаллизации не учитывается.

В формуле (5) имеются два сомножителя:

$$\frac{1}{\sqrt{4 \cdot \pi \left(\tau + \frac{1}{4 \cdot \pi} \right)}} \quad (8)$$

и

$$e^{-\frac{l^2}{\tau + \frac{1}{4\pi}}} \quad (9)$$

Выражение (8) уменьшается с ростом τ , а выражение (9), наоборот, увеличивается с ростом t . При некотором значении τ имеет место максимум. Величина максимума целиком определяется приведенной длиной l . Чем меньше l , тем больше максимум (рис. 8).

Вычисления показывают, что заданная величина l для среднего образца приводит к весьма низким температурам прогрева ($<100^\circ\text{C}$), а следовательно, к неправдоподобно низким значениям энергии активации диффузии аргона (<5000 кал/моль). Нагрев толщи базальтов осуществлялся на большее расстояние, чем по механизму теплопроводности. Следовательно, при горении угля в синеутесовской свите теплоперенос должен был осуществляться не только теплопроводностью, но и выделявшимися из угля газами в процессе их горения с проникновением по трещинам. Массоперенос при градиенте давления назван Д.С. Коржинским инфильтрацией.

Заметим, что такой теплоперенос в трещиноватых средах едва ли можно назвать конвекцией или турбулентностью. В толще могли существовать трещины, каналы, по которым перенос горячих газов в дальние слои осуществлялся беспрепятственно. Эти обстоятельства, о существовании которых у нас име-

ются лишь косвенные данные, точно учесть в простой модели невозможно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Синеутесовская впадина выполнена осадочно-вулканогенной угленосной синеутесовской свитой и перекрывающей ее лавово-пирокластической толщей калиевых базальтов и трахиандезитобазальтов, сформированных на рубеже олигоцена–раннего миоцена.

Базальты характеризуются сравнительно высоким отношением $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (0,8–1,0) и в верхней части разреза резко выраженным обеднением высокозарядными элементами (Nb, Ta). Подобные по возрасту и составу базальты слагают славянскую толщу в Пойменной впадине Южного Приморья и свиту намсок в Кильчу-Менчхонском грабене Северной Кореи.

Индикатором зарождающегося глубинного спрединга Япономорской котловины рассматриваются недифференцированные субщелочные базальты внутриплитного геохимического типа – аналоги базальтов Амбинской впадины, а также внутриплитные щелочные базальты грабена Пхохан Корейского п-ова. Калиевый базальтовый вулканизм континентальной окраины проявился локально в пределах рифтогенных впадин и щитовых вулканов, а в отдельных структурах завершился извержениями лав среднего и кислого состава. Их развитие определяется масштабностью проявления процессов избирательной контаминации недифференцированных базальтовых расплавов кислым материалом коры, что могло приводить к формированию автономных трахиандезит-трахириолитовых серий.

Выполненное калий-аргоновое датирование базальтов показало максимальную датировку 22.0 ± 1.0 млн лет лавового потока самой верхней части разреза. При датировании средней и нижней частей лавового пакета базальтов г. Синий Утес выявлено искажение возраста до значений 12.7 ± 0.4 млн лет, что объясняется воздействием на базальты тепла от горения бурых углей из залегающей под ними вулканогенно-осадочной толщи. Потери радиогенного аргона в лавовых потоках в общем уменьшаются с удалением от источника тепла вверх по разрезу. Выполненные расчеты свидетельствуют, что кондуктивный теплоперенос в данном случае мог обеспечить только часть потерь аргона, а сильные искажения К-Аг датировок обусловлены инфильтрацией горячих газов в неоднородной трещиноватой среде.

Авторы признательны Н.И. Филатовой и С.О. Максимова за конструктивные критические замечания, позволившие улучшить текст рукописи статьи. Работа выполнена по интеграционным проектам

СО РАН 7.10.3/2006, ДВО РАН 06–1–П16–065, проектом РФФИ 08–05–90300–Вьет_а, региональным проектам РФФИ 05–05–97254–р–Байкал и РФФИ–ДВО РАН “Дальний Восток” 06–05–96159.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Берсенева И.И., Денисов Е.П. Неогеновые базальтоиды Приморья и Сихотэ-Алиня // Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1971. С. 48–61. (Тр. ВСЕГЕИ Нов. серия. 1.174).
- Гапеева Г.М. Щелочная магматическая провинция Приморья // Докл. АН СССР. 1954. Т.94, № 3. С. 535–536.
- Говоров И.Н. Малые интрузии щелочных пород и боросиликатные скарны Дальнегорского рудного района Приморья // Докл. АН СССР. 1976. Т. 230, № 1. С. 186–189.
- Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
- Емельянова Т.А. Петрогеохимические особенности олигоцен-раннемиоценовых вулканокластических пород Японского моря // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 63–71.
- Калугин И.А., Третьяков Г.А., Бобров В.А. Железородные базальты в горелых породах Восточного Казахстана. Новосибирск: Наука, СО РАН, 1991. 80 с.
- Климова Р.С. Флора и флористратиграфия миоцена Приморья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1981. 27 с.
- Климова Р.С. Миоценовая флора и флористратиграфические горизонты Приморского края // Палеоботаника и флористратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 65–76.
- Леликов Е.П., Терехов Е.П. Щелочные вулканы дна Японского моря // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 71–77.
- Максимов С.О., Сахно В.Г. Геохронология базальтового вулканизма Шуфанского плато (Приморье) // Докл. АН. 2008. Т. 422, № 3. С. 359–364.
- Малеев Е.Ф. Вулканы Амуро-Уссурийской низменности // Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 3–39.
- Мартынов Ю.А., Ли Д.У. Позднемиоценовый–кайнозойский базальтовый вулканизм Кореи // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 37–49.
- Мартынов Ю.А., Ли Д.У., Голозубов В.В., Рассказов С.В. Позднемиоценовый–кайнозойский базальтовый вулканизм Кореи // Геохимия. 2006. № 6. С. 597–609.
- Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Плюмовый вулканизм и минерализация Амурской мегаструктуры. Благовещенск: Изд-во АмурКНИИ, 2000. 160 с.
- Павлюткин Б.И. Геология и условия формирования кайнозойских отложений континентального юга Дальнего Востока: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. 2008. 46 с.
- Попов В.К., Рассказов С.В., Чекрыжов И.Ю. и др. Калий-аргоновые датировки и геохимические характеристики кайнозойских трахибазальтов и трахиандезитов Приморья // Геохимия магматических пород / Труды Всерос. семинара с участием стран СНГ. Щелочной магматизм Земли. М.: ГЕОХИ РАН, 2005. С. 133–135.
- Попов В.К., Максимов С.О., Вржосек А.А., Чубаров В.М. Базальтоиды и карбонатитовые туфы Амбинского вулкана (юго-западное Приморье): геология и генезис // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 4. С. 75–93.
- Поповиченко В.В. Взаимодействие магматизма и оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах. Владивосток: Изд-во ДВО АН СССР, 1989. С. 45–58.
- Приходько В.С., Чеснер К.Е., Элингер У.Д. и др. Лейцитовые базальты Болонского вулкана (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 3. С. 140–143.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь – Южная и Восточная Азия). Новосибирск: ВО Наука СО РАН, 2000. 288 с.
- Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. и др. Средне-позднекайнозойский магматизм континентальной окраины Япономорского бассейна: импульсное плавление мантии и коры Юго-Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 6. С. 3–31.
- Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С. и др. Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск: Изд-во СО РАН, фил. “Гео”, 2005. 288 с.
- Сахно В.Г. Позднемиоценовый–кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2002. 333 с.
- Сахно В.Г., Максимов С.О., Попов В.К., Сандимирова Г.П. Лейцитовые базальты и калиевые шонкиниты Угловской впадины // Докл. РАН. 2004. Т. 399, № 6. С. 818–824.
- Федоров П.И., Колосков А.В. Базальты Болонского вулкана (Приморье) // Петрография на рубеже XXI века: Материалы второго Всерос. петрограф. совещ. Сыктывкар, 27–30 июня 2000 г. Сыктывкар, 2000. С. 209–211.
- Федоров П.И., Филатова Н.И. Кайнозойский вулканизм Корейского региона // Геохимия. 2002. № 1. С. 3–29.
- Федоров П.И. Кайнозойский вулканизм в зонах растяжения на восточной окраине Азии. М.: ГЕОС, 2006. 316 с.
- Федорчук А.В., Филатова Н.И. Кайнозойский магматизм Северной Кореи и геодинамические обстановки его формирования // Петрология. 1993. Т. 1, № 6. С. 645–656.
- Филатова Н.И., Федоров П.И. Кайнозойский магматизм зон растяжения континентальных окраин (на примере Корейско-Япономорского региона) // Петрология. 2001. Т. 9, № 5. С. 519–546.
- Шарыгин В.В., Сокол Э.В., Нигматулина Е.Н. и др. Минералогия и петрография техногенных парабазальтов Челябинского бурогоугольного бассейна // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 6. С. 896–915.
- Чашин А.А., Мартынов Ю.А., Рассказов С.В. и др. Изотопные и геохимические характеристики позднемиоценовых субщелочных и щелочных базальтов юга Дальнего Востока России как показатель роли континентальной литосферы в их происхождении // Петрология. 2007. Т. 15, № 6. С. 620–644.
- Bentor Y.K., Kastner M., Perelman I., Yellin Y. Combustion metamorphism of bituminous sediments and the formation of melts of granite and sedimentary composition // Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. V. 45. P. 2229–2255.

33. Brandt I.S., Rasskazov S.V., Brandt S.B., Ivanov A.V. Thermal-field propagation in an exocontact zone of a magmatic body and its impact on radiogenic isotope concentrations in minerals // *Isotopes Environ. Health Stud.* 2002. V. 38, N 1. P. 47–58.
34. Fan, Q.C., Hopper, P.R. The Cenozoic basaltic rocks of eastern China: petrology and chemical composition // *J. Petrol.* 1991. V. 32. P. 765–810.
35. McDougal I., Verwoerd W., Chevallier L. K-Ar geochronology of Morion island, Southern Ocean // *Geol. Mag.* 2001. V. 138, N 1. P. 1–17.
36. Ohki J., Watanabe N., Shuto K., Itaya T. Shifting of the volcanic fronts during Early to Late Miocene in the Northeast Japan arc // *The Island Arc.* 1993. V. 2. P. 87–93.
37. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the ocean basins* // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1989, N 42. P. 313–345.
38. Tatsumi Y., Koyaguchi T. An absorokite from a phlogopite lherzolite source // *Contrib. Miner. Petrol.* 1989. V. 102, N 1. P. 34–40.
39. Zhang M., Suddaby P., Thompson R.N. et al. Potassic rocks in NE China: geochemical constraints on mantle source and magma genesis // *J. Petrology.* 1995. V. 36, N 5. P. 1275–1303.
40. Zhang M., Suddaby P., O'Reilly S.Y. et al. Nature of the lithospheric mantle beneath the eastern part of the Central Asian fold belt: mantle xenolith evidence // *Tectonophysics.* 2000. V. 328. P. 131–156.

*Рекомендована к печати В.Г. Сахно,
В.А. Колосковым*

I.S. Brandt, S.V. Rasskazov, V.K. Popov, S.B. Brandt

**Potassic specificity of basalts of the Sineutesovskaya depression:
geochemical correlations and problems of K-Ar dating (Southern Primorye)**

New data are offered on the structure of the sections, chemical composition and age of volcanogenic-sedimentary and effusive assemblages of the Sineutesovskaya depression (Southern Primorye). The rocks filling the Sineutesovskaya depression are represented by two packets: the lower one made up of sedimentary-volcanogenic coal-bearing rocks – a stratotype of the Sineutesovskaya Formation, and the upper packet composed of tephroidal deposits and overlying basalt flows. The R-Ar dating 22.0 ± 1.0 Ma was obtained for the very tops of basalt flow. The middle and the lower part of the lava packet shows dating rejuvenation. The distortion of the datings is attributed to basalt heating as a result of Sineutesovskaya brown coals (underlying the volcanic cover) inflammation. Calculations show that argon could only partially be removed from the basalts at the expense of conductive heat transfer and was lost mainly due to hot gases infiltration in an inhomogeneous fractured medium. Basalt volcanism in the continental margin of Southern Primorye and adjacent territories of Korea and China which was evident at the Oligocene-Miocene boundary and preceded Early-Middle Miocene spreading and formation of the Sea of Japan depression. The origin of spreading of the Sea of Japan depression is indicated by non-differentiated moderately alkaline basalts of the intraplate geochemical type which became apparent within the Ambinskaya depression and a number of other structures of Southern Primorye, and also by intraplate alkaline basalts of the P'ohang graben, Korean Peninsula. Potassium-trachybasalt volcanism was locally evident within riftogenic depressions and shield volcanoes. In some structures it terminated in intermediate and acid volcanism. Such evolution of volcanism is related to selective contamination of basalt melts in their interaction with crustal acid material, and to generation of acid anatectic meltings.

Key words: Cenozoic, potassic basalts, microelements, K-Ar dating, Primorye.

ПЕНЖИНСКО-ЗАПАДНО-КАМЧАТСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ЗОНА И УКЭЛЯТ-СРЕДИННЫЙ БЛОК В СТРУКТУРЕ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И КАМЧАТКИ

С.Е. Апрельков¹, **С.В. Попруженко**²

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

²Территориальное агентство по недропользованию по Камчатской области и КАО, Роснедра, МПР РФ, г. Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию 15 декабря 2006 г.

В работе рассматриваются особенности тектонического строения региона. Детально характеризуются Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона как внутриконтинентальный рифт и Укэлят-Срединный блок как отторженная часть Омолонского массива. Высказывается предположение, что возможным продолжением Пенжинско-Западно-Камчатской складчатой зоны на юге является Малко-Петропавловская (Начикинская) зона поперечных дислокаций.

Ключевые слова: геология, глубинное строение, тектоника, Корякское нагорье, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Корякско-Камчатская складчатая область относится к зоне перехода от континента к Тихому океану, характеризуется контрастными тектоническими движениями, интенсивным вулканизмом и высокой сейсмичностью. Комплексная геологическая интерпретация данных среднемасштабных гравиметрических съемок, охвативших всю территорию региона [6–8, 11, 12], а также результаты интерпретации и обобщения материалов региональных профильных глубинных геофизических исследований методом МОВЗ (метод обменных волн землетрясений), проведенных по 8 транскамчатским профилям, позволили авторам составить уточненную тектоническую схему этой территории (рис. 1). По геологическим, морфо-тектоническим особенностям и морфологии поля силы тяжести в редукции Буге на этой схеме выделены крупные блоки с континентальным типом коры и разделяющие их складчатые рифтогенные зоны. К числу структур с континентальной корой относятся срединные массивы – Омолонский и Срединно-Камчатский, фрагменты Охотской эпимезозойской [28] или эпипалеозойской платформы [34], а также проблематичный Укэлят-Срединный блок. Эти консолидированные структуры разделены разновозрастными складчатыми зонами: Пенжинской и Пикасъям-Хатырской (мезозойские), Олюторско-Восточно-Камчатской и Южно-Камчатской (кайнозойские).

Перекрывающими являются наложенные кайнозойские прогибы (Пареньско-Пенжинский, Пусторецко-Парапольский, Центрально-Камчатский, Ильпинско-Тылговаямский, Восточно-Камчатский и др.) и вулканические пояса (Охотско-Чукотский – конец раннего мела–палеоген, Западно-Камчатско-Корякский – эоцен–олигоцен, Центрально-Камчатский – олигоцен–квартер и Восточно-Камчатский – плиоцен–голоцен). Вместе с тем, остается много вопросов по тектонике региона, которые требуют разрешения. В частности, не ясно южное окончание протяженной Пенжинской складчатой зоны, перекрытой на юге молодыми отложениями. Не определена природа Укэлят-Срединного блока, обладающего, по гравиметрическим данным, земной корой континентального типа с повышенной мощностью.

Сложность геологического строения, с учетом все еще спорных проблем возраста и генезиса метаморфических комплексов горных пород, относимых к верхнему слою консолидированной земной коры, мощности и структуры земной коры, а также закрытость обширных территорий молодыми покровными вулканогенными образованиями и рыхлыми четвертичными отложениями, мощность которых в некоторых районах достигает 600–700 м, привели к ситуации, когда в опубликованной литературе мы имеем большое число иногда прямо противоположных геотектонических гипотез и концепций истории геоло-

гического развития и формирования современной структуры рассматриваемого региона и отдельных территорий. Последнее выразилось, в частности, в большом числе опубликованных геолого-структурных карт и схем, геологических, геолого-геофизических схем и разрезов, отражающих предполагаемое глубинное геологическое строение региона.

Очевидно, что результаты геофизических исследований, как площадных, так и профильных на рассматриваемой территории приобретают важнейшее, иногда решающее значение в оценке особенностей ее глубинного геологического строения. Из многочисленных публикаций видно, что на результаты обобщающих тектонических, вулканотектонических построений часто оказывали существенное влияние данные региональных и среднемасштабных аэромагнитных и гравиметрических съемок, покрывших всю территорию, а также профильных и площадных сейсморазведочных (методы преломленных и отраженных волн) и электроразведочных (электромагнитные зондирования и профилирование) работ, затронувших преимущественно нефтегазоперспективные территории. Несомненно, особая роль в оценке особенностей глубинного строения земной коры и верхней мантии принадлежит глубинным сейсмическим зондированиям (ГСЗ) [5 и др.], проведенным, к сожалению, в относительно небольших объемах, и дополнившим их сейсмологическим данным.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И МЕТОД ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Построение тектонической схемы Корякско-Камчатской складчатой области, оценка структуры и мощности земной коры проведены на основе комплексной интерпретации данных среднемасштабной гравиметрической съемки (сеть наблюдения 2×3 км) и результатов геологической переинтерпретации глубинных сейсмических разрезов по региональным профилям МОВЗ (шаг наблюдения 3–5 км).

При интерпретации гравиметрических данных в качестве априорной информации использовались различные геологические карты, сведения о плотности горных пород различного возраста и генезиса, сейсморазведочные, электроразведочные и аэромагнитные данные. Для анализа структуры гравитационного поля в редукции Буге применялись методы, близкие к частотной фильтрации, позволяющие разделить аномалии от аномалиеобразующих объектов различного размера, расположенных на разных глубинных уровнях. Для структурной интерпретации использовался метод районирования гравитационного поля по морфологическим признакам и геоплот-

ностное моделирование с целью проверки соответствия геолого-геофизических моделей наблюдаемым аномалиям гравитационного поля.

При построении глубинных геолого-геофизических разрезов использованы глубинные сейсмические разрезы МОВЗ, на которых были отражены основные границы в литосфере, образующие интенсивные обменные продольные и поперечные сейсмические волны от проходящих продольных волн, генерируемых удаленными землетрясениями. Определение глубины залегания границ обмена при исследованиях МОВЗ в основном проводилось по формуле для горизонтально слоистых сред (формула Хазегава). Основой скоростных моделей являлись эмпирические данные, полученные при регистрации взрывов на юге Камчатки, данные глубинных сейсмических зондирований [5].

Оценки глубины залегания поверхности Мохоравичича (М) получены на 8 транскамчатских профилях МОВЗ (два из восьми приведены на рис. 2а, 2б). Интерполяция изоглубин залегания поверхности Мохоравичича выполнена по трансформированному (метод полосовой фильтрации в области низких частот $R_1 45$ – $R_2 65$ км) гравитационному полю в редукции Буге.

ХАРАКТЕРИСТИКА МОЩНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ РЕГИОНА

Большая часть ранее приводимых структурных схем границы М (как в производственных отчетах, так и в многочисленных публикациях) построена корреляционным способом на основе осредненных (или пересчитанных в верхнее полупространство) региональных гравитационных аномалий Буге, что, как мы полагаем, привело к некоторым ошибочным оценкам как морфологии, так и глубины залегания поверхности М из-за недоучета влияния латеральной и вертикальной плотностной неоднородности верхней мантии, о которой мы можем судить по данным сейсмической томографии и глубинных сейсмических зондирований [5, 20].

Схематическое районирование территории по мощности земной коры обнаруживает достаточно хорошую корреляцию с региональными тектоническими элементами. Главным же отличием (от ранее опубликованных) представленной схемы мощности земной коры (рис. 3) является наличие протяженной полосовой зоны относительно сокращенной мощности земной коры в районе Центрально-Камчатской депрессии, прослеживающейся к северо-востоку вдоль восточного побережья Камчатского перешейка.

Максимальные глубины залегания границы М, превышающие 32–33 км, отмечены для двух зон – Укэляйт-Срединной и Восточно-Камчатской. Первая прослеживается от Срединного выступа кислых метаморфических образований на север, вдоль палеоген–неоген–четвертичного вулканического пояса Срединного хребта и далее, через область Лесновского поднятия уходит в район Пусторецкого прогиба и Корякского нагорья. Вторая – от района Малко-Петропавловской зоны поперечных дислокаций следится на северо-восток под Восточно-Камчатским вулканическим поясом и Восточно-Камчатским прогибом, а далее, на широте п-ова Кроноцкого, несколько смещаясь к западу, проходит в районе хребтов (горст-антиклинорий) Тумрок и Кумроч и через п-ов Озерновский уходит в акваторию Карагинского залива.

В восточном направлении при приближении к зоне современных блоковых поднятий восточных п-овов Камчатки (Камчатского мыса, Кроноцкого, Шипунского и Берегового хребта Южной Камчатки) происходит резкое сокращение мощности земной коры, при этом глубина залегания границы М уменьшается до уровня 20 км и, возможно, менее. В пределах Пенжинско-Западно-Камчатской зоны глубина залегания границы М находится на среднем уровне (30–28 км) и имеет минимальные значения – 27–28 км.

На южной Камчатке относительно пониженной мощностью земной коры (до 28 км) характеризуется район Ганальского выступа Малко-Петропавловской

зоны поперечных дислокаций. В районе г. Петропавловск-Камчатский, в области между Береговым хребтом и Большерецкой плитой мощность земной коры возрастает до 30 км и более. В пределах Большерецкой плиты граница М фиксируется на глубине порядка 28–29 км.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ БЛОКИ

К консолидированным структурам блокового типа отнесены Омолонский и Срединно-Камчатский массивы, фрагменты Охотской платформы, Укэляйт-Срединный блок.

Укэляйт-Срединный блок. Эта структура, отделенная на западе от Омолонского массива Пенжинской складчатой зоной, на севере – от Эскимосского массива Пикасьваям-Хатырской зоной, а на востоке граничащая с Олюторско-Восточно-Камчатской зоной, занимает значительную часть Корякского нагорья и узкой полосой прослеживается практически до Срединно-Камчатского массива, где полностью закрыта более молодыми отложениями. Блок отделен от соседних зон глубинными разломами и фиксируется относительно пониженным уровнем региональной составляющей поля силы тяжести (до $-50 \div -70$ мГал в районе г. Ледяная в Корякском нагорье). Ранее он был известен под названием Центрально-Корякская зона [18], Укэляйт-Шумагинский прогиб [22], турбидитовый субтеррейн в составе Западно-Камчатского террейна [29]. Исходя из регионально пониженного уровня поля силы тяжести и ряда других признаков [11], нами предполагается континент-

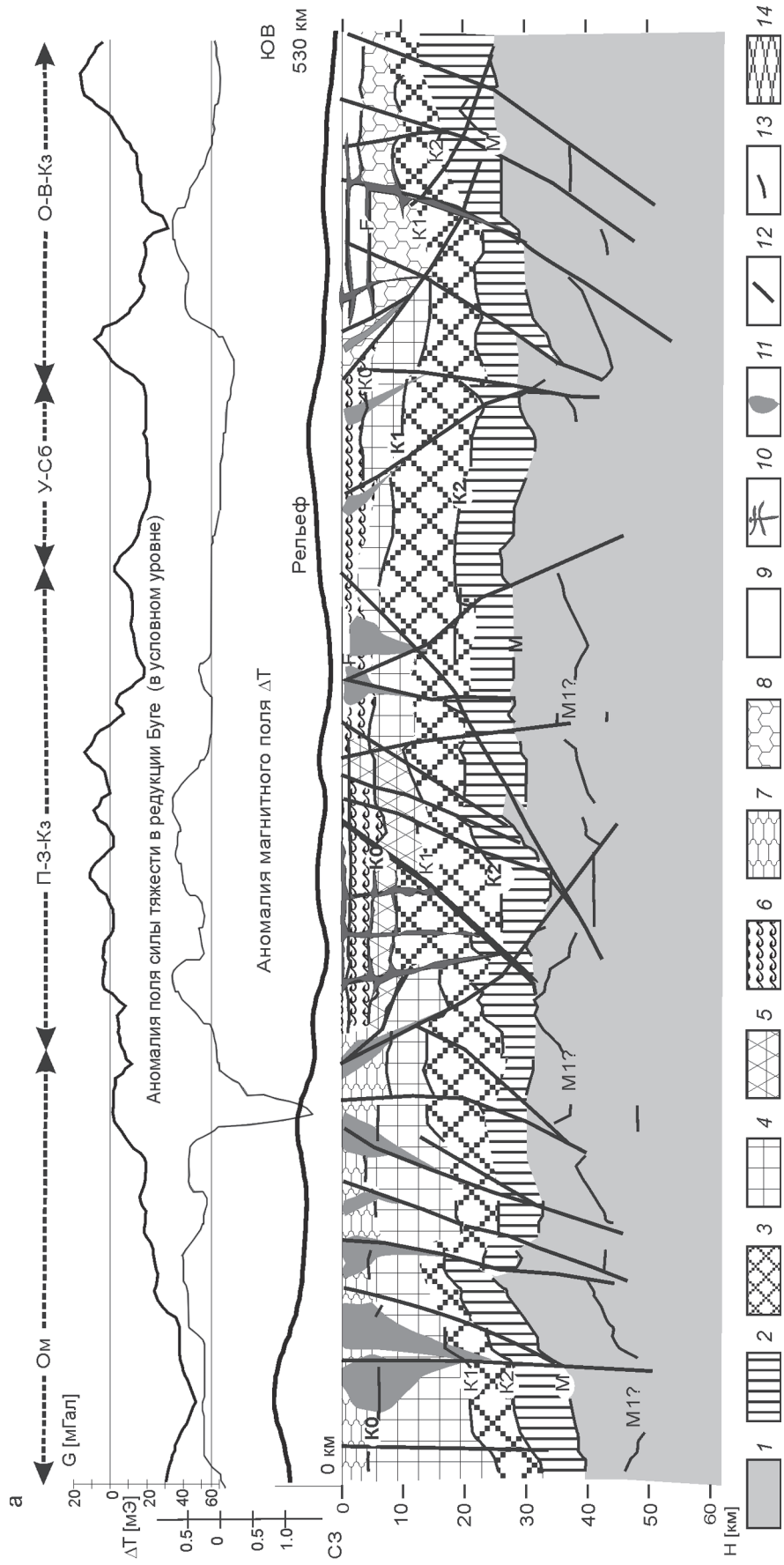
Рис. 1. Схема тектонического районирования Корякско-Камчатской складчатой области (по геолого-геофизическим данным).

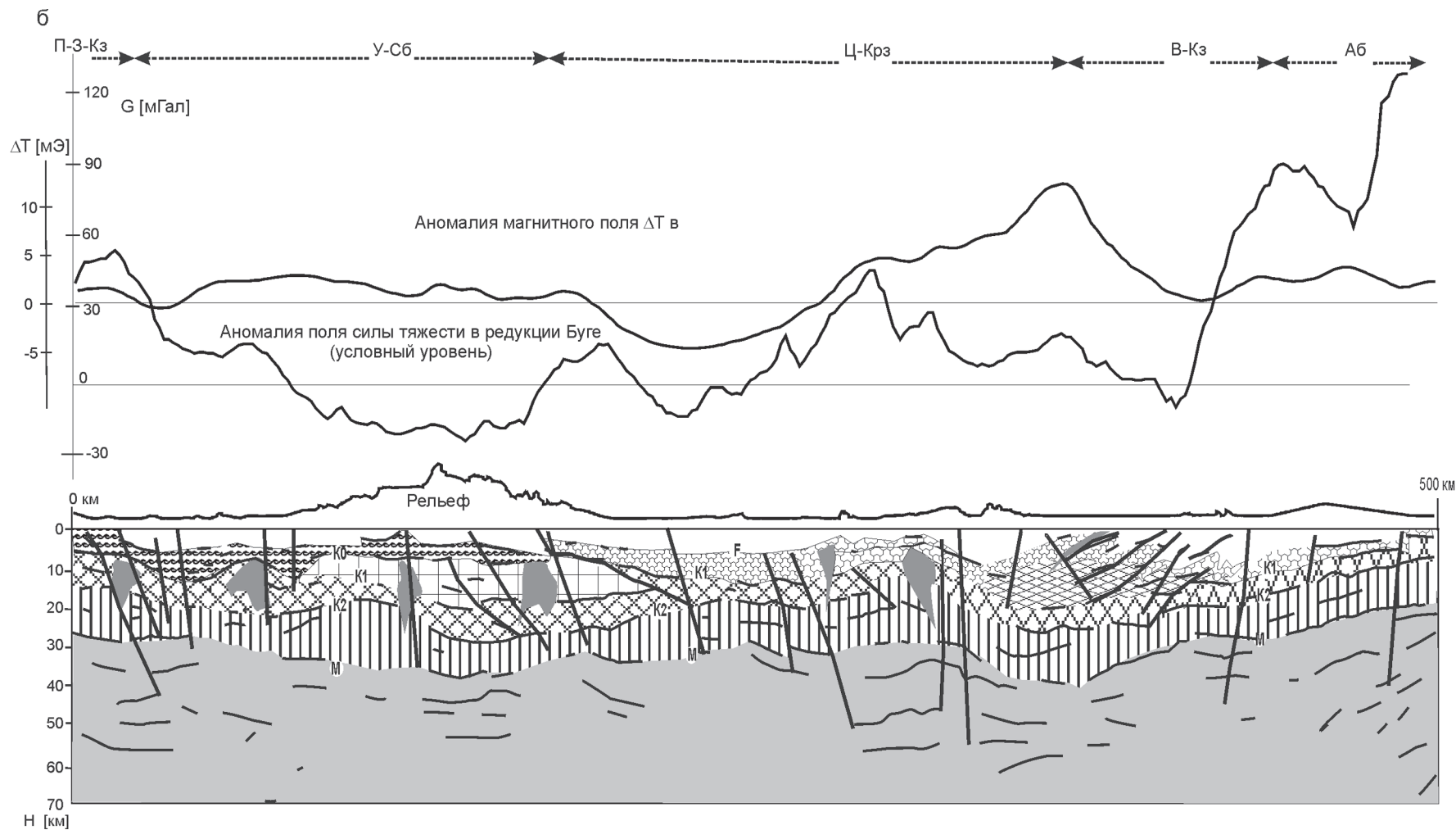
Тектоническая схема (А): 1 – границы структурно-формационных зон, массивов, плит, блоков; 2 – предполагаемые границы: восточная Центрально-Камчатской рифтогенной зоны и северная Срединного выступа; 3 – прочие крупные разломы; 4 – кайнозойские прогибы, впадины; 5 – оси крупных антиклинальных структур (в том числе погребенных); 6 – линии глубинных разрезов (моделей), представленных на рис. 2 а,б.

Буквенные обозначения: Ом – Омолонский массив, Тб – Тайгоносский блок; складчатые зоны: П-З-Кз – Пенжинско-Западно-Камчатская, П-Хз – Пикасьваям-Хатырская, В-Кз – Олюторско-Восточно-Камчатская (Восточно-Камчатская), Ю – Южно-Камчатская; Ц-Крз – Центрально-Камчатская рифтогенная зона; У-Сб – Укэляйт-Срединный блок, Бп – Большерецкая плита; антиклинории, горсты, горст-антиклинории, поднятия: У-Мд – Удско-Мургальская дуга (Мургальский антиклинорий), Т-Ма – Таловско-Майнский, Ваа – Ваежский, А-Ша – Амбонско-Шелиховский, В-Ва – Вывенско-Ватынский, Г-Па – Говенско-Пахачинский, КНп – Кинкильское, ЛЕп – Лесновское, Хра – Хайрюзовский, Хпп – Хавывенское (погребенное), Пг – Прибрежный, УНг – Ункановичский; прогибы, депрессионные зоны: Пп – Пенжинский, ПРп – Парапольский, П-Пп – Пусторецко-Парапольский, ПЛп – Паланский, ПАп – Пахачинско-Апукский, ИЧп – Ичинский, КЛп – Колпаковский, Гп – Гольгинский, В-Кп – Восточно-Камчатский, Ю-Кп – Южно-Камчатский, И-Тп – Ильпинско-Тылговаямский, ТКп – Теклаваямский, ЦКД(з) – западная депрессионная зона ЦКД, ЦКД(в) – то же, восточная; выступы: Св – Соболевский, С-Кв – Срединно-Камчатский массив; блоки: Уб – Укэляйтский, Г-Пб – Ганальско-Петропавловский (Малко-Петропавловская зона поперечных дислокаций), Шб – Шипунский, Крб – Кроноцкий, Аб – Африканский, КРб – Кирганикский, Бб – Беринговский.

Орографическая схема (Б). Основные хребты: Сх – Срединный, Вх – Восточный (Г – Ганальский, В – Валагинский, Т – Тумрок, К – Кумроч), Кн – Корякское нагорье, Вв – Ветвейский, Мх – Мургальский, Пх – Пенжинский, Б – Береговой, М – Моршечный.







Пенжинско-Замано-Камчатская складчатая зона

Рис. 2. Геолого-геофизические модели строения земной коры по профилям А–Б (а), В–Г (б).

1 – верхняя мантия; 2–4 – слои консолидированной земной коры: 2 – нижний (гранулито-базитовый), 3 – средний (сланцево-базитовый), 4 – верхний (гранито-гнейсовый); 5 – рифтогенные комплексы Пенжинской зоны; 6 – позднемезозойские осадочные образования; 7 – чехол Омолонского массива и вулканические комплексы ОЧВП; 8 – “меловые” вулканогенно-кремнистые и кремнисто-вулканогенные образования; 9 – кайнозойские осадочные, вулканогенно-осадочные образования; 10 – корневые системы кайнозойских вулканогенных комплексов; 11 – крупные интрузии различного состава; 12 – разломы, предполагаемые по геолого-геофизическим данным; 13 – границы обмена по данным МОВЗ; 14 – интенсивно тектонизированные образования позднего мезозоя и кайнозоя. Положение линий разрезов см. на рис. 1.

Буквенные обозначения: М – граница Мохоровичича, F – “верхнемеловое складчатое основание”, Ко – кровля консолидированной земной коры, К₁, К₂ – кровля среднего и нижнего слоев консолидированной земной коры, М1? – границы обмена в верхней мантии.

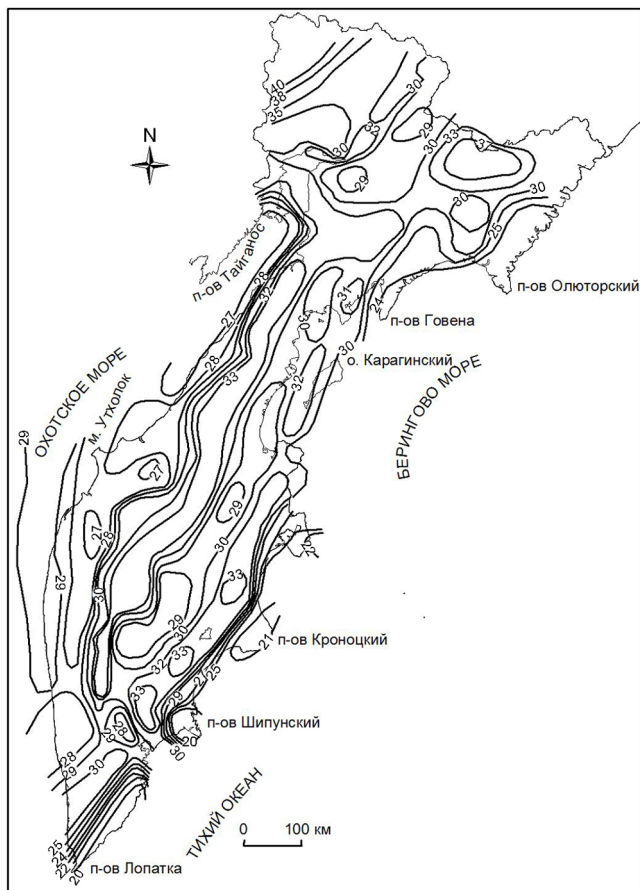


Рис. 3. Схема глубины залегания поверхности М.

тальная природа этого блока. Это обстоятельство вызывает довольно резкие возражения оппонентов. В своем отзыве на статью [9] С.Г. Бялобжеский в журнале Тихоокеанская геология (№3, 1991 г.) в разделе дискуссия пишет: "...Корякский континент выглядит неким фантомом, так как не имеет ни вещественного выражения, ни размеров". В действительности, не ясна лишь южная часть его юго-восточной границы, где блок скрывается под вулканогенно-осадочными породами Центрально-Камчатского вулканического пояса. В собственно Корякском нагорье он имеет четкие тектонические границы (отражающиеся в гравитационном поле гравитационными ступенями) с окружающими его складчатыми зонами и фиксируется интенсивным региональным минимумом поля силы тяжести. В наиболее широкой части он имеет ширину около 100 км и прослеживается до Лесновского поднятия минимум на 500 км. Таким образом, Укэляят-Срединный блок обладает определенными размерами.

По [21], флишевые отложения корякской серии накапливались на континентальном шельфе. В Корякском нагорье это сплошной покров сильно дисло-

цированных в разного рода складки терригенных песчано-глинистых отложений мощностью 8–10 км. Складки сходятся в угол сочленения Пенжинской и Пикасьваям-Хатырской зон. Интенсивное складкообразование происходило на границе мела–палеогена под воздействием Ватынского (ирунейского) аллохтона. Узкие полосы терригенных палеогеновых отложений протягиваются параллельно фронту аллохтона. Характерно полное отсутствие синхронных скучиванию магматических проявлений. Вдоль северо-западной границы блока прослеживается Уннэиваямское поле позднепалеогеновых вулканитов и цепочки мелких интрузий гранитоидов того же возраста, внедрившихся в обстановке коллизии [5]. Ширина континентального шельфа составляла не менее 150–170 км.

На каком же фундаменте залегает мощный дислоцированный чехол однообразных терригенных отложений верхнего мела, которые, возможно, подстилаются подобными же нижнемеловыми отложениями. О том, что блок имеет континентальную природу, свидетельствуют следующие данные.

Ю.М. Пузанков [30], изучая неогеновые лавы в этом районе, отметил, что двупироксеновые андезиты и андезибазальты содержат необычно высокие для Курило-Камчатской провинции количества V и Th при островодужном уровне изотопных отношений Sr и концентраций Ti, Nb, Ta и др. Он подчеркнул также, что андезитоидные расплавы обогащены редкими литофильными элементами. На этом основании он сделал вывод, что под меланократовыми образованиями существует погребенная геоструктура – блок архейских сиалических пород, который является фрагментом Омолонского массива, выдвинутым в юго-восточном направлении.

М.Г. Валов и А.И. Поздеев [15] провели сравнительный анализ петрохимических особенностей разновозрастных вулканитов велолныкской (Уннэиваямское вулканическое поле, Укэляят-Срединный блок) и кинкильской (С-3 побережье Камчатки, включаемое в Пенжинско-Западно-Камчатскую зону) свит. Можно предполагать, что петрохимические особенности пород велолныкской свиты и сопровождающих их гранитоидов свидетельствуют об их формировании в условиях земной коры континентального типа значительной мощности (по гравиметрическим данным – до 38 км).

На территории блока и, частично, Пенжинской зоны широко распространены трахибазальты, трахиты, абсарокиты, микрошонкиниты, сиениты – породы, характерные для континентов и континентальных окраин [16, 17]. Они встречаются в виде много-

численных небольших субвулканических тел, экстрезий, некков, даек, лакколлитов, трубок взрыва в поле шириной 70–80 км и длиной до 500 км от реки Сопочной на юге до Паланы на севере и размещаются среди туфогенно-осадочных (палеоген–неоген) отложений в тыловой части Центрально-Камчатского вулканического пояса, проявлявшего активность с олигоцена до четвертичного времени.

По мнению авторов работ [16, 17], калиевые базальтоиды размещаются параллельно границе древней Охотии (по некоторым реконструкциям), но поскольку находятся в условиях островодужных, а не активной континентальной окраины, обладают рядом специфических “островодужных” признаков: повышенной глиноземистостью, пониженной титанистостью, а также пониженным содержанием некоторых редких элементов. Мы же считаем, что появление этих пород (миоцен–плиоцен) является отголоском процессов развития Центрально-Камчатского вулканического пояса в области континентального блока. О континентальном типе его коры может свидетельствовать и оловянно-золото-ртутное оруденение Уннэйваямского вулканического поля. Это дает основание предполагать, что Укэлаят-Срединный блок является отторженным (в результате заложения Пенжинско-Западно-Камчатской зоны) фрагментом Омолонского массива, а не выдвинутым, как полагал Ю.М. Пузанков [30].

Достаточно четкие черты континентального блока мы видим на геолого-геофизическом разрезе (рис. 2а) по региональному профилю МОВЗ пос. Корф–пос. Верхнее Пенжино (обобщение по результатам глубинных геофизических исследований МОВЗ-МТЗ с участием авторов настоящей статьи проводилось в 2006 г. в “ЦентрГЕОН” ФГУП “ВНИИГеофизика”; глубинный сейсмический разрез составлен Е.Е. Золотовым, В.В. Неядько).

Омолонский массив. В регион входит лишь юго-восточная часть массива и Тайгоносский блок как составная его часть. Массив представляет собой фрагмент дорифейского складчатого фундамента и почти полностью закрыт вулканитами Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), лишь в верхнем течении рек Пенжины и Аянки наблюдаются небольшие выходы чехла и кристаллического основания массива. Основные выходы архейских кристаллических пород находятся за пределами района, в верховьях рек Омолон и Кедон (гнейсы, амфиболиты, кальцифиры, мигматиты, кристаллические сланцы, кварциты).

Тайгоносский блок, отделенный от Омолонского массива Юговаямским разломом и представляю-

щий, по нашему мнению, часть этого массива, напротив, отличается обнаженностью кристаллического фундамента. На большей части его площади распространены метаморфические породы архея.

В целом Омолонский массив характеризуется низким уровнем мозаичного гравитационного поля, значения которого достигают в западной части $-78 \times 10^{-5} \text{ м} \cdot \text{с}^{-2}$, чем резко отличается от регионально повышенного зонально-линейного поля Пенжинской зоны. Это обстоятельство позволяет провести границу между Омолонским массивом и Пенжинской зоной по Орловско-Микинскому разлому, а не по Анадырскому, как считали предшественники, при этом мы предполагаем, что Удско-Мургальская (юра–нижний мел) магматическая дуга наложена на краевую зону Омолонского массива.

Срединно-Камчатский массив. Расположен на юге Срединно-Камчатского хребта и представлен в основном метаморфическими сериями (колпаковской и камчатской) в окружении палеозойских и мезозойских отложений.

Взгляды на его происхождение неоднозначны и сводятся к трем точкам зрения.

Докембрийские метаморфические образования представляют собой блок древнего гранитно-метаморфического слоя, когда-то бывшего частью Азиатского материка и служащего основанием Охотской платформы [18].

Срединный массив образовался в процессе формирования континентальной коры за счет метаморфизма и гранитизации меловых и, возможно, палеозойских геосинклинальных отложений [21, 22].

Срединный массив представляет собой самостоятельный тип геоструктур – срединных массивов островных дуг, образовавшихся в условиях деградации древней континентальной коры за счет разбавления и переработки кислых образований основным и ультраосновным материалом [32].

Не отстаивая здесь определенной точки зрения, можно лишь отметить, что возраст метаморфических образований Срединного хребта трактуется в весьма широких пределах. В работах М.М. Лебедева и др. [24, 25] предполагается меловой возраст. По данным [16], вся толща пород Срединного хребта была метаморфизована 110–140 млн лет назад (рубидий-стронциевый метод). Никаких признаков присутствия здесь древних сиалических пород не обнаруживается.

Есть данные, свидетельствующие о более древнем возрасте метаморфических пород Срединного хребта [23]. В.К. Кузьмин и др. [23] считают, что основной причиной существующих расхождений в оп-

ределении возраста гнейсового комплекса Срединно-Камчатского массива различными изотопно-геохронологическими методами является его специфическое расположение в тектонически активной альпийской складчатой области, что привело к нарушению в различной степени изотопных систем как пород, так и минералов.

Таким образом, в вопросе о возрасте метаморфических горных пород Срединного хребта и их происхождении мы недалеко ушли от представлений 60-х годов прошлого столетия.

Фрагменты Охотской платформы. К ним относятся Большерецкая плита и Соболевский выступ, расположенные к западу от Срединно-Камчатского массива. Эти структуры, по данным сейсморазведки методом преломленных волн, имеют двухъярусное строение. Прослеживаются две сейсмические границы с граничными скоростями продольных преломленных волн: 2.2 и 5.0–5.2 км/с. Первая граница прослеживается внутри маломощного (не более 1200–1500 м) третичного осадочного чехла, вторая – в кровле мелового складчатого основания. По данным МОВЗ, в качестве нижнего третьего яруса нами выделяется переходный слой, который, вероятно, можно отнести к метачехлу. Платформа определялась как эпимезозойская структура [30]. Однако А.И. Ханчук и И.А. Сидорчук [36] относят терригенные верхнемеловые отложения аркозового ряда западной части Срединного хребта к платформенному чехлу. Терригенные отложения верхнего мела, по их данным, долго залегают на размытой поверхности базальтов и пикритов предположительно пермского возраста. В среднем течении реки Коль слабонаклонная на юго-запад, размытая кровля вулканитов (500–600 м) прослежена почти на 20 км от Срединно-Камчатского кристаллического массива, а далее она перекрыта кайнозойскими отложениями. В свете этих данных, Охотскую платформу следует считать эпипалеозойской.

С востока Большерецкая плита и Соболевский выступ, разделенные Кольским грабеном, ограничены краевыми прогибами (Гольгинским, Ичинским и Колпаковским), относящимися к нефтегазоносным и перспективно нефтегазоносным.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ ЗОНЫ

В качестве структурно-формационных зон выделяются Пенжинско-Западно-Камчатская, Пикасываям-Хатырская, Олюторско-Восточно-Камчатская, Южно-Камчатская.

Пенжинско-Западно-Камчатская зона является наиболее протяженной и сложной по строению (рис. 1). Севернее бассейна р. Пенжины зона прослеживается в район бассейна р. Анадырь и, возможно,

продолжается Анойской складчатой зоной. Здесь она носит название Пенжинско-Анадырской зоны и разделяет Омолонский и Эскимосский массивы. Южнее р. Пенжины она продолжается на п-ове Елистратова и, по гравиметрическим данным, уже в качестве погребенной под кайнозойскими осадочными отложениями прослеживается в заливе Шелихова. Далее структурно-вещественные комплексы зоны обнажаются в отдельных поднятых блоках западного побережья Камчатки (м. Омгон, хр. Морошечный). Здесь зона имеет название Пенжинско-Западно-Камчатской.

Складки этой зоны южнее хр. Морошечного, где имеют меридиональное простирание, резко поворачивают на юго-восток и подходят под острым углом к Хайрюзовскому антиклинорию вблизи северной части Срединного выступа метаморфических пород. Особенно хорошо этот разворот простирания структур Пенжинско-Западно-Камчатской зоны с северо-восточного на юго-восточное виден как на мелкомасштабных космических снимках, так и по морфологии гравитационных аномалий (рис. 4 а, б). Обращает на себя внимание четкое совпадение структурных линий, дешифрирующихся на космических снимках, и осей гравитационных максимумов, поворачивающихся с северо-востока на юго-восток (примерно на широте хр. Морошечного) и следящихся до Авачинского залива. Эта система линий и максимумов северо-западного простирания разделяет Северную и Южную Камчатку.

Поднятие хр. Морошечного, судя по гравиметрическим и морским сейсморазведочным данным, мы рассматриваем как продолжение Амбонско-Шелиховского антиклинория, следящегося по полосовой положительной гравитационной аномалии. Хотя в его своде обнажаются отложения омгонской серии ($K_{1,2}$), по уровню гравитационного поля можно предполагать присутствие на небольшой глубине структурно-вещественных комплексов, аналогичных верхнеюрско-нижнемеловым образованиям мыса Омгон с плотностью 2.8 г/см³.

Далее на юго-восток отложения поднятия хр. Морошечного погружаются под палеоген-неогеновые отложения, далее, возможно, под надвинутые на метаморфические породы Срединного хребта верхнемеловые вулканогенно-кремнистые отложения ирунейской серии, тем самым ограничивая выходы метаморфических пород [31] и южное окончание Укэляят-Срединного блока. Эта часть района полностью перекрыта кайнозойскими вулканитами. Продолжение Пенжинской зоны можно предполагать в Начикинской зоне поперечных дислокаций, охватывающей Ганальский хребет и окрестности г. Петро-

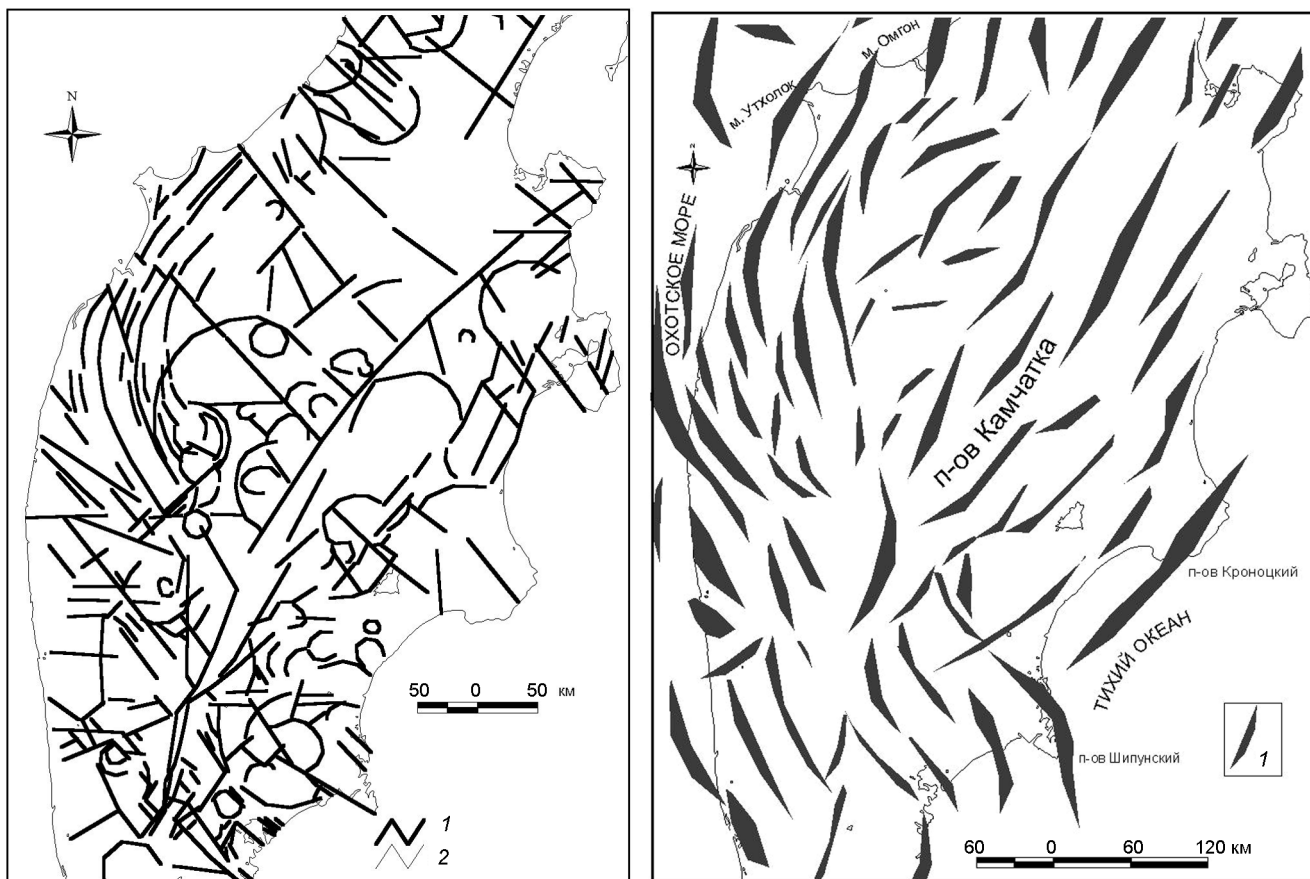


Рис. 4. Простираение структур Камчатки на мелкомасштабном космическом снимке (а) и схема локальных гравитационных аномалий (б)).

а: 1 – кольцевые и линейные элементы дешифрирования; 2 – береговая линия; б: 1 – оси локальных гравитационных максимумов.

павловск-Камчатский. По представлениям [25], Начикинская зона, сложенная метаморфизованными породами проблематичного возраста и в значительной степени мезозойскими вулканогенно-осадочными породами, разделяет Олюторско-Восточно-Камчатскую и Южно-Камчатскую складчатые зоны. Слагающие ее образования имеют четкое северо-западное простираение, что когда-то служило отправной точкой в длительном споре о древнем северо-западном или северо-восточном простираении структур [18]. Представляется, что Малко-Петропавловская (Начикинская) зона является продолжением Пенжинско-Западно-Камчатской, но смещена к югу от первоначального положения на величину примерно 100 км. Возможно, это чисто структурное (геометрическое) восприятие такого продолжения Пенжинско-Западно-Камчатской зоны.

Вещественный состав пород также свидетельствует о принадлежности перечисленных участков к

этой зоне. Северный Пенжинский фрагмент Пенжинско-Западно-Камчатской зоны (в районе бассейна р. Пенжины) представлен системой поднятий (Окланско-Гореловским, Таловско-Майнским и Ваежским), разделенных узкими кайнозойскими прогибами. В составе зоны различаются два разновозрастных офиолитовых комплекса – венд-раннепалеозойский и позднеюрско-раннемеловой. Наиболее древние породы обнажаются в Ганычаланском блоке, образованном аллохтонными пластинами с общим северо-западным падением, характеризуются наиболее высоким уровнем гравитационного поля. В составе пластин – метаморфические породы, возраст метаморфизма которых определяется докембрием, габброиды и гипербазиты, базальты, диабазы, которые можно отнести к типичной офиолитовой формации. Их перекрывают отложения верхнего ордовика.

Характерно, что породы, подобные сланцам илпнейской серии (гипербазиты, габброиды и диа-

базы), обнажаются на п-овах Елистратова и Валижген [13]. Выходы пород фиксируются интенсивными положительными гравитационными аномалиями. Зеленокаменные метаморфические породы венд-кембрийского возраста установлены в бассейне р. Майн на севере Ваежского поднятия. К подобным же образованиям можно отнести метаморфические и метаморфизованные породы Ганальского выступа, входящие в состав Малко-Петропавловской (Начикинской) зоны поперечных дислокаций. Большинство исследователей полагают, что метаморфические породы зоны являются кристаллическим фундаментом Восточно-Камчатской складчатой зоны и, начиная со схем Г.М. Власова [18], показываются в составе этой зоны.

В работе [28] эта зона называется древней глыбой и рассматривается в качестве самостоятельной на основании следующих доводов:

– наличие наиболее древних (протерозойских) пород, известных на Восточной Камчатке;

– выпадение из разреза зоны верхнемеловых пород (скв. Елизовская-1, интерпретация геофизических данных по региональному профилю р. Опалабух. Мутная);

– поперечное простирание по отношению к другим структурам;

– совпадающий с границами глыбы разрыв в цепи действующих вулканов Восточно-Камчатского вулканического пояса (между влк. Авачинской группы и Вилючинским);

– разграничительная роль глыбы по отношению к распространению различных по составу верхнемеловых структурно-вещественных комплексов (к северо-востоку – базальт-андезит-туфо-кремнистые валагинской серии и кремнисто-карбонатные отложения ветловской свиты, к юго-западу – вулканогенно-осадочные субщелочные породы кирганинской свиты).

Совершенно очевидно, что упомянутая структура разделяет Восточно-Камчатскую и Южно-Камчатскую складчатые зоны. В последнюю не прослеживаются стратифицирующиеся структурно-вещественные комплексы Восточно-Камчатской зоны, но это отмечалось и ранее.

Метаморфические породы Ганальско-Петропавловского блока имеют тектонически расслоенную структуру. Здесь совмещены полиметаморфические образования, зеленокаменно-измененные толщи вулканогенно-осадочных и осадочных пород, сопровождающиеся маломощными протрузиями гипербазитов. Тектонические пластины имеют между собой резкие контакты и различны по составу, строению, метаморфизму и возрасту [24].

Метаморфические комплексы представлены ганальской и стеновой сериями. Ганальская серия сложена аспидными сланцами, граувакковыми песчаниками, диабазами, андезитами, туфами, брекчиями, спилитами, кварцевыми кератофирами, превращенными в результате метаморфизма в амфиболсодержащие кристаллические сланцы, меланократовые гнейсы, мигматиты, амфиболиты, эклогитоподобные породы (3000 м). Присутствуют также породы гранулитовой фации метаморфизма, которые И.А. Тарарин [32] считает результатом контактового метаморфизма Юрчикского массива габброноритов.

Амфибол-зеленосланцевый комплекс представлен стеновой серией (плаггиоклаз-эпидот-амфиболитовые, хлорит-амфибол-плаггиоклазовые, кварц-альбит-хлорит-серицитовые сланцы, глаукофановые сланцы и филлиты). Мощность серии 4000 м. Контакты с ганальским комплексом тектонические. Амфиболитовый комплекс прорван интрузией плаггиогранит-порфиров. Подобно породам Срединного хребта, возраст метаморфических пород Ганальского хребта является предметом дискуссии и определяется в диапазоне от архея до мела и даже палеогена [19, 21–23, 26, 27, 30, 32–34, 37].

Следует отметить, что на Геологической карте и карте полезных ископаемых Камчатской области и КАО м-ба 1:1 500 000 (ред А.Ф. Литвинов, Б.А. Марковский, В.П. Зайцев), опубликованной в 2005 г., ганальская серия датируется средним палеозоем, а стеновая серия – нижним мелом. Ганальскую серию, вероятно, можно сопоставлять с образованиями илпенеинской серии на севере зоны, хотя ее возраст остается проблематичным.

Второй офиолитовый комплекс позднеюрско-раннемелового возраста хорошо обнажен в Куюльском блоке в пределах Пенжинско-Западно-Камчатской зоны [1–4, 10]. Его общая длина составляет не менее 300 км. Блок сложен пластинами гипербазитов и многочисленными пластинами меловых образований, большей частью представляющих собой серпентинитовый меланж с пестрым составом кластического материала: базальты, андезибазальты, их туфы, габброиды, известняки, песчаники, среди которых встречаются затертые глыбы и мелкие блоки палеозойских и триасовых пород.

Офиолиты, близкие к распространенным в Куюльском блоке, известны на п-овах Елистратова, Валижген [13]. Они могут быть обнаружены в Амбонско-Шелиховском антиклинории. В частности, на м. Омгон обнажаются чешуйчато-надвиговые комплексы, состоящие из пластин северо-западной вергентности зеленых сланцев, серпентинитов, базальтов, диабазов, кремнисто-глинистых пород, разде-

ленных зонами милонитов и меланжа. Базальты близки к породам срединно-океанических хребтов и толеитам островных дуг. Породы содержат радиолярии, свидетельствующие о позднеюрско-валанжинском возрасте, и сходны с образованиями кингивеевской свиты бассейна р. Пенжины [14].

Породы типичной верхнеюрско-нижнемеловой офиолитовой формации в Малко-Петропавловской зоне отсутствуют, хотя в районе г. Елизово обнажается толща зеленокаменно-измененных базальтов, андезитов, их туфов, большей частью превращенных в серицит-эпидотовые и кварц-хлоритовые сланцы проблемного возраста. Большим развитием пользуются метаморфизованные песчаники и алевролиты мощностью 1100–1500 м. Песчаники иногда метаморфизованы и рассланцованы с новообразованиями кварца, хлорита, альбита. В районе Ганальско-Петропавловского блока в них обнаружены спорово-пыльцевые комплексы верхней юры–нижнего мела. Вероятно, эти песчано-сланцевые, алевролитовые отложения аналогичны альб-сеноманской омгонской (K_{1-2}), тальничной свите и флишоидной майначской свите с хвойными апта-альба Западной Камчатки, а также мялекосынской и тылакрьельской свитам Пенжинской зоны.

Таким образом, в Малко-Петропавловской зоне хорошо прослеживаются возможные аналоги илпенеиной серии и отсутствует верхнеюрско-нижнемеловая офиолитовая формация. Четкое северо-западное простирание образований Ганальского хребта, вплотную примыкающего к меридиональным структурам Срединного хребта, позволяет предположить, что Малко-Петропавловская (Начикинская) зона является продолжением Пенжинско-Западно-Камчатской, которая в области Срединно-Камчатского хребта разделяет Срединный массив и Укэлаят-Срединный блок.

Вероятно, что образования Пенжинско-Западно-Камчатской зоны присутствуют в северной части Срединно-Камчатского массива, севернее вулкана Хангар и представлены метавулканитами андриановской и химкинской свит. Андриановская свита, развитая в верховьях рек Ича и Облуковина, сложена амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми, клинопироксен-амфиболовыми сланцами и амфиболитами, образовавшимися по эффузивам основного состава, метатуфокогломератами под надвиговым покровом ирунейской свиты. Андриановская свита датируется на геологической карте 2005 г. ранним палеозоем. По составу она весьма схожа с ганальской серией, датируемой на той же карте средним палеозоем. Датировки предположительные. Химкинская свита, представленная альбит-

актинолитовыми сланцами по туфам, туффитам, а также метапесчаниками, ранее относилась к среднему-верхнему палеозою. На карте 2005 г. она датируется нижним мелом, являясь, таким образом, аналогом офиолитовой кингивеевской свиты Пенжинско-Западно-Камчатской зоны.

В районе между м. Валижген и Маметчинским по-овом в пределах Пенжинской зоны находится оригинальная структура (ранее названная нами Маметчинской мульдой), выполненная отложениями нижнего-верхнего мела и палеогена. С востока она ограничена Куюльским офиолитовым массивом, с запада – аналогичными образованиями п-ова Елистратова. В осредненном поле силы тяжести здесь прослеживается зона регионально-пониженного уровня гравитационного поля, следящаяся от Укэлаят-Срединного блока (район Уннэйваямского вулканического поля) до Тайгоносского массива, что может свидетельствовать о его инородности в пределах Пенжинско-Западно-Камчатской зоны. Структура характеризуется слабой складчатостью.

Пенжинско-Западно-Камчатская зона образовалась как рифт, отделивший от Омолонского массива Укэлаят-Срединный блок, в меловое время представлявший континентальный шельф. Рифт раскрывался дважды – в венде–раннем палеозое и поздней юре–раннем мелу. На это указывает сходство гипербазитов докембрия и офиолитов поздней юры–раннего мела с породами срединно-океанических хребтов [14, 35].

Пикасъяям-Хатырская зона, расположенная в северо-восточной части региона, имеет дугообразную, выпуклую к югу форму и субширотное простирание, разделяет континентальные структуры Чукотки (Эскимосский массив) и Укэлаят-Срединный континентальный блок и имеет торцовое сочленение с Пенжинско-Западно-Камчатской зоной. Наиболее древние отложения обнажаются в восточной части, где в чешуйчато-надвиговой структуре (Иомраутский меланж) чередуются пластины раннемеловых гипербазитов, раннекаменноугольных вулканогенно-кремнистых пород, пермских кремнисто-терригенных и позднеюрско-раннемеловых вулканогенно-кремнистых отложений, разделенных зонами меланжа. Среди гипербазитового меланжа имеются небольшие блоки протерозойских (?) кварц-эпидот-хлоритовых, кварц-эпидот-амфиболитовых сланцев и филлитов, средневерхнекаменноугольных и триасовых кремнисто-терригенных отложений. Основная часть зоны сложена расчешуенными вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями пекульнейской серии (J_3-K_1) и протяженной полосой шириной 2–4 км поли-

миктового меланжа. Среди серпентинитового меланжа размещается серия линзовидных пластин протяженностью до 3–10 км средне-верхнетриасовых кремнисто-терригенных отложений. Выделяются тела меланжированных гипербазитов. По строению, составу отложений и происхождению зона подобна Пенжинско-Западно-Камчатской зоне.

Олюторско-Восточно-Камчатская зона, занимающая часть Корякского нагорья и Восточную Камчатку до широты Шипунского п-ова, характеризуется регионально повышенным, резкодифференцированным, фиксирующим положительные и отрицательные структуры полей силы тяжести. Зона располагается на границе Укэляят-Срединного континентального блока и Командорской океанической плиты. На Камчатке она граничит со своеобразными структурами восточных п-овов. Зона сложена мел-палеогеновыми океаническими и островодужными образованиями и неогеновыми вулканогенно-осадочными породами, слагающими поднятия и прогибы: Ватынско-Вывенскую зону, Говенско-Пылгинское и Беринговское поднятия, разделенные Ильпинско-Тылговаямским и Говенско-Пахачинским прогибами. Ильпинско-Тылговаямский прогиб продолжается Центрально-Камчатским прогибом, в котором выявлена большей частью погребенная структура – Хавывенское поднятие, сложенное метаморфическими породами мафического ряда проблематичного возраста. Говенско-Пылгинское поднятие продолжается на о-ове Карагинском и далее поднятиями восточных хребтов. Наиболее интересным представляется особенность распространения верхнемеловой офиолитовой формации (ватынская, ирунейская серии с базитами и гипербазитами), залегающей в основании зоны и надвинутой на одновозрастные терригенные отложения Укэляят-Срединного блока. В Корякском нагорье эта формация дугой, выпуклой к северо-западу, протягивается от берингоморского побережья вдоль долины р. Вывенка. На Камчатке она продолжается цепочкой блоков, частично закрытых вулканитами Центрально-Камчатского вулканического пояса, обрамляет с востока метаморфические породы Срединного хребта и далее следует (преимущественно по геофизическим данным) на юг до Камбального залива. Но выходы пород этой формации наблюдаются и много западнее, а именно по границе Пенжинско-Западно-Камчатской зоны и Укэляят-Срединного блока. Так, в Корякии на этой границе известен Евьеинваямский линейный блок (85×10 км), сложенный образованиями ватынской серии с интрузиями габ-

бро и отстоящий от фронта Вывенско-Ватынского надвига на 60 км. Но наиболее крупная полоса распространения офиолитовой формации приурочена к Хайрюзовскому антиклинорию (175×65 км). Антиклинорий имеет форму дуги, выгнутой на запад. На юго-востоке его образования, надвинутые на метаморфические породы, сливаются с Кирганикским блоком. Эти образования, достаточно удаленные от границы Олюторско-Восточно-Камчатской зоны, вряд ли можно считать остатками далеко продвинутых на запад надвиговых покровов, так как интенсивные гравитационные аномалии над ними свидетельствуют о наличии “корневых” зон. Можно лишь предполагать, что рассматриваемые выходы могут представлять собой аллохтонные пластины, внедрившиеся в подошву слабо литифицированных верхнемеловых (возможно, нижнемеловых) терригенных отложений, залегающих на жестком консолидированном основании и продвинутых до западных границ Укэляят-Срединного блока (до палеокромки позднемелового континентального склона).

Южно-Камчатская зона практически полностью закрыта вулканитами Центрально-Камчатского вулканического пояса. Здесь выделяются Ункановичский и Прибрежный горсты и полностью бронированный четвертичными вулканогенными образованиями Южно-Камчатский прогиб.

Зона восточных полуостровов, имеющая клавишно-блоковое строение, для которой не характерна интенсивная складчатость, скорее всего, представляет собой аккреционную структуру с субокеанической корой с минимальной для рассматриваемого региона мощностью. Консолидированная кора зоны характеризуется высокими скоростями, плотностью и удельными сопротивлениями.

ВЫВОДЫ

Анализ геолого-геофизических данных свидетельствует в пользу генетического единства структурных элементов Корякского нагорья и Камчатки, представленных консолидированными континентально-блоковыми структурами и складчатыми зонами.

Континентальные тектонические блоки и структурно-формационные зоны имеют значительные различия в мощности и строении земной коры. В частности, новые данные получены для Центрально-Камчатской рифтогенной зоны, характеризующейся относительно сокращенной мощностью земной коры и отсутствием верхнего гранито-гнейсового слоя.

Укэляят-Срединный блок характеризуется континентальным, субконтинентальным типом земной коры с выраженным верхним “гранитным” слоем.

Пенжинско-Западно-Камчатская рифтогенная зона разделяет континентальные блоки Омолонского массива, Укэлят-Срединного блока и Охотской платформы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.П. Тектонические зоны Камчатки // Геология и геофизика. 1972. № 4. С. 56–63.
2. Авдейко Г.П., Ванде-Кирков Ю.В. Вулканогенно-кремнистые формации Анадырско-Корякской зоны // Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск, 1974. С. 5–17.
3. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.
4. Алексеев Э.С. Кулюльский гипербазитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105–120.
5. Аносов Г.И., Биккенина С.К., Попов А.А. и др. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.: Наука, 1978. 130 с.
6. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н. Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 53–65.
7. Апрельков С.Е., Попруженко С.В., Лебедев М.М. Геодинамическая система Континентальный склон – Корякско-Камчатская островная дуга в позднемеловую эпоху // Тихоокеан. геология. 1990. № 5. С. 62–70.
8. Апрельков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И. Тектоника Камчатки // Тихоокеан. геология. 1991. № 3. С. 62–74.
9. Апрельков С.Е., Декина Г.И., Попруженко С.В. Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна реки Пенжины // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 2. С. 46–57.
10. Апрельков С.Е., Богдан П.С., Попруженко С.В. Палеовулканоструктуры Уннэйваямского вулканического поля в Корякском нагорье и связь с ними оруденения (по геолого-геофизическим данным) // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 5. С. 51–61.
11. Апрельков С.Е., Попруженко С.В. Основные черты тектоники Корякского нагорья и Камчатки // Материалы ежегодн. конф., посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2003. С. 16–23.
12. Апрельков С.Е., Попруженко С.В. Положение верхнемеловой офиолитовой формации в структуре Камчатки и Корякского нагорья // Геодинамика, металлогения и минералогия континентальных окраин Северо-Западной Пацифики. Магадан, 2003. Т. I. С. 149–150.
13. Белый В.Ф., Акинин В.В. Геологическое строение и офиолиты полуострова Елистратова. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1985. Ч. 2. 65 с.
14. Бондаренко В.Н. Юрско-валанжинский этап эволюции Камчатки: Автореф. дис.... геол.-минер. наук. М., 1992. 24 с.
15. Валов М.Г., Поздеев А.И. Особенности петрохимии Западно-Камчатского и Корякского вулканических поясов и некоторые черты их металлогении // Геология и полезные ископаемые Корякско-Камчатской складчатой области. Петропавловск-Камчатский, 1985. С. 126–141.
16. Виноградов В.М., Шеймович В.С. Головин Д.И. Опыт изотопного датирования метаморфических и магматических пород Камчатки // Магматизм и металлогения Северо-Востока Азии: Материалы IV регион. петрограф. совещ. по Северо-Востоку России. Магадан, 2000. С. 32–36.
17. Волюнец О.Н., Аношин Г.Н., Пузанков Ю.М. и др. Калиевые базальтоиды Западной Камчатки – проявление пород лампроитовой серии в островодужной системе // Геология и геофизика. 1987. № 11. С. 41–50.
18. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1-я. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 733 с.
19. Герман Л.Л. Древнейшие кристаллические комплексы Камчатки. М.: Наука, 1978.
20. Гонтовая Л.И., Гордиенко В.В. Попруженко С.В., Низкоус И.В. Глубинная модель верхней мантии Камчатки // Вестн. КРУНЦ. Науки о земле. Петропавловск-Камчатский, 2007. № 1. Вып. 9. С. 78–92.
21. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Пральнескова И.Е. О кингивеевской свите (Корякское нагорье) // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 89–95.
22. Ермаков Б.В., Укэлят-Шуманинский флишевый прогиб Корякии и южной Аляски // Геология и геофизика. 1975. № 6. С. 42–46.
23. Кузмин В.К., Беляцкий Б.В., Пузанков Ю.М. Новые данные о докембрийском возрасте гнейсового комплекса Камчатского массива // Геодинамика, магматизм и минералогия континентальных окраин Севера Пацифики: Материалы Всерос. совещ. Магадан, 2003. Т. 1. С. 162–165.
24. Лебедев М.М. Верхнемеловые кристаллические сланцы Камчатки // Сов. геология. 1967. № 4. С. 57–69.
25. Лебедев М.М., Ястремский Ю.М., Гузиев И.С. О природе гранито-гнейсовых куполов Срединной Камчатской метаморфической зоны // Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. Ново-Александровск, 1970. Вып. 25. С. 34–49.
26. Львов А.Б., Неелов А.П., Богомоллов Е.С., Михайлова Н.С. О возрасте метаморфических пород Ганальского хребта Камчатки // Геология и геофизика. 1985. № 7. С. 47–56.
27. Лучицкая М.В., Рихтер А.Б. Тектоническая расслоенность метаморфических образований Ганальского хребта (Камчатка) // Геотектоника. 1989. № 2. С. 72–82.
28. Мишин В.В. Геолго-геофизическое строение Камчатки // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 64–70.
29. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д. и др. Террейны и аккреционная тектоника северо-востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
30. Пузанков Ю.М. Редкометалльные вулканы Корякского нагорья (геохимия, тектоническая позиция, генезис) // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики: Тезисы. Хабаровск, 1989. С. 50–51.
31. Смирнов Л.М. Тектоника Западной Камчатки // Геотектоника. 1971. № 3. С. 104–117.
32. Тарарин И.А. Происхождение гранулитов Ганальского хребта Камчатки // Докл. АН СССР. 1977. Т. 234. № 3. С. 677–680.
33. Тарарин И.А. Эволюция метаморфических процессов в Ганальском хребте Камчатки // Корреляция эндогенных процессов Тихоокеанского пояса. Владивосток: ДВГИ, 1979. С. 87–101.

34. Ханчук А.И. О геологическом положении пород гранулитовой формации и габбро-норитов Ганальского хребта (Восточная Камчатка) // Геология и геофизика. 1978. № 8. С. 45–51.
35. Ханчук А.И. Геология и происхождение Срединно-Камчатского кристаллического массива // Тихоокеан. геология. 1983. № 4. С. 45–53.
36. Ханчук А.И., Сидорчук Н.А. Западная Камчатка – платформа и возможные следствия // Геологическое строение и полезные ископаемые Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 1983. С. 67–68.
37. Ханчук А.И., Голозубов В.В. и др. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеан. геология. 1992. № 4. С. 82–93.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

S. Ye. Aprelkov, S. V. Popruzenko

Penzhina-West Kamchaka fold zone and Ukelayat-Sredinnyi block in the structure of the Koryak upland and Kamchatka

A tectonic map of the referred region, whose principal tectonic elements are areas with the consolidated Earth's crust and zones with a fold imbricated-overthrust structure, was compiled on the basis of geologic and geophysical research. The relationship between the fold zone and the crustal blocks, and paleogeodynamic conditions of their formation are considered.

Key words: geology, deep structure, tectonics, Koryak upland, Kamchatka.

**НОВЫЕ ДАННЫЕ О МОРФОЛОГИИ И ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ ГАЙОТА
ГРАМБЕРГА (МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ, ТИХИЙ ОКЕАН)**

М.Е. Мельников¹, С.П. Плетнев², И.А. Басов³, Т.Е. Седышева¹

¹Государственный научный центр Федерального государственного унитарного геологического предприятия “Южморгеология”, г. Геленджик

²Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

³Геологический институт РАН, г. Москва

Поступила в редакцию 4 февраля 2008 г.

Экспедиционные исследования, выполненные ГНЦ “Южморгеология” в 2002–2004 гг. в западной части Тихого океана с борта НИС “Геленджик”, позволили получить новый материал о рельефе гайота Грамберга и слагающих его породах от раннего мела по плейстоцен включительно. Анализ органических остатков макро- и микрофауны в осадочных породах позволил выделить трансгрессивные фазы развития гайотов (сеноман–турон, поздний кампан–маастрихт и поздний кайнозой). Дана сравнительная характеристика условий геологического развития гайота Грамберга с другими гайотами Магеллановых гор.

Ключевые слова: гайоты, меловой период, кайнозой, Магеллановы горы, Западная Пацифика.

ВВЕДЕНИЕ

Гайот Грамберга занимает крайнюю восточную позицию в цепи Магеллановых гор (рис. 1) и является одной из наиболее детально изученных построек в этой системе. Более подробно исследованы только гайоты Федорова, Ита-Май-Тай и гайот Альба.

До официального присвоения имени И.С. Грамберга в 2004 г. гайот упоминался в статьях под номером МЖ-36 и названием Роскомнедра [12, 13, 17–19].

Исследования гайота выполнялись судами морской геологической службы России в конце XX – начале XXI века. В 1991 г. в рейсе НИС “Севморгеология” выполнены комплексные геофизические исследования – однолучевое эхолотирование, непрерывное сейсмоакустическое и гидромагнитное профилирование. В 1995 г. с борта этого же судна, но переименованного в НИС “Дальморгеология”, выполнены комплексные геолого-геофизические работы, включавшие гидроакустическое и фототелевизионное профилирование, геологическое опробование скальными драгами. Впервые на подводных горах выполнено бурение неглубоких скважин погружной буровой установкой. Эти работы позволили в общих чертах изучить геологическое строе-

ние, железомарганцевое и фосфатное оруденение гайота. Полностью результаты опубликованы не были, но отдельные аспекты рассмотрены в целом ряде работ [4, 11–13, 17–19].

В 2002–2004 гг. в рейсах НИС “Геленджик” Государственный научный центр (ГНЦ) “Южморгеология” выполнена многолучевая батиметрическая съемка гайота, фототелевизионное профилирование и геологическое опробование скальными драгами; пробурено несколько неглубоких скважин. Полученные результаты и являются основой предлагаемой статьи.

МЕТОДИКА РАБОТ

Работы выполнены в рейсах 6-02 в августе–сентябре 2002 г. (начальник рейса Б.А. Широкожухов), в январе–марте 2003 г. и 6-03 в сентябре–декабре 2004 г. (в обоих случаях начальник рейса Д.Д. Туголесов), НИС “Геленджик”, капитан Б.В. Петропавловский. Батиметрическая съемка осуществлена многолучевым эхолотом EM12 S120 Simrad. В состав работ также входило фототелевизионное профилирование комплексом “Нептун-D” и геологическое опробование коробчатыми скальными драгами и путем бурения неглубоких скважин погружной установкой ГБУ-1/4000-2.

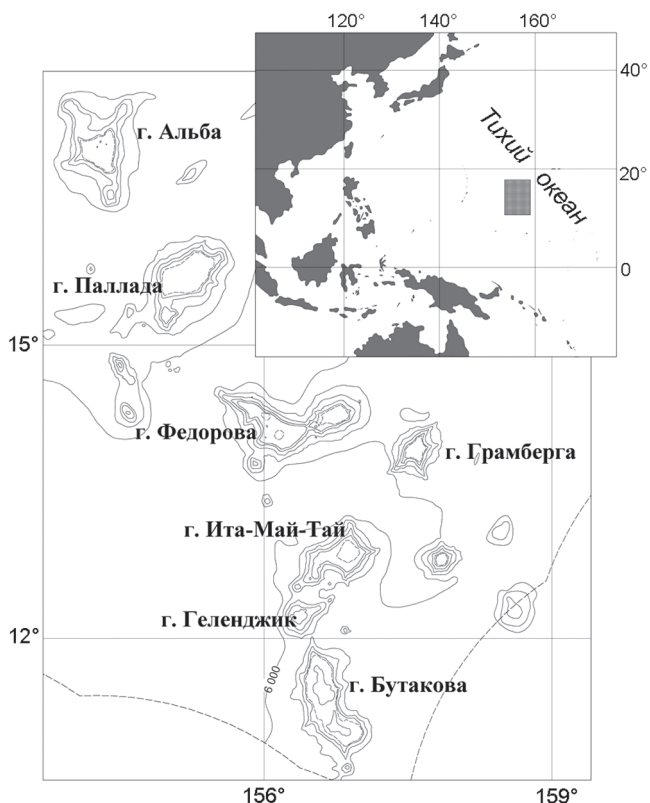


Рис. 1. Обзорная схема гайотов восточного звена Магеллановых гор. На врезке прямоугольником показано положение района в Тихом океане.

В общей сложности в пределах гайота выполнено более 1400 км комплексных геофизических профилей, более 350 км фототелевизионного профилирования, 69 станций драгирования, пробурено 7 неглубоких скважин. Выполнено литологическое и петрографическое описание сотен образцов осадочных и вулканогенно-осадочных пород, в 43 из которых проведен комплексный биостратиграфический анализ (планктонные и бентосные фораминиферы, известковый нанопланктон, кораллы и малакофауна).

РЕЛЬЕФ ДНА

Основой для успешного проведения геологических исследований в океане является достоверная информация по батиметрии и морфологии изучаемого рельефа. Съемка, выполненная многолучевым эхолотом, позволила получить батиметрическую основу масштаба 1: 200 000.

Гайот Грамберга – одиночная подводная гора, замыкающая восточный фланг цепи Магеллановых гор. Гайот оконтуривается изобатой 5800 м, окружен со всех сторон изолированными компенсационными впадинами с положением базисных поверхностей на

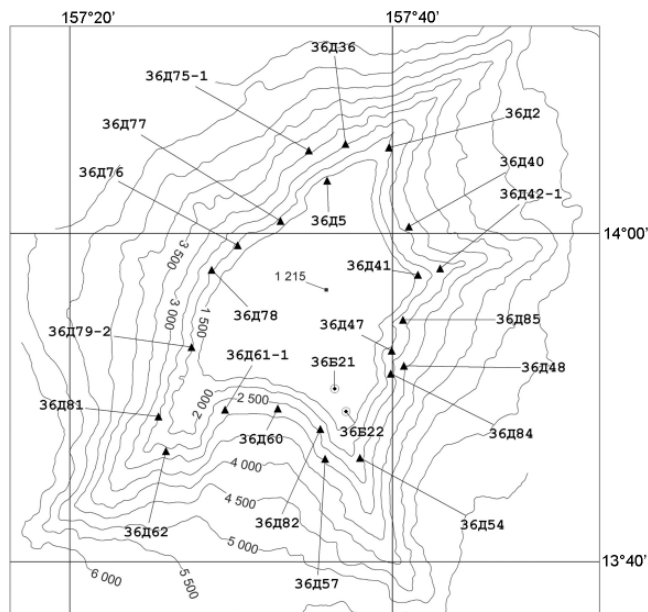


Рис. 2. Батиметрическая карта гайота Грамберга.

На схеме показаны станции геологического опробования и их номера, упомянутые в тексте статьи. Треугольниками обозначены станции драгирования, кружками – буровые скважины.

глубинах 6000–6050 м (рис. 2). В указанном контуре основание гайота имеет близкую к изометричной форму с размером 66×58 км и площадью около 3500 км². Структуру осложняют четыре радиально расположенных отрога северо-восточного, восточного, юго-восточного и юго-западного направления, протяженностью, соответственно, 30,5, 19,5, 29,0 и 29,5 км. Отроги выражены уже на уровне краевых частей вершины и прослеживаются до глубин 5000–5600 м, а юго-западный – до 6000 м. В привершинных частях, в интервале глубин от 1550 до 1875 м поверхности отрогов террасированы.

Минимальная глубина над гайотом, 1215 м, зафиксирована в центре вершинного плато. Высота подводной горы составляет около 4600 м. Плато, в целом повторяющее форму основания, расположено на глубинах 1225–1575 м, имеет поперечные размеры 31×19 км и площадь около 410 км². Бровка четко прослеживается по резкому перегибу между субгоризонтальной поверхностью вершины и крутыми верхними частями склонов. На участках примыкания отрогов имеет место плавный переход плато в широкие террасы, прослеживающиеся и далее на гребневой поверхности всех отрогов. Центральная часть плато характеризуется уклонами 0–2°, остальная площадь – 2–4°. На юго-востоке плато в основании юго-вос-

точного отрога расположен пологий купол с размерами основания 2×1.3 км и высотой около 50 м.

Склоны гайота имеют выпукло-вогнутый профиль, а их крутизна меняется от 4° до 25° и более. Выпуклыми являются верхние части склонов, развитые между бровкой и глубинами 2600–4200 м; уклоны постепенно уменьшаются от 25° и более до $15\text{--}20^\circ$. В центральных частях, на глубинах 3000–4500 м, крутизна составляет $10\text{--}12^\circ$. Нижние, вогнутые, части склонов, расположенные на глубинах от 4500 до 5500 м, обладают уклонами поверхностей менее 10° .

Склоны осложнены различными мезоформами рельефа – вулканическими конусами и куполами, грядами, террасами, ступенями и уступами. В отличие от других гайотов Магеллановых гор [9, 10], конусы, купола и террасы здесь развиты ограниченно. Вулканические структуры представлены тремя куполами и двумя конусами с поперечными размерами 1.0–2.1 км, высотой 50–130 м. Террасы преобладают на крутых верхних и средних частях склонов, но особенно часты в пределах гребней отрогов. Наибольшее количество террас (по восемь) выделено на юго-западном и юго-восточном отрогах. Среди террас имеют место как структурные, так и абразионно-аккумулятивные. Первые локализованы в пределах отрогов, вторые – в основном на склонах.

Уступы развиты повсеместно, однако наиболее часто фиксируются также в пределах отрогов. Их протяженность изменяется от 1.5 до 11 км при перепаде глубин от 25 до 150 м, редко до 250 м. Помимо отрогов, линейные формы, простирающиеся вкrest склона, немногочисленны. В основном это гряды протяженностью 3–9 км, преобладающие на восточных склонах гайота.

Переход от склонов к абиссальной равнине фиксируется перегибом на глубинах около 5500 м. Предабиссальная зона обладает полого-холмистой поверхностью с уклонами от 2 до 4° . Поверхность абиссальной котловины, приуроченная к интервалу 5800–6000 м, характеризуется уклонами менее 2° .

Интерпретация карт амплитуд обратно рассеянного сигнала многолучевого эхолота и данных фототелевизионного профилирования показала, что центральная часть вершинной поверхности (немногим более 40 % площади) покрыта сплошным чехлом неконсолидированных карбонатных осадков. По данным сейсмоакустических исследований, мощность осадков по направлению к бровке уменьшается, что, по-видимому, обусловлено перемещением и сносом рыхлого материала придонными течениями. Это отчетливо видно на подводных фотографиях дна по наличию рифелей. В то же время, существуют зоны,

где рифели отсутствуют и хорошо проявлены признаки разгрузки осадочного материала. Поэтому большая часть вершинного плато – это зоны транзита с элементами аккумуляции осадков.

Периферическая часть плато занимает почти 60 % его площади. Она тянется лентой перед бровкой. Здесь обнажены коренные породы, присыпанные в незначительной степени рыхлыми карбонатными отложениями. Эта часть вершинного плато является зоной эрозии с элементами транзита осадков.

Поверхности склонов сформированы денудационными процессами. На верхних, крутых и обнаженных склонах преобладают эрозионные процессы, а в средних и нижних частях – транзит и склоновая аккумуляция осадочных масс. На картах амплитуды обратно рассеянного сигнала хорошо выделяются зоны склоновых осыпей, расположенных вкrest изобат. На гайоте Грамберга эти акваколлювиальные осыпи развиты весьма широко. Они отмечаются в западной части уже с глубины 1500 м, а ниже 2500 м занимают значительную площадь склонов. В северо-восточной части несколько осыпей прослеживаются до глубин 5900–6000 м, выходя в пределы предгорной абиссальной равнины. Площади осыпей изменяются от 1.5 до 20 км². Наиболее крупные локализованы на восточных и южных склонах на глубинах 2200–5100 м.

СТРОЕНИЕ РАЗРЕЗА

Основным материалом для построения геологического разреза гайота Грамберга послужили результаты биостратиграфического анализа с определением возраста образцов горных пород из драг и кернов скважин. Наиболее многочисленны находки органических остатков – микрофоссилий (фораминиферы и известковый нанопланктон). Результаты изучения макрофауны в виде кораллов (определения Т.А. Пуниной, ДВГИ ДВО РАН) и малакофауны (определения В.Д. Худика, ДВГИ ДВО РАН) – послужили вспомогательным материалом из-за ее редкой встречаемости и присутствия преимущественно только ювенильных форм двустворчатых и брюхоногих моллюсков.

Представительность биостратиграфического материала на исследованном гайоте беднее, чем на гайотах Федорова и Альба, что, по-видимому, связано с меньшей частотой отбора геологических образцов. В частности, среди макрофауны не обнаружено типичных представителей каркасных рифовых построек, но ее присутствие указывает на мелководные условия седиментации (шельф, лагуны). Не встречены среди двустворчатых моллюсков и представители

рудистов, столь важных стратиграфических реперов меловых толщ. Хотя это и затрудняет точное возрастное определение изученных осадочных пород по макрофауне, но позволяет отнести их к осадочным образованиям рифовой фации (сервий аванрифа и лагун).

Нами в геологическом разрезе исследованного гайота (рис. 3) выделены отложения нижнего мела, апта-турона, сантона-маастрихта, позднего палеоцена-эоцена, миоцена и плиоцен-четвертичные, как и на других постройках Магеллановых гор [9, 10].

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Нижний отдел (K_1)

В основании разреза залегает комплекс вулканических пород толеит-щелочнобазальтовой ассоциации. В интервале глубин от 2500 до 5500 м преобладают океаниты, оливиновые и оливин-плагноклазовые базальты нормальной щелочности, соответствующие дифференцированным толеитам. Выше развиты преимущественно субщелочные и щелочные базальтоиды. Среди них выделены пикриты, близкие к породам нормального ряда, щелочные оливиновые базальты, а также трахибазальты (заключение В.В. Авдониной, МГУ). Породы в основном залегают в виде лавовых потоков и покровов небольшой мощности с линзами гиалокластитов. Возраст комплекса принят раннемеловым по аналогии с гайотами Федорова и Альба [9, 10]. Его мощность, основываясь на перепадах глубин обнаружения, оценивается не менее 3 км.

Нижний и верхний отделы

Аптский-туронский ярус ($K_{1a} - K_{1t}$)

В этой толще установлены мелководные (органогенно-детритовые) и пелагические (планктоногенные) известняки, а также сильно уплотненные глины.

Мелководные известняки распространены на гайоте весьма ограниченно, образуя локальные тела по периферии вершинного плато и в верхней части склонов. Это плотные, крепкие породы, окрашенные в светло-желтые тона и, возможно, сформированные в условиях аванрифа. Состоят из обломков кораллов, двустворчатых и брюхоногих моллюсков, включая *Gyrodes* sp., иногда пронизаны многочисленными ходами червей. Они сцементированы карбонатным (нанофораминиферовым) материалом, нередко перекристаллизованным. Их текстуры меняются от массивных до пористых. Породы не фосфатизированы или слабо фосфатизированы, содержание P_2O_5 не превышает 3%. Установить их возраст по органическим остаткам не удалось, однако продатированы ассоциирующие с ними пелагические известняки. Это

массивные плотные породы светло-желтого, светло-коричневого цвета. Текстуры однородные, пятнистые. В образцах станций 36Д60 и 36Д61-1, на южном склоне, установлен комплекс планктонных фораминифер, включающий виды *Hedbergella delrioensis* (Garsey), *H. gorbachikae* Longoria, *H. trocoidea* (Gandolfi), свидетельствующий об альбском возрасте этих пород.

Мощность подобных отложений, по данным глубоководного бурения, достигает 200 и даже 300 м [24, 25], однако, учитывая их ограниченное распространение на гайоте, она вряд ли составляет более 100 м.

Сильно уплотненные глины, нередко аргиллитоподобные, окрашенные в коричневые цвета, подняты несколькими драгами в нижних частях северо-западного и восточного склонов. Их текстура однородная, иногда полосчатая, слоистая. По структуре породы – пелитовые и алевропелитовые. Постоянно присутствует тонкая сыпь гидроксидов железа и марганца. Отмечены слабокарбонатные разновидности глин.

Возрастное датирование глин весьма проблематично в силу отсутствия в них кремнистой микрофауны и крайне редко встречающейся известковой. На гайоте Батиса поднятия Маркус-Уэйк они были определены Л.В. Васильченко как альб-сеноманские, на гайоте Альба В.И. Кунгуровой – как позднемеловые [5, 6, 8, 10]. Нами в глинах со станции 36Д75-1 исследуемого гайота выделен комплекс планктонных фораминифер с участием рода *Praeglobotruncana*, что указывает на сеноман-туронский возраст данных осадков. По данным глубоководного бурения, мощность подобных отложений может достигать 80 м [20, 21, 23].

В целом, по аналогии с соседними гайотами Магеллановых гор, вышеописанные отложения отнесены к апт-туронскому комплексу [9, 10].

Верхний отдел

Сантонский-маастрихтский ярус (K_{2st-m})

Среди отложений этого возраста выделяются мелководные и пелагические известняки, а также эдафогенные брекчии. Мелководные известняки, как и более древние, развиты весьма ограниченно: на южном (36Д60), северо-западном (36Д75-1) и восточном (36Д47) склонах гайота. Породы плотные, белого, желтовато-коричневого, иногда с розовым оттенком, цвета. Состоят из обломков макрофауны, среди которой определены позднемеловые кораллы *Onchotrochus* sp., а также остатки двустворчатых моллюсков *Modiolus* sp., *Astarte* sp. (?) и *Plicatounio* sp. Цементирующий их известняк – плотный, часто микритовый.



Рис. 3. Стратиграфический разрез гайота Грамберга.

1 – осадки карбонатные; 2 – глинисто-карбонатные глины; 3 – карбонато-глинистые глины; 4 – известняки кокколит-фораминиферовые; 5 – туфы и туффиты; 6 – известняки рифогенные; 7 – эдафогенные брекчии; 8 – эффузивы гавайской серии; 9 – уплотненные глины; 10 – известняки слаболитифицированные.

Пелагические известняки протягиваются вдоль склонов узкими лентовидными телами. Представляют собой массивные плотные породы светло-серого, светло-бежевого цвета. Текстуры однородная, пятнистая, неяснослоистая. В некоторых случаях отмечена плитчатая отдельность. Структуры – мелкозернистые, пелитоморфные. Отмечается вкрапленность рудного вещества. Иногда присутствуют обломки базальтов, остатки макрофауны. Породы часто фосфатизированы, содержание P_2O_5 – до 17 %.

В образце станции 36Д61-1 выделены планктонные фораминиферы. Раковины перекристаллизованы, но среди них отчетливо видны двухкилевые *Globotruncana* sp., позволяющие датировать отложения кампаном–маастрихтом. Здесь же присутствует мелководный бентос с участием аномалин и астоколусов. Нередко присутствуют внешние ядра ювенильных форм брюхоногих моллюсков, включая представителей рода *Biplica Popenoe*, а также фрагменты неопределимых двустворчатых моллюсков. Редкие находки раковин планктонных фораминифер в сочетании с такой бентосной фауной свидетельствуют, что условия формирования имели место на шельфе–верхней батиали.

Эдафогенные брекчии этого возраста развиты шире. Они представлены изометричными и лентовидными телами на отрогах, на верхних участках северо-западного и восточного склонов. Породы плотные, прочные, пестроокрашенные. В составе угловатых, несортированных обломков преобладают базальты. Размер обломков псаммито-псефитовый. Цементирующий их карбонатно-фосфатный известняк имеет светло-серую, бежевую окраску и сложен кокколитами, планктонными фораминиферами, нередко перекристаллизованными. Содержание P_2O_5 в брекчиях достигает 10 %.

В заполняющем обломки брекчий карбонатном материале из керна скважины 36Б22 и драги 36Д2, отобранных в рейсе НИС “Дальморгеология”, И.А. Пуляевой (АО “Дальморгеология”) выделен комплекс кокколитофорид кампан-маастрихтского возраста, включающий *Watznaueria barnesae* (Black et Barnes), *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Cribrosphaerella ehrenbergii* (Arkhangelsky), *Biscutum constants* (Gorka) Black, *Zugodiscus* sp. и другие.

По совокупности данных, принимая во внимание возраст сходного комплекса на гайотах Федорова и Альба, нами эти отложения датированы сантоном–маастрихтом. Верхнемеловые отложения сходного состава, опробованные скважинами глубоководного бурения, имеют мощность от 70 до 100 м [24, 25]. Но нами в карбонате брекчий со станции 36Д77 обнару-

жены виды *Subbotina pseudobulloides* (Plummer), *S. varianta* (Subbotina), что свидетельствует о раннепалеоценовом возрасте. Ранее мы упоминали, что формирование этих отложений могло продолжаться и в начале палеогена [1, 8].

КАЙНОЗОЙ

Палеогеновая система

Поздний палеоцен–эоцен (P_1^2 – P_2)

Этот комплекс пород представлен пелагическими известняками, эдафогенными брекчиями и вулканокластическими образованиями. Мелководные известняки развиты весьма ограниченно. Такие породы установлены только в привершинной части восточного отрога. В образце 36Д41, представляющем собой переходное образование от органогенно-обломочного известняка к эдафогенной брекчии, отмечены многочисленные остатки двустворчатых и брюхоногих моллюсков, включая *Dentalium* sp. С определенной долей условности это дает возможность определить возраст пород как эоценовый.

Пелагические (нанофораминиферовые) известняки распространены широко и образуют протяженные лентовидные тела на восточных склонах гайота в интервале глубин 1500–2500, местами до 3000 м. Локально они развиты на западных и южных склонах, гребневой поверхности юго-западного отрога. Известняки – плотные, фосфатизированные породы белого цвета, нередко с серым, бежевым, розовым оттенками. Текстуры массивные, пятнистые, пористые, иногда с кавернами. Часто в известняках встречаются погребенные конкреции и фрагменты железомарганцевых корок. Отмечены и мелоподобные разновидности, непрочные и более влажные. Они часто пронизаны ходами илоедов, обычно инкрустированными гидроксидами марганца и железа или заполненными жидким карбонатно-глинистым материалом. Содержание P_2O_5 в этих известняках достигает 25 %.

В известняке со станции 36Д82 выявлен комплекс планктонных фораминифер, содержащий виды *Acarinina acarinata* Subbotina, *Subbotina* cf. *S. varianta* (Subbotina), *S. triloculinoides* (Plummer), что указывает на позднепалеоценовый возраст. В образце со станции 36Д36 отмечен смешанный по возрасту комплекс планктонных фораминифер, включающий эоценовые виды (*Acarinina pseudotopilensis* Subbotina, *Globigerapsis* sp.) с участием представителей фауны неогена и квартера.

В породах, принесенных драгами 36Д40, 36Д57, 36Д61-1, 36Д81, обнаружен раннеэоценовый комплекс *Acarinina pentacamerata* (Subbotina), *A. soldado-*

ensis (Bronniman), *A. primitiva* (Finlay), *A. pseudotopilensis* Subbotina, *Subbotina pseudoeocena* Subbotina, *Morozovella velascoensis* (Cushman), *Orbulinoides beckmannii* (Saito). В известняке со станции 36Д78 также выявлен раннеэоценовый комплекс, но иного видового состава – *Morozovella formosa gracialis* (Bolli), *M. marginodentata* (Subbotina) и другие виды.

Еще в одном образце драги 36Д61-1 отмечены хорошей сохранности раковины видов *Globoquadrina altispira* Cushman et Jarvis, *Globigerinatheka* sp., свидетельствующих о средне-позднеэоценовом возрасте породы. Здесь же присутствуют и единичные раковины бентосных фораминифер рода *Peneroplis*, по-видимому, вынесенные из шельфовой зоны. Помимо этого, в породе присутствуют диагенетически преобразованные рыже-желтые фосфатизированные образования, иногда очень сходные по морфологии с представителями поздне мелового рода *Hedbergella*.

Эдафогенные брекчии также развиты широко и отмечены по всему периметру склонов гайота. Они подняты многими драгами и вскрыты рядом скважин, залегают на глубинах 1500–2500 м, слагая поверхности восточного и юго-западного отрогов. Породы имеют разную прочность от плотных до хрупких, окраска пестрая с преобладанием коричневых оттенков. Состав обломков – полимиктовый: базальты, туфы, известняки, фрагменты корок и конкреций. Обломки несортированные, размером от первых мм и иногда до десяти см, угловатые, редко полуокатанные. В единичных случаях отмечается хорошая окатанность обломков, и поэтому породы в этом случае являются конглобрекчиями и конгломератами. Цементирует их карбонатно-фосфатная масса белого, кремового цвета. Состоит она из раковин фораминифер и кокколитофорид. Содержание P_2O_5 в эдафогенных брекчиях достигает 15 %.

В образце 36Д48 определены палеоэоценовые виды планктонных фораминифер *Subbotina velascoensis* (Cushman), *Morozovella conicotruncata* (Subbotina). Комплекс, выделенный из карбоната брекчий станций 36Д42-1, 36Д62, содержит *Morozovella quetra* (Bolli), *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Acarinina* aff. *mckannai* (White), что свидетельствует о его позднепалеоэоценовом возрасте. Комплекс того же возраста, но другого состава – *Subbotina triloculinoides* (Plummer), *Morozovella subbotinae* (Morozova), *M. aff. angulata* (White) – определен в брекчиях, вскрытых скважиной 36Б21 и принесенных драгой 36Д85.

Породы со станций 36Д40, 36Д79-2, 36Д81 вмещают комплекс, состоящий из видов *Morozovella subbotinae* (Morozova), *Acarinina pentacamerata* (Subbotina), *A. soldadoensis* (Bronniman), *A. pseudotopilensis*

Subbotina, *Subbotina pseudoeocena* Subbotina и других, который позволяет датировать данные породы ранним эоценом. Также раннему эоцену соответствует комплекс, установленный в связующей карбонатной массе брекчий со станций 36Д78 и 36Д84 – *Morozovella formosa gracialis* (Bolli), *M. caucasica* (Glaessner), *M. marginodentata* (Subbotina).

Единичные раковины *Subbotina pseudoeocena* Subbotina обнаружены в брекчиях из драги 36Д76 и позволяют датировать их возраст как ранне-среднеэоценовый.

Туффиты этого возрастного интервала подняты на станции 36Д54. Обломки раковин вида *Subbotina pseudoeocena* Subbotina, содержащиеся в них, позволяют, с определенной долей условности, датировать их ранним эоценом.

Таким образом, возраст всего комплекса, как и на других гайотах, допустимо относить к позднему палеоэоцену–эоцену. Мощность подобных отложений, по данным глубоководного бурения на гайотах сопредельных площадей, можно оценить от 100 до 150 м [24, 25].

Неогеновая система

Миоцен (N₁)

Миоценовые отложения ранее были опробованы на гайоте единственной драгой 36Д5 в привершинной части северного склона. Они представлены пелагическими известняками, которые содержат миоценовый комплекс планктонных фораминифер (определения В.И. Кунгуровой, АО “Дальморгеология”).

Нами в карбонатном материале брекчий со станции 36Д84 на восточном склоне гайота определены раковины фораминифер вида *Globigerina nepenthes* Todd, что указывает на позднемиоценовый возраст породы. До получения более полных данных принят более широкий возрастной диапазон – миоцен.

По-видимому, мощность миоценовых отложений невелика и может составлять первые десятки метров.

Неогеновая и четвертичная системы

Плиоцен–плейстоцен (N₂–Q)

Центральную часть вершинных плато и поверхности ступеней покрывают плиоцен–плейстоценовые нелитифицированные осадки, сложенные раковинами планктонных фораминифер, остатками кокколитофорид и примесью глинистого материала (преобладает гидрослюда). Состав отложений изменяется в соответствии с абсолютной глубиной локализации осадков: вершинное плато покрыто чисто карбонатными осадками, ступени средней части склонов – глинисто-карбонатные, а на глубинах более 3500 м

встречаются уже карбонатно-глинистые илы. Возраст таких отложений определен по аналогии с уже датированными осадками соседних гайотов [9, 10]. Мощность, по данным сейсмоакустических исследований, составляет в центральной части плато около 40 м, а в локальных впадинах – до 80 м. В то же время не исключено, что в подошве сейсмокомплекса, отождествляемого с плиоцен-четвертичными рыхлыми осадками, могут залегать отложения и миоцена, и даже слаболифтифицированные известняки эоцена.

ОБЩИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Гайот Грамберга принадлежит восточному звену цепи Магеллановых гор. Характер аномального магнитного поля над гайотом в целом схож с характером полей над другими гайотами региона [8], хотя и обладает определенными особенностями. Доминируют отрицательные широтные линейные аномалии, но, за счет разворота осей некоторых из них и присутствия относительно интенсивных положительных аномалий, в общем рисунке проявлена мозаичность (рис. 4). Отрицательные аномалии имеют восточное и восток-северо-восточное направление осей, протяженность 22–35 км, интенсивность от -800 до -1300 нТл и амплитуду 550–1050 нТл. Ось наиболее интенсивной аномалии расположена над южным бортом восточного отрога. Оси других грубо совпадают с направлением северо-восточного и юго-восточного отрогов, а также с южным бортом юго-западного отрога.

Положительная линейная широтно-ориентированная аномалия интенсивностью около 600 нТл и амплитудой 550 нТл заключена между двумя отрицательными. Ее ось совпадает с осью ложбины между восточным и северо-восточным отрогами. Над другими частями склонов и вершинным плато развиты локальные положительные и отрицательные аномалии удлиненной формы меньшей интенсивности. Характер поля над нижними частями склонов и окружающими межгорными впадинами – спокойный, с изменением значений от -100 до 100 нТл.

В пределах гайота прослеживаются три системы разрывных нарушений, выделенных по результатам магнитометрических исследований и анализа рельефа дна – субширотная, меридиональная–север-северо-восточная и северо-западная. Эти системы ранее были установлены Н. Смутом для западной приэкваториальной части Тихого океана, включая сопредельные районы [26, 27]. Наиболее отчетливо в аномальном магнитном поле выражена субширотная система; очевидно, она является наиболее древней. Меридиональная система обычно в магнитном поле прослеживается слабо, но наиболее отчетливо выра-

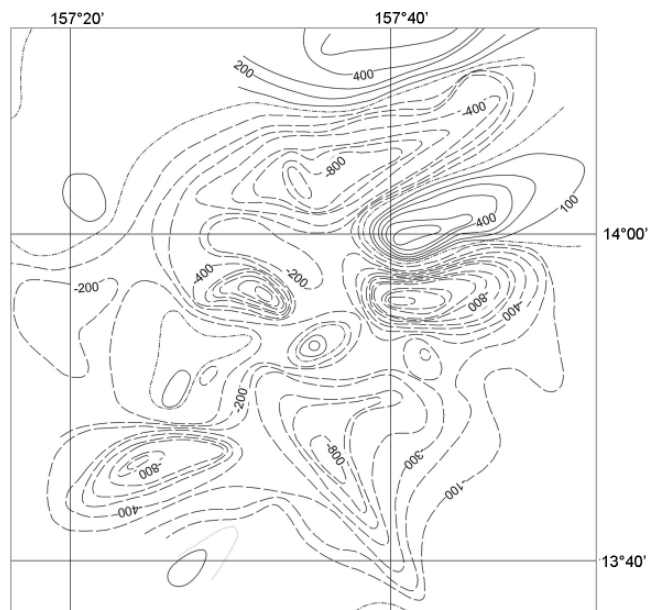


Рис. 4. Схема аномального магнитного поля (по М.М. Юринцу, 1996).

Сплошными линиями обозначены изодинамы положительных значений поля, прерывистыми – отрицательных, штрих-пунктиром – нулевых. Изодинамы проведены через 100 нТл.

жена в рельефе. По нашим представлениям, она является наиболее молодой и связана с разрядкой напряжений земной коры, возникших в связи с воздыманием блоков. Северо-западная система, по мнению Н. Смута, является подчиненной и проявленной не столь ярко [26]. Однако на гайоте Грамберга к северо-западной системе относится разлом, определяющий существование юго-восточного отрога, хорошо выраженный в магнитном поле. Возраст этой системы, вероятно, более молодой, чем субширотной, но более древний, чем субмеридиональной.

Согласно результатам сейсмоакустических исследований, большая часть склонов и периферическая часть вершинной поверхности свободны от литифицированных осадков. Это не означает, что они полностью отсутствуют – фототелевизионные наблюдения показывают, что осадки на склонах развиты относительно широко в зонах выполаживания склонов, однако их мощности ниже разрешения сейсмоакустических исследований. В центральной части плато мощность покрова осадков в среднем составляет около 40 м, а во впадинах рельефа фундамента – до 80 м. В нижних частях склонов осадочный чехол фиксируется с глубин 4500–5000 м; его мощность увеличивается с глубиной до 130 м.

В строении гайота, как и на ранее детально изученных гайотах Альба и Федорова [1, 9, 10, 18], вы-

делено три основных структурно-формационных яруса: платобазальтовый фундамент, наложенные вулканиты и осадочный чехол. Два нижних грубо соответствуют магматическим комплексам. Третий ярус состоит из комплексов осадочных пород мезозоя–кайнозоя.

ОБСУЖДЕНИЕ

Изложенные результаты в целом не противостоят ранее опубликованным представлениям о геологическом строении гайота, но в существенной степени их расширяют и дополняют. Это, в первую очередь, касается характеристики геоморфологии гайота и создания палеонтологической основы для выделения возрастных комплексов в осадочной толще.

В то же время, имеется ряд моментов, на которые следует обратить внимание при анализе истории геологического развития гайота.

Проблемным является понимание начальной фазы образования гайота. По поводу происхождения цепи Магеллановых гор существуют различные воззрения, склоняющиеся в той или иной степени к фиксизмским или мобилистским позициям [2, 14–16, 18, 22, 27]. Нам, с определенными оговорками, наиболее близок взгляд В.П. Уткина с соавторами [15, 16], которые полагают, что гайот сформирован в условиях меридионального продольного сжатия. Характер аномального магнитного поля и особенности строения рельефа гайота дают основания полагать, что главной рельефообразующей силой, как и в случае с гайотами Федорова и Альба [8], была тектоническая. На первоначальном этапе произошло блоковое поднятие, сопровождавшееся вулканическими излияниями, и только после того, как была сформирована основная морфоструктура гайота, последующее рельефообразование, в основном, определялось вулканической активностью.

Однако следует заметить, что в предложенную авторами схему [15, 16] не вполне вписывается структура аномального магнитного поля. Наиболее высокоамплитудные аномалии имеют субширотное, а не северо-восточное направление, и гипотетическое положение одного из основных разломов трассируется не смежными аномалиями. Предлагаемые причины рельефообразования также кажутся достаточно дискуссионными, но то, что гайот возник в результате широтного сжатия океанической коры и последующего меридионального растяжения (обрушения), является вполне вероятным.

Недостаточно обоснованными мы считаем и представления предшественников о строении магматического тела гайота [15, 16, 18]. Фактические данные не позволяют ни картировать дайковые комплек-

сы, лакколлиты и штоки, ни датировать эффузивные образования барремом, а субвулканические – поздним мелом. На слабую аргументацию подобных построений указывали и другие специалисты [13]. Имеющиеся прямые геологические данные позволяют лишь выделять два комплекса – нижний (толеиты гавайского типа) и верхний (субщелочные и щелочные базальтоиды). Возраст их остается дискуссионным, как и возраст вулканических пород всей цепи Магеллановых гор [1, 8, 12, 13, 22]. Очевидно только то, что магматические породы, слагающие основное тело гайота, моложе средне-позднеюрских толеитов сопредельных котловин и древнее апт-туронских осадочных образований, перекрывающих магматические породы. Определения возраста вулканитов методами абсолютной геохронологии дают датировки широкого возрастного диапазона, что вполне объяснимо высокой степенью измененности всех эффузивных пород района. Есть предположения, что они сформированы на рубеже юры и мела, но чаще их датируют ранним мелом [8].

Наличие более поздних этапов вулканизма и, соответственно, возможное присутствие молодых магматических пород подтверждается находками туфов и туффилов позднемелового–эоценового времени. Их возраст уверенно определен по карбонатным включениям микрофоссилий нанопланктона и планктонных фораминифер. На гайотах Магеллановых гор выделены вулканокластические породы сеномана, маастрихта, раннего и среднего эоцена, среднего миоцена [9, 10]. Лишь для последнего временного интервала достоверно установлены эффузивные породы – базаниты [7]. На гайоте Грамберга такие поздние фазы вулканизма, обычно представленные небольшими вулканическими конусами и куполами, развиты ограниченно – туффилов раннего эоцена драгированы на юго-восточном отроге гайота (36Д54).

Биостратиграфические исследования позволили выявить особенности строения осадочной толщи и оценить пространственно-временное распространение различных типов пород на гайоте. Анализ геолого-геофизических данных свидетельствует о преобладании на поверхности гайота магматических пород, хотя осадочные образования развиты тоже достаточно широко. Среди них наиболее часты эдафогенные брекчии, но встречаются и планктоногенные и, возможно, рифогенные известняки.

На режим седиментации в районе Магеллановых гор большое влияние оказывали глобальные изменения уровня океана, меняясь за последние 200 млн лет максимально от плюс 350 м в позднем мелу до минус 130–110 м в позднем олигоцене и

квартере [28]. Вместе с тем, эти эвстатические колебания, по-видимому, существенно меняли карбонатную систему в океане. На Магеллановых горах эпохи высокого стояния уровня океана во время сеномантуронской, позднекампан-маастрихтской и эоценовой трансгрессий [3] нашли свое отражение в большей насыщенности карбонатными микрофоссилиями различных типов осадочных пород. В позднем мелу–раннем палеогене вершина гайота Грамберга располагалась еще близко к поверхности океана. Однако даже эти незначительные подъемы уровня океана способствовали резкому повышению биопродуктивности поверхностных вод и расцвету известково-го планктона. Возможно, эти процессы были связаны с изменениями общих океанологических условий над вершинами подводных гор, которые вызывали усиление конвекции вод и поступление питательных элементов в фотическую зону.

Отмечено существование нескольких этапов перерывов седиментации или размыва осадочных толщ, особенно в коньякское и раннепалеоценовое время. Однако наиболее существенный стратиграфический перерыв приурочен к олигоцену, отложения которого отсутствуют не только на гайоте Грамберга, но и на других гайотах Магеллановых гор. Вероятно, в этот период быстрое тектоническое погружение гайотов по своей амплитуде значительно превосходило эвстатическую регрессию позднего олигоцена. Это привело к тому, что большая часть гайота располагалась в интервале глубин, в котором подводная денудация преобладала над аккумуляцией. Только с миоцена отмечаются действительно глубоководные фации. Однако отложения миоцена развиты весьма ограниченно – по-видимому, в этот период продолжалось еще погружение. В плиоцене и плейстоцене, вероятно, устанавливается литодинамический режим, близкий к современному, с локальным накоплением нанофораминиферовых осадков на вершинном плато, транзитом на склонах и формированием карбонатно-глинистых толщ у подножья гайота.

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволяют сделать ряд наиболее общих выводов о геологическом строении гайота Грамберга.

1. Гайот обладает относительно простой формой. Угловатые очертания, прямолинейность направления склонов, совпадение направления простирания ряда морфоструктурных элементов с направлением линейных магнитных аномалий позволяют предполагать ведущую роль тектоники в образовании гайота.

2. Тело гайота сложено магматическими породами толеит-щелочнобазальтовой ассоциации предположительно раннемелового возраста. Породы этого же комплекса слагают значительную часть поверхности гайота.

3. Среди пород, слагающих осадочную толщу, преобладают эдафогенные брекчии. Относительно широко развиты кокколито-фораминиферовые известняки, реже встречаются известняки мелководных фаций, вулканогенно-осадочные породы.

4. В разрезе осадочной толщи выделено пять возрастных комплексов – апт-туронский, сантон-маастрихтский, позднепалеоценовый–эоценовый, миоценовый и плиоцен-четвертичный.

В заключение необходимо отметить, что рассмотренные материалы в предлагаемой статье о геологическом строении гайота Грамберга продолжают серию публикаций авторского коллектива по детализации, уточнению и обновлению базы геолого-геофизических данных по гайотам цепи Магеллановых гор. Такой единый методологический подход в дальнейшем позволит более обоснованно строить ретроспективные модели развития как Магеллановых гор, так и других подводных гор.

Исследования в районе Магеллановых гор выполнены в рамках государственных контрактов РФ ВК-02-6/322 от 11.10. 2002 г. и ПС-02-06/ 1931 от 28.10.2003.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность / Ю.Г. Волохин, М.Е. Мельников, Э.Л. Школьник и др. М.: Наука, 1995. 368 с.
2. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана / Ю.А. Богданов, О.Г. Сорохтин, Л.Б. Зоненшайн и др. М.: Наука, 1990. 229 с.
3. Кеннет Д.П. Морская геология. Т 1, 2. М.: Мир, 1987. 779 с.
4. Кобальтбогатые руды Мирового океана / Л.И. Аникеева, С.И. Андреев, В.Е. Казакова и др. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 167 с.
5. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Сенькова Т.В., Попова Т.В. Геологическое строение и полезные ископаемые гайота Батиса (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1995. № 1. С. 23–40.
6. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железомарганцевой и фосфатной минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеан. геология. 1995. № 5. С. 4–20.
7. Мельников М.Е., Подшувейт В.Б., Пуляева И.А., Невретдинов Э.Б. Среднемиоценовые вулканические постройки на гайоте Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 5. С. 38–46.
8. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. Геленджик: ГНЦ “Южморгеология”, 2005. 230 с.

9. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А. и др. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Федорова (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 1. С. 3–13.
10. Мельников М.Е., Плетнев С.П., Басов И.А. и др. Новые геологические и палеонтологические данные по гайоту Альба (Магеллановы горы, Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 3. С. 65–74.
11. Михайлик Е.В., Хершберг Л.Б., Чудаев О.В. О механизме формирования кобальтомарганцевых корок на гайотах Магеллановых гор Тихого океана // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 87–93.
12. Рашидов В.А., Невретдинов Э.Б., Селянин О.Б., Невретдинов Эр.Б. Геолого-геофизические исследования гайотов Магеллановых гор Тихого океана // Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле. 2003. № 1. С. 103–126.
13. Рашидов В.А. Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле. 2006. № 2. С. 13–20.
14. Седов А.П., Матвеев В.В., Волокитина Л.П. и др. Качественная модель формирования цепей подводных гор // Вестн. КРАУНЦ. Науки о земле. 2005. № 5. С. 24–44.
15. Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Хершберг Л.Б. Роль сдвиговых дислокаций океанической коры в формировании гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Докл. РАН. 2004. Т. 395, № 5. С. 646–650.
16. Уткин В.П., Ханчук А.И., Михайлик Е.В., Хершберг Л.Б. Структурно-динамические условия формирования гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 2. С. 3–14.
17. Хершберг Л.Б., Задорнов М.М., Юринец М.М. и др. Результаты сравнения глубоководного бурения морского дна с данными драгирования в Западной Пацифике // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 1. С. 115–117.
18. Хершберг Л.Б., Е.В. Михайлик, О.В. Чудаев и др. Особенности геологического строения и рудоносность гайота Роскомнедра Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 96–110.
19. Школьник Э.Л., Хершберг Л.Б., Михайлик Е.В. и др. Условия залегания, закономерности распространения и особенности формирования кобальто-марганцевых корок на гайотах Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 2. С. 76–86.
20. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Program. W., 1973. V. 20.
21. Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Program. W., 1986. V. 89.
22. Koppers A.A.P., Staudigel H., Wjilbrans J.R., Pringle M.S. The Magellan seamount trail: implication for Cretaceous hotspot volcanism and absolute Pacific plate motion // Earth and Planet. Sci. Let. 1998. V. 163. P. 53–68.
23. Lancelot Y., Larson R.L. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. 1990. TX. V. 129. 488 p.
24. Premoli S.I., Haggerty J., Rack F. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. 1993. TX. V. 144.
25. Sager W.W., Winter E.L., Firth J.V. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. TX. 1993. V. 143.
27. Smoot N.C. The Marcus-Wake seamounts and guyots as paleofracture indicators and their relation to the Datton Ridge. // Mar. Geol. 1989. V. 88. P. 117–131.
26. Smoot N.C. Orthogonal intersections of megatrends in the Western Pacific ocean basin: a case study of the Mid-Pacific mountains // Geomorph. 1999. V. 30. P. 323–356.
28. Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson S. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level // Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, 1977. P. 83–97.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым

M. Ye. Melnikov, S. P. Pletnev, I. A. Basov, T. Ye. Sedysheva

New data on the morphology and geologic structure of the Gramberg Guyot (Magellan Seamounts, Pacific Ocean)

Expedition investigations carried out by the “Yuzhmoregeologiya” Scientific Center in 2002 – 2004 in the western Pacific Ocean on board R/V “Gelendzhik” resulted in new material, which made it possible to define the features of the morphological structure of the Gramberg Guyot and specify the matter and paleontological character of the structural formation complexes of rocks from Early Cretaceous through Pleistocene. The analysis of macro- and microfauna in sedimentary rocks allowed us to distinguish the “transgressive” phases in the development of the Guyot: Cenomanian-Turonian, Late Campanian-Maastrichtian, and Late Cenozoic. Sedimentation conditions of the Gramberg Guyot are analyzed as compared with other guyots of the Magellan Seamounts.

Key words: guyots, Cretaceous, Cenozoic, Magellan Seamounts, West Pacific.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ ТЕРМАЛЬНЫХ ВОД СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

Б.С. Архипов

Дальневосточный региональный центр государственного мониторинга состояния недр, г. Хабаровск

Поступила в редакцию 20 мая 2008 г.

Изучено распространение щелочных азотных гидротерм на северо-восточном Сихотэ-Алине. Дается сравнительная характеристика газового, химического и микрокомпонентного состава термальных вод Лазаревской группы источников, Тумнинского и Анненского месторождений. Анализируются причины изменения химического состава гидротерм на участках их эксплуатации.

Ключевые слова: азотные гидротермы, химический состав, металлоносность, водоотбор, Сихотэ-Алинь, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении продолжительного периода времени сведения о химическом составе и металлоносности термальных вод северо-восточного Сихотэ-Алиня базировались на данных, полученных в 50–80-х годах прошлого столетия при обследовании горячих источников и последующей разведке Анненского и Тумнинского месторождений термальных вод. Ограниченные возможности химико-аналитических методов исследований этого периода не позволяли с необходимой достоверностью оценить качественные и количественные параметры микрокомпонентного состава азотных щелочных кремнистых терм. Во время эксплуатации указанных месторождений основное внимание уделялось химическим показателям, определяющим бальнеологические свойства и санитарные показатели воды, поэтому микрокомпонентный, а порой и общий химический состав термальных вод изучался в объеме, недостаточном для оценки изменения качества воды в процессе длительного техногенного воздействия.

Новые сведения, полученные во время обследования двух термальных источников Лазаревской группы [1] и эксплуатируемых месторождений в течение 2003–2006 гг., позволили выполнить сравнительный анализ газового, химического и микрокомпонентного состава наиболее изученных проявлений термальных вод северо-восточного Сихотэ-Алиня (рисунок), расположенных в пределах Прибрежной провинции азотно-метановых термальных вод [4].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анненский термальный источник. Интенсивная эксплуатация термальных вод приводит к изменению их качества. Данные химических анализов воды из эксплуатационных скважин бальнеолечебницы “Анненские воды” за 2002 год свидетельствуют, что в результате длительного отбора воды химический состав ее, при практически стабильной минерализации (0.26–0.3 г/дм³), претерпел изменение. По сравнению с результатами анализов, полученными в начале шестидесятых годов прошлого века [2], соотношение катионов и анионов, определяющих формулу химического состава воды, изменилось. Суммарное содержание карбонатов и гидрокарбонатов увеличилось с 59–67 % мг-экв до 72–77 % мг-экв; концентрация сульфатов уменьшилась с 24–27 % мг-экв до 9–11 мг-экв, а хлора – выросла с 3–6 % мг-экв до 9–11 % мг-экв. В катионном составе термальных вод, где ранее превалировал натрий (90–94 % мг-экв), наметилась тенденция замещения его магнием (40–56 % мг-экв) и кальцием (9–13 % мг-экв). Таким образом, ранее сульфатно-гидрокарбонатный натриевый тип Анненских терм преобразовался в гидрокарбонатный натриево-магниевый и магниевонатриевый.

Концентрация кремнекислоты (91.17 мг/дм³) сохранилась на уровне 60-х годов (76.6–106.0 мг/дм³), а фтора – немного уменьшилась – 2.5 мг/дм³ (среднее значение за 1993–2007 годы), по сравнению с 3.0 мг/дм³ в 1962 г.

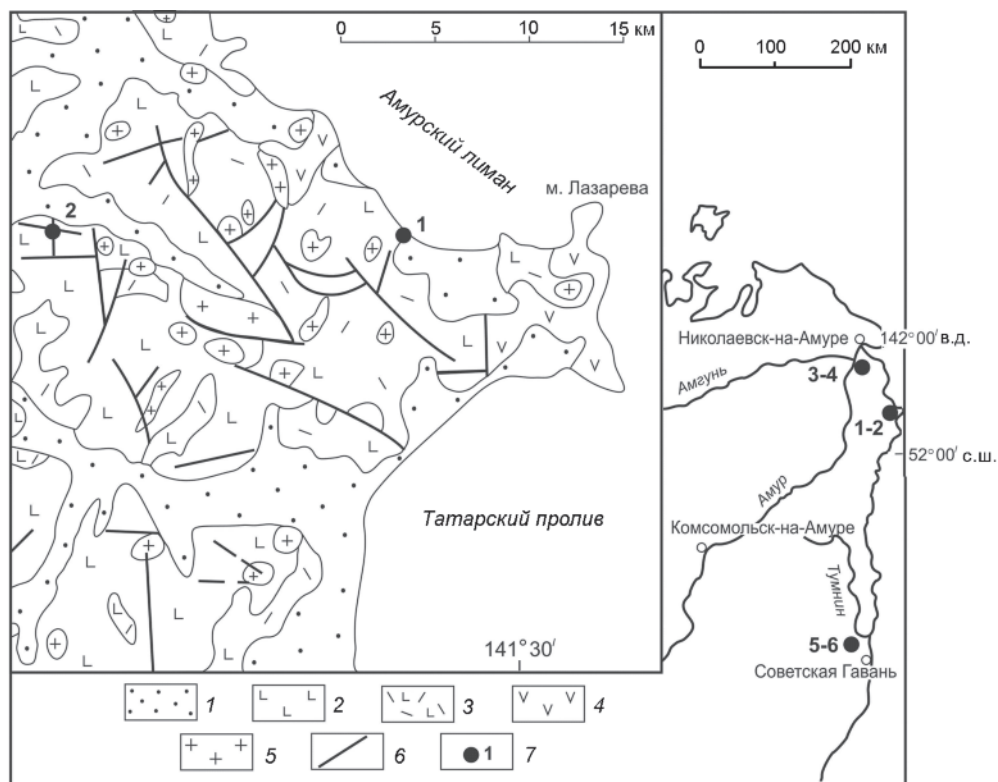


Рис. Схема расположения выходов термальных вод северо-восточного Сихотэ-Алиня и схематическая геологическая карта размещения термальных источников Лазаревской группы.

1 – плиоцен-четвертичные рыхлые отложения, 2 – миоценовые базальты, 3 – палеогеновые риолиты и базальты, 4 – меловые андезиты, 5 – палеогеновые граниты, 6 – тектонические нарушения, 7 – термальные источники: Лазаревский (1), Чомэнский (2), Анненские (3), Инка (4), Тумнинский (5), Теплый ключ (6).

Тумнинской термальный источник. Аналогичная ситуация наблюдается на Тумнинском месторождении термальных вод, где изначально сульфатно-гидрокарбонатный натриевый состав воды горячих источников в процессе эксплуатации скважин изменился на гидрокарбонатный натриевый с суммарным содержанием карбонатов и гидрокарбонатов – 85 % мг-экв, сульфатов – 12 % мг-экв, натрия – 92 % мг-экв и кальция – 8 % мг-экв. Величина общей минерализации осталась на прежнем уровне – 0.2 г/дм³.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что сульфатная составляющая Анненских и Тумнинских термальных вод, формирующаяся на глубинах больших, чем зона их эксплуатации, была обеспечена только в условиях естественной разгрузки. Нарушение этих условий, вызванное длительной, интенсивной эксплуатацией месторождений с преобладающим отбором горячей воды из приповерхностных участков зон тектонических нарушений, выводящих гидротермы на поверхность Земли, привело к час-

тичной компенсации водоотбора за счет привлечения гидрокарбонатных подземных вод водоносной зоны экзогенной трещиноватости. На этот же факт указывает повышение в Анненских гидротермах содержания магния и кальция, которые характерны для трещинных вод, циркулирующих в вулканогенных породах. Возможность изменения химического состава термальных вод в процессе их эксплуатации должна учитываться исследователями при оценке количественных параметров водоотбора в процессе утверждения эксплуатационных запасов лечебных термальных вод подобного типа.

Несмотря на некоторые различия, общий геолого-структурный план участков перечисленных выше проявлений термальных вод достаточно близок. Все они распространены в пределах областей новейших поднятий и приурочены к тектоническим нарушениям, секущим толщи разновозрастных вулканогенных пород, на контакте с интрузивами или вблизи от них, что предполагает возможность наличия такого контакта на глубине. В естественных условиях для выхо-

Таблица 1. Характеристика спонтанных и растворенных газов термальных вод, объемные %.

Газы	Лазаревский (источник, 2003 г)		Чомэнский (источник, 2003 г)		Тумнинское (скважина, 1986 г)		Анненское (скважина, 1959 г)
	спонтанные	растворенные	спонтанные	растворенные	спонтанные	растворенные	спонтанные
CH ₄	7×10 ⁻⁵	0.02	0.005	0.01	н.о.	н.о.*	1.6**
C ₂ H ₄	0	0	0	0	н.о.	н.о.	
C ₂ H ₆	0	0	0	0	н.о.	н.о.	
C ₃ H ₈	0	0.0003	0	0	н.о.	н.о.	
iC ₄ H ₁₀	0	0.0006	0	5×10 ⁻⁵	н.о.	н.о.	
nC ₄ H ₁₀	0.001	0.1	0	0.01	н.о.	н.о.	
CO ₂	1.4	10.3	0.5	2.1	1.99	1.02	11.14
O ₂	7.7	9.3	6.2	11.3	0.011	0.006	1.14
N ₂	90.9	80.2	93.3	86.4	96.97	84.05	86.12***
H ₂	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.001	1.02	
Ar	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.76	1.203	
He	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0.011	0.006	
H ₂ S	следы	н.о.	следы	н.о.	0.011	0.006	
Rn, нКи/л	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	-	4–6	

Примечание. * – состав газов не определялся, ** – CH₄ + тяжелые углеводороды, *** – N₂ + редкие газы.

дов горячих вод характерна экранированная разгрузка через аллювий. О косвенных признаках генетической приуроченности гидротерм северо-восточного Сихотэ-Алиня к интрузивным образованиям свидетельствуют вычисленные отношения Na/K (27–60) и Cl/F (5–33). По данным Л.Н. Барабанова и В.П. Дислера [2], для азотных термальных вод, связанных с интрузивами, характерны отношения Na/K более 20 и Cl/F – менее 27.

В газовом составе слабощелочных и щелочных гидротерм рассматриваемой территории преобладает азот. Содержание этого газа в спонтанных выделениях изменяется от 86.12 до 96.97 %, а в растворенном виде уменьшается до 80.2–86.4 % (табл. 1). В спонтанных газах содержание углекислого газа колеблется от 0.5 до 11.14 %, кислорода – составляет 0.011–7.7 %, а метана и тяжелых углеводородов – 0.001–1.6 %. Присутствие в газовых флюидах небольшого количества сероводорода ощущается по едва уловимому запаху в местах пульсирующих выходов струй газа.

Чомэнский и Лазаревский термальные источники. В составе газов, растворенных в воде Чомэнского и Лазаревского источников, концентрация свободной углекислоты достигает 2.1–10.3 %, кислорода – 9.3–11.3 %, а в выводимой скважиной Тумнинского профилактория – 1.02 % и 0.006 %, соответственно. Количество метана и тяжелых углеводородов в термальных источниках возрастает до 0.012–0.02 %, в основном, за счет тяжелых углеводородов. По всей видимости, разница концентраций свободно выделяющихся и растворенных газов, наблюдаемая в естественных и искусственных водопрооявлениях, обусловлена смешением вод, формирующихся на глубине, с водой приповерхностных участков земной

коры, обогащенных кислородом. На это указывает более высокое, по сравнению со спонтанными газами, содержание растворенного кислорода в гидротермах Лазаревской группы, разгружающихся через аллювий, и небольшие отклонения в концентрации углекислого газа и кислорода в водах Тумнинского месторождения, выводимых на поверхность при помощи скважин.

Химический состав термальных вод

В результате изучения радоновой составляющей Тумнинских гидротерм в конце 90-х годов прошлого века, была установлена их слабая радиоактивность (4–6 нКи/л). Дальнейшее изучение радоновой составляющей в процессе эксплуатации этого месторождения не проводилось. Сведения об изучении содержания радона на других проявлениях термальных вод северо-восточного Сихотэ-Алиня отсутствуют.

Как и большинство гидротерм рассматриваемого типа, термальные воды всех перечисленных выше проявлений и месторождений характеризуются незначительной минерализацией (0.17–0.3 г/дм³), высоким значением pH – 8.88–9.55, а также присутствием кремнекислоты в количестве 34.6–91.17 мг/дм³ и фтора – 0.33–3.2 мг/дм³ (табл. 2).

Незначительные различия в анионном и катионном составе, наблюдаемые в Анненских и Тумнинских гидротермах, по всей видимости, обусловлены смешением их с водами зоны свободного водообмена, циркулирующими в породах, различных по генезису и петрографическому составу. Именно в пределах этой гидродинамической зоны подземные воды с разнообразным сочетанием катионов являются своеобразным гидрогеохимическим барьером, на котором происходит частичное температурное и хи-

Таблица 2. Химический состав термальных вод.

Показатели химического состава	Лазаревский (ист., 2003 г)	Чомэнский (ист., 2003 г)	Тумнинское (скв., 2006 г)	Анненское (скв., 2003 г)
Минерализация (сухой остаток), г/дм ³	0.17	0.2	(0.16–0.17)	0.3
Гидрокарбонаты, мг/дм ³	65.88	78.8	18.3	136.2
Карбонаты, мг/дм ³	2.44	4.88	-	24.0
Сульфаты, мг/дм ³	6.0	10.0	3.0	16.0
Хлориды, мг/дм ³	10.61	10.61	10.9	11.97
Нитраты, мг/дм ³	0	0	0.4–1.3	0
Аммоний, мг/дм ³	0.7	0.6	0.1–0.16	0.1
Натрий, мг/дм ³	20.37	30.62	34.8	60.45
Калий, мг/дм ³	0.34	0.85	0.8	2.21
Кальций, мг/дм ³	7.99	4.71	2.4	9.6
Магний, мг/дм ³	0.19	0.23	0.8	18.06
Окисляемость перманганатная, мгО ₂ /дм ³	2.16	3.02	0.2–0.5	2.39
Кислотность (рН)	8.88	9.02	9.23–9.55	9.2
Фтор, мг/дм ³	0.38	0.6	0.33	2.0–3.2
Кремниевая кислота, мг/дм ³	34.6	42.2	73.6–88.64	91.17
Температура воды, °С	26	35	45	54

мическое преобразование гидротерм, поступающих с глубины.

Изучение микрокомпонентного состава гидротерм (табл. 3) осуществлялось в лаборатории Аналитико-сертификационного центра Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (п. Черноголовка). Пробы воды отбирались в местах естественной разгрузки или на изливе воды из скважин в специальные полиэтиленовые бюксы объемом 0.02 л. Анализы воды на содержание 72 химических элементов проводились масс-спектральным и атомно-эмиссионным методами с индуктивно связанной плазмой. В термальных водах было установлено присутствие 52 химических элементов с различной степенью встречаемости.

Анализ данных, приведенных в табл.3, свидетельствует о том, что микроэлементный состав слабощелочных и щелочных азотных гидротерм рассматриваемой территории по отдельным показателям, даже в сравнительно близко расположенных очагах разгрузки, может существенно отличаться. Причиной этого могут быть различия в вещественном составе исходных флюидов, термодинамические и гидрогеохимические барьеры на пути движения разогретых паров и воды, а также взаимодействие гидротерм с вмещающими породами, обогащенными или обедненными определенными химическими элементами.

Металлоносность термальных вод

Металлоносность гидротерм различных регионов Земли, в том числе азотных щелочных и слабощелочных термальных вод, подробно рассмотрена в работе Е.А. Баскова и С.Н. Сурикова [3]. Качественно новые материалы, полученные в результате ис-

пользования современных методов анализов воды, позволили значительно расширить представление о составе микроэлементов в щелочных азотных термах северо-восточного Сихотэ-Алиня.

Для гидротермальных проявлений северо-восточного Сихотэ-Алиня характерно постоянное присутствие кремния, лития, бериллия, бора, алюминия, мышьяка, рубидия, стронция, иттрия, молибдена, сурьмы, цезия, бария, лантана, церия, празеодима, неодима, тория и урана. Кроме того, ряд дополнительных химических элементов встречаются только в определенной группе гидротерм или на отдельных участках разгрузки термальных вод. Для Лазаревской группы горячих источников и Анненских гидротерм характерно присутствие марганца, железа, меди, цинка, галлия, германия, самария, гадолиния, диспрозия и свинца, а для Тумнинских и Лазаревских термальных вод – ванадия. Только в водах Чомэнского и Лазаревского источников встречены гольмий и иттербий, в Анненских и Тумнинских гидротермах – таллий, Тумнинских и Чомэнских – никель, кобальт и кадмий. Рений, осмий, теллур и висмут наблюдаются только в Тумнинских водах, вольфрам и бром – в Анненских, титан, серебро, хром, европий, тербий, эрбий, тулий и лютеций – в Чомэнском источнике, а фосфор – в Лазаревском.

Группа металлических рудных элементов азотных терм северо-восточного Сихотэ-Алиня представлена подгруппами меди (Cu, Ag), цинка (Zn, Cd), германия (Ge, Pb) и галлия (Ga, Tl). Для перечисленных металлических рудных элементов характерны следующие значения концентрации (мг/дм³): Cu – 0.0014–0.006; Zn – 0.0018–0.021; Cd – <0.00015; Ge – <0.0003–0.0047; Pb – 0.00037–0.0022; Ga – <0.0006–0.0046; Tl – 0.000004–0.00001. Присутствие серебра

Таблица 3. Характеристика микрокомпонентного состава термальных вод, мг/дм³.

Химический элемент	Источник Лазаревский	Источник Чомэнский	Тумнинское (скважина)	Анненское (скважина)
Кремний	12.5	15.2	80.6-88.64	32.8
Литий	0.008	0.012	0.008	0.0526
Бериллий	0.000011	0.000038	0.000009	0.00008
Бор	0.009	0.031	0.017	0.0435
Алюминий	0.29	0.38	0.01	0.0182
Фосфор	0.12	0	0	0
Титан	0	0.012	0	0
Ванадий	0.0019	0.008	0.013	0
Хром	0	0.00089	0	0
Марганец	0.0049	0.086	0	0.00088
Железо	0.066	0.8	0	0.0437
Кобальт	0	0.00046	<0.001	0
Никель	0	0.003	<0.005	0
Медь	0.0014	0.006	0	0.0025
Цинк	0.0018	0.021	0	0.0038
Галлий	<0.0006	<0.001	0	0.0046
Германий	<0.0003	<0.0003	0	0.0047
Мышьяк	0.0064	0.01	0.043	0.0177
Бром	0	0	0	0.0339
Рубидий	0.0016	0.0024	0.001	0.0077
Стронций	0.075	0.039	0.016	0.00942
Иттрий	0.000054	0.00041	<0.0001	0.000047
Цирконий	0	0.000067	0	0.00041
Молибден	0.0076	0.0048	0.019	0.008
Серебро	0	0.000032	0	0
Кадмий	0	0.00015	<0.0001	0
Сурьма	0.00009	0.00013	0.0001	0.0002
Теллур	0	0	0.0001	0
Цезий	0.0076	0.0026	0.0001	0.0062
Барий	0.0014	0.0091	0.01	0.0009
Лантан	0.000068	0.00035	0.0001	0.000086
Церий	0.00014	0.00095	0.000003	0.00014
Празеодин	0.000016	0.000094	0.00002	0.000018
Неодим	0.000063	0.00038	0.00001	0.000061
Самарий	0.000013	0.000086	0	0.000013
Европий	0	0.000016	0	0
Гадолиний	0.000015	0.000081	0	0.000015
Тербий	0	0.000014	0	0
Диспрозий	0.000012	0.000071	0	0.00001
Гольмий	0.000002	0.000013	0	0
Эрбий	0	0.000041	0	0
Тулий	0	0.000006	0	0
Иттербий	0.000004	0.000033	0	0
Лютеций	0	0.000005	0	0
Вольфрам	0	0	0	0.0235
Рений	0	0	0.000003	0
Осмий	0	0	0.000003	0
Таллий	0	0	0.000004	0.00001
Свинец	0.00037	0.0022	0	0.00031
Висмут	0	0	0.011	0
Торий	0	0.000067	0.00001	0.000025
Уран	0.0023	0.0047	0.01	0.000072

Примечание. Содержание Li, Be, B, Na, Mg, Al, Si, P, S, K, Ca, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Ba, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Mo, Nb, Ru, Rh, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Te, Cs, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, Th и U в пробах определяли масс-спектральным (X-7 ICP-MS, Thermo Elemental, США) и атомно-эмиссионным (ICAP-61, Thermo-Jarrell, США) методами анализа в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (п. Черноголовка).

было установлено только в воде источника Чомэнский, где содержание его составило 0.000032 мг/дм^3 .

Химические элементы группы платиноидов не характерны для термальных вод северо-восточного Сихотэ-Алиня; только в Тумнинских гидротермах установлено присутствие осмия, концентрация которого составляет 0.000003 мг/дм^3 .

Из металлоидных и металлогенных элементов, для всех проявлений азотных термальных вод характерны мышьяк ($0.0064\text{--}0.043 \text{ мг/дм}^3$) и сурьма ($0.00009\text{--}0.0002 \text{ мг/дм}^3$). Повышенная концентрация мышьяка установлена в Анненских термах (0.043 мг/дм^3), а очень высокое для щелочных азотных терм Дальневосточного региона одиночное определение висмута с содержанием 0.011 мг/дм^3 зафиксировано в эксплуатационной скважине Тумнинского профилактория.

Химические элементы группы железа в различных сочетаниях характерны для всех месторождений и проявлений термальных вод. В Анненских термах и источниках Лазаревской группы присутствуют железо ($0.044\text{--}0.8 \text{ мг/дм}^3$) и марганец ($0.00088\text{--}0.086 \text{ мг/дм}^3$), в Тумнинских водах и Лазаревских источниках – ванадий ($0.0019\text{--}0.013 \text{ мг/дм}^3$), в воде источников Лазаревской группы – никель ($0.003\text{--}0.005 \text{ мг/дм}^3$) и кобальт ($0.00046\text{--}0.001 \text{ мг/дм}^3$). Наличие в горячих водах титана (0.012 мг/дм^3) и хрома (0.012 мг/дм^3) установлено только в Чомэнском источнике.

Из химических элементов группы молибдена во всех перечисленных выше проявлениях термальных вод встречаются молибден ($0.0046\text{--}0.019 \text{ мг/дм}^3$) и вольфрам, содержание которого в Анненских гидротермах составляет 0.0235 мг/дм^3 . Следует отметить, что концентрация вольфрама и молибдена в пресных подземных водах артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов Дальнего Востока, как правило, не превышает 0.001 мг/дм^3 .

Группа щелочных металлов в термальных водах северо-восточного Сихотэ-Алиня представлена полностью. В основном, концентрация лития в гидротермах аналогична содержанию его в пресных подземных водах территории ($0.008\text{--}0.012 \text{ мг/дм}^3$) и только в Анненских водах превышает предельно допустимое содержание для вод хозяйственно-питьевого водоснабжения, достигая 0.0526 мг/дм^3 . Необходимо отметить, что повышенные содержания лития наблюдаются также на участках разгрузки холодных пресных и углекислых минеральных вод по зонам тектонических нарушений, а также в пределах площадных гидрогеохимических аномалий, приуроченных к трещинно-грунтовым водам гидрогеологических массивов на участках неотектонических поднятий (район Хабаровска, междуречье Гура и Амура).

Кроме лития, калия и натрия в описываемых термальных водах присутствует рубидий ($0.0016\text{--}0.001 \text{ мг/дм}^3$) и цезий ($0.0026\text{--}0.001 \text{ мг/дм}^3$).

Бериллий и элементы его группы – стронций и барий – встречаются в термальных водах всех характеризующих гидротермальных проявлений. Содержание бериллия составляет $0.000009\text{--}0.00008 \text{ мг/дм}^3$, стронция – $0.00942\text{--}0.075 \text{ мг/дм}^3$, а бария – $0.0009\text{--}0.01 \text{ мг/дм}^3$. Если концентрация бериллия практически такая же, как в подземных водах зоны свободного водообмена на территории Приамурья, то количество бария и стронция в термальных водах совпадает или на порядок меньше содержания этих элементов в пресных подземных водах артезианских бассейнов и гидрогеологических массивов.

В термальных водах описываемой территории химические элементы группы редких металлов представлены цирконием, теллуром и рением. Цирконий распространен в воде Чомэнского источника (0.000067 мг/дм^3) и Анненских водах – 0.00041 мг/дм^3 , а теллур (0.0001 мг/дм^3) и рений (0.000003 мг/дм^3) – только на Тумнинском участке. Редкоземельные металлы группы лантаноидов, за исключением прометия, в различных сочетаниях встречаются во всех изученных гидротермальных проявлениях. Всем гидротермам присуще наличие лантана ($0.000068\text{--}0.00035 \text{ мг/дм}^3$), церия ($0.000003\text{--}0.00095 \text{ мг/дм}^3$), празеодима ($0.000016\text{--}0.000094 \text{ мг/дм}^3$), неодима ($0.00001\text{--}0.00038 \text{ мг/дм}^3$) и иттрия ($0.000047\text{--}0.00041 \text{ мг/дм}^3$). В воде Лазаревских источников и Анненских гидротермах присутствует самарий ($0.000013\text{--}0.000086 \text{ мг/дм}^3$), гадолиний ($0.000015\text{--}0.000081 \text{ мг/дм}^3$) и диспрозий ($0.000012\text{--}0.000071 \text{ мг/дм}^3$). Наиболее представительный состав лантаноидов наблюдается в термальных водах Лазаревской группы гидротерм. В воде Чомэнского и Лазаревского источников, кроме перечисленных выше химических элементов, встречаются иттербий ($0.000004\text{--}0.000033 \text{ мг/дм}^3$) и гольмий ($0.000002\text{--}0.000013 \text{ мг/дм}^3$), а в Чомэнском источнике дополнительно – европий (0.000016 мг/дм^3), тербий ($0.0000014 \text{ мг/дм}^3$), эрбий (0.000041 мг/дм^3), тулий (0.000006 мг/дм^3) и лютеций (0.000005 мг/дм^3). Суммарное содержание лантаноидов в термальных водах северо-восточного Сихотэ-Алиня изменяется от 0.00013 до 0.0021 мг/дм^3 .

Радиоактивные химические элементы представлены ураном и торием. Если в термальных источниках Лазаревской группы концентрация урана близка содержанию его в подземных водах первых от поверхности водоносных горизонтов и зон трещиноватости ($0.0023\text{--}0.0047 \text{ мг/дм}^3$), то в Анненских и Тумнинских гидротермах она существенно отличается. В

Анненских термах зафиксировано минимальное содержание урана – 0.000072 мг/дм³, а в Тумнинских максимальное – 0.01 мг/дм³. Торий установлен в воде Чоменского источника, Тумнинских и Анненских гидротермах. Концентрация этого радиоактивного элемента на этих участках термальных вод варьирует в пределах от 0.00001 до 0.000067 мг/дм³.

Бор и алюминий присутствуют во всех характеризуемых гидротермах северо-восточного Сихотэ-Алиня. Содержание в термальных водах бора (0.009–0.0435 мг/дм³) и алюминия (0.0182–0.038 мг/дм³) незначительно превышает их концентрацию, обычно наблюдаемую в пресных подземных водах гидрогеологических подразделений, распространенных на территории Приамурья.

Из химических элементов группы галогенов в термальных водах присутствует фтор, концентрация которого в Лазаревских и Тумнинских термах составляет 0.33–0.6 мг/дм³, а в Анненских – варьирует в пределах от 2.0 до 3.2 мг/дм³, в среднем составляя 2.5 мг/дм³. Бром в количестве 0.0339 мг/дм³ установлен только в воде, выводимой эксплуатационной скважиной бальнеолечебницы “Анненские воды”.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании сопоставления наших данных и результатов гидрогеохимического опробования термальных вод, приведенных в работе [5], устанавливается достаточно широкий диапазон изменения концентраций различных показателей макро- и микрокомпонентного состава гидротерм в различные периоды времени. Возможность вариаций количественных параметров этих компонентов требует более осторожного подхода при оценке региональных закономерностей формирования термальных вод. По всей видимости, такие выводы должны делаться на основании ретроспективных данных полноценного гидрогеохимического мониторинга проявлений этих вод.

В соответствии с классификацией гидроминерогенических зон щелочные гидрокарбонатные азотные термы Сихотэ-Алиня относятся к выделенному авторами типу с широким распространением вольфрама, германия, молибдена, свинца и, в меньшей степени, меди, цинка и других металлов [3]. Проведенные исследования расширили представления о металлоносности термальных вод, распространенных на участках, не связанных с современным вулканизмом. Накопление аналогичной информации по новым проявлениям и эксплуатируемым месторождениям щелочных азотных гидротерм Прибрежной провинции и других территорий позволит уточнить геологические представления о генезисе современных гидротермальных растворов в зонах поствулканической деятельности и, возможно, установить новые гидрогеохимические признаки активизации сейсмической деятельности, а также оценить влияние рассеянных химических элементов на бальнеологические свойства воды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Архипов Б.С. Новые данные о минеральных и термальных водах Хабаровского края // Тенденции и перспективы развития гидрогеологии и инженерной геологии в условиях рыночной экономики России. XI Толстухинские чтения: Тез. докл. науч.-метод. конф. СПб., 2004. С. 65–67.
2. Барабанов Л.Н., Дислер В.Н. Азотные термы СССР. “Геоминвод”. М., 1968. 119 с.
3. Басков Е.А., Суриков С.Н. Гидротермы Земли. Л.: Недра, 1989. 243 с.
4. Гидрогеология СССР. Т. XXXI11. Хабаровский край и Амурская область. М.: Недра, 1971. 511 с.
5. Чудаев О.В., Чудаева В.А., Брагин И.В. Геохимия термальных вод Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 6. С. 73–81.

Рекомендована к печати О.В. Чудаевым

B.S. Arkhipov

Chemical composition and metal content of thermal waters of the north-eastern Sikhote-Alin (Far East)

A pattern of distribution of alkaline nitrogen hydrotherms of the north-eastern Sikhote-Alin is offered. A comparative characteristic of gas, chemical and microcomponent composition of thermal waters from the Lazarevskaya springs (Tumminskiy and Annenskiy deposits) is given. The reasons for the change in the chemical composition of hydrotherms at exploitation sites are analyzed.

Key words: nitrogen hydrotherms, chemical composition, metal content, Sikhote-Alin, Far East.

ДИСКУССИЯ

УДК 552.11: 552.313

“ЭВТЕКТОИДНЫЙ И КОТЕКТОИДНЫЙ” ТИПЫ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

С.О. Максимов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 24 марта 2009 г.

Во втором номере, Т. 28 за 2009 г. журнала “Тихоокеанская геология” была опубликована статья Л.Ф. Мишина: “Эвтектоидный и котектоидный петрографические типы вулканических и субвулканических пород кислого состава окраинно-континентальных вулканических поясов (на примере Востока Азии)”. Статья представлена в дискуссионном порядке, что предусматривает возможность ее обсуждения. Занимаясь близкой тематикой петрологических исследований вулканических образований, включая сходные объекты, считаю необходимым критически высказаться по ряду ее ключевых положений.

Тематическая направленность статьи посвящена вопросам петрогенезиса кислых вулканических и субвулканических пород с позиций, прежде всего, их микроструктурных особенностей. Она является продолжением тематической направленности серии публикаций автора, посвященных вопросам геологии, петрографии кислого вулканизма и носит обобщающий характер. Уже во Введении автор справедливо отмечает исключительное разнообразие текстурно-структурных признаков вулканических и субвулканических пород кислого состава. Действительно, подчеркнем, вулканические образования – это, прежде всего, высокофлюидизированные расплавные системы, где динамикой поведения флюида задается все разнообразие их структурно-вещественных характеристик, определяется степень переохлаждения – главного фактора, регулирующего структурные характеристики вулканических пород: соотношение вкрапленников и стеклофазы. Однако подход автора к трактовке ряда петрографических признаков вулканических пород, их теоретическая интерпретация вызывает необходимость критически рассмотреть ряд положений.

Ошибочным, на мой взгляд, представляется суждение автора об аномальности присутствия в вулканических породах кислого состава вкрапленников пироксена и плагиоклаза повышенной основности. Пироксены (Орх, Срх) – это широко распространенные минеральные фазы кислых вулканических, субвулканических, субинтрузивно-дайкиковых пород умеренно-кислого и кислого состава, исключая пожалуй лишь группу высококремнекислых и субщелочных разновидностей. Другое дело, что, оперируя только качественными характеристиками минеральных ассоциаций и не рассматривая состав минеральных фаз, можно прийти к подобным ошибочным заключениям. Ведь железистость ортопироксенов в подобных рассматриваемым автором кислых вулканических породах с так называемым, “габбровым” парагенезисом, достигает 80–90 % [13; 17], и они, как и фаялиты [21], являются равновесными минеральными фазами в относительно сухих, низкомагнезиальных кремнеземистых расплавах. Вызывает большое сомнение утверждение автора, что кристаллизация расплавов в “дозированных” (стиль!) (по тексту) составах осуществляется многостадийно? И это в крайне динамичных условиях в быстро дефлюидизированных расплавах и фактически единой закрытой системе. Также некорректна, на мой взгляд, корреляция низкотемпературных гранитов и так называемых “эвтектоидных” вулкаников. Фактически автор сопоставляет мигматит-граниты, насыщенные частично переплавленным, модифицированным реститовым материалом с дупироксеновыми риодацитами, имеющими широчайшее распространение и, подчеркнем, равновесным минеральным парагенезисом для вулканического петротипа повышенной известковистости.

В главе “Обсуждение результатов” рассматривается природа минеральных ассоциаций как отражение химизма расплавов. Здесь еще раз подчеркнем – для сухих, низкоглиноземистых кислых расплавов выделение пироксеновых ассоциаций (в особенности гиперстена) является широко распространенным, если не обязательным, явлением. Однако их химический состав кардинально отличается высокой железистостью от состава пироксенов габброидов и даже диоритоидов, исключая, может быть, лишь высокожелезистые мафические дериваты габброанортоситов, типа мангеритов. В целом же, это совершенно не “габбровая” минеральная ассоциация, она отражает лишь повышенную кальциевость рассматриваемой группы кислых, умеренно-кислых вулканитов, особенно уникальную и не имеющую аналогов, например, для Ям-Алинской вулканической зоны [3], аналогично – Баджальской, Отунской вулканических зон. Это определяет расширение поля кристаллизации плагиоклазов повышенной основности (основной андезин до лабрадора в риолитоидах). Последнее является характерной петрографической особенностью вулканических и интрузивных (гранитоидов) пород магматических ареалов, обрамляющих Буринский массив (Эзопский, Ям-Алинский, Баджальский, Дуссе-Алинский). На эту петрографическую, петрохимическую особенность магматитов обращали внимание еще первые исследователи магматизма Среднего Приамурья: Н.П.Саврасов, М.И. Ициксон [4], а также Э.П. Изох и др. [9]. Что касается пироксеновых минеральных ассоциаций вкрапленников в кислых вулканических породах, то еще раз подчеркнем, в отличие от мнения автора, их равновесность и четкую корреляцию с показателем корунд-диопсид нормативности пород. Пироксены в кислых вулканических породах являются отражением пониженной эффективной глиноземистости расплавов (диопсиднормативности). При низкой концентрации избыточного Al, либо диопсиднормативности силикатных расплавов выделяются пироксены, амфиболы (диопсиднормативные фазы), чему наглядным примером служат, например, двупироксеновые экструзивные риолитоиды Гербинского массива (Баджальская вулканическая зона) или аналогичные образования Куйдусунской вулканической зоны. В случае пересыщенности алюминием (корунднормативности) расплавов, расширяется поле биотита – единственного распространенного породообразующего корунднормативного минерала, реализующего этот избыточный глинозем. Вся полевошпатовая система, включая нефелин, “нейтральна” к показателю корунд-диопсиднормативности, имея молекулярное соотношение $Al/Ca+Na+K = 1$. Таким образом, кристаллизация

биотита является отражением не столько водосодержания, т.к. все природные магмы являются в определенном смысле эвтектоидными для данных параметров выплавления и содержат достаточное количество водного флюида для реализации гидроксильной группы в составе биотита, причем эту позицию может занимать и фтор. Другое дело, что образование биотита невозможно без появления в кристаллизующейся системе избыточного над содержанием полевошпатовых катионов алюминия. В то же время, повышение P_{H_2O} деполимеризирует расплав [16, 19], обуславливая разрушение части полевошпатовых мотивов и переход Al из тетраэдра в октаэдр, что, в свою очередь, создает возможность выделения высокоглиноземистых минеральных фаз.

Таким образом, термин “габбровый” парагенезис по отношению к подобным ассоциациям вкрапленников кислых пород представляется неверным. Это же касается терминов “котектоидный” и “эвтектоидный”. Ведь речь идет о двух петрохимических типах вулканических пород с различным характером минеральных ассоциаций, их равновесности, либо избыточности (надэвтектоидности), что не дает формального права применять подобную терминологию. Термин эвтектика, как известно из курса физической химии, предполагает смесь компонентов, кристаллизующихся при минимальной из возможных для данной системы температур. Поэтому его применение к вулканическим образованиям с выделением (кристаллизацией) фактически надэвтектических минеральных фаз некорректно. То же относится к термину “котектоидный”, который в данном подтексте скорее следовало применять к породам первой группы.

В то же время, занимаясь близкой тематикой исследований кислого вулканизма и изучая сходные объекты, мы согласны с выводами автора настоящей статьи о существовании двух петротипов кислых эффузивов, которые, на мой взгляд, корректнее рассматривать: 1 – в составе большеобъемного “кристаллонасыщенного” типа и 2 – “флюидного”, контролируемого присдвиговыми структурами растяжения и сопровождающегося мощным эксплозивным процессом, кальдерообразованием и важной ролью первично восстановленного, но быстро окисляющегося флюида.

Обсуждая распределение европия в кислых вулканических породах магнетитовых и ильменитовых серий (82–83 стр.), автор справедливо отмечает отсутствие прямой зависимости появления европиевого минимума с фракционированием плагиоклаза в рассматриваемых системах. Это действительно справедливо и контрастирует с примитивизмом подавля-

ющего большинства петрологических работ, публикуемых даже в ведущих изданиях, где продолжается эксплуатация этой “мифической” (по меткому выражению В.А. Жарикова) [7] модели. Однако и здесь, отмечая двухвалентное состояние европия в ильменитовых сериях, автор не раскрывает главное: подвижность Eu, в отличие от других REE, связана не просто с его двухвалентной формой, что определяет большой ионный радиус элемента и сближение его химических свойств с щелочноземельными катионами, но главное, его подвижность, миграционная способность (распределение во флюид) – результат обогащенности подобных магматических систем кислотными флюидами (F, Cl), осуществляющими эту экстракцию. Как убедительно показано в работах Абрамова [2], Жарикова, [7, 8], Флинна и Бернема [18], Горбачева и др. [6], Колонина [10] фракционирование полевых шпатов в большинстве случаев не ответственно за образование европиевого минимума в магматических системах, а определяющим является роль кислотного магматического флюида. Во всем диапазоне летучести кислорода от QFM-2 до QFM+2 растворимость европия значительно выше, чем других REE [2], что наиболее эффективно при фторсодержащем флюиде. Широкое применение этого “мифического” (плаггиоклазового) механизма деплетирования европием носит, в большинстве случаев, очевидно, необоснованный характер. Это касается, прежде всего, эволюции щелочных серий, в составе производных которых нередко даже отсутствует плаггиоклаз. Не менее экзотично выглядит подобное “объяснение” применительно к высокофтористым онгонитовым и эльванитовым гранитным системам, имеющим и самые глубокие европиевые минимумы, наряду с самыми высокими концентрациями в расплавах фтора – сильнейшего экстрагента европия. Деплетированность всех минералов, включая полевые шпаты, европием во фтористых кислых магматических породах еще до начала кристаллизации установлена [2]. Сам же процесс кристаллизационного фракционирования плаггиоклаза, как и большинства других минеральных фаз из кислых расплавов, по видимому, невозможен из-за их огромной вязкости [20]. Особенно это относится к гранитоидным, относительно менее флюидизированным и более вязким системам. Таким образом, на основании экспериментальных данных определяющее значение в геохимии Eu в эндогенных процессах играет подкисление флюида, а не восстановительные условия или фракционирование плаггиоклаза. Участие высококислотного (в частности фторидного) флюида обеспечивает избирательную экстракцию и подвижность европия даже в окисленных формах (Eu⁺³) [1].

Повышение кислотности магматической системы, обогащение ее относительно кислотными катионами (Si, Al, Fe) смещает равновесие в восстановительную область, расширяя поле кристаллизации ильменита за счет магнетита [6, 11]. Фактически же различия между ассоциациями вкрапленников в так называемых “эвтектоидных” и “котектоидных” кислых сериях определяются различиями химического состава этих расплавов: обогащенностью “котектоидного” типа SiO₂ (вплоть до ультракислых разновидностей) и щелочами, деплетированностью их CaO, MgO (вплоть до нулевых содержаний), обогащенностью крупными щелочными катионами с большим ионным радиусом (K, Na), в результате чего ослабевают силы отталкивания и обуславливается более легкое достижение состояния переохлаждения, которое определяет меньшее содержание кристаллов и объемное стеклование, характеризуя этот флюидонасыщенный тип [14] (“котектоидный”, по автору). Нельзя согласиться еще с одним выводом автора, что комплементарные соотношения между вкрапленниками и основной массой, незначительное содержание вкрапленников, как и отсутствие релитовых включений – свидетельства относительной высокотемпературности этой группы пород (котектоидной), обусловлены воздействием базальтовой магмы, на что, якобы, указывают их парагенезис с андезитами и базальтами и пониженное значение Sr⁸⁷/Sr⁸⁶ (последнее представляется нонсенсом). Как автор представляет механизм понижения значений стронциевых отношений в ультракислых, близэвтектоидных коровых выплавках в результате плавления под воздействием базальтовых расплавов – остается неясным. Наконец следует остановиться еще на одной важной характеристике – своеобразном минералогическом критерии, которому автором придается важное петрогенетическое значение и в рассматриваемой статье. Речь идет о разделении магматических образований на так называемые ильменитовые и магнетитовые серии на основании преобладания того или другого железо-титанистого оксида. Автор настоящей дискуссии являлся, наверное, одним из первых, кто на примере детального петрологического изучения вулканических и интрузивных образований Баджальской вулканической зоны показал значение восстановленности среды магмаобразования на появление уникально высокожелезистых минеральных ассоциаций, сквозную роль порообразующего ильменита и связь с восстановленностью магматической системы оловянного оруденения [12, 13]. В то же время, популярность применения этого минералогического критерия восстановленности (ильменитовые серии), окисленности (магнетитовые серии) не учи-

тывает возможность иной трактовки подобных соотношений, что, в определенной степени, дезавуирует однозначность этого критерия. Следует учитывать расширение поля устойчивости ильменита как более кислотной фазы в силикатных системах, обогащенных относительно кислотными катионами (Fe, Al) по сравнению с щелочноземельными и щелочными (при близких уровнях кремнекислотности). Тенденция усиливается вхождением в ильменит “кислотной” гематитовой молекулы. Поэтому в высококислотных условиях ильменит может буферировать повышенное давление кислорода, не меняя фазовых отношений системы и сохраняя устойчивость за счет вхождения гематитовой молекулы. Та же тенденция может быть прослежена и по расширению области устойчивости магнетита в восстановительную область, например, в субщелочных лейкогранитах с относительно повышенными концентрациями ионов O^{2-} . Природным примером подобного смещения могут служить магнетитсодержащие оловоносные омсукчанские граниты [15], противоположным примером являются высокоглиноземистые ильменитовые гранитные батолиты Иньяли-Дебинского синклиория, с которыми ассоциирует золотое оруденение [5]. Вывод, следующий из вышеприведенных рассуждений: для высокоглиноземистых (высококислотных) систем “ильменитовый” критерий как показатель высоковосстановительных условий и определенной рудной специфики может быть не столь однозначен.

Основные положения раздела “заключение” также лишь фиксируют, на наш взгляд, неточность изначально принятых положений: “габбровый парагенезис по составу примерно соответствует габбро-анортозитам ...”. Это, по сути, неверно! Этот парагенезис не сопоставим с габбровым, прежде всего из-за высокой железистости породообразующих силикатов, достигающей 70–80 %. Также представляется некорректным и следующее положение: “Состав основной массы и парагенезис вкрапленников остается постоянным в породах разной основности”. Химический состав минералов вкрапленников, как установлено минералогическими исследованиями, например, риолитов Баджальской вулканической зоны, отличается от дацитовых, андезидацитовых разновидностей [3, 13], что не позволяет объяснять разнообразие химического состава вулканических пород только механизмом фильтр-прессинга. Хотя, безусловно, некоторые колебания химического состава вулканитов регулируются этим механизмом, учитывая низкую кремнеземистость суммарной плагиоклаз-пироксеновой ассоциации вкрапленников (54–56 % SiO_2), выделявшейся из кислых расплавов.

Важной геодинамической характеристикой в пространственном распространении двух петротипов кислых вулканических пород (эвтектоидного и котектоидного, по автору) является их закономерная пространственная разобщенность: приуроченность первых к структурам с мощной гранитной корой (миогеосинклиальный тип разрезов фундамента), в составе “внутриконтинентальных” вулканических поясов [3] (Баджальская, Ям-Алинская, Отунская вулканические зоны), а вторых – к краевым вулканическим поясам, либо структурам растяжения и утонения коры, чем, вероятно, и обуславливается большая роль флюидизации в вулканизме этого типа, начиная с условий выплавления.

В заключение следует отметить правомерность выделения и сопоставления по основным параметрам двух петротипов кислых вулканических пород, главные отличия которых, на наш взгляд, заключаются в особенностях химизма: обогащенности первых – щелочноземельными (Ca, Mg), а вторых – щелочными катионами, прежде всего натрием, и связанной с этим различной (флюидофильности) флюидонасыщенности, обуславливающей, в свою очередь, различную степень и скорость переохлаждения. Именно последняя определяет динамику нуклеации, описываемую известным Таммановским распределением: последовательными максимумами: 1 – скорости роста зародившихся фаз, 2 – образования центров кристаллизации, наконец, достижения состояния глубокого переохлаждения, когда возможно только объемное стеклование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов С.С. Фракционирование РЗЭ между кислым расплавом и водно-фторидно-хлоридным флюидом // Мат. XIV Российского совещ. по экспериментальной минералогии. М., 2001. С. 27.
2. Абрамов С.С. Образование высокофтористых магм путем фильтрации флюида через кислые магмы: петрологические и геохимические свидетельства метамагматизма // Петрология. 2004. Т. 12, № 1. С. 22–45.
3. Вулканические пояса Востока Азии. 1984. М.: Наука. 475 с.
4. Геология СССР. Том. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра, 1966.
5. Гринберг Г.А. Позднемезозойские формации гранитоидов Северо-Востока СССР. // Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973. С. 9–26.
6. Горбачев Н.С., Каширцева Г.А., Налдрет Г.А. Экстрагирующие и транспортные свойства флюидов в базальтовых магматических системах при высоких давлениях // Экспериментальные проблемы геологии. М., 1994. С. 155–180.
7. Жариков В.А. Некоторые аспекты проблемы гранитообразования // Вестник МГУ. Сер. 4, геология. 1996. № 4. С. 3–12.
8. Жариков В.А., Горбачев Н.С. Поведение редкоземельных

- элементов в флюидно-магматических системах (по экспериментальным данным) // Экспериментальная минералогия. Некоторые итоги на рубеже столетий. М.: Наука, 2004. Т. 1. С. 21–37.
9. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 370 с.
 10. Колонин Г.Р. Физико-химические особенности европия как возможного индикатора условий минералообразования // Докл. РАН. 2006. Т. 408, № 4. С. 508–511.
 11. Коржинский Д.С. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании // Изв. АН СССР. 1963. Сер. геол. № 3. С. 54–61.
 12. Максимов С.О. Магматизм и особенности породообразующих пироксенов Баджала // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С. 70–102.
 13. Максимов С.О. Петрология магматических комплексов Баджальской вулканической зоны: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1982. 24 с.
 14. Максимов С.О., Гребенников А.В. Переохлажденное состояние как отражение внутренних параметров магматической системы (на примере игнибритообразующих расплавов // VIII Междунар. Конф. “Новые идеи в науках о Земле”. М.: РГГУ. 2007. Т. III. С. 209–212.
 15. Соболев А.П. Мезозойские габбро-гранитные серии Северо-Востока СССР // Генезис и рудоносность. Магадан, 1984. Ч. 2. 52 с. (препринт).
 16. Эпельбаум М.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами // М.: Наука, 1980. 254 с.
 17. Grebennikov A.V., Maksimov S.O. Fayalite rhyolites and a zoned magma chamber of the Paleocene Yakutinskaya volcanic depression in Primorye, Russia // Journ. Miner. Petrol. Sci. 2006. V. 101. P. 69–88.
 18. Flynn R.T., Burnham C.W. An experimental determination of Rare earth partition coefficients between a chloride containing vapor phase and silicate melts // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 682–701.
 19. Kohn S.C., Dupree R., Smith M.E. A multinuclear magnetic resonance study of the structure of hydrous albite glasses // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1985. V. 53. P. 2925–2935.
 20. Sparks R.S.I., Huppert H.E., Turner T.R.S. The fluid dynamics of evolving magma chambers // Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A. 1984. V. 130, N 1514. P. 511–532.
 21. Warsaw C.M., Smith R.L. Pyroxenes and fayalites in the Bandelier Tuff, New Mexico: Temperatures and comparison with other rhyolites // Amer. Miner. 1988. V. 73. P. 1025–1037.

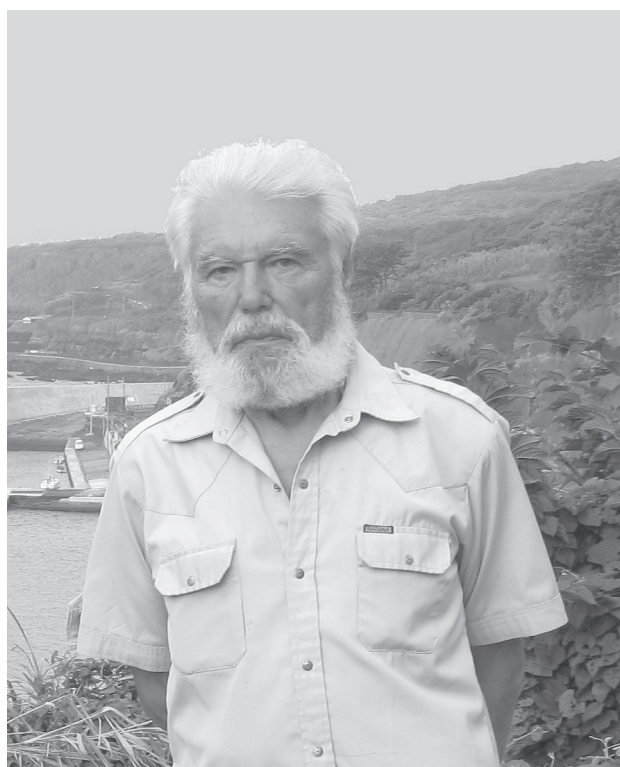
ЮБИЛЕИ

БОРИС ИВАНОВИЧ ВАСИЛЬЕВ

(к 80-летию со дня рождения)

6 апреля 2009 года исполнилось 80 лет со дня рождения и 60 лет производственной и научной деятельности доктора геолого-минералогических наук, заслуженному деятелю науки Российской Федерации Борису Ивановичу Васильеву.

Окончив Московский геологоразведочный институт по специальности “Геология и поиски месторождений полезных ископаемых” в 1952 г., он более 15 лет проработал в геологических партиях Министерства геологии и охраны недр СССР. Занимался проведением геологической и комплексной геолого-гидрогеологической съемки различных масштабов: от 1:50 000 до 1:500 000 на территории от Чукотки до Байкала. За эти годы он прошел путь от инженера-геолога до начальника экспедиции. В частности, под его руководством было подготовлено и издано 6 листов Государственной геологической карты Южного Приморья масштаба 1:200 000 с объяснительными записками, которые не потеряли своего значения до настоящего времени. С 1965 по 1968 г. Борис Иванович работал главным инженером комплексной экспедиции в МНР. И вдруг (об этом он рассказывает в своей книге “Путь к океану”, 1994) круто меняет свою судьбу и сферу научных интересов, приступая к исследованиям геологического строения дна морей и океанов. В 1968 г. он поступил на работу в Тихоокеанское отделение Института океанологии им П.Н. Ширшова, которое в 1973 г. был преобразовано в Тихоокеанский океанологический институт ДВНЦ РАН. В 1969 г. Борис Иванович защитил кандидатскую диссертацию, посвященную проблемам геологии пермских образований Южного Приморья.



В начале 70-х годов прошлого века он совмещает многочисленные морские экспедиции и заведование лабораторией Сахалинского КНИИ, а в 1977 г. возвращается в ТОИ, в котором до 1991 г. возглавляет отдел морской геологии, а затем лабораторию геологического картирования. Главным объектом его неустанной деятельности и увлечением всей жизни становится геология дна Тихого океана и его окраинных морей.

Б. И. Васильев участвовал в 28 морских геологических экспедициях в Тихом и Атлантическом океанах, много работал в окраинных морях Востока Азии. Он был пионером геологического драгирования в глубоководных желобах и впадинах Тихого океана, неоднократно погружался в подводных аппаратах. В ходе исследований им подняты на поверхность тысячи образцов горных пород, каждый из которых по-своему уникален. Полученные им фактические данные позволили во многом иначе взглянуть на строение и эволюцию Тихоокеанского сегмента Земли, происхождение Тихого океана. Борис Иванович является редактором-составителем оригинальной геологической карты Тихого океана и прилегающих морей. Он один из составителей Геологической карты Мира (ВСЕГЕИ, 2001 г.) масштаба 1:15 000 000.

В 1981 г. он успешно защитил докторскую диссертацию “Геологическое строение и развитие Курило-Камчатской системы дуга – желоб”. В нескольких морских экспедициях под его руководством изучались фосфатность и металлонность ряда подводных гор и гайотов, что позволило выделить в северо-западной части Тихого океана крупную рудоносную провинцию, перспективную для поисков фосфоритов и полиметаллов. Б.И. Васильев не разделяет воззрений апологетов концепции тектоники плит. Многие годы он обосновывает представления об умеренно активном развитии северо-западной части Тихого океана, начиная с докембрия,

что явилось, по его мнению, одной из главных причин накопления здесь больших запасов фосфатных и полиметаллических рудных комплексов.

Б.И. Васильев является крупнейшим на Дальнем Востоке России ученым в области морской геологии. Его работы имеют большое значение для познания закономерностей геологического строения Восточно-Азиатской зоны перехода, Тихого океана и заслуженно пользуются мировой известностью. Борис Иванович много и плодотворно сотрудничал с китайскими и японскими учеными. В 2003 г. он был приглашен в Японию, в университет Тоттори, где прочитал курсы лекций “Геологическая карта мира” и “О методиках геологического картографирования дна морей и океанов”. В 2008 г. представил заказной доклад на 62 ежегодной конференции “Ассоциации геологического сотрудничества в Японии” в Токио, который был высоко оценен японскими коллегами.

Сегодня Б.И. Васильев, несмотря на солидный возраст, по-прежнему полон жизненных сил и творческих замыслов. В 2001 г. в издательстве “Дальнаука” им опубликованы две крупные монографии. Одна написана в соавторстве с австралийским геологом Д.Р. Чоем и посвящена проблемам геологии глубоководных желобов и островных дуг. Другая – “Геология и нефтегазоносность окраинных морей северо-запада Тихого океана”, подготовленная вместе с коллегами из ТОИ ДВО РАН (А.И. Обжировым, К.И. Сиговой, И.В. Юговым), вышла в свет на русском и на китайском языках. В 2005 г. под редакцией Б.И. Васильева появился монографический сборник “Геологическое строение и происхождение Тихого океана”. В общей сложности, перу Б.И. Васильева принадлежат 265 научных работ, в том числе 26 монографий. В настоящее время им подготовлена еще одна крупная (более 800 страниц) монография по геологии дна Тихого океана, в которой суммированы основные результаты его многолетних исследований, проанализированы данные глубоководного бурения, критически осмыслены многочисленные опубликованные материалы по петрографии, геохимии пород и глубинному строению крупнейшей впадины Земли. Есть надежда, что, несмотря на финансовые трудности, этот труд также будет со временем опубликован.

Во время своих многочисленных экспедиций Борис Иванович постоянно вел дневник, в результате чего на свет появились две замечательные научно-популярные книги “Путь к океану” (1994) и “Дневники морского геолога” (2001). Они обращены, прежде всего, к молодым исследователям и заряжают своим оптимизмом, любовью к делу, романтикой дальних странствий.

Наряду с научной деятельностью Борис Иванович ведет активную общественную жизнь. Он председатель Дальневосточной межрегиональной экологической организации “Зеленый крест”, постоянный участник всех мероприятий, посвященных решению многих злободневных вопросов по охране нашей природы и ресурсов.

Друзья и коллеги поздравляют Бориса Ивановича Васильева с юбилеем, желают ему крепкого здоровья, бодрости и новых творческих успехов в изучении геологии Тихого океана и нашей планеты.

Редколлегия, сотрудники ТОИ ДВО РАН, друзья, товарищи