

Том 28, номер 2
ISSN 0207 - 4028

Март-Апрель 2009

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



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

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Л.А. Маслов, В.М. Анохин.</i> Закономерности направленности линеаментов и разломов дна Российской части Японского моря	3
<i>С.П. Плетнев.</i> Палеоглубины Охотоморского седиментационного бассейна в кайнозойе	17
<i>В.Л. Безверхний, Е.Б. Осипова.</i> О возможном механизме инверсии вертикальных движений литосферы тыловодужных бассейнов Западно-Тихоокеанского региона	27
<i>М.А. Мишкин, Г.М. Вовна.</i> Происхождение глубинных метаморфических комплексов раннепротерозойского складчатого обрамления востока Алданского щита	36
<i>А.Н. Филиппов, И.В. Кемкин.</i> Кремнисто-вулканогенные образования западного Сихотэ-Алиня: стратиграфия и происхождение	53
<i>Л.Ф. Мишин.</i> Эвтектоидный и котектоидный петрографические типы вулканических и субвулканических пород кислого состава окраинно-континентальных вулканических поясов (на примере Востока Азии)	69
<i>В.Б. Каплун.</i> Геоэлектрический разрез литосферы центральной части Среднеамурского осадочного бассейна по данным магнитотеллурических зондирований (Дальний Восток)	86
<i>Н.И. Белянина, П.С. Белянин, Е.В. Митюрёва.</i> Новое свидетельство переориентации стока р. Раздольной в плейстоцене, южное Приморье	99
<i>А.И. Гресов, А.И. Обжиров, Е.В.Коровицкая, Р.Б. Шакиров.</i> Метаноносность и перспективы освоения ресурсов метана угольных пластов угольных бассейнов юга Дальнего Востока	103

CONTENTS

<i>L.A. Maslov, V.M. Anokhin.</i> Principles of directivity of lineaments and faults at the bottom of the Sea of Japan Russian part	3
<i>S.P. Pletnev.</i> Paleodepths of the Sea of Okhotsk sedimentary basin in the Cenozoic	17
<i>V.L. Bezverkhny, Ye.B. Osipova.</i> A possible mechanism of inversion of lithosphere vertical movements within back-arc basins of the West Pacific region	27
<i>M.A. Mishkin, G.M. Vovna.</i> The origin of the deep metamorphic complexes of the Early Proterozoic fold framing, eastern part of the Aldan shield	36
<i>A.N. Filippov, I.V. Kemkin.</i> Siliceous volcanogenic assemblages of the western Sikhote-Alin: stratigraphy and origin	53
<i>L.F. Mishin.</i> Eutectoid and cotectoid petrographic types of acid volcanic and subvolcanic rocks of the marginal-continental volcanic belts, as exemplified by eastern Asia	69
<i>V.B. Kaplun.</i> The geoelectrical section of the lithosphere in the central part of the Middle Amur sedimentary basin from magnetotelluric sounding data (Far East)	86
<i>N.I. Belyanina, P.S. Belyanin, Ye.V. Mituryova</i> New evidence of the Razdolnaya River flow reorientation in the Pleistocene, Southern Primorye	99
<i>Gresov A.I., Obzhirov A.I., Korovitskaya Ye.V., Shakirov R.B.</i> Methane content and prospects of development of methane resources of the coal basins and deposits of the southern Far East	103

ЗАКОНОМЕРНОСТИ НАПРАВЛЕННОСТИ ЛИНЕАМЕНТОВ И РАЗЛОМОВ ДНА РОССИЙСКОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Л.А. Маслов¹, В.М. Анохин²

¹*Вычислительный центр ДВО РАН, г. Хабаровск*

²*Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов
Мирового океана (ФГУП “ВНИИОкеангеология”), г. Санкт-Петербург*

Поступила в редакцию 16 июня 2008 г.

Изучена конфигурация линеаментно-дизъюнктивной сети российской части Японского моря в пределах листов К-52, К-53 с использованием геофизических и геоморфологических данных. Проведено структурное районирование дна этой акватории. Построены розы-диаграммы и выявлены закономерности направленности линеаментов и разломов для отдельных площадей дна и для всего региона. Проведено сопоставление направленности линейных структур российской части Японского моря с общей направленностью главных систем глобальной дизъюнктивной сети. Сделаны следующие выводы: о существовании в регионе единой линеаментно-дизъюнктивной сети с четырьмя главными системами направлений: субмеридиональной (0–5°), субширотной (86–90°), диагональной СВ (36–65°) и диагональной ЮВ (136–140°); о соответствии направлений этих четырех главных систем направлениям четырех главных систем глобальной дизъюнктивной сети (планетарной трещиноватости); о существенно ротационном генезисе выявленной сети; о том, что закономерности распределения и ориентации разломов и линеаментов определяются двумя взаимодействующими факторами – концентрацией напряжений и деформаций в областях градиента мощности слоя и вариациями скорости вращения Земли (первый фактор определяет место заложения разлома, второй – его ориентацию).

Ключевые слова: разломы, линеаменты, Японское море.

ВВЕДЕНИЕ

Систематическое геолого-геофизическое изучение дна Японского моря продолжается в течение последних десятилетий силами ряда организаций. Тихоокеанская морская геологоразведочная экспедиция провела опытно-методическую геологическую съемку шельфа масштаба 1:200 000, включавшую эхолотирование, гидролокацию бокового обзора, сейсмоакустическое профилирование, гидромагнитную съемку, донный пробоотбор, бурение. Тихоокеанский океанологический институт ДВО РАН отработал комплексную геофизическую съемку, включавшую батиметрию, сейсмопрофилирование (НСП), сейсмическое зондирование, гравиметрию и магнитометрию, донный пробоотбор. ОАО “Дальморгеология”, “Дальморнефтегеофизика” произвели комплексные геолого-геофизические исследования на акватории. В настоящее время акватория Японского моря, входящая в пределы изучаемой площади, покрыта комплексной геофизической съемкой масш-

таба 1:1 000 000 (в том числе сейсмопрофилирование, гравиметрия и магнитометрия). Сделано несколько обобщающих работ, направленных на создание листов Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 на листы К-52, 53 [3]. По результатам ГСЗ на исследуемой территории было установлено три типа земной коры, соответствующих основным морфоструктурным элементам. Континентальный тип коры характерен для складчатого обрамления моря и шельфовой его части, кора Центральной глубоководной котловины относится к субокеаническому типу. В пределах материкового склона, подводных возвышенностей, таких как Первенца, Тарасова, Богорова, Ямато, земная кора относится к субконтинентальному типу [10, 12, 16].

Несмотря на большой объем проведенных исследований, в строении дна северной части Японского моря имеется множество неясностей. В частности, остается открытым вопрос о возможном соответствии общей направленности сети линеамен-

тов и разломов дна Японского моря характеристикам общепланетной структурной сети, существование которой доказывается рядом исследований. Эта общепланетная сеть образована линеаменами и разломами четырех преимущественных направлений: С-Ю, З-В, СЗ-ЮВ и СВ – ЮЗ. Сеть имеет несколько названий – система планетарной трещиноватости, регматическая решетка, глобальная дизъюнктивная сеть.

Возражения оппонентов сводятся к тому, что на самом деле сети такой не существует [27], а есть лишь “разнопорядковая система делимости с хаотической или слабо выраженной анизотропной организацией” [13]. Окончательное решение этого вопроса – в будущем. На наш взгляд, такая сеть существует для разломов определенного генезиса, связанного с изменениями скорости вращения Земли и ее приливными деформациями. Несомненно, существуют разломы и линеаменты иного генезиса, связанного, прежде всего, с разрядкой эндогенной энергии. Необходимо лишь научиться различать те и другие.

Целью настоящей работы является исследование возможного проявления планетарной структурной сети (глобальной дизъюнктивной сети) на региональном уровне, в исследуемом районе Японского моря, и сопоставление общепланетных и региональных черт в структурном плане этого района. Целью работы является также выявление возможного механизма, или механизмов, способствующих образованию систем разломов и существующих в них закономерностей.

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА И ИСХОДНОГО МАТЕРИАЛА

В настоящее время акватория Японского моря, входящая в пределы изучаемой площади, покрыта комплексной геофизической съемкой масштаба 1:1 000 000 (в том числе сейсмопрофилирование, гравиметрия и магнитометрия), выполненной в основном Тихоокеанским океанологическим институтом Дальневосточного отделения РАН (ТОИ ДВО РАН).

Площадная геофизическая съемка выполнялась на специализированном научно-исследовательском судне типа “Профессор Гагаринский”. Измерения выполнялись по системе параллельных профилей, ориентировка которых менялась в зависимости от простирания основных морфоструктур и на разных участках была северо-западной, меридиональной и широтной. Расстояние между профилями составляет 5–10 миль. В результате выполненных исследований построены карты рельефа дна, аномалий силы тяжести, полного вектора напряженности геомагнитного поля, теплового потока, мощности осадочного чехла, рельефа акустического фундамента. На базе комп-

лекса полученных данных построены также скоростные и плотностные модели земной коры, карта рельефа поверхности Мохоровичича, определена площадь развития коры океанического типа в Центральной (Японской) котловине [16–18, 24, 26].

На дне Японского моря в пределах российской части листов К-52, 53 выделяются следующие тектонические зоны: шельф с континентальным склоном, глубоководная котловина с рядом подводных поднятий и северная часть поднятия Северное Ямато, наиболее крупного и древнего из всех поднятий района, что заставляет выделить его в отдельную тектоническую зону.

Геологический разрез акватории имеет двухэтажное строение, представленное осадочным чехлом и фундаментом. На шельфе мощность осадочного чехла неоген-четвертичного возраста достигает в среднем нескольких сотен метров, в составе преобладают диатомовые глины, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты, известняки. Фундамент шельфа сложен палеозойско-мезозойскими известняками, сланцами, песчаниками, алевролитами, базальтами, дацитами, андезитами, прорванными K_2 гранитными интрузиями.

Глубоководная часть моря характеризуется практически горизонтальным залеганием пород осадочного чехла мощностью 1–2 км (четвертичные отложения, толща неогеновых обломочных, органогенно- и вулканогенно-обломочных отложений) на фундаменте палеоген-неогенового возраста базальтового, андезитового состава. Дно глубоководной части моря осложнено рядом подводных поднятий на поднятых блоках фундамента палеозойско-мезозойского возраста, в составе – базальты, реже – метаэффузивы, сланцы. Иногда с поднятиями связаны гранитные интрузии пермского (поднятие Ямато) и мелового (поднятия Первенца и Витязя) возраста. В пределах этих поднятий мощность осадочного чехла резко снижена, часто в вершинах поднятий породы фундамента выходят на поверхность дна [5–8, 10, 16–18].

Шельф и подводные поднятия отделены от ложа зонами разрывных нарушений. Кроме того, и шельф, и ложе, и поднятия сами подразделяются на блоки многочисленными разрывами.

В качестве исходного материала для исследования линейных тектонических структур использовался комплект геофизических карт северной части Японского моря масштаба 1:1 000 000 (листы К-52, 53), разработанный в 2002–2003 гг. специалистами ТОИ ДВО РАН Р.Г. Кулиничем, С.М. Николаевым, Т.Н. Колпацкиковой, М.Г. Валитовым. Комплект был переработан как геофизическая основа для создания комплекта ГГК-1000/3 в 2005–2006 годах специа-

листами ЗАО Всесоюзного института разведочной геофизики “Рудгеофизика” А.А. Лихачевым, ГИН РАН – А.В. Зайончеком и др. Комплект включает следующие карты:

- Карта аномального магнитного поля;
- Карта вертикального градиента магнитного поля;
- Карта полного горизонтального градиента магнитного поля;
- Карта псевдотеневого рельефа магнитного поля;
- Карта аномалий поля силы тяжести (редукция в свободном воздухе).

Кроме того, использовалась карта изогипс подошвы осадочного чехла, построенная на основании сейсмических и сейсмоакустических данных ТОИ ДВО РАН и ОАО “Дальморнефтегеофизика” специалистами Всесоюзного научно-исследовательского института океанология ФГУП “ВНИИОкеангеология”. Комплект карт К-52,53 находится в издании. Для исследования расположения линеаментов использовалась Батиметрическая карта масштаба 1:1 000 000 на листы К-52,53, построенная в 2005 г. силами Государственного научно-исследовательского навигационно-гидрографического института (ГНИН-ГИ) Министерства обороны России как морская топооснова для создания комплекта ГГК-1000/3.

В качестве дополнительных источников информации использовались Геологическая карта дна Японского моря м-ба 1:2 500 000 [10], комплект геологических карт ОАО “Дальморгеология” м-ба 1:1 000 000; комплект геологических карт ВНИИОкеангеология м-ба 1:1 000 000 [3] и другие материалы.

ТЕРМИНОЛОГИЯ И МЕТОДИКА

Прежде чем приступить к изложению методики исследования, поясним некоторые термины, используемые в настоящей работе.

Тектоническое нарушение (синоним деформация) – изменение формы пород на отдельных участках коры обычно под воздействием направленных сил. Могут быть пликвативными (без нарушения сплошности пород – складчатость) и дизъюнктивными (с нарушением сплошности пород – разрывы).

Разрывное нарушение (синонимы: **дизъюнктив**, **дизъюнктивная структура**) – тектоническое нарушение с разрывом сплошности пород; включает понятия **разлома** (разрыв со смещением разорванных частей) и **трещины** (разрыв без смещения разорванных частей).

Дизъюнктивная сеть – совокупность разрывных нарушений на данной площади.

Линеамент – линейная структура земной коры, выраженная в линейных формах рельефа поверхности, линейных геологических формах, линейных аномалиях физических полей Земли, имеющих прямую или косвенную связь с разрывными нарушениями.

Линейная структура (линейный объект) объединяет понятия линеамента и разрывного (тектонического) нарушения.

Линеаментно-дизъюнктивная сеть – совокупность линеаментов и разрывных нарушений на данной площади, по-видимому, имеющих общий генезис.

Методика исследования включала линеаментный анализ геофизических карт, карты изопахит подошвы осадочного чехла и батиметрической карты с последующим сопоставлением получившегося рисунка линейных структур с существующими тектоническими построениями по данному региону.

Линеаментный анализ предусматривал следующие операции:

- выделение линейных объектов по рисунку магнитных и гравитационных аномалий (линейные зоны с наиболее высоким градиентом), по рисунку изопахит и изобат;

- сопоставление выделенных линеаментов с ранее построенными тектоническими и геологическими картами; на карте магнитного поля линеаменты выделены не только по магнитным аномалиям, но и с учетом гравитационных данных, а также с учетом линейных структур, выделенных ранее на тектонических и геологических картах. Все эти карты не приводятся в тексте, т.к. при всей своей многочисленности их вклад в общую картину линеаментов невелик. Причина – многообразие различий и приблизительности в рисовках структурного плана региона на тектонических/геологических картах у разных авторов. Мы сочли рациональным взять за основу схемы линеаментов линеаменты именно исходной карты магнитного поля, как наиболее информативной (сравним карту аномального магнитного поля с гравитационной, с картой теплового потока и др.). Покрывать изучаемую площадь линейными структурами более или менее равномерно позволяет только магнитометрическая основа (разумеется, с учетом всех иных данных, приводить которые в данной статье в виде отдельных карт/схем авторы сочли нецелесообразным);

- построение структурной схемы, куда сводились выделенные линейные объекты;

- разделение площади дна на зоны с относительно однородным рисунком линейных объектов;

- измерение азимутов простирания и длин линейных объектов в пределах выделенных зон;

- построение диаграмм направленности линейных объектов для каждой зоны, а также суммарных диаграмм с помощью пакета EXEL;

- сопоставление и анализ диаграмм направленности.

РАЙОНИРОВАНИЕ

Совокупность линейных объектов геофизических полей, по-видимому, отражает структурную раздробленность акустического фундамента, а сами линейные объекты – тектонические нарушения. Линейные объекты рельефа дна (линеаменты) также частично связаны с разломами фундамента и осадочно-чехла. В совокупности линейные объекты геофизических полей и линеаменты образуют т.н. линеаментно-дизъюнктивную сеть, характеристики направленности которой мы и хотели бы получить.

Элементы этой сети – линейные тектонические структуры – отражены на схеме линеаментов (рис. 1).

В дальнейшем принимается соответствие этих структур тектоническим нарушениям, что обосновывается также результатами предыдущих исследований [1–3, 19, 20]. Некоторые линейные структуры, выделенные по геофизическим признакам (линеаменты аномального магнитного поля), просматриваются также на батиметрической карте в зонах континентального склона и поднятий глубоководного ложа (рис. 2).

Структурный план изучаемой площади можно условно разделить на несколько зон, обладающих своим, более или менее характерным рисунком линеаментов – со своей плотностью и господствующей направленностью:

- западная часть шельфа (западнее мыса Поворотный);

- восточная часть шельфа;

- западная часть глубоководного ложа (западнее меридиана 135°);

- восточная часть глубоководного ложа российской части Японского моря;

- поднятие Ямато.

На батиметрической карте выделяются зоны:

- западная часть шельфа (западнее мыса Поворотный);

- восточная часть шельфа;

- глубоководное ложе;

- поднятие Ямато.

В пределах этих зон и проводились измерения направленности линейных структур.

НАПРАВЛЕНИЯ ЛИНЕАМЕНТОВ И РАЗЛОМОВ

Азимуты простирания разломов и линеаментов измерялись в пределах выделенных зон, результаты

заносятся в электронную таблицу EXEL, затем в этом же пакете строились розы-диаграммы направленности. Ниже дается краткая характеристика особенностей направленности сети разломов и линеаментов, выраженных в розах- диаграммах, представленных на рисунках 3 и 4, соответственно.

Розы-диаграммы разрывных нарушений (структурная схема)

Шельф

Роза-диаграмма западной части шельфа показывает явное преобладание субширотной системы разломов 86–90°, уверенное выделение диагональных систем 36–40°, 61–65° и 121–125°. На розе-диаграмме восточной части шельфа выделяются системы: 46–50°, 106–110°, 116–125°, 131–135°, 356–10°.

Суммарная роза-диаграмма по шельфу дает наличие следующих основных направлений структурной сети: широтное 86–90°, два диагональных 36–40° и 121–125° и заметное меридиональное направление 0–5°.

Глубоководное ложе

Структурный план глубоководного ложа западнее меридиана 135° обнаруживает следующие основные направления систем разломов: 0–5°, 86–90°, ряд диагональных систем между 46° и 80° с осью 66–70°, диагонали в ЮВ квадранте 121–150°. Имеются также слабо выраженные диагонали 26–30° и 171–175°. В восточной части ложа преобладают системы 0–5°, 41–45°, 86–90° и 136–140°.

Общий структурный план глубоководного ложа обнаруживает явное преобладание направлений 0–5°, 66–70°, 86–90°, 136–140°.

Поднятие Ямато

В рисунке разрывных нарушений поднятия Ямато преобладающую роль играют направления 61–65° и 76–80° при несколько подавленных 51–55° и 86–90°. Нельзя не заметить, что направленность систем Ямато резко отличается от таковой в других районах – отсутствует меридиональная система, широтная “подавлена” системой 76–80°. Таким образом, поднятие Ямато выпадает из общего структурного плана северной части Японского моря.

Общая характеристика направленности разрывных нарушений

Суммарная роза-диаграмма направленности разрывных нарушений изучаемой площади обнаруживает преобладание систем: 0–5°, 86–90°, ряд систем между 46° и 70° с осью 61–65°, 121–125° и 136–140°.

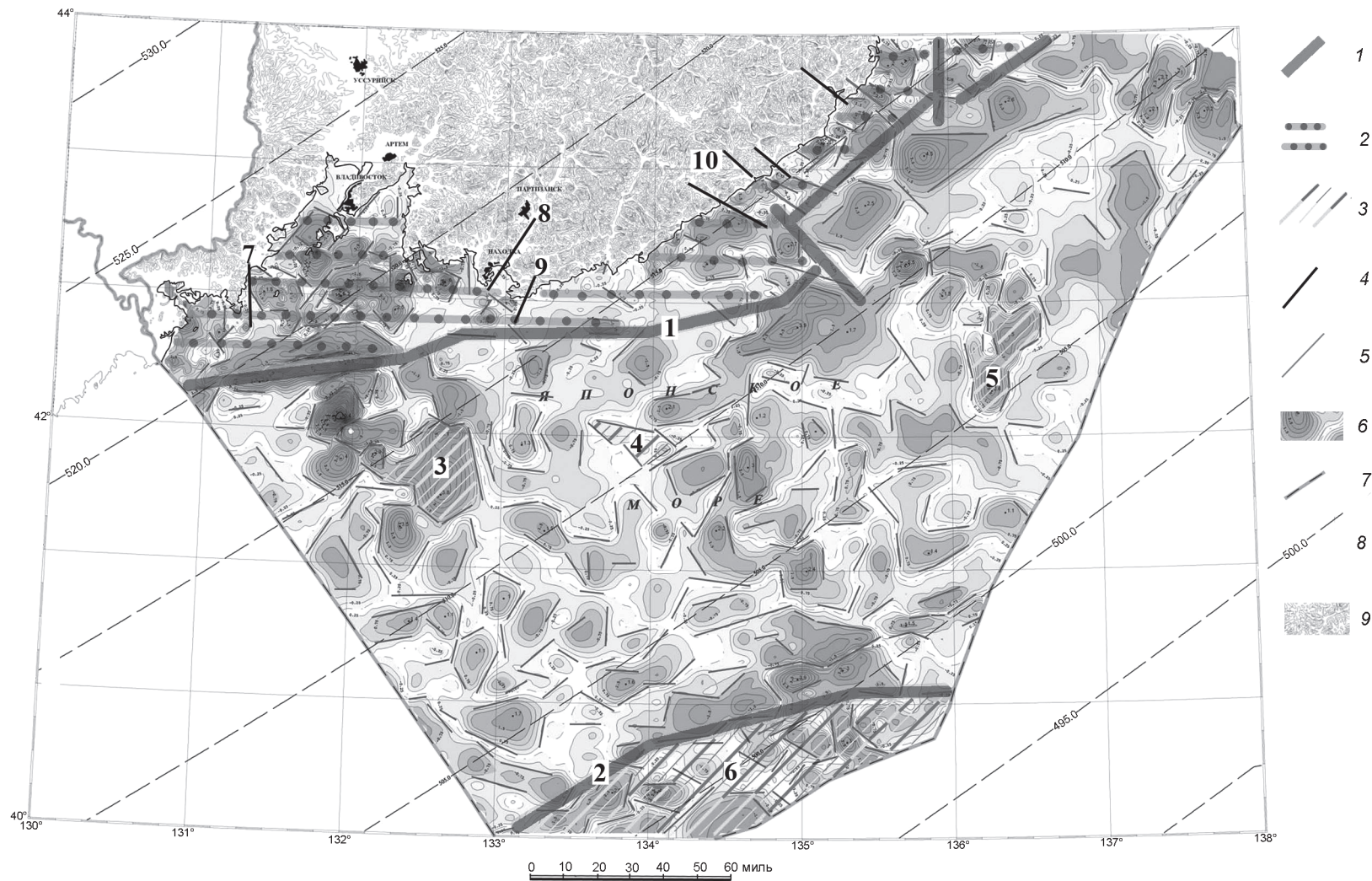


Рис. 1. Структурная схема акватории российской части Японского моря в пределах листов К-52,53.

1 – зоны глубинных разломов акватории (1 – Южно-Приморский разлом, 2 – разлом Ямато); 2 – зона шельфа; 3 – подводные поднятия глубоководного ложа (3 – Первенца, 4 – Тарасова, 5 – Богорова, 6 – Ямато); 4 – продолжения разломов суши на шельфе (7 – Западно-Приморского, 8 – Партизанского, 9 – Кривинского, 10 – Южно-Приморской группы разломов); 5 – линии разломов на территории акватории, выделенные по геофизическим данным; 6 – изолинии аномального магнитного поля; 7 – граница экономической зоны Российской Федерации; 8 – изолинии нормального магнитного поля Земли, 10^2 нТл; 9 – суша.

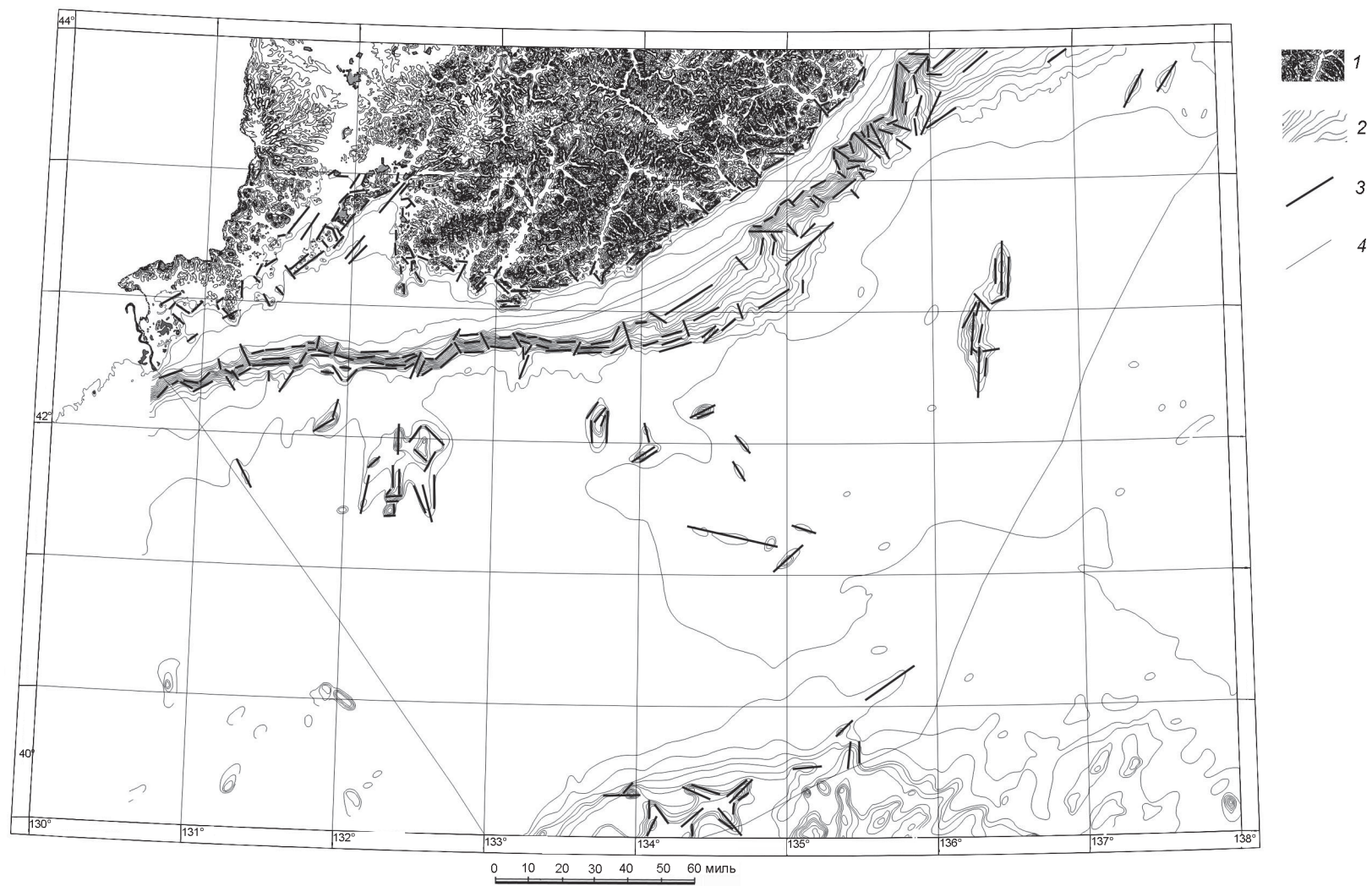


Рис. 2. Батиметрическая схема.

1 – площадь суши, 2 – изобаты, 3 – выделенные линеаменты, 4 – граница экономической зоны Российской Федерации.

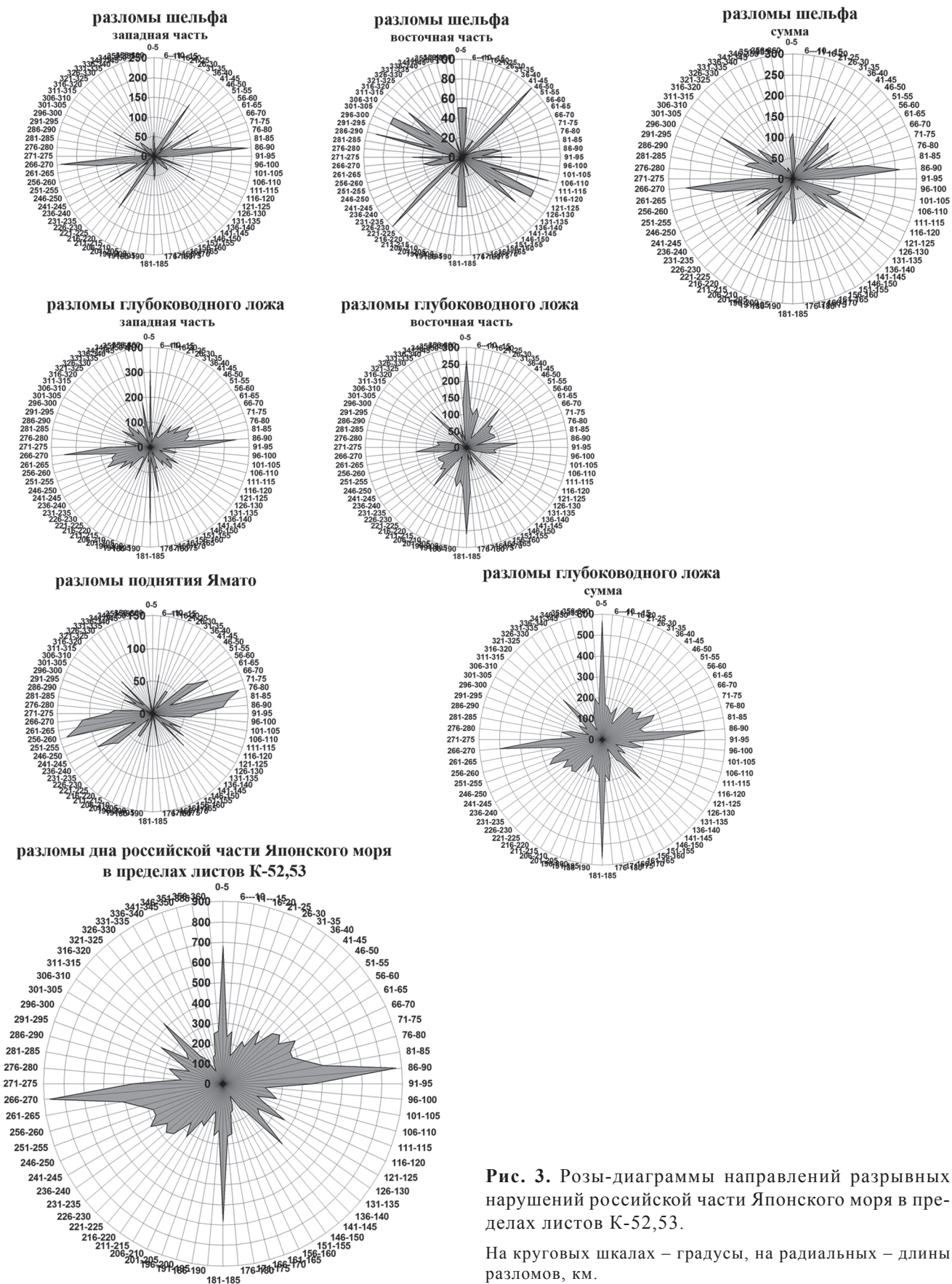


Рис. 3. Розы-диаграммы направлений разрывных нарушений российской части Японского моря в пределах листов К-52,53.

На круговых шкалах – градусы, на радиальных – длины разломов, км.

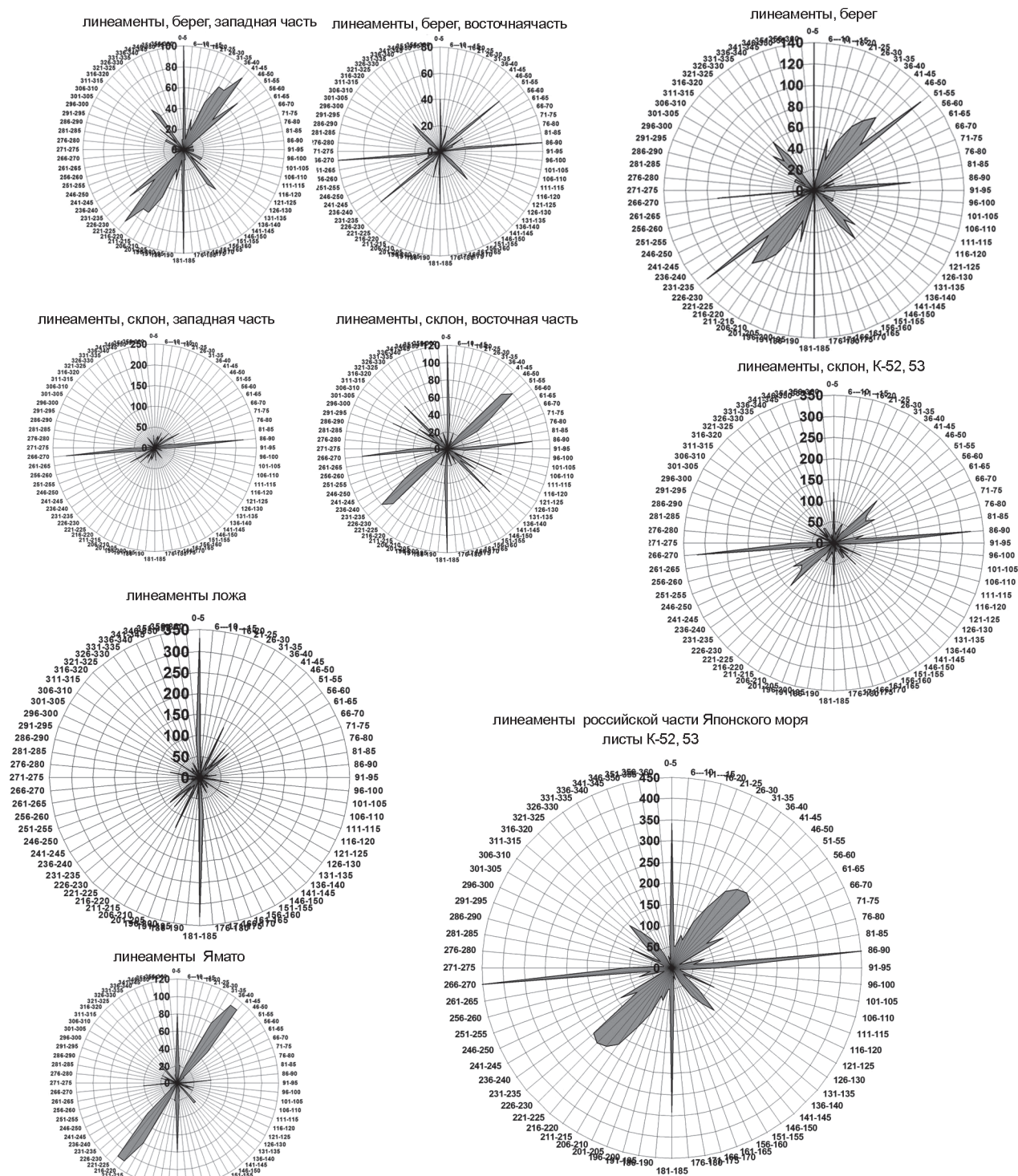


Рис. 4. Розы-диаграммы направлений линеаментов российской части Японского моря в пределах листов К-52,53.

На круговых шкалах – градусы, на радиальных – длины линеаментов, км.

При рассмотрении всех роз-диаграмм становится очевидным резкое преобладание субширотно-субмеридиональной (ортогональной) системы разломов ($0-5^\circ$ и $86-90^\circ$). Везде присутствуют и диагональные системы, но они имеют довольно

широкий разброс. В северо-восточном квадранте этот разброс составляет около 40° – от 31° до 75° и далее вплоть до возможного “слияния” с субширотно-субмеридиональной системой. В юго-восточном квадранте диагональная система распадается на два луча – $136-$

140° (система глубоководного ложа) и 121–125°, принадлежащая шельфу. Большой разброс диагональных систем в северо-восточном квадранте предопределен, вероятно, некоторой сменой направленности разломов в западной части глубоководного ложа и особым, характерным структурным планом поднятия Ямато.

Все описанные особенности направленности сети разломов – наличие ортогональной и двух диагональных систем, резкая выраженность ортогональной системы и “расплывчатость” диагональных – довольно точно соответствует особенностям направленности сети планетарной трещиноватости, или глобальной дизъюнктивной сети [1, 3, 25, 29].

Розы-диаграммы линеаментов (батиметрическая карта)

Шельф

Спрявленные участки береговой линии в пределах изучаемой площади обнаруживают в розах-диаграммах следующие главные системы направлений: в западной части – 0–5°, 31–55, 141–145° (обращает на себя внимание отсутствие субширотной системы); в восточной части – 0–5°, 51–55°, 86–90° и 136–140° (здесь субширотная система преобладает над субмеридиональной). В суммарной розе-диаграмме хорошо видны ортогональная система, диагональные 41–45°, 51–55° и 131–145°.

Континентальный склон

В западной части континентального склона субширотная система (86–90°) практически является единственной. Это связано, в первую очередь, с субширотным простираем склона в этой его части. В западной части в структурном плане склона проявляются и субмеридиональная (0–5°), и субширотная (86–90°), и ряд диагональных систем (46–55°, 116–120°, 136–140°). Суммарная роза-диаграмма по континентальному склону показывает резкое преобладание субширотной системы при подавленных субмеридиональной и диагональных системах.

Глубоководное ложе

Линеаменты глубоководного ложа подчинены в основном субмеридиональной системе направленности (ввиду небольшой представительности данного направления оно выделяется условно). По-видимому, здесь сыграли свою роль многочисленные линейные элементы склонов подводных поднятий.

Поднятие Ямато

Линеаменты поднятия Ямато имеют совершенно иную направленность, чем линейные структуры геофизических полей того же поднятия. Здесь при

довольно заметной ортогональной системе наибольшее развитие получила диагональная система 36–45°, что, вероятно, связано с направленностью гряд на вершинной поверхности и склонах поднятия Ямато.

Общая характеристика направленности линеаментов

На суммарной розе-диаграмме направленности линеаментов отчетливо выделяются главные системы: ортогональная (0–5° и 86–90°), диагональная СВ (36–55°), диагональная ЮВ (136–140°). Как видим, линеаменты группируются по тем же направлениям, что и разломы, но еще более четко привязаны к четырем главным системам.

Сопоставление направленностей линейных структур

Сопоставление двух суммарных роз-диаграмм направленности линейных структур (рис. 5 А) выявляет полное совпадение ортогональной системы и довольно хорошее – обеих диагональных систем как для геофизических структур, так и для линеаментов.

Суммарная роза-диаграмма направленности линеаментно-дизъюнктивной сети акватории российской части Японского моря в пределах листов К-52,53 показывает четкую ортогональную систему, четкую диагональную ЮВ систему и довольно расплывчатую, но вполне выраженную с максимумом в пределах 46–55° диагональную СВ систему направлений.

ОБСУЖДЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ

Разломы играют важную роль в формировании структур Японского моря. Они отражаются в геофизических полях и выделяются на сейсмопрофилях. Среди них выделяются глубинные разломы, разграничивающие блоки с различным типом коры и прослеживающиеся на границах крупных морфоструктур – материкового шельфа и крупных подводных возвышенностей с Центральной глубоководной котловиной [6, 14].

На рассматриваемой акватории известны несколько главных разрывных нарушений, существование которых, по-видимому, можно считать бесспорным.

Южно-Приморский разлом (описан Р.Г. Куличенем в 1976 г.) Прослеживается вдоль подножья материкового склона и отделяет шельф с континентальной корой от котловины с растянутой континентальной и океанической корой. Его простираем повторяет направление береговой линии и материкового склона и изменяется от субширотного на западе до северо-восточного на севере. По 135° меридиану он смещен примерно на 18–20 км в северо-западном на-

правлении поперечным разломом. В гравитационном поле он выражен непрерывной зоной минимумов силы тяжести от -20 до -40 мгал, протягивающихся от южной оконечности Корейского полуострова до Татарского пролива. В магнитном поле он выражается в виде положительных аномалий интенсивностью $100\text{--}300$ нТл, протягивающихся прерывистой широкой полосой вдоль материкового склона от западной границы площади до возвышенности Первенца и от траверза бухты Преображения в сторону Татарского пролива [15].

Разлом Ямато. Проходит вдоль подножья северного склона возвышенности Ямато, отделяя ее от Центральной котловины. Он отчетливо выражается в магнитном поле в виде узкой зоны положительных аномалий ($100\text{--}300$ нТл). Зона разлома дугообразной формы проявляется, по данным НСП, в акустическом фундаменте и в осадочном слое [7, 16].

Большая часть разломов, выраженных в континентальных структурах, прослеживается на шельфе и материковом склоне в виде линейных аномалий геофизических полей, а также в виде линейных форм рельефа – каньонов и уступов.

Ряд известных разрывных нарушений суши имеют продолжения на шельфе: Западно-Приморский разлом, Партизанский разлом, Кривинский разлом, Южно-Приморская группа разломов. Спрявленные участки береговой линии по геолого-геофизическим данным также являются дизъюнктивами. Многочисленные разрывы ограничивают поднятия глубоководного ложа – Первенца, Тарасова, Богорова.

Все эти разломы выделяются в линейных структурах геофизических полей, отображенных на структурной схеме, где разрывные нарушения, сохраняя общее направление, выглядят как серии отрезков, образующих сильно изломанные линии. При этом общая направленность и расположение отрезков совпадают с генеральными направлениями общеизвестных разломов.

Южно-Приморский разлом имеет в своей западной части субширотную генеральную направленность, что отражено в субширотных лучах соответствующих роз-диаграмм, и является частью субширотной системы региона. Восточная ветвь этого разлома имеет СВ направление, в общем укладываемое в диапазон $46\text{--}55^\circ$, что также видно в лучах роз-диаграмм восточной части шельфа и склона, а также на суммарной розе-диаграмме.

Структуры разлома Ямато меняют свое направление с запада на восток с $51\text{--}65^\circ$ до $76\text{--}90^\circ$, что усиливает субширотную систему в суммарной розе-ди-

аграмме, но в целом мало соответствует стандартному структурному плану с четырьмя главными направлениями. Это объясняется тем, что поднятие Ямато, по-видимому, имеет происхождение, резко отличное от происхождения прочих тектонических объектов региона.

Южные морские окончания известных разломов суши хорошо выражены в структуре геофизических полей изучаемой акватории и имеют следующие направления: Западно-Приморский разлом (шельфовое продолжение – Гамовский каньон) – субмеридиональное направление; Партизанский разлом (левый сдвиг с амплитудой до 20 км, пермско-мелового возраста) – СВ направление, 29° ; Кривинский разлом (раннемеловой надвиг) – СВ направление, 20° ; Южно-Приморская группа разломов (кайнозойские ЮВ сбросы) – ЮВ направление, $115\text{--}125^\circ$. Эти направления соответствуют субмеридиональной, СВ и ЮВ системам, соответственно, общей структурной сети. Короткие разломы, ограничивающие подводные поднятия Первенца, Богорова, частично – Тарасова, имеют в основном меридиональную, широтную, СВ и ЮВ диагональные направления, что также хорошо отражено в соответствующих розах-диаграммах.

Рядом исследователей [3, 9, 13, 19] была выделена т.н. планетарная трещиноватость, или регматическая решетка, покрывающая весь земной шар и имеющая четыре главные системы направлений: субширотную-субмеридиональную (ортогональную), диагональную СВ и диагональную ЮВ. В предыдущих публикациях авторы настоящей работы [1–3, 25, 30] пришли к выводу о существовании в земной коре регулярной глобальной дизъюнктивной сети с характеристиками направленности: $0\text{--}10^\circ$, 45° , $80\text{--}90^\circ$, 135° (рис. 5В), не зависящими от региона, типа коры, типа и возраста структуры.

Нетрудно заметить, что системы разломов и линейных элементов дна Японского моря (рис. 5Б) в пределах листов К-52,53 обнаруживают закономерности простираний, характерные для других регионов и, следовательно, являются фрагментом глобальной линейно-дизъюнктивной сети планеты. В целом можно сказать, что дно северной части Японского моря разбито на блоки множеством разрывных нарушений, которые при всей кажущейся хаотичности расположены в соответствии с общими для всего региона закономерностями направленности. Сопоставление характеристик направленности приводит к выводу о принадлежности системы разломов региона глобальной дизъюнктивной сети.

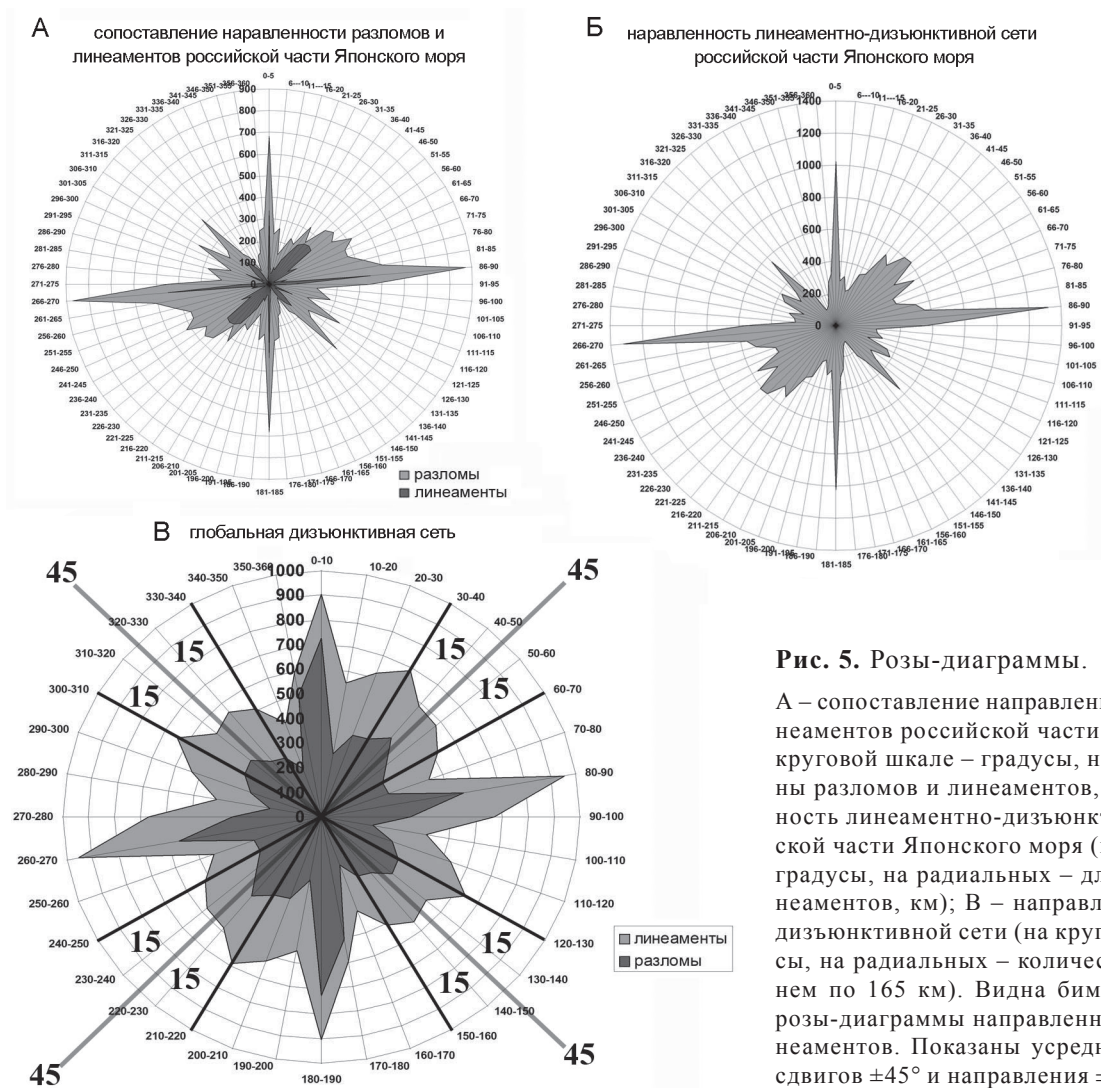


Рис. 5. Розы-диаграммы.

А – сопоставление направленности разломов и линеаментов российской части Японского моря (на круговой шкале – градусы, на радиальных – длины разломов и линеаментов, км); Б – направленность линеаментно-дизъюнктивной сети российской части Японского моря (на круговой шкале – градусы, на радиальных – длины разломов и линеаментов, км); В – направленность глобальной дизъюнктивной сети (на круговой шкале – градусы, на радиальных – количество замеров в среднем по 165 км). Видна бимодальная структура розы-диаграммы направленности разломов и линеаментов. Показаны усредненные направления сдвигов $\pm 45^\circ$ и направления $\pm 15^\circ$ локальных максимумов диаграммы.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ДИЗЪЮНКТИВНОЙ СЕТИ

Как уже отмечалось, на обобщенной (сводной) диаграмме направленности (рис. 5В) выделяются четыре системы разломов и линеаментов планеты: меридиональная, широтная и две диагональные, ориентированные под углом 45° к предыдущим двум. Расчеты механических напряжений, вызванных изменениями сжатия земного эллипсоида (вариациями и вековым замедлением скорости вращения планеты) сделаны М. Стовасом [23]. Согласно этим расчетам, главные нормальные напряжения ориентированы в широтном и долготном направлениях, а главные касательные напряжения ориентированы под углом 45° к направлениям нормальных напряжений. Этот результат находится в замечательном соответствии со схемой ориентации разломов и линеаментов, приведенной выше.

Обращает на себя внимание, что диагональные диаграммы направленности имеют бимодальный характер с двумя относительными максимумами, отстоящими примерно на 15° по обе стороны от направлений 45° .

Эту закономерность можно объяснить, принимая во внимание закон Кулона. Изменения скорости вращения Земли вызывают соответствующие изменения сжатия земного эллипсоида (увеличение или уменьшение) и соответствующие изменения главных широтных и долготных напряжений. При этом, согласно закону Кулона, главные касательные напряжения и сдвиги ориентируются к оси растяжения-сжатия под углом $A=45^\circ \pm \beta/2$ (рис. 6). Этот результат указывает на то, что структуры, выделяемые нами как линеаменты, по крайней мере статистически, являются разломами.

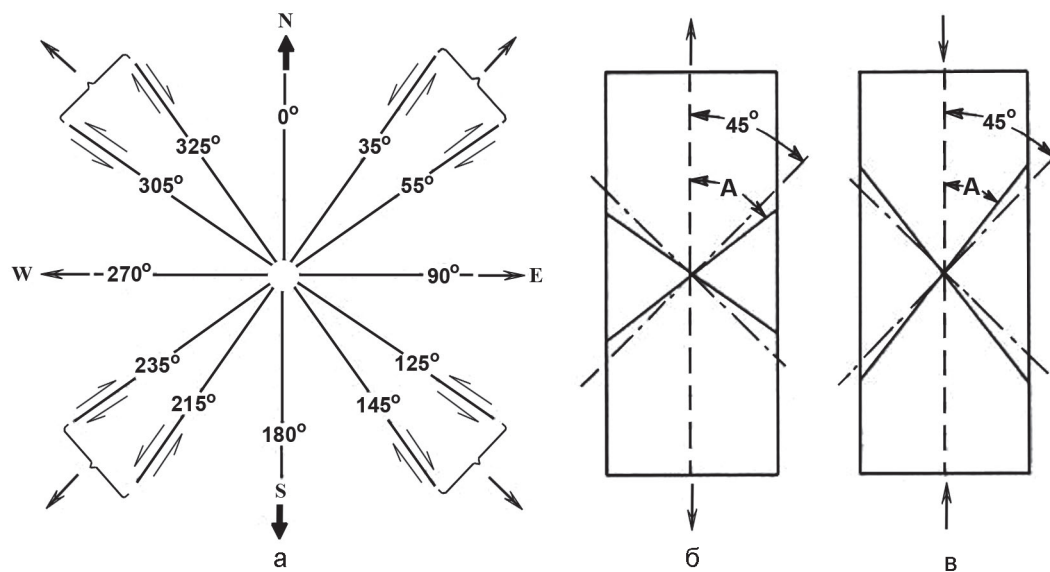


Рис. 6. Направления сдвигов с учетом закона Кулона (с использованием [9]).

а – схематизация розы-диаграммы направленности, рис. 5В, б – направления сдвигов с учетом закона Кулона при растяжении, в – направления сдвигов с учетом закона Кулона при сжатии.

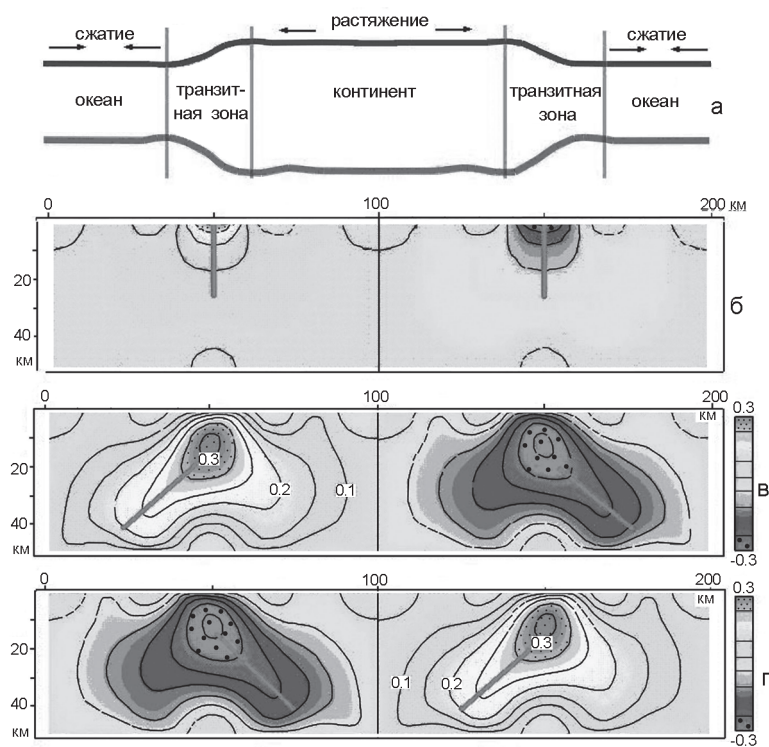


Рис. 7. Результаты расчетов напряженно-деформированного состояния тяжелого слоя в окрестности области резкого изменения топографии и мощности слоя [31].

а – схема модели, б – направление области критического состояния материала при отсутствии дополнительного растяжения или сжатия, в – направление области критического состояния материала при дополнительном растяжении, г – направление области критического состояния материала при дополнительном сжатии.

Для многих материалов угол β составляет 30–35°, что хорошо согласуется с диаграммой рис. 5В.

Другая особенность распределения разломов и линеаментов – это их приуроченность к областям резкого изменения топографии и/или мощности слоя. Таковы, прежде всего, разломы Северо-Японский и Ямато. Математическое моделирование распределения напряжений и деформаций в тяжелом слое [21, 22, 28, 31] показало, что максимальные касательные напряжения, интенсивность напряжений и деформаций, а также энергия деформаций концентрируются в областях резкого изменения топографии и/или мощности слоя (рис. 7), вызывая образование разломов как в самом слое, так и в подстилающей субстанции. В зависимости от знака и магнитуды дополнительных напряжений, приложенных к слою (напряжения растяжения или сжатия), область критического состояния зоны градиента мощности слоя может быть вертикальной либо направленной в сторону блоков большей или меньшей мощности. В нашем случае, глубинный Южно-Приморский разлом слабо наклонен в сторону Японского моря [28], что свидетельствует о преобладающем растяжении структуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Разрывные нарушения и линеаменты северной части Японского моря образуют единую линеаментно-дизъюнктивную сеть с четырьмя главными системами направлений: субмеридиональной (0–5°), субширотной (86–90°), диагональной СВ (36–65°) и диагональной ЮВ (136–140°).

2. Направления четырех главных систем линеаментно-дизъюнктивной сети дна северной части Японского моря соответствуют направлениям четырех главных систем глобальной дизъюнктивной сети (планетарной трещиноватости). Следовательно, сеть линейных структур северной части Японского моря (подобно многим иным регионам) является фрагментом глобальной дизъюнктивной сети.

3. Закономерности распределения и ориентации разломов и линеаментов определяются двумя взаимодействующими факторами: концентрацией напряжений и деформаций в областях градиента мощности слоя и вариациями скорости вращения Земли. Первый фактор определяет место заложения разлома, второй – его ориентацию.

Авторы выражают глубокую признательность рецензентам Ю.Я. Ващилову и Р.Г. Кулиничу за конструктивные и ценные замечания, способствовавшие улучшению работы. Похоже, что рецензия на настоящую работу была последней в жизни Ю.Я. Ващилова. В памяти одного из авторов, Л.А. Маслова, Юрий

Яковлевич навсегда останется как замечательный ученый и хороший человек. Вечная ему память.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анохин В.М. Связь локальных нефтегазоносных структур шельфа Баренцева моря с сетью разрывных нарушений // Докл. РАН. 1999. Т. 368, № 6. С. 790–793.
2. Анохин В.М., Одесский И.А. Характеристики глобальной сети планетарной трещиноватости // Геотектоника. 2001. № 5. С. 3–9.
3. Анохин В.М. Глобальная дизъюнктивная сеть Земли: строение, происхождение и геологическое значение. СПб.: Недра, 2006. 161 с.
4. Берсенева И.И. Схема тектонического районирования Приморского края // Геология СССР. Т. XXXII. 1969.
5. Берсенева И.И., Горюха М.Г., Леликов Е.П. Геология окраинных морей Тихого океана. Владивосток: ТОИ ДВНЦ СССР, 1975. 185 с.
6. Берсенева И.И., Леликов Е. П., Безверхний В. Л. и др. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. 140 с.
7. Васильев Б.И., Карп Б.Я., Строев П.А., Шевалдин Ю.В. Строение подводной возвышенности Ямато по геофизическим данным. М.: МГУ, 1975. 98 с.
8. Васильковский Н.П., Безверхний В.Л., Деркачев Л.Н. и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 264 с.
9. Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968. 122 с.
10. Геологическая карта дна Японского моря. 1:2 500 000 / Ред. И.И. Берсенева, Л.И. Красный. СПб.: ТОИ, ВСЕГЕИ, 1984.
11. Геология и полезные ископаемые России. Т. 5. Кн. 2 Дальневосточные моря, их континентальное и островное обрамление / Ред. В.К. Ротман. СПб.: ВСЕГЕИ, 2005. 301 с.
12. Геологическое строение западной части Японского моря и прилегающей суши / Отв. ред. Е. Н. Леликов. Владивосток: Дальнаука, 1993. 207, 210 с.
13. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Энергетическая перколяция – ресурс новых идей в геотектонике // Вестн. Воронеж. Ун-та. Геология. 2001. Вып. 11. С. 7–22.
14. Изосов Л.А., Кулинич Р.Г., Мельниченко Ю.И., Емельянова Т.А. Разломная сеть Южно-Приморского сектора зоны сочленения континент-океан // Проблемы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 103–113.
15. Карта аномального магнитного поля СССР. 1:200 000. Серия Приморская / Ред. Е.И. Демина Авторы объясн. зап.: В.В. Кучук, Г.К. Шило, Л.С. Толмачева, В.В. Ханин. М., 1986.
16. Карнаух В.Н. Карп Б.Я. Тектоника Японской котловины по результатам сейсмических исследований (Японское море) // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 5. С. 10–24.
17. Карнаух В. Н., Карп Б. Я., Цой И. Б. Сейсмостратиграфия осадочного чехла и процессы осадконакопления на возвышенности Первенца и ее окрестностях (Японское море) // Океанология. 2005. Т. 45, № 1. С. 126–139.
18. Карнаух В. Н., Карп Б. Я., Цой И. Б. Сейсмостратигра-

- фия осадочного чехла и условия осадконакопления на шельфе и материковом склоне в районе залива Петра Великого (Японское море) // *Океанология*. 2007. Т. 47, № 2. С. 282–293.
19. Каттерфельд Г.Н. Планетарная трещиноватость и линейменты Земли, Венеры, Марса, Меркурия и Луны. СПб.: Изд-во Междунар. фонда истории науки, 2000. 203 с.
 20. Кац Я.Г., Полетаев А.И., Румянцева Э.Ф. Основы линейментной тектоники М.: Недра, 1986. 144 с.
 21. Кулинич Р.Г., Маслов Л.А., Гильманова Г.З., Комова О.С. Плотностная модель и напряжения в земной коре северной части Японского моря // *Тихоокеан. геология*. 1998. Т. 17, № 2. С. 108–114.
 22. Маслов Л.А. Геодинамика литосферы Тихоокеанского подвижного пояса. Хабаровск-Владивосток: Дальнаука, 1996. 200 с.
 23. Стюарт М.В. Некоторые вопросы тектогенеза. Проблемы планетарной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1963. С. 222–274.
 24. Шевалдин Ю.В., Балабашин В.И., Сафронов О.Б., Зимин П.С. Новые данные о геотермике дна Японского моря // *Геофизика дна Японского моря*. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 76–83.
 25. Anokhin V.A., Maslov L.A. Systems of Faults and Lineaments in the Earth's Crust, Mars, Moon and other Planets. Regularities in Orientation, Fractal Statistics, Metallogeny and Origin. 2006 AGU Fall Meeting. San Francisco, USA, December 10–14.
 26. Hirata N., Karp B.Ya., Yamaguchi T. et al. Oceanic crust in the Japan Basin of the Japan Sea by the 1990 Japan-USSR expedition // *Geophys. Res. Letters*. 1992. V. 19, N 20. P. 2027–2030.
 27. Hyden R.S., Blair R.W., Garvin J., Short N.M. Geomorphology from Space: Ch. 12. Future Outlook. http://disc.gsfc.nasa.gov/geomorphology/GEO_12/index.shtml
 28. Maslov L., A., Komova O., Stresses in the Upper Mantle of Asia-Pacific Transition Zone Using its Density Model // *Geology and Geophysics of the Japan Sea* / Ed. N. Isezaki a.o. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company. Japan. 1996.
 29. Maslov L.A., Anokhin V.A. The Earth's decelerated rotation and regularities in orientation of its surface lineaments and faults. *Earth and Space Sciences*. Elsevier. 2006, February, 54/2. P. 216–218.
 30. Maslov L.A., Anokhin V.A. Solid planetary tides and differential motion of deep layers // *NCGT Newsletters*. 2007. N 43, June, www.ncgt.org. P. 39–45.
 31. Maslov L., Mathematical Modeling of Stress and Deformation Fields in Continental Margins // *Applied Mathematical Modeling*. Elsevier. 2008. Submitted.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

L.A. Maslov, V.M. Anokhin

Principles of directivity of lineaments and faults at the bottom of the Sea of Japan Russian part

The configuration of the lineament-disjunctive network of the Sea of Japan Russian part was studied on the sheets K-52 and K-53 using geophysical and geomorphological data. Structural zoning of this water area bottom was performed. Azimuths of the lineament and fault strike were measured. Roses of lineament and fault directivity for certain areas of the sea bottom and for the whole region were constructed. Principles of directivity of lineaments and faults were shown. A comparison was made between the linear structures directivity of the Sea of Japan Russian part and the general directivity of the main systems of the global disjunctive network. The following conclusions were made. 1. A single lineament-disjunctive network with four principal systems of directions exists in the region: submeridional (0–5°), sublateral (86–90°), NE-diagonal (36–65°), and SE-diagonal (136–140°); 2. Conformity of the directions of these four principal systems with the directions of four main systems of the global disjunctive network (planetary fracturing); 3. The essentially rotational genesis of the identified network; 4. The patterns of distribution and orientation of faults and lineaments are determined by two interacting factors: stress and deformation concentration in the areas of the gradient of bed thickness, and variations of the rate of rotation of the Earth (the first factor determines the place of the fault origin; the second, its orientation).

Key words: fault, lineaments, the Sea of Japan.

ПАЛЕОГЛУБИНЫ ОХОТОМОРСКОГО СЕДИМЕНТАЦИОННОГО БАССЕЙНА В КАЙНОЗОЕ

С.П. Плетнев

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

Поступила в редакцию 21 ноября 2006 г.

Биофациальный анализ фауны бентосных фораминифер в отложениях Охотоморского палеобассейна показал присутствие в ней типичных обитателей абиссали в олигоцен-миоценовое время и отсутствие их в плиоцене и плейстоцене. Проникновение и существование такой фауны в Охотоморском бассейне было обусловлено наличием в нем глубоководных котловин (> 2000 м) и активным обменом вод с Тихим океаном. Сахалинская фаза складчатости на рубеже неогена и квартала вызвала подъем Японо-Курильской кордильеры, обособление глубоководных котловин Японского и Охотского морей от океана, что создало неблагоприятные условия для миграции и существования тихоокеанской абиссальной фауны. Сходство и общие тенденции в развитии неогеновой фауны бентосных фораминифер Японского и Охотского морей указывают, что в то время между этими бассейнами не было таких узких и мелководных порогов, как современные проливы Невельского, Лаперуза и Сангарский. Такая топография дна способствовала интенсивному обмену водных масс с юга на север, что и определило черты сходства в составе бентосных фораминифер Японского и Охотского палеобассейнов.

Ключевые слова: фораминиферы, олигоцен, миоцен, палеоглубины, Охотское море.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших проблем в Охотоморском регионе является выяснение природы цикличности строения кайнозойского осадочного чехла, выраженной в смене трансгрессивных и регрессивных серий осадков. Впервые они были выделены в наземных морских разрезах о-вов Сахалин и Хоккайдо. Амплитуда изменений уровня моря при формировании данных толщ обычно оценивалась от минус 110 м до плюс 10–15 м. Ряд авторов допускали формирование морских отложений в батимальных и даже абиссальных условиях [4, 9, 20]. Проведенное нами изучение экоструктуры сообществ бентосных фораминифер в наиболее детально изученных геологических разрезах Охотоморского региона и сравнение их с материалами глубоководного бурения в Японском море позволяют говорить о существовании глубоководных условий (2000–3000 м) в позднем олигоцене и начале среднего миоцена. По-видимому, это было обусловлено особым тектоническим режимом восточной окраины Азии в эоцене и олигоцене, когда в процессе рассеянного спрединга возникали рифтогенные бассейны с океанической и субокеанической корой, ставшие впоследствии окраинными морями [27]. С позиций плитовой тектоники, по мнению Н.А. Богданова и Н.Л. Добрецова [2], в позднем мезозое на месте современного

Охотского моря располагалась океаническая плита, субдукция которой под материковую окраину Восточной Азии приостановилась только в туроне. Кайнозойский рифтогенез привел к дроблению, изоляции плиты и возникновению на ней многочисленных горстов, прогибов и грабенов.

Детальное геолого-геофизическое изучение подобных морфоструктур и слагающих их осадков выполнено дальневосточными геологами в северной части Охотского моря [7, 8]. Анализ рельефа акустического фундамента Охотоморского района, проведенный А.С. Сваричевским [14], показал, что он намного контрастнее рельефа морского дна. Так, на траверзе Магадана в пределах шельфа в рельефе фундамента выделяется обширная впадина (Северо-Охотский прогиб), днище которой осложнено многочисленными рвами и грядами субширотного простирания. Глубина рвов достигает 8 км, но они почти полностью заполнены осадками и на современном шельфе проявляются лишь в рисунке изобат с заложением в первые десятки метров.

В Хоккайдо-Сахалинской провинции в акустическом фундаменте также отмечены крупные впадины (Лаперуза, Байкал, Пегас, Лунская и др.) с глубиной 3–4 км, которые заполнены осадками. Часть из этих структур новейшими тектоническими движени-

ями была выведена на поверхность, и их осадочные толщи обнажены на Сахалине и Западной Камчатке. Ввиду отсутствия глубоководного бурения в Охотском море, эти наземные морские разрезы и керны шельфовых скважин остаются пока единственными источниками прямых геологических данных по истории исследуемого бассейна. Поэтому внедрение количественных методов в практику регионального палеогеографического анализа позволит более строго экстраполировать полученные данные на депозиты седиментации Охотоморского района и создаст надежную основу для сейсмостратиграфических построений.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

Бурение параметрических скважин при поиске нефти и газа в Охотском море дало богатейший материал по геологическому строению данного бассейна. Однако большая часть исследований касалась вопросов стратиграфии. Гораздо меньше внимания было уделено палеогеографическому аспекту, в частности – оценке изменения глубин дна Охотоморского бассейна в прошлые эпохи.

Объектом нашего исследования были выбраны бентосные фораминиферы, которые зарекомендовали себя хорошим батиметрическим индикатором. В Охотском море они широко представлены в современной фауне и обильны в кайнозойских осадках. Предметом анализа было изменение экологического состава сообществ фораминифер в некоторых опорных разрезах исследуемого района (рис. 1), где они детально изучены С.И. Ступиным в наземных морских разрезах п-ова Шмидта [20], Л.И. Митрофановой и О.Н. Мелентьевой в разрезах Лунской впадины [9] о-ва Сахалин, Л.И. Митрофановой в кернах бурения Колпаковской депрессии Западной Камчатки [17]. Используются также данные по керну Магаданской скважины [19].

Из всех изученных геологических объектов по Западной Камчатке нами выбран разрез по Колпаковскому прогибу на том основании, что выделенные в нем сейсмостратиграфические горизонты сопоставлены с осадочным разрезом Магаданской параметрической скважины [10]. Для сравнительного биостратиграфического и палеогеографического анализов привлечены материалы по глубоководному бурению в Японском море [24]. Керн скважины 795 ODP отобран на севере Японской котловины и отражает длительные условия седиментации в отрицательной морфоструктуре дна, в то время как скв. 798 ODP пробурена на островном склоне Хонсю. В указанных выше работах приведены сведения по литологии, распределению фораминифер и т. д. Мы же в своем

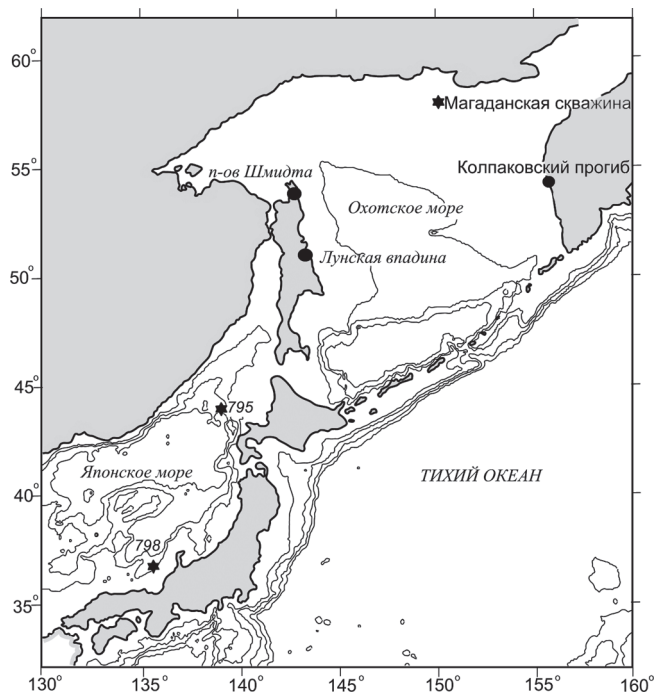


Рис. 1. Положение изученных геологических разрезов.

сообщении ограничились только анализом распределения отдельных родов фораминифер, наиболее информативных с позиций реконструкции палеоглубин. Все региональные стратиграфические подразделения вышеуказанных разрезов привязаны по возрасту к единой стратиграфической шкале, иначе название местных свит и пачек значительно бы усложнило восприятие представленного материала.

Обычно палеобиогеографические построения базируются на закономерностях расселения современных организмов, и с позиций актуализма оценивается амплитуда тех или иных природных изменений. Несмотря на имеющиеся различия между древними и современными видами, по-видимому, основные параметры морской среды (соленость, химический состав и т. д.) существенно не менялись, и механизм адаптации организмов в кайнозое мало отличался. Хорошей иллюстрацией этого тезиса служит сравнительный анализ облика бентосных фораминифер, проведенный Э. Болтовским [22] в кернах глубоководного бурения из батинальной зоны океана, который показал большое сходство морфологии раковин олигоценых и плейстоценовых видов. Более того, из 400 таксонов только 5 % видов глубоководной зоны океана можно использовать как руководящие формы фораминифер с позиций традиционной эволюционной стратиграфии. Все эти предпосылки позволяют обоснованно применять метод актуализма по отношению к кайнозойским биотопам.

Таблица 1. Показательные виды бентосных фораминифер современных экотопов Охотского моря.

Тип Виды	1 тип				2 тип		3 тип
	1А	1Б	1В	1Г	2А	2Б	3
<i>Miliammina fusca</i> (Brady)	+						
<i>Iadammina macrescens</i> (Brady)	+						
<i>Ammotium cassis</i> (Parker)	+						
<i>Criboelphidium asterineum</i> Troitskaja	+	+					
<i>Quinqueloculina vulgaris</i> Orbigny		+					
<i>Q.seminulum</i> (Linneus)		+					
<i>Elphidium excavatum</i> (Terquem)		+					
<i>E.depressulum</i> Cushman		+					
<i>Canalifera fax</i> (Nicol)		+					
<i>Buccella frigida</i> (Cushman)		+					
<i>Elphidiella recens</i> (Stschedrina)		+	+				
<i>Buliminella elegantissima</i> (Orbigny)			+				
<i>Retroelphidium subgranulosum</i> (Asano)			+				
<i>Nonionella japonica</i> (Asano)			+				
<i>Buccella arctica</i> Voloshinova			+				
<i>Criboelphidium subarcticum</i> (Cush.)			+				
<i>Cassandra limbata</i> (Cush. et Hughes)				+			
<i>Dentalina baggi</i> Galloway et Wissler				+			
<i>Lagena</i> sp.				+			
<i>Elphidiella arctica</i> (Parker et Jones)				+			
<i>Islandiella japonica</i> (Asano et Nakam.)				+			
<i>Cibicides lobatulus</i> (Walker et Jacob)				+			
<i>Alabamina weddelensis</i> (Earland)				+	+		
<i>Trifarina kokuzuraensis</i> (Asano)					+		
<i>Epistominella pacifica</i> (Cushman)					+		
<i>Criboelphidium batiale</i> Troitskaja					+		
<i>Trochammina inflata</i> (Montagu)					+		
<i>Uvigerina parvocostata</i> Saidova					+	+	
<i>Globobulimina hanzawai</i> Asano						+	
<i>Gyroidinoides soldani</i> (Orbigny)						+	
<i>Globulimina auriculata</i> Asano							+
<i>Melonis pompilioides</i> (Fichtel et Moll)							+
<i>Valvulineria ochotica</i> Asano							+

Примечание. Сообщества шельфа (1) с 4 подтипами: 1А – эстуарно-лагунный, 1Б – внутренний шельф (0–20 м), 1В – средний шельф (20–50 м), 1Г – внешний шельф (50–200 м); сообщества подводного склона (2) с 2 подтипами: 2А – верхний склон (200–600 м), 2В – нижний склон (600–1300 м); сообщество “абиссали” (3) – глубже 1300 м.

Для реконструкции глубин нами совместно с В.К. Анниным [30] был проведен анализ литературных и собственных данных по расселению современных (живых) бентосных фораминифер в Охотском море. В результате были выделены типы и подтипы сообществ фораминифер с характерными видами, населяющих шельф, склон и глубоководные котловины Охотского моря (табл. 1). По сравнению с предложенными ранее моделями распространения современных фораминифер в исследуемом водоеме [12, 18], мы постарались придать своим результатам практическую направленность, в частности, для оценки палеоглубин. Подобная работа была выполнена ранее для Японского моря [28], и разработанные актуалистические критерии легли в основу построения палеобатиметрических кривых по ископаемым комплексам фораминифер в кернах скв. 794–798 ODP.

Современная фауна фораминифер Охотского моря по сравнению с тихоокеанской (на тех же широтах) имеет субарктический облик, отдельные ее виды более толерантны к среде обитания в глубоководных котловинах, и в ней практически не встречено типичных обитателей абиссали, таких как роды *Plectina*, *Cyclammina*, *Bathysiphon* и др. Ныне представители этих родов с агглютинированной (бескарбонатной) раковиной живут преимущественно в глубоководных зонах (более 3000 м) северо-западной части Тихого океана. Такое своеобразие охотоморской фауны обусловлено особыми океанографическими условиями исследуемого бассейна: его глубокой врезанностью в материк и близким географическим положением к полюсу холода материка Евразии; широким шельфом (более 30 % площади моря) и формированием двух термических максимумов на глубинах 0–40 и

750–1000 м [3]. Характерной особенностью гидрологии моря является развитие так называемых дихотермальных холодных вод на глубинах 50–150 м с температурами ниже 0°C, которые встречаются на большей части водоема в течение всего года.

При батиметрических построениях автор придерживался принципа Флегера [29], постулирующего, что в первую очередь при оценке глубин необходимо учитывать появление наиболее глубоководных видов в комплексе бентосных фораминифер. Представление же о том, что смешанный комплекс якобы отражает некие средние глубины, часто может привести к ошибкам при палеоэкологических построениях.

Для биофациального анализа наиболее информативными оказались осадочные толщи палеогена и миоцена, в отдельных слоях которых раковины фораминифер нацело представлены агглютинированными формами. На Сахалине в олигоцене они присутствуют частично в тумской, пиленгской свитах [5] и в миоцене – в пильской, курасийской, нижней части окобыкайской свит. В камчатских разрезах палеогена их содержат частично аманинская, гакхинская свиты, миоцена – нижняя часть какертской свиты [14]. Впервые на наличие такой агглютинированной фауны обратил внимание японский исследователь Е. Таи [31] при изучении морского неогена западного побережья о-ва Хонсю и дал ему название “*Foraminiferal Sharp Line*”. В дальнейшем для удобства данную границу и свойственную ей фауну мы будем называть с приставкой ФСЛ. Как было им установлено, данная граница расположена между региоярусами среднего миоцена Нисикуросава и Оннагава п-ова Ога. Примечательно то, что в фауне ФСЛ доминируют цикламмины, плектины, батисифоны и др., ныне живущие только в глубоководной зоне океана. Новым импульсом в исследовании ФСЛ стали материалы глубоководного бурения в Японском море, где данная граница была отмечена и датирована приблизительно 14.3 млн лет, и только в скважине 795 она моложе – 11 млн лет (рис. 2). На этом основании участники 127/128 рейсов ODP выделили ФСЛ-1, ФСЛ-2, и появление такой фауны связывают с особенностями дрефта Японской островной дуги от Азиатского континента.

В геологических разрезах Охотоморского бассейна также можно выделить реперные слои с фауной, близкой по составу к ФСЛ, и это имеет большое значение для разработки региональной событийной стратиграфии. Важно выяснить природу образования и пространственно-временное положение границ ФСЛ в дальневосточных морях.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате сравнительного анализа ископаемых и современных комплексов фораминифер были построены палеобатиметрические кривые (рис. 3) для отдельных районов Охотоморского седиментационного бассейна и сопоставлены с подобными кривыми по Японскому морю [24]. Безусловно, приведенные нами оценки глубин требуют дальнейшей коррекции в связи с уточнением возраста ряда свит местных стратиграфических шкал и большей полнотой знания экологии живых фораминифер.

Анализ палеобатиметрической кривой по Центральной котловине Японского моря (кern скважины 795 ODP) показывает, что углубление ее дна происходило с конца раннего миоцена по настоящее время. Небезынтересно отметить, что в керне скважин 794 и 795, 797 ODP, которые прошли всю рыхлую осадочную толщу и вошли в уплотненные породы, в базальном слое осадков обнаружен комплекс фораминифер с участием цикламмин и плектин. Это свидетельствует, что уже на начальном этапе седиментации в Центральной котловине существовали достаточно глубоководные условия.

На охотоморских кривых видно, что во второй половине эоцена на месте Колпаковского прогиба Камчатки, Лунской впадины Сахалина и Северо-Охотского прогиба (рис. 1) существовали морские бассейны с разной глубиной (рис. 3). Если в Северо-Охотском бассейне в позднем эоцене отмечена тенденция к его обмелению, прекращению седиментации в олигоцене, то в это же время устойчиво развиваются Колпаковский и Лунский палеобассейны. По-видимому, тектоническая нестабильность в Охотоморском палеобассейне на данном этапе приводила к подъему и опусканию его разных участков дна, что и нашло свое отражение в процессах осадконакопления. По-видимому, как самостоятельный Охотоморский седиментационный бассейн сформировался уже в среднем эоцене, на что указывают наши палеобатиметрические построения и находки планктонных фораминифер, малакофауны в охотоморских геологических разрезах [6, 10].

Наиболее глубоководные условия в бассейнах Северного Сахалина и Северо-Охотского прогиба фиксируются на рубеже раннего и среднего миоцена. Более сложная динамика изменения глубины дна представлена на палеобатиметрической кривой по Лунской впадине о-ва Сахалин. Она фиксирует два трансгрессивных пика (поздний олигоцен и начало среднего миоцена), разделенных резким падением уровня моря в конце раннего миоцена (дагинская свита). На существование прибрежно-морских условий в

Скважина № 795 ODP

Система	Отдел	Подотдел	Магнито-стратиграфия	Литолого-стратиграфическая толща	Масштаб (м)	Литоологическая колонка	Литоологическое описание пород	Палеонтологическая характеристика		
								Фораминиферы	Спores и пыльца	Диатомеи
Неогеновая	Квартер	Плейстоцен	Брис-Нес	I	100		Переслаивание темных и светлых алеврито-пелитовых илов (ламинатные слои) мощностью от 0.1 до 1–5 м.	<i>Globocassidulina subglobosa</i> , <i>Islandiella norcrossi</i> , <i>Epistominella pacifica</i>		Базальтовые силлы и потоки Диатомиты Глина Диатомовые глины Пески
					200		Диатомиты и диатомовые глины оливкового цвета с прослоями карбонатов желто-коричневого цвета.	<i>Miliammina echigoensis</i>	<i>N. koizumi</i> <i>N. kantschatica</i> <i>Thalassiosira oestrupii</i>	
	Миоцен	Верхний	?	Гильберт	III	300		Диатомовые илы и глины и их диагенетические аналоги (кремни и опоки), C _{орг.} до 6–8 %.		Опал-СТ Опал-А
					IV	400	Ритмичное переслаивание темных кремней со светлыми опоками, аргиллитами. Темные слои более кремнистые и менее биотурбированные. Внизу глауконит и карбонатные конкреции.	Перерыв 2	ПЗ N P- 4. доминируют: Taxodiaceae, <i>Fagus</i> ; субдоминируют <i>Alnus</i> , <i>Artemisia</i>	
	Средний	?			V	500		Аргиллиты оливково-серые с карбонатными конкрециями (> 1 см). Отмечены прослои туфа.	<i>Cyclammina japonica</i>	ПЗ N P- 3. доминируют: <i>Fagus</i> , Taxodiaceae, <i>Larix</i> ; субдоминируют <i>Quercus</i> (вечнозелен.), <i>Q.</i> (летнезеленый), <i>Carya</i>
					600			<i>Martiniotiella communis</i> <i>Cribrostomoides cf. crassimorgo</i> <i>Oridorsalis umbonatus</i> <i>Cibides wuellerstorffii</i> <i>Martiniotiella communis</i>		
				VI	700		Базальтовые силлы и покровы.		ПЗ N P- 2. доминируют: <i>Fagus</i> ; субдоминируют: <i>Carya</i> , Pterocarya, <i>Quercus</i> (вечнозеленый.), <i>Q.</i> (летнезеленый), Taxodiaceae	

Палеоглубины Охотоморского седиментационного бассейна в кайнозое

Рис. 2. Литоолого-палеонтологическая характеристика керна скважины 795 ODP.

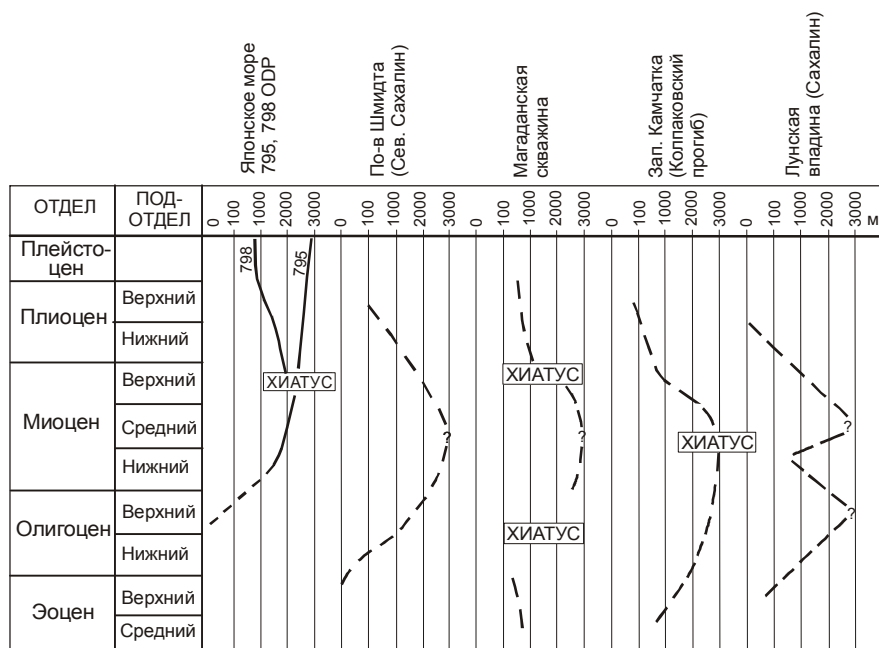


Рис. 3. Палеобатиметрические кривые отдельных седиментационных бассейнов Охотоморского региона и Японского моря.

это же время указывают многочисленные прослой углей, находки мелководной и тепловодной фауны бентосных фораминифер в отложениях верхнеудуйской свиты и ее возрастных аналогов на Южном Сахалине. Время регрессии на Южном Сахалине и в Лунской впадине совпадает с этапом кульминации общепризнанного глобального климатического оптимума и подъема уровня Мирового океана. Поэтому формирование мелководной серии (верхнеудуйской, дагинской свит) осадков с наличием термофильных элементов фауны и флоры никак не может быть связано с эвстатическим понижением уровня моря в это время. Обмеление Лунского бассейна, по-видимому, могло быть следствием дифференцированных тектонических движений на Сахалине (алеутской фазы), которые привели к преимущественному опусканию его северной, северо-восточной частей и подъему Южного Сахалина. Занимая промежуточное положение между этими районами, Лунская впадина (рис. 1) оказалась в зоне тектонического перегиба и близко к источнику сноса терригенного материала (Южный Сахалин), что и привело ее к быстрому заполнению осадками.

Все палеобатиметрические кривые, за исключением 795 ODP (Центральная Японская котловина), отражают обмеление локальных бассейнов седиментации, начиная с позднего миоцена. Это по времени совпадает с началом сахалинской фазы складчатости и подъемом Японо-Курильской кордильеры, о-ва Сахалин. В центральной части Охотского моря дно котловин, по-видимому, продолжало погружаться, как и в Японском море (скв. 795 ODP), а по его периферии (где расположены проанализированные разрезы) от-

дельные бассейны воздымались, заполнялись осадками и частично осушались. Геофизические данные по наиболее глубоководным котловинам (Тинро, Дерюгина и Южно-Охотская) показывают, что в кайнозое они были зонами устойчивого прогиба и мощность олигоцен-четверичных отложений в них составляет 9–12 км [2, 8].

Одной из главных причин формирования осадочных циклотем и периодичности в смене фораминиферовых комплексов в Северо-Сахалинском, Лунском, Северо-Охотском и Колпаковском бассейнах, по нашему мнению, могли быть относительные колебания уровня моря. В палеоген-среднемиоценовое время они по своей амплитуде значительно превышали эвстатические флуктуации уровня моря и имели тектоническую причину. В позднем миоцене–квартере эти бассейны мелеют, прогрессирует глобальное похолодание, и ритмичность седиментации в них начинают контролировать, по-видимому, климатические изменения и связанные с ними гляциоэвстатические колебания уровня моря.

Ранее на существование морских условий в Охотоморском бассейне во второй половине эоцена указывали М.Я. Серова по находкам планктонных и бентосных фораминифер в ковачинской серии осадков Западной Камчатки и в тонких темноцветных отложениях такарадайской свиты Южного Сахалина [16], а также японские исследователи – в формации Поронаи о-ва Хоккайдо [24]. Находки фораминифер в районе Пенжинской губы (чемурнаутская серия осадков) указывают на существование локальных морских заливов с глубинами до 300 м уже в палео-

цене, которые были связаны с бассейнами Восточной Камчатки [6, 10]. Более многочисленны свидетельства морской седиментации в олигоцене и неогене. Но для правильной интерпретации поступающих геолого-геофизических данных по Охотскому бассейну все большую актуальность приобретает вопрос количественной оценки его глубин в кайнозое.

По комплексам фауны ФСЛ с участием агглютинированных родов *Plectina*, *Bathysiphon*, *Cyclammina* нами реконструируются максимальные глубины в интервале 2000–3000 м. В пользу верхней границы обитания фауны ФСЛ указывают данные по расселению фораминифер в глубоководных впадинах Южно-Калифорнийского бордерленда (1800–2000 м), где на минимальной глубине встречены живые батисифоны и плектины [21]. На нижний предел распространения фауны ФСЛ косвенно могут указывать данные по гипсометрии современного Мирового океана. Глубина дна на площадях с континентальной и переходной корой не превышает 2500–2800 м, в то время как над океанической корой она более 3000 м (за исключением зоны срединно-океанических хребтов).

Анализ геолого-геофизических данных по обрамлению Японского моря показал, что миоценовые морские бассейны развивались в островодужной обстановке и, поэтому, глубины в них не должны превышать 3000 м [24]. По-видимому, в кайнозое подобные бассейны с такими же глубинами развивались и по периферии Охотоморского региона (Колпаковский прогиб, Лунская впадина и др.), на что указывают находки общей фауны ФСЛ в Японском и Охотском бассейнах.

Анализ миоценовых плектин в дражных пробах из Курильской котловины, проведенный автором, показал прочность их скелета и большой размер, что свидетельствует об обитании представителей данного рода на большой глубине и в зоне высоких давлений. Родовые морфологические признаки ископаемых плектин, батисифонов и цикламмин отчетливо выражены в строении раковин, что указывает на оптимальные условия среды для их обитания (т.е., на больших глубинах).

В сообществах фораминифер изученных разрезов, по мере приближения к слоям с фауной ФСЛ, происходят следующие изменения: сокращается роль мелководных родов с карбонатной раковиной и возрастают глубоководные *Melonis*, *Gyroldinoides*, *Planocassidulina*; отмечено обилие в осадке раковин *Epistominella*, *Nonionella*, *Uvigerina* и *Cassidulina* – индикаторов высокого органического потока [32]; постоянно присутствует вид *Martino-*

tiella communis (Orbigny) – индикатор дефицита кислорода, который ныне живет в зоне распространения промежуточной водной массы вдоль тихоокеанского побережья Японских островов [26].

Таким образом, возможность существования фауны ФСЛ могла быть обусловлена батинальными условиями седиментации, увеличением биопродуктивности поверхностных вод и возникновением анаэробных условий на дне бассейнов.

Облик фауны ФСЛ наиболее полно выражен в среднемиоценовых комплексах фораминифер (в аргиллитах и опоках) Охотоморского региона. Так, в Магаданской скважине в интервале 1780–1300 м, в кровле пильских слоев п-ова Шмидта и окобыкайских слоях Лунской депрессии видно, как происходит резкая смена ископаемых сообществ от карбонатных родов с участием *Uvigerina*, *Trifarina*, *Cibicides*, *Nonionella*, *Bolivina*, *Bulimina*, *Cassidulina*, *Retroelphidium* и др. на агглютинированные формы *Bathysiphon*, *Cyclammina*, *Haplophragmoides*, *Plectina*, *Trochammina*, *Martiniotiella*, *Asanospira* и др. В этих комплексах важны находки вида *Cyclammina cancellata* Volosh., который берет свое эволюционное начало в Японском море в начале среднего миоцена [24]. Таким образом, возраст миоценовой границы ФСЛ в осадках обеих акваторий совпадает и соответствует рубежу 15–14 млн лет.

Анализ микрофауны в нижележащих слоях изученных разрезов (табл. 2) позволил установить сообщества фораминифер, близкие к фауне ФСЛ, датируемые поздним олигоценом. Так, в Магаданской скважине в интервале 2350–2170 м в кремнистых аргиллитах и опоках (слои с *Criboelphidium* cf. *crassum* и выше слои с *Islandiella* cf. *curvicamerata*–*Porosotalia* sp.) отмечено возрастание роли агглютинированных абиссальных видов *Cyclammina japonica* Asano, *Asanospira carinata* (Cushman et Renz), *Plectina nipponica* Asano и др.; в верхней части тумской свиты п-ова Шмидта выделены слои с *Rhabdammina aspera*–*Haplophragmoides subimpresus*; в верхней части мутновско-пиленгских слоев Лунской депрессии отмечены слои с *Asanospira carinata*–*Cyclammina pacifica*.

Фауны, близкие по своему экологическому составу к ФСЛ, найдены и в более древних отложениях исследуемого района: сантон-кампанские слои Северо-Бауринской скважины на севере Сахалина [13] и переходные слои от маастрихта к палеоцену на о-ве Юрий Малых Курил [15]. Возможно, эти более ранние находки отражают еще не особенности развития Охотоморского бассейна, а указывают на существование бывшего океана.

Таблица 2. Распределение стенобатных родов бентосных фораминифер в геологических разрезах Охотоморского региона и Японского моря.

Отдел	Подотдел	Японское море, скв. 795 ODP	П-ов Шмидта, остров Сахалин	Магаданская скважина	Западная Камчатка	Лунская впадина
Плейстоцен		+++				
Плиоцен	Верхний	+ x		+		
	Нижний		+	+	++	
Миоцен	Верхний	+ x x x x x	++ x x	+	++	++
	Средний	+++ x x x x x	x x x	+ x	+++ x x x	x x x
	Нижний	+++	x x x x x	x	+++	++++
Олигоцен	Верхний		+ x x x			++ x x
	Нижний		+++ x		x x	+++ x
Эоцен	Верхний		+	++ x	++ x x x x x	+++ x
	Средний				+ x x x x x	
Название рода		1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10	1 2 3 4 5 6 7 8 9 10

Примечание. Из (+) карбонатных – 1) *Buccella* + *Criboelphidium*, 2) *Porosorotalia*, 3) *Islandiella* + *Uvigerina*, 4) *Melonis*, 5) *Globulimina*; из (x) агглютинированных – 6) *Cyclamina*, 7) *Bathysiphon*, 8) *Martinotiella*, 9) *Ammodiscus*, 10) *Rhabdammina*.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Какие же природные процессы могли привести к появлению и исчезновению фауны ФСЛ в Охотоморском бассейне? Это могли быть: трансгрессии и регрессии, изменение геохимии придонных вод, повышение уровня карбонатной компенсации и, наконец, более интенсивный водообмен с океаном. Рассмотрим каждый из них.

Среди факторов, вызывающих трансгрессии и регрессии, следует различать колебания уровня моря, вызванные тектоническими процессами, и не связанными с ними – эвстатические флуктуации. Одной из самых очевидных причин глобальных колебаний уровня моря был циклический рост и разрушение полярных шапок льда, что убедительно доказано на материалах по позднему кайнозою и особенно его заключительному этапу – плейстоцену. Эти гляциоэвстатические изменения уровня моря были более часты по сравнению с трансгрессиями и регрессиями мел–палеогена. Проведенный нами анализ плейстоценовых сообществ бентосных фораминифер в глубоководных котловинах Японского [24] и Охотского [1] морей показал, что ни драматические изменения климата, ни гляциоэвстатические колебания в это время не привели к появлению фауны ФСЛ в указанных бассейнах. Касаясь вопроса влияния регрессий и трансгрессий, необходимо отметить, что в позднем олигоцене произошло широко известное глобальное снижение уровня моря. И в это же время на периферии Охотоморского бассейна (Западная Камчатка, Сахалин) на палеобатиметрических кривых отмечены наиболее глубоководные условия (рис. 3).

Более сложно оценить влияние геохимических условий придонных вод на распределение бентосных фораминифер, хотя имеются данные, что главенствующими факторами в их распределении может быть содержание растворенного кислорода и pH [28]. Современные геохимические условия придонных вод Охотского и Японского бассейнов различны. Так, придонные воды Японского моря очень обогащены кислородом и его содержание втрое выше чем в водах Охотского моря и прилегающих районов Тихого океана. Слой кислородного минимума в Японском море начинается с глубин 1500 м, а в Охотском – на глубине 750–1500 м [3]. В Японском море уровень карбонатной компенсации аномально высок по сравнению с таковыми Тихого океана и Охотского моря, соответствует глубинам 1800–2000 м [23].

Аргиллиты с фауной ФСЛ в Охотском и Японском бассейнах обычно обогащены органическим веществом, и это, по-видимому, было связано с дефицитом кислорода на дне. Такие анаэробные обстановки возникают либо в замкнутом морском водоеме (например, Черное море), либо в зоне кислородного минимума открытого океана (например, биопродуктивные районы Перуанского апвеллинга и Калифорнийского залива). Возможность возникновения анаэробных условий в Японском море отмечена в последний климатический минимум (поздний вюрм), когда в результате гляциоэвстатического понижения уровня в его водном балансе резко увеличилась роль пресных вод. Анализ изотопного состава кислорода в раковинах планктонных фораминифер показал распреснение верхнего слоя воды на 6‰, что ограничило конвективное перемешивание и вызвало стагна-

цию водных масс [11]. Предполагается, что в это же время произошел подъем уровня карбонатной компенсации [24]. Однако и эти природные катаклизмы не привели к появлению фауны ФСЛ в Японском море.

Сохранность карбонатных раковин зависит также от диагенетических преобразований в толще осадков. Находки известковых конкреций в осадках наземных морских разрезов о-ва Сахалин и на дне Охотского моря свидетельствуют, что поровые воды с низким рН могли растворять карбонатные скелеты. Вместе с тем, раковины не несут следов явного растворения, и, по-видимому, эти процессы были второстепенными при формировании комплексов фауны ФСЛ.

Курильская островная гряда представляет собой сейчас огромный порог, отгораживающий впадину Охотского моря от океана. Глубинные охотоморские и тихоокеанские воды имеют прямой контакт только в наиболее глубоких Курильских проливах Буссоль (2318 м) и Крузенштерна (1920 м). Однако они значительно уступают глубинам котловин (более 3000 м), расположенных по обе стороны от Курильской гряды. Поэтому охотоморские глубинные водные массы холоднее тихоокеанских почти на 1° С и имеют меньшую соленость – на 0.02 ‰ [2]. Эти и другие океанографические особенности, по-видимому, обусловили неблагоприятные условия для интродукции и жизни глубоководной тихоокеанской фауны в современном Охотском море. Все это справедливо и по отношению к Японскому морю, соединенному с Тихим океаном еще более мелководными проливами.

Таким образом, анализ ископаемых бентосных сообществ фораминифер в осадках Охотоморского седиментационного бассейна показал, что в позднем мелу–кайнозое возникали условия, благоприятные для проникновения и обитания абиссальной фауны (ФСЛ) со стороны Тихого океана. Необходимыми условиями ее существования, прежде всего, были: наличие контрастного рельефа (сочетание изолированных котловин с глубинами более 2000 м и архипелаговой системы островов) и более активный обмен глубинными водами с Тихим океаном, чем в настоящее время. Увеличение притока донных тихоокеанских вод с низким содержанием кислорода и повышенной плотностью приводило к возникновению анаэробной среды на дне котловин, вспышке развития агглютированной фауны и угнетению или полному растворению раковин карбонатных фораминифер. Сходные современные океанографические условия существуют в зоне Калифорнийского бордерленда. В плиоцене–плейстоцене неотектонические процессы привели к воздыманию кордильеры Курильских и Японских островов, обособив котловины Японского и Охотского

морей от океана, и условия среды в них стали неблагоприятными для обитания фауны ФСЛ.

Автор выражает благодарность д.г.-м.н., проф. Ю.Б. Гладенкову за те критические замечания, которые помогли при подготовке рукописи для печати.

Работа выполнена по гранту РФФИ-ДВО (06-05-96036).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бараш М.С., Бубенщикова Н.В., Казарина Г.Х., Хусид Т.А. О палеоокеанологии Охотского моря в течение последних 200 тыс. лет (по микропалеонтологическим данным) // Океанология. 2001. Т. 41, № 5. С. 755–767.
2. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 101–114.
3. Богданов К.Т., Мороз В.В. Структура, динамика и гидролого-акустические характеристики вод проливов Курильской гряды. Владивосток: Дальнаука, 2000. 150 с.
4. Волошинова Н.А., Кузнецова В.Н., Леоненко Л.С. Фораминиферы неогеновых отложений Сахалина. Л.: Недра, 1970. 302 с.
5. Гладенков Ю.Б., Баженова О.К., Гречин В.И. и др. Кайнозой Сахалина и его нефтегазоность. М.: ГЕОС, 2002. 222 с.
6. Гладенков Ю.Б. Биосферная стратиграфия. Проблемы стратиграфии начала XXI века. М.: ГЕОС, 2004. 118 с.
7. Геология и нефтегазоность Охотско-Шантарского осадочного бассейна / В.Г. Варнавский, А.Э. Жаров, Г.Л. Кириллова и др. Владивосток: ДВО РАН, 2002. 148 с.
8. Кровушкина О.А., Жаров А.Э. Тектоническая эволюция и строение осадочных бассейнов северной части Охотского моря // Геология нефти и газа. 2003. № 1. С. 21–27.
9. Митрофанова Л.И., Мелентьева О.Н. О возрасте кайнозойских отложений Лунской впадины острова Сахалин // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток: ДВО РАН, 1991. С. 39–49.
10. Нижний палеоген Западной Камчатки / Ю.Б. Гладенков, А.Е. Шанцер, А.И. Челебаева и др. М.: ГЕОС, 1997. 366 с.
11. Плетнев С.П., Киселев В.И. Особенности условий седиментации в Японском море в последнюю ледниковую эпоху // Тез. докл. V Всесоюз. шк. морской геологии. М.: ИОАН СССР, 1982. Т. 1. С. 73–74.
12. Саидова Х.М. Бентосные фораминиферы Тихого океана. М.: ИО АН СССР, 1975. 875 с.
13. Сальников Б.А., Иваньшина Л.П., Сальников Н.Б., Туренко Т.В. Новый разрез верхнего мела на Северном Сахалине // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 48–56.
14. Сваричевский А.С. Рельеф кровли акустического фундамента в Охотском море // Вопросы морфотектоники Западно-Тихоокеанской переходной зоны. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 77–87.
15. Серова М.Я., Братцева Г.М., Синельникова В.Н., Меланхолина Е.Н. Маастрихт-палеоэоцен Малой Курильской гряды // Сов. геология. 1981. № 4. С. 59–63.
16. Серова М.Я. Фораминиферы и биостратиграфия верхнего палеогена Северной Пацифики. М.: Наука, 2001. 215 с.
17. Тузов В.П., Митрофанова Л.И., Данченко Р.В., Высочина О.В. Стратиграфия палеогеновых отложений Колпаковс-

- кого прогиба Западной Камчатки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5, № 3. С. 66–82.
18. Фурсенко А.В., Троицкая Т.С., Левчук Л.К. и др. Фораминиферы дальневосточных морей СССР. Новосибирск: Наука, 1979. 398 с.
 19. Шаинян С.Х., Большаков А.К., Большаков Р.А. и др. Стратиграфия кайнозойских образований Северо-Охотского прогиба по био-сейсмостратиграфическим данным // Изв. АН СССР. Серия геол. 1989. № 4. С. 23–34.
 20. Экосистемы кайнозоя Охотоморского региона. Опорный разрез палеогена и неогена Северного Сахалина (п-ов Шмидта) / Отв. ред. Ю.Б. Гладенков. М.: ГЕОС, 1999. 132 с.
 21. Bandy O.L. Large living Foraminifera of the continental borderland of Southern California // Contribs. Cushman Found. Foraminiferal Res. 1963. V 14. Pt. 4. P. 45–61.
 22. Boltovskoy E. Paleocene and pleistocene benthic foraminifera faunas of DSDP site 465; comparison // Revue de Micropaleontology. 1980. V. 27, N. 2. P. 83–87.
 23. Ichicura H., Ujiie H. Lithology and planktonic foraminifera of the Sea of Japan // Bul. Nat. Sci. Museum (Tokyo), Ser. Geology. 1976. N 2. P. 151–181.
 24. Ingle C., Suyehiro K., Brayman M.T. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports 1990. V. 128, P. 1. 776 p.
 25. Kaiho K. Paleogen foraminifera of Hokkaido, Japan. P.1. Lithostratigraphy and biostratigraphy including description of new species // Sci. Rep. Res. Inst. Tohoku Univ. Ser. 2, Geol. 1984. V. 54, N 2. P. 95–139.
 26. Kaiho K., and Hasegawa S. Bathymetric distribution of benthic foraminifera in the bottom sediments off Onohama, Fukushima Prefecture, northeast Japan // Studies on Cenozoic Benthic Foraminifera in Japan: Acita (Acita University), 1986. P. 43–52.
 27. Kimura, G., Tamaki, K. Collision, rotation, and back-arc spreading in the region of the Okhotsk and Japan Seas // Tectonics. 1986. N 5 (3). P. 386–401.
 28. Matoba Y. Paleoenvironment of the Sea of Japan // Benthos. 1983. 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera. P. 409–414.
 29. Phleger F.B. Depth patterns of benthonic foraminifera in the eastern Pacific // Progress in Oceanography. 1965. V. 3. P. 65–74.
 30. Pletnev S., Annin V.K. Distribution of foraminifera in the Sea of Okhotsk. Proceedings of the Third Workshop on the Okhotsk Sea and Adjacent Areas // PICES Scientific Reports. 2004. N 26. P. 183–185.
 31. Tai Y. Historical changes of the Neogene foraminiferal assemblages in the Setouchi and San in provinces and Foraminiferal sharp line // Fossils. 1965. N 5. P. 56–72.
 32. Zwaan G.J., Duijnste I.A.P., Dulk M et al. Benthic foraminifera: proxies or problems? // Earth Science Reviews. 1999. V. 46. P. 213–236.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

S.P. Pletnev

Paleodepths of the Sea of Okhotsk sedimentary basin in the Cenozoic

The biofacial analysis of fauna of benthic foraminifera in the deposits of the Sea of Okhotsk paleobasin has shown the presence in it of typical abyssal dwellers in Oligocene-Miocene time and their absence in the Pliocene and Pleistocene. The penetration and existence of such fauna in the Sea of Okhotsk basin was conditioned by the presence of deep-sea basins (> 2000m) there and active water exchange with the Pacific Ocean. The Sakhalin phase of folding at the Neogene-Quaternary boundary initiated upheaval of the Japanese-Kuril cordillera and separation of deep-sea basins of the seas of Japan and Okhotsk from the ocean. This fact caused unfavorable conditions for migration and existence of Pacific abyssal fauna. The similarity and common tendencies in the development of Neogene fauna of the seas of Japan and Okhotsk benthic foraminifera indicate the absence of such narrow and shallow-marine thresholds as the present-day Nevelskoy, La Pérouse and Sangarsky straits. Such bottom topography favored intensive water exchange from south to north, which actually determined the features of similarity in the composition of benthic foraminifera of the seas of Japan and Okhotsk paleobasins.

Key words: foraminifera, Oligocene, Miocene, paleodepths, Sea of Okhotsk.

**О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ИНВЕРСИИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ДВИЖЕНИЙ
ЛИТОСФЕРЫ ТЫЛОВОДУЖНЫХ БАССЕЙНОВ
ЗАПАДНО-ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА**

В.Л. Безверхний, Е.Б. Осипова

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

Поступила в редакцию 15 августа 2006 г.

Представлены результаты исследования трехслойной модели тектоносферы Западно-Тихоокеанской зоны перехода на основе моделирования движения кусочно-неоднородной среды под действием локального разуплотнения астеносферы, характеризующейся вязкостью, понижающейся в связи с накоплением флюидов. Использовано уравнение движения вязкой жидкости в приближении Стокса. Показано, что аномальная астеносфера тыловодужных бассейнов может двигаться по схеме конвективной ячейки с восходящим потоком в зоне максимального разуплотнения и растяжением литосферы над ней. На начальных стадиях этот процесс вызывает формирование центрального корового поднятия, трансформирующегося в систему прогибов по мере того, как вязкость астеносферы уменьшается до значений порядка $4.0 \cdot 10^{19}$ Па·с и ниже. Результаты моделирования удовлетворительно согласуются с реконструкциями мел-кайнозойской структурно-вещественной эволюции Охотоморского региона.

Ключевые слова: астеносфера, литосфера, зона перехода, тыловодужный прогиб, конвекция, Западно-Тихоокеанская переходная зона.

ВВЕДЕНИЕ

Аномальная активность тектогенеза Западно-Тихоокеанской зоны перехода связана с взаимодействием океанского и континентального литосферных блоков. При этом механизм тектонических движений, формирующих структуру зоны перехода, во многом не ясен. Например, в центральной части Западно-Тихоокеанской зоны перехода (ЗТЗП) имеются возвышенности, в прошлом развивавшиеся в аэральных условиях. Многие из них в кайнозой стали погружаться, на основе чего делается вывод об инверсии тектонического режима в связи с началом процессов базификации “континентальной” земной коры, реликтами которой считаются указанные возвышенности. Таким образом, инверсия направления литосферных вертикальных движений тыловодужных структур ЗТЗП соответствует смене режима сиализации земной коры режимом базификации, что, в конечном счете, продуцирует образование соответствующих окраинных морей [8]. Но при изменении тектонического режима должен меняться и формационный тип вулcano-плутонических образований: например, характерные для орогенного режима палингенные граниты формируются в обстановке сжатия в коре, а тыловодужные надсубдукционные гранитоиды – в обстановке растяжения в мантии. Результаты исследований А.Н. Маляренко [20], свидетель-

ствующие о том, что в Охотоморском и Япономорском регионах до- и постинверсионные магматиты представлены габбро-гранитоидной вулcano-плутонической формацией, ставят под сомнение выводы об изменении тектонического режима регионов в ходе указанной инверсии. По-видимому, разработка данной проблемы возможна только на основе модельного исследования механизма движения мантии и коры ЗТЗП.

Моделирование поля напряжений и движения кусочно-неоднородной тектоносферы зоны перехода под действием плотностных неоднородностей выполнил Л.А. Маслов [21]. Параметры модели определялись по данным, полученными сейсмотомографическими и другими геофизическими методами, и полагались постоянными. Показано, что тектоносфера, в которой имеются плотностные неоднородности в зоне сочленения континентального и океанского блоков, может двигаться с образованием нескольких конвективных ячеек. При этом краевая часть океанского литосферного блока в целом характеризуется обстановкой горизонтального сжатия и куполообразования, а смежная часть периконтинентального (тыловодужного) блока – обстановкой горизонтального растяжения и прогиба. Природа инверсии тектонического режима зон перехода в указанной постановке, естественно, не может быть исследована. Моде-

лирование эволюции тектонических режимов требует рассмотрения механизма генерации тектоносферных реологических неоднородностей и введения в модель переменных параметров плотности и вязкости в соответствующей зависимости от температуры.

Для объяснения обстановки растяжения в тыловодужных бассейнах Западно-Тихоокеанской зоны перехода (ЗТЗП) обычно привлекается гипотеза мантийного диапира, возникающего, по мнению Д. Карига [16], при субдукции литосферной плиты под островную дугу. Предполагается, что "...верхняя часть погружающейся пластины (слэб) разогревается вследствие каких-то скалывающих напряжений; ее температура настолько повышается, что мантия преодолевает сопротивление вязкости и начинает в силу плавучести подниматься, ...приток масс в верхнюю мантию может привести к быстрому проявлению на земной поверхности растяжения..." [16, с. 286]. Однако расчеты, выполненные Д. Теркотом и Дж. Шубергом [27], показали, что эффект диссипативного (фрикционного) нагрева взаимодействующих литосферных блоков незначителен и не в состоянии обеспечить тепловой энергией указанные процессы, а также магматические и метаморфические явления, имеющие место в зоне перехода. Поэтому, признавая конструктивность идеи Д. Карига о связи мантийных и коровых движений, мы проводим моделирование на основе допущения, что аномально активный тектогенез ЗТЗП обусловлен наличием зоны выраженной плотностной неоднородности, формирующейся вследствие концентрации эндогенной энергии и вещества в области сочленения океанского и континентального литосферных блоков [2, 3]. Согласно принятой концепции, аномально развитая астеносфера ЗТЗП рассматривается как реакционный слой, вариации плотности и вязкости которого обеспечиваются притоком и концентрацией в нем водосодержащих ювенильных флюидов [29].

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

При моделировании использовались данные, в основном, по Охотоморскому звену ЗТЗП, характеризующемуся присутствием аномально мощной (до 200 км) астеносферной линзы [23] с максимальным разуплотнением в аномальной зоне порядка 0.2 г/см^3 [5, 6, 26]. Так, в работах [5, 6] даны количественные оценки региональных изменений свойств мантии вдоль островных дуг и уточненная конфигурация низкоскоростной зоны на глубине 150–250 км. Учитывая исключительную зависимость изменения скорости от плотностных неоднородностей, по известным корреляционным зависи-

ностям рассчитаны "латеральные изменения плотности $\Delta\rho$, которые для рассматриваемого региона достигали 0.2 г/см^3 ". Относительно вмещающей мантии вязкость астеносферы понижена, и ее расчетные значения варьируют в интервале 10^{20} – $4.0 \cdot 10^{19} \text{ Па}\cdot\text{с}$ [7] и ниже [1].

Латеральный разрез тектоносферы зоны перехода аппроксимирован двухмерной областью с неподвижными боковыми границами, что адекватно условию полной переработки "слэба" эндогенным тепло-массопотоком при средних скоростях субдукции [3, 17, 29]. Полагаем также, что имеющие место латеральные неоднородности и аномальность физических свойств обусловлены соответствующим переносом энергии, тепла и массы, но в данной постановке сопутствующие изменения потоков тепла и энергии не исследуются.

Трехслойная тектоносфера моделируется как кусочно-неоднородная среда, трансформирующаяся под действием локального разуплотнения на фоне естественного гравитационного поля. Использована система уравнений вязкой жидкости в приближении Стокса [11]. Исследуемое полупространство арифметизировано переменными Эйлера, что соответствует определению поля в актуальной конфигурации.

Рассмотрим в двухмерной постановке в системе координат XOZ неустановившееся движение сильно вязкой жидкости, распространенной по области Ω . Область Ω определяется соответственно: $a_1 = a_1(x, z)$ – верхняя граница, $a_2 = a_2(x, z)$ и $a_3 = a_3(x, z)$ – границы раздела слоев, $a_4 = a_4(x, z)$ – нижняя граница, $0 \leq x \leq a$. Динамическая вязкость слоев μ_i , плотность $\rho = \rho_i$ ($i = 1, 2, 3$). В основном состоянии имеем равновесие, в возмущенном – движение под действием разуплотнения в среднем слое.

В инвариантной векторной форме движение вязкой несжимаемой жидкости описывается системой уравнений динамического равновесия:

$$\rho \left[\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} + (\mathbf{V} \cdot \nabla) \mathbf{V} \right] = -\nabla P + \mu \nabla^2 \mathbf{V} + \frac{1}{3} \mu \nabla \text{div} \mathbf{V} + \rho \mathbf{g}, \quad (1)$$

и уравнением неразрывности, выражающем закон сохранения массы:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \mathbf{V}) = 0. \quad (2)$$

Здесь $\mathbf{V} (v_x, v_z)$ – вектор скорости, P – давление, ρ – плотность, $v \cdot \rho = \mu$ – коэффициент динамической вязкости, ν – коэффициент кинематической вязкости (индекс "i", определяющий принадлежность компонент вектора скорости и других параметров к "i" слою, опущен для простоты записи системы уравне-

ний). Уравнения (1), (2) при соответствующих начально-краевых условиях позволяют определить поле скорости и напряжений движущейся среды.

Так как движение сильно вязкой жидкости происходит очень медленно, то инерционные члены в уравнении (1) не учитываем:

$$(\mathbf{V} \cdot \nabla)\mathbf{V} = 0, \quad (3)$$

что линеаризует систему (1).

Уравнения движения вязкой жидкости (1) получаются из общих уравнений движения конкретизацией физического закона состояния среды в виде обобщенного закона Ньютона, согласно которому симметричный тензор напряжений жидкости имеет вид:

$$T^{lm} = -\left(p + \frac{2}{3}\mu e^j\right)g^{lm} + 2\mu e^{lm}, \quad (4)$$

где тензор pg^{lm} – соответствует гидростатическому давлению, имеет величину p и направлен по нормали, e^{lm} – компоненты соответствующего тензора скоростей деформаций.

Условно разобьем процесс движения на основную и возмущенную стадии. На первой – полагаем градиенты плотности малыми. Решение на этой стадии определяется при $\rho = \rho_i$ непосредственным интегрированием системы (1)–(3). На второй стадии учитываем изменение плотности $\rho_i + \Delta\rho$, которое задается согласно [5, 6]. Решение имеем в виде суперпозиции основного бесконечно малого и соответствующего ему возмущенного решения [11].

Для каждого слоя области Ω общее решение системы уравнений (1), (2) с учетом условия (3) определяет бесконечно малое поле скоростей $\mathbf{V}(v_x, v_z)$, однозначное, непрерывное и обращающееся в нуль на бесконечности [22].

Введем безразмерные координаты $\xi = x/a$, $\eta = z/H$, H – мощность трехслойной области Ω ; g – ускорение свободного падения; безразмерные компоненты скоростей $v_\xi = v_x/v_0$, $v_\eta = v_z/v_0$, $v_0 = \varepsilon\rho_0ga/\mu_0$, безразмерное время $t = T\gamma_0/a$, безразмерное давление $\Pi_i = P_i/(\varepsilon\rho_i g_i a)$, $\bar{\Pi} = \eta + \varepsilon a\Pi$, $\varepsilon = H/a$. Решение системы (1), (2) определяется методом разделения переменных и в заданной системе координат имеет вид [22]:

$$\begin{aligned} v_\xi &= e^{-\omega t} \sum_{n=1}^{\infty} v_{\xi n}(\eta, n) \cos k_n \xi, \\ v_\eta &= e^{-\omega t} \sum_{n=1}^{\infty} v_{\eta n}(\eta, n) \sin k_n \xi, \\ \Pi &= e^{-\omega t} \sum_{n=1}^{\infty} \Pi_n(\eta, n) \sin k_n \xi, \end{aligned} \quad (5)$$

$$v_{\xi n}(\eta, n) = -A \cdot e^{k_n \eta} + B \cdot e^{-k_n \eta} - C \cdot \frac{\lambda_n}{k_n} \cdot e^{\lambda_n \eta} + D \cdot \frac{\lambda_n}{k_n} \cdot e^{-\lambda_n \eta},$$

$$v_{\eta n}(\eta, n) = A \cdot e^{k_n \eta} + B \cdot e^{-k_n \eta} + C \cdot e^{\lambda_n \eta} + D \cdot e^{-\lambda_n \eta},$$

$$k_n = k_n(a, n),$$

$$\lambda_n = \lambda_n(k_n, \mu_i, \omega, \rho_i). \quad (6)$$

Коэффициенты A, B, C и D являются функциями всех параметров слоев области Ω и определяются для каждого слоя из соответствующего характеристического уравнения, которое получаем из граничных условий.

Определим граничные условия:

1. На верхней границе $a_1 = a_1(\xi, \eta)$ имеем динамическое условие свободной поверхности.

2. На границах раздела слоев $a_2 = a_2(\xi, \eta)$, $a_3 = a_3(\xi, \eta)$ имеем условия непрерывности касательных компонент скорости и напряжений.

3. На нижней границе $a_4 = a_4(\xi, \eta)$ имеем условие жесткого сцепления.

Начальные условия для системы (1)–(2) с заданными граничными условиями определяют при $t = 0$ состояние покоя.

В заданной системе координат, подставляя соответствующие выражения компонент вектора скорости (5) и выражения компонент тензора напряжений (4) в граничные условия, получаем однородную систему из 12 линейных уравнений относительно неизвестных коэффициентов решения (5). Ранг матрицы полученной системы равен 11. Значит, полученная система линейных уравнений имеет ненулевое решение, если определитель Δ двенадцатого порядка, составленный из коэффициентов при неизвестных, равен нулю. Полученное характеристическое уравнение $\Delta = 0$ после ряда тождественных преобразований сводится к виду $\omega(\lambda_n, k_n, \mu_i, \rho_i, h_i, n, a, g_i) = 0$. Его решения определяют возможные поля скорости движения каждого слоя рассматриваемой области Ω .

Из аналитического решения следует, что скорость роста возмущений зависит от неоднородности физико-механических параметров каждого слоя: μ_i – динамической вязкости, ρ_i – плотности, h_i – мощности каждого слоя. При этом скорость роста возмущений равна нулю при $\lambda = k = 0$ и $\lambda = k = \infty$. Существует хотя бы одно решение, при котором скорость роста достигает максимума. Определение фундаментальной моды с максимальной скоростью роста в начальном возмущении и соответствующее исследование характеристического уравнения выполняется через производные по общим правилам.

Аналитический вывод, преобразование, решение характеристического уравнения, исследование и численное определение параметров фундаментальной моды, определение коэффициентов A, B, C и D

выполнены в системе аналитических вычислений (СAB) “Mathematica”.

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Численно-графический анализ выполнен в безразмерных величинах для следующих физико-механических параметров прямоугольной области Ω с горизонтальными границами раздела слоев: $g = 9.8 \text{ м/сек}^2$, $0 \leq a \leq 3000 \text{ км}$, $H = 420 \text{ км}$, $H = 42 \text{ км} + h_1 + h_2 + h_3$, где $h_1 = 63 \text{ км}$, $h_2 = 210 \text{ км}$, $h_3 = 105 \text{ км}$ – мощности слоев. Горизонтальные размеры тыловодужных бассейнов составляют порядка 1200 км, но расчетное горизонтальное значение области Ω принято равным 3000 км. Полагаем, что в этом случае влияние боковых эффектов на конфигурацию движения в центральной, собственно исследуемой части является пренебрежимо малым. В безразмерных координатах имеем заданные поверхности раздела слоев, начиная с верхней $a_1 = -0.01$ (-42 км), $a_2 = -0.025$ (-105 км), $a_3 = -0.075$ (-315 км), $a_4 = -0.1$ (-420 км). Для иллюстрации результатов моделирования приведен вариант тестового расчета инверсии “купол”–“прогиб”, наблюдаемой в центральной части в зоне максимального разуплотнения области Ω . Соответствующие значения вязкостей верхнего и нижнего слоев $\mu_1 = 2.0 \cdot 10^{20} \text{ Па}\cdot\text{с}$, $\mu_3 = 10^{21} \text{ Па}\cdot\text{с}$; вязкость среднего слоя меняется и ее значения приведены ниже. Отметим, что тестовые расчеты проводились и для других наборов вязкостей слоев, в частности, вязкость среднего слоя понижалась до $10^{17} \text{ Па}\cdot\text{с}$. Полученное решение устойчиво и дает аналогичную картину движения в случае, если вязкость верхнего и нижнего слоев на один-два порядка выше вязкости среднего слоя. В случае увеличения вязкости верхнего слоя на три порядка относительно вязкости среднего полученное решение в боковых зонах является неустойчивым, при этом в центральной части сохраняется инверсия “купол”–“прогиб”.

Соответствующие значения плотностей составляют $\rho_1 = 3.3 \text{ г/см}^3$, $\rho_3 = 3.4 \text{ г/см}^3$. Заданная плотность возмущенной среды среднего слоя: $\rho_2 = 3.3 \text{ г/см}^3 + \Delta\rho_2(\xi, \eta)$. В верхнем и нижнем слое мантии плотность постоянна. В расчетах использовано поле разуплотнения $\Delta\rho_2(\xi, \eta)$, аппроксимированное полиномами пятого порядка в зависимости от глубины, по данным С.А. Болдырева и С.А. Кац [5]. Предварительно, количественные данные распределения скоростей V_p по корреляционной формуле [1]

$$\rho = (0.4 \cdot V_p + 0.24) \text{ г/см}^3 \quad (7)$$

были переведены в соответствующее численное поле плотностей. Затем в системе “MatLab” по полученным данным рассчитано поле разуплотнения $\Delta\rho \sim 0.005 \div 0.08$ в соответствующей сетке по координатным осям [3]. В настоящей работе результирующее решение по-

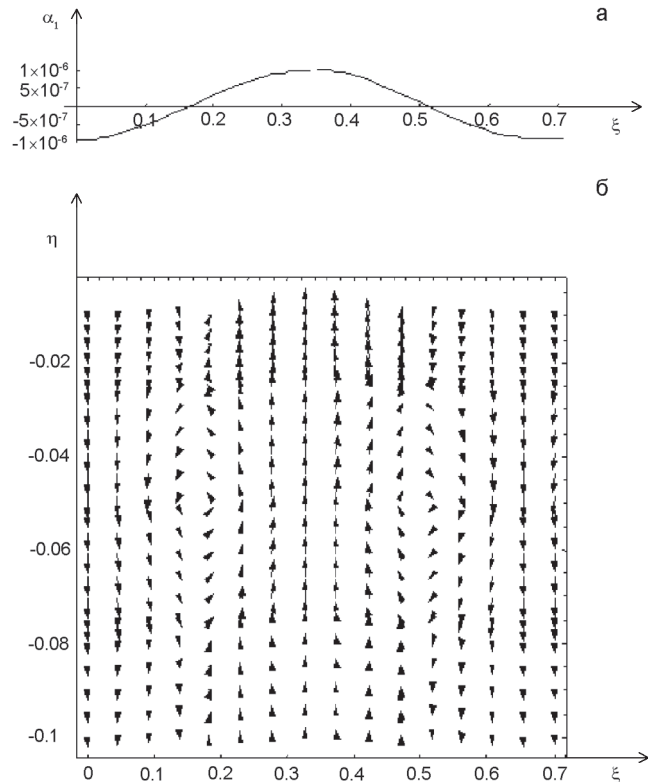


Рис. 1. Профиль деформированной верхней границы (а) и векторный график поля скорости (б), соответствующие режиму центрального “купола”.

лучено в замкнутой аналитической форме (5), поэтому для корректности дальнейшего анализа численное поле разуплотнения $\Delta\rho$ было описано в аналитической форме в системе “Mathematica”. В тестовых расчетах максимальное значение разуплотнения изменялось в следующих пределах $\Delta\rho \sim 0.08 \div 0.2$.

По результатам обобщения численно-графических результатов тестовых расчетов при различных наборах входных данных по вязкости и плотности слоев имеем инверсию “купол”–“прогиб” в аномальной зоне действия максимального разуплотнения и соответствующую зависимость расчетных значений скоростей движения слоев, вертикальных перемещений деформированных поверхностей, интенсивности поля напряжений и других количественных параметров.

На рисунках 1 и 2 приведены профили деформированной верхней границы и векторные графики поля скоростей для режимов “купола” и “прогиба”.

На рисунках 3а и 4а приведены соответствующие графики интенсивности поля напряжений, рассчитанной по формуле:

$$E = \sqrt{\frac{2}{3}} \cdot \sqrt{(\sigma_\xi - \sigma_\eta)^2 + 3 \cdot \sigma_{\xi\eta}^2} \quad (8)$$

Изолинии градиента модуля вектора скоростей, соответствующие вышеуказанным полям, приведены на рисунках 3б и 4б.

При значениях вязкости слоев: $\mu_1 = 2 \cdot 10^{20}$ Па·с, $\mu_2 = 9.5 \cdot 10^{19}$ Па·с, $\mu_3 = 10^{21}$ Па·с в центральной части модели в верхнем слое имеем режим центрального “купола”.

Движение среды в среднем слое происходит по схеме конвективной ячейки с восходящей струей в разуплотненной области и нисходящими – у боковых границ модели. Максимальные вертикальные составляющие скорости движения среды в восходящей и нисходящей струях достигают 1.0 мм/год. Движение среды в подстилающем и перекрывающем слоях однонаправлено с движением смежных областей среднего слоя и происходит с меньшими скоростями (таблица). Максимальное поднятие верхней границы достигается над разуплотненной областью и происходит со скоростью до 0.6 мм/год.

Наибольшие значения нормальных и касательных напряжений имеют место в зоне максимального разуплотнения (рис. 2а). Выражена зона центрального поднятия верхнего слоя. Интенсивность напряжений (8) меняется от верхнего к нижнему слою соответственно: $3.2 \cdot 10^9$ Па < E_1 < $5.8 \cdot 10^9$ Па, $6.1 \cdot 10^9$ Па < E_2 < $8.0 \cdot 10^9$ Па, $1.0 \cdot 10^{10}$ Па < E_3 < $2.4 \cdot 10^{10}$ Па.

В зоне разуплотнения имеем максимальные значения градиента модуля вектора скоростей (рис. 3б). Смежные области в подстилающем и перекрывающем слоях характеризуются убыванием этого параметра.

Таким образом, при близких значениях вязкости среднего и верхнего слоев “всплытие” разуплотненного вещества вызывает “штамповое” поднятие верхнего слоя, а также восходящий поток вещества нижнего слоя. В краевых частях модели во всех слоях имеет место компенсационное проседание среды.

При снижении вязкости среднего слоя до значений порядка $\mu_2 = 6.0 \cdot 10^{19}$ Па·с имеем нейтральный режим: куполообразование на границе среднего и верхнего слоев компенсируется утонением верхнего слоя, при этом верхняя граница остается горизонтальной.

При значениях вязкости слоев: $\mu_1 = 2 \cdot 10^{20}$ Па·с, $\mu_2 = 4.0 \cdot 10^{19}$ Па·с, $\mu_3 = 10^{21}$ Па·с имеем режим центрального “прогиба”.

Максимальное поднятие верхней границы достигается в бортовых зонах со скоростью 1.4 мм/год, максимальное опускание имеем в средней части со скоростью 1.5 мм/год.

Схема движения среды в среднем слое не изменилась по сравнению с первым, но значения скорости возросли до 2.3 мм/год для вертикальной составляющей и до 1.3 мм/год – для горизонтальной. Движение среды в подстилающем и перекрывающем слоях однонаправлено с движением смежных областей среднего слоя и происходит с меньшими скоростями (табл.).

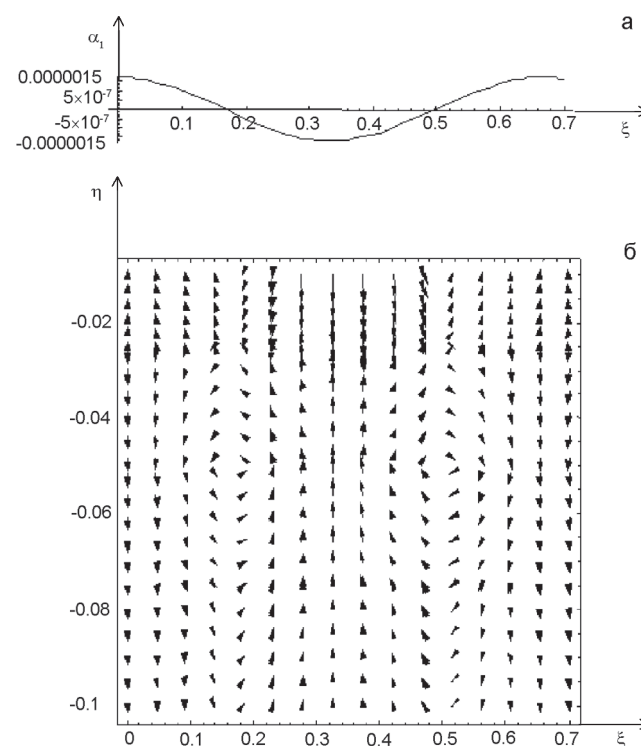


Рис. 2. Профиль деформированной верхней границы (а) и векторный график поля скорости (б), соответствующие режиму центрального “прогиба”.

Таблица. Амплитуды компонент вектора скорости движения тектоносферы (мм/год).

Слой	Режим центрального “купола”		Режим центрального “прогиба”	
	Средняя зона	Краевые зоны	Средняя зона	Краевые зоны
Верхний	$v_x \leq 0.04$ $v_z \leq 0.6$	$v_x \leq 0.05$ $v_z \leq 0.6$	$v_x \leq 0.3$ $v_z \leq 1.5$	$v_x \leq 0.4$ $v_z \leq 1.6$
Средний	$v_x \leq 0.6$ $v_z \leq 1.0$	$v_x \leq 0.5$ $v_z \leq 1.0$	$v_x \leq 1.3$ $v_z \leq 2.3$	$v_x \leq 1.0$ $v_z \leq 2.2$
Нижний	$v_x \leq 0.02$ $v_z \leq 0.05$	$v_x \leq 0.03$ $v_z \leq 0.04$	$v_x \leq 0.2$ $v_z \leq 0.3$	$v_x \leq 0.1$ $v_z \leq 0.2$

В рассматриваемом случае характер взаимодействия слоя пониженной вязкости с перекрывающим радикально меняется. Всплывающее разуплотненное вещество оказывается не в состоянии приподнять более вязкий перекрывающий слой и растекается под ним, вызывая утонение верхнего слоя и проседание свободной верхней границы. Максимальное опускание верхней границы достигается над разуплотненной областью и происходит со скоростью до 1.5 мм/год, а восходящие движения в бортовых зонах характеризуются скоростями до 1.4 мм/год.

Распределение изолиний интенсивности напряжений (рис. 4а) показывает, что наибольшие значения нормальных и касательных напряжений достигаются в зоне наибольшего разуплотнения. Выражена зона центрального опускания верхнего слоя и сопутствующего утонения зоны разуплотнения в среднем слое. Интенсивность напряжений меняется

от верхнего слоя к нижнему: $1.5 \cdot 10^9 \text{ Па} < E_1 < 3.0 \cdot 10^9 \text{ Па}$, $2.9 \cdot 10^9 \text{ Па} < E_2 < 6.3 \cdot 10^9 \text{ Па}$, $1.2 \cdot 10^{10} \text{ Па} < E_3 < 3.6 \cdot 10^{10} \text{ Па}$.

В области разуплотнения среднего слоя имеем две зоны максимальных значений градиента модуля вектора скоростей, непосредственно над которыми в верхнем слое расположены аналогичные зоны (рис. 4б). У боковых границ имеем постепенное убывание указанного параметра.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Предлагаемая модель дает возможность объяснить характер движения трехслойной тектоносферы зоны перехода под действием локального разуплотнения в слое пониженной вязкости – в астеносфере. При этом движение астеносферного вещества имеет характер конвекции, поддерживаемой притоком и

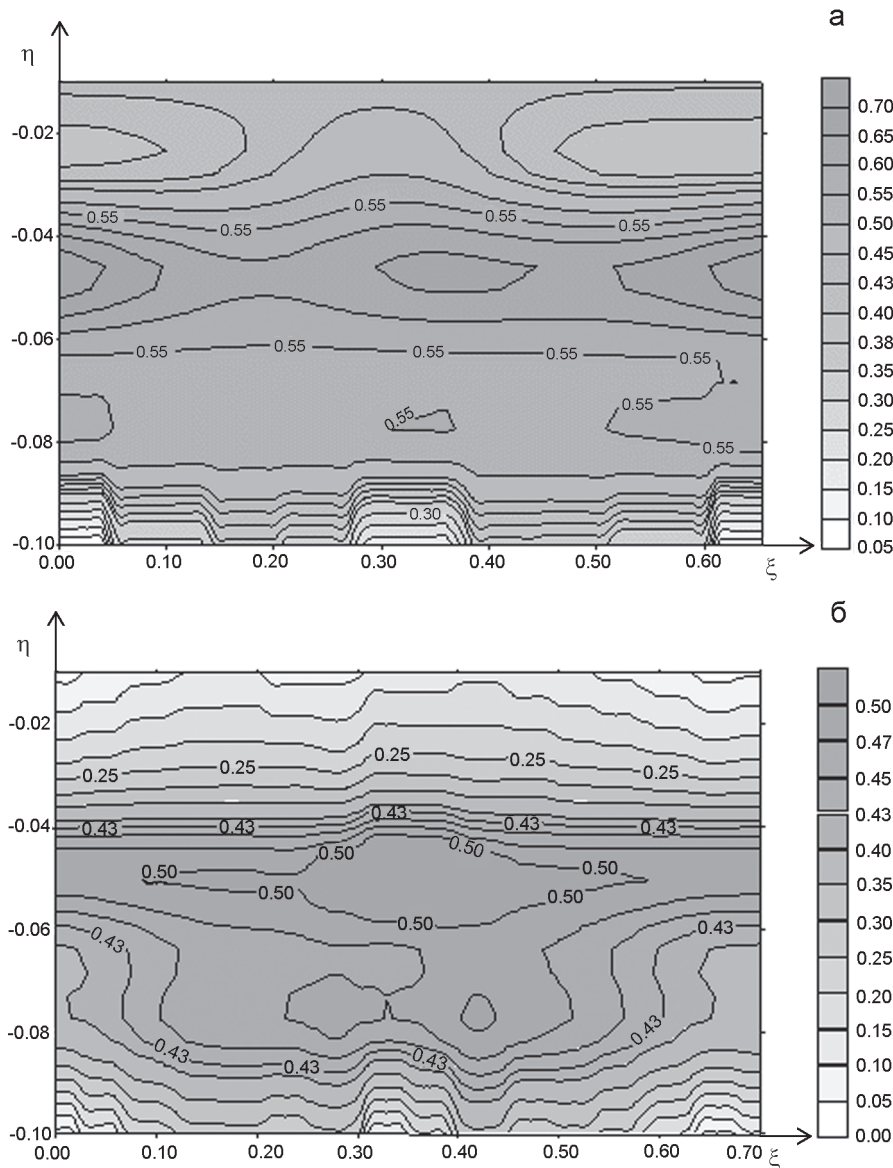


Рис. 3. Графики изолиний интенсивности напряжений (а) и градиента модуля вектора поля скорости (б), соответствующие режиму центрального “купола”.

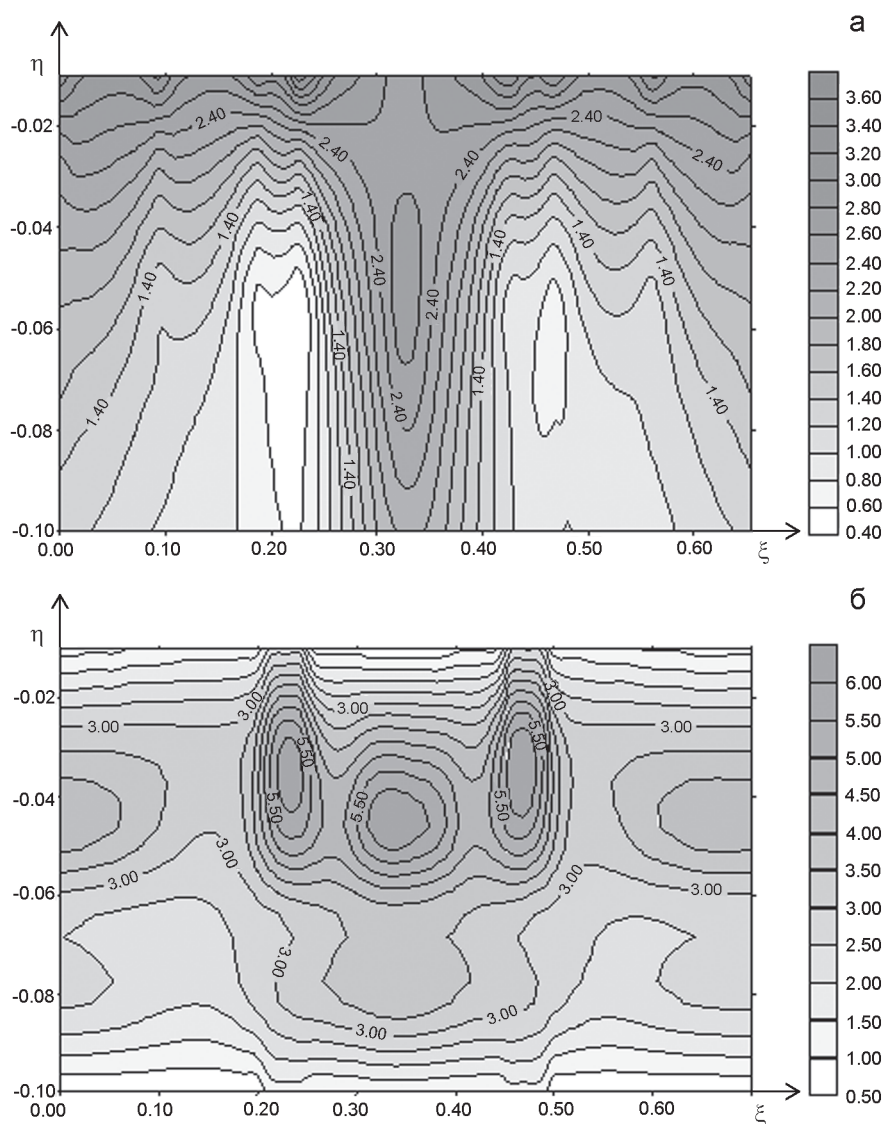


Рис. 4. Графики изолиний интенсивности напряжений (а) и градиента модуля вектора поля скорости (б), соответствующие режиму центрального “прогиба”.

оттоком флюидов, а движение надастеносферного и подастеносферного слоев связано с их механическим взаимодействием с конвектирующей астеносферой. Поскольку астеносферные слои Охотоморского и других звеньев ЗТЗП имеют форму изометричных в плане линз [23, 24, 26], мы предполагаем, что соответствующие конвективные ячейки имеют торообразную форму. По-видимому, наиболее разуплотненное в результате накопления флюидов и расплавов астеносферное вещество в центральной части регионов “всплывает” до подошвы литосферы и далее движется субгоризонтально вдоль нее к пограничным структурам. В литосфере центральной части регионов создается обстановка растяжения, вследствие чего образуются разломные зоны проницаемости для адвектирующих к поверхности расплавов и остаточных флюидов. Астеносферное вещество, освобождающееся от флюидов и расплавов, уплотняется и погружается в пограничных зо-

нах до кровли вязкой подастеносферной мантии и далее движется вдоль нее к центральной части региона, где в результате “проработки” потоком флюидов высокой плотности вновь разуплотняется. Таким образом, в астеносфере разделенной на звенья ЗТЗП образуются постоянно действующие торообразные конвективные ячейки, продуцирующие тектогенез вышележащей литосферы.

Исследование решения показывает, что в зависимости от степени разуплотнения астеносферы направление вертикального движения литосферы может меняться. Так, при вязкости астеносферы порядка $9.5 \cdot 10^{19}$ Па·с и выше над ее восходящей струей формируется центральное поднятие. Вдоль боковых границ модели и литосферное, и астеносферное вещество погружаются с формированием периферийных прогибов. При уменьшении вязкости астеносферы до значений $4.0 \cdot 10^{19}$ Па·с и ниже в литосфере за счет ее утонения (растяжения) формируется центральный прогиб.

Вдоль боковых границ модели литосферное вещество образует периферийные поднятия. Особенности распределения интенсивности напряжений и градиента модуля скорости движения среды свидетельствуют о большой вероятности возникновения сбросов на бортах центрального прогиба, формирующегося при утонении верхнего слоя. При значениях вязкости астеносферы, лежащих в интервале между вышеуказанными значениями, поднятие ее кровли компенсируется утонением литосферы, и верхняя граница модели остается субгоризонтальной.

Таким образом, предложенная модель позволяет удовлетворительно объяснить механизм вертикальных тектонических движений, формирующий геологические структуры на границе взаимодействия океанского и континентального литосферных блоков. Варианты модели, с формированием “купола” и “прогиба”, объясняют природу возникновения в земной коре поднятий и прогибов, сопровождающихся образованием в литосфере геологических структур сжатия и растяжения. Охотоморский регион, мезозойско-кайнозойская история развития которого представлена многократным чередованием тектонических режимов сжатия и растяжения, на наш взгляд, является перспективным для приложения данной модели. Важным аргументом для использования этой модели является состав метаморфических и магматических позднемезозойских и кайнозойских пород, развитых на подводных возвышенностях Охотского моря. Метаморфические породы относятся к образованиям Na-K типа [19]. Гранитоиды (юра-палеоген) относятся к производным андезитовой магмы и характеризуются преобладанием Na над K [10, 13, 18]. Вулканогенные (ранний мел-плейстоцен) породы этого района относятся к известково-щелочной серии активных континентальных окраин и также характеризуются (за редким исключением) преобладанием Na над K [13, 14, 25]. Такое четко выраженное преобладание Na над K в метаморфических и магматических (интрузивных и вулканогенных) породах свидетельствует о том, что они формировались в пределах многократно переработанной континентальной коры. На этот факт указывают исследователи, изучавшие эти породы [13, 14, 18, 19].

Предлагаемая модель позволяет, на наш взгляд, объяснить мел-кайнозойскую структурно-вещественную эволюцию тыловодужного Охотоморского бассейна. В мелу всплытие “вязкого” астеносферного вещества в центральной части Охотоморского региона вызвало рост вулканически активного поднятия. Подъем территории в позднем мелу (вплоть до рубежа мела и палеогена) подтверждается широким развитием на подводных возвышенностях Охотского моря позднемеловых субаэральных пород дацит-риолитового

комплекса [14]. Подъем территории на рубеже мела и палеогена подтверждается геофизическими данными строения дна Охотского моря, указывающими на широкое развитие регионального несогласия между палеогеновыми и верхнемеловыми толщами [4, 9, 15]. На рубеже мела и палеогена, в связи с уменьшением вязкости астеносферы до критических значений, динамическое воздействие восходящего потока на литосферу центральной части региона снизилось, и “разжиженное” вещество астеносферы стало “растекаться” под ней. Литосферные блоки в этом районе начали растаскиваться и погружаться. В кайнозойское время центральная часть региона развивалась в обстановке растяжения, обусловившей кайнозойский вулканизм, сопровождавший тектогенез, связанный с формированием впадины Охотского моря [14]. По данным ряда исследователей, современная рифтовая система центральной части Охотского моря сформировалась в кайнозойское [9, 12, 15]. В периферических частях региона в это время образовались структуры тектонического скупивания: на востоке – Камчатская, на западе – Хоккайдо-Сахалинская [28].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В свете предлагаемой модели движение литосферы и подастеносферной мантии ЗТЗП обусловлено их механическим взаимодействием с астеносферой, конвектирующей под действием плотностных неоднородностей, создающихся потоком ювенильных флюидов в области сочленения океанского и континентального литосферных блоков. Инверсия направления вертикальных движений звеньев ЗТЗП является следствием изменения реологических свойств астеносферы в ходе ее переработки флюидами.

Разрабатываемая модель далека от завершения. Далее авторы планируют исследовать движение трехслойной модели тектоносферы с криволинейной кровлей слоя пониженной вязкости для полупространства (свободная боковая граница) в двухмерной постановке, получить разделение астеносферы зоны перехода на изометричные (торообразные) конвективные ячейки в криволинейной системе координат в трехмерной постановке и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аргюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. Безверхний В.Л. Островодужные системы дна Охотского моря // Материалы сессии 1994. ТОИ ДВО РАН. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 17–35.
3. Безверхний В.Л., Пак В.В. Флюидодинамика и тектогенез Западно-Тихоокеанской зоны перехода // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 4. С. 132–140.
4. Безверхний В.Л., Уткин И.П., Набиуллин А.А. Палеотектоника и районирование Охотоморского региона // Сб.

- докл. Первой науч.-практ. конф. “Транзитное мелководье – первоочередной объект освоения углеводородного потенциала морской периферии России”. СПб.: ВНИГРИ, 2004. С. 232–249.
5. Болдырев С.А. Кац С.А. Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту // Вулканология и сейсмология. 1982. № 2. С. 80–84.
 6. Болдырев С.А. Мантийные неоднородности активных окраин мирового океана // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М.: Наука, 1986. С.43–50.
 7. Браун Д., Массет А. Недоступная Земля. М.: Мир, 1984. 262 с.
 8. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Ч. II. Владивосток: Дальнаука, 1992. 244 с.
 9. Веселов О.В., Ильев А.Я., Кононов В.Э. и др. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
 10. Геология дна Японского моря // И.И. Берсенева, Е.П. Леликов, В.Л. Безверхний, Н.Г. Ващенко и др. Владивосток, 1987. 140 с.
 11. Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М., Непомнящий А.А. Устойчивость конвективных течений. М.: Наука, 1989. 320 с.
 12. Гнибиденко Г.С. О рифтовой системе дна Охотского моря // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 1. С. 163–165.
 13. Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 3–18.
 14. Емельянова Т.А. Вулканизм Охотского моря. Владивосток: Дальнаука, 2004. 148 с.
 15. Злобин Т.К. Строение земной коры Охотского моря и нефтегазоносность ее в северо-восточной (прикамчатской) части (по сейсмическим данным). Южно-Сахалинск: СахГУ, 2002. 98 с.
 16. Кариг Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана // Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М.: Мир, 1974. С. 266–288.
 17. Кукал З. Скорость геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.
 18. Леликов Е.П., Маляренко А.Н. Гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана. Владивосток, 1994. 268 с.
 19. Леликов Е.П., Емельянова Т.А. Строение фундамента дна Охотского моря // Геология и полезные ископаемые шельфов России. М.: ГЕОС, 2002. С. 314–320.
 20. Маляренко А.Н. Мезо–кайнозойский гранитоидный магматизм окраинных морей Тихого океана: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1991. 25 с.
 21. Маслов Л.А. Геодинамика литосферы Тихоокеанского подвижного пояса. Хабаровск, Владивосток: Дальнаука, 1996. 262 с.
 22. Морс Ф., Фешбах Г. Методы теоретической физики. М.: Изд-во ин. лит-ры, 1958. Т. 1. 930 с.
 23. Родников А.Г., Вадковский В.Н. Механизм формирования структур переходной зоны западной части Тихого океана // Вулканология и сейсмология. 1982. № 3. С. 88–91.
 24. Родников А.Г. Геотраверз Филиппинского моря // Геология Тихого океана. Владивосток, 1987. С. 4.
 25. Сальников Б.А., Иванышина Л.П., Сальникова Н.Б., Туренко Т.В. Новый разрез верхнего мела на Северном Сахалине // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 2. С. 48–56.
 26. Тараканов Р.З., Ким Чун Ун. Особенности строения верхней мантии Курило-Японского региона (по геофизическим данным) // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 27–42.
 27. Теркот Д., Шуберт Дж. Геодинамика. Геологические приложения физики сплошных сред. М.: Мир, 1985. Т. 2. 360 с.
 28. Харахинов В.В., Туезов И.К., Бабошина В.А. и др. Структура и динамика литосферы и астеносферы Охотоморского региона. М.: Наука, 1996. 337 с.
 29. Bezverkhny V.L., Osipova Ye.B., Nurminsky Ye.A. On new approaches to modeling of asthenosphere of the “continent-ocean” transition zone // Proceedings of VII International Interdisciplinary Scientific Symposium and International Geoscience Programm (IGCP-476) “Regularities of the structure and evolution of geospheres”. Vladivostok: POI, 2005. P. 207–211.

Рекомендована к печати А.Н. Диденко

V.L. Bezverkhny, Ye.B. Osipova

A possible mechanism of inversion of lithosphere vertical movements within back-arc basins of the West Pacific region

There have been presented the results of the study of the three-layer tectonosphere model for the West Pacific transition zone based on the modelling of the inhomogeneous medium movements caused by the asthenosphere local density reduction. The asthenosphere is characterized by viscosity reducing due to concentration of fluids. We used the viscous liquid movement equation in the Stokes approximation. There has been shown that the back-arc anomalous asthenosphere can move as a convective cell with the uprising flow in the zone of its maximal density reduction and distinct lithosphere extension over it. At the initial stages this process results in the formation of the crustal uplift, which is transformed into the downwarp system as the asthenosphere viscosity decreases to the values of about $4.0 \cdot 10^{19}$ Pa·s. and less. The modelling results agree satisfactorily with reconstructions of Cretaceous-Cenozoic structure-and substance evolution in the Sea of Okhotsk region.

Key words: asthenosphere, lithosphere, transition zone, back-arc basin, convection, West Pacific transition zone.

**ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГЛУБИННЫХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ
РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ ВОСТОКА
АЛДАНСКОГО ЩИТА**

М.А. Мишкин, Г.М. Вовна

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 24 декабря 2007 г.

Показано, что основание разреза глубинных раннепротерозойских джугджурского и суннагинского комплексов сложено кристаллосланцами и плагиогнейсами гранулитовой фации, составляющими метабазит-эндербитовую ассоциацию. На основе закономерностей распределения главных петрогенных элементов и элементов-примесей установлено, что доминирующими протолитами пород ассоциации являются вулканы известково-щелочной и коматиит-толеитовой серий. Принятая модель формирования исходных вулканизов метабазит-эндербитовой ассоциации включает две стадии. Первая стадия характеризуется декомпрессионным частичным плавлением вещества поднимающегося мантийного плюма с образованием расплавов коматиит-толеитовой серии. Во вторую стадию происходит образование вулканизов известково-щелочной серии путем частичного плавления метабазитовой коры за счет тепла поднимающегося мантийного плюма. Формирование протолитов метабазит-эндербитовой ассоциации происходило в раннем протерозое.

Ключевые слова: метабазит-эндербитовая ассоциация, петрология, геохимия, известково-щелочная серия, коматиит-толеитовая серия, плюмы, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Петрологические и изотопно-геохронологические исследования последних десятилетий метаморфических комплексов Алданского щита позволили по-новому взглянуть на историю становления раннедокембрийской континентальной коры на востоке Азии. Одним из главных достижений этого времени было установление в восточной части Алданского щита раннепротерозойских гранулитовых комплексов [16, 21], которые ранее относились к архею. Область распространения раннепротерозойских гранулитовых комплексов была выделена из состава Алданского щита в качестве раннепротерозойской складчатой области, окаймляющей его на востоке [22] (рис. 1).

Для выяснения истории ранних стадий становления раннепротерозойской сиалической коры наибольший интерес представляют глубинные блоки метаморфических пород, где вскрываются ее нижние уровни. Магматические протолиты метаморфических комплексов нижней коры дают представление о геодинамических условиях ее зарождения. В настоя-

щей работе рассмотрены два глубинных блока земной коры вышеуказанной раннепротерозойской складчатой области – Джугджурский и Суннагинский (рис. 1).

Глубинные условия формирования гранулитовых пород этих блоков были установлены предыдущими петрологическими исследованиями [2, 28] на основе данных минеральной геотермобарометрии.

**СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ
МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОТОЛИТОВ
ДЖУГДЖУРСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО
КОМПЛЕКСА**

Джугджурский блок расположен в бассейнах рек Кун-Манье, Аюмкан и Мая (рис. 2). Впервые стратифицируемая природа гранулитовых пород Джугджурского блока была показана В.М. Мошкиным [24], который выделил среди них две толщи: нижнюю – пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев и гнейсов и верхнюю – биотит-гранатовых гнейсов с прослоями мраморов. Позднее территория Джугджурского блока была охвачена геологическими работами масштаба 1:200 000, выпол-

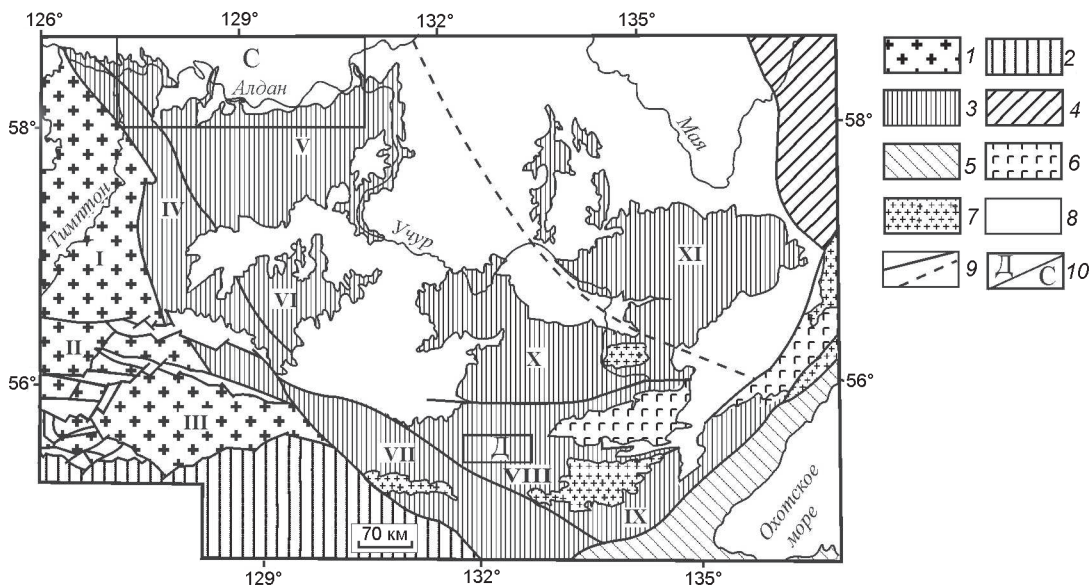


Рис. 1. Схема тектонического строения восточной части Алданского щита и запада Верхояно-Чукотского складчатого обрамления (составлена с использованием материалов [11, 16, 21]).

1 – Алданский щит, 2 – Становая складчатая область, 3–4 – Верхояно-Чукотская складчатая область: 3 – раннепротерозойский комплекс, 4 – палеозойско-мезозойский комплекс, 5 – Монголо-Охотская складчатая область; 6 – анортозиты; 7 – фанерозойские гранитоиды; 8 – отложения платформенного чехла; 9 – разрывные нарушения, 10 – районы исследований: Д – Джугджурский блок, С – Суннагинский блок. Римскими цифрами обозначены блоки: I–III – Алданский щит: I – Нимырский, II – Мелемкенский, III – Сутамский; IV–XI – нижнепротерозойский комплекс Верхояно-Чукотской складчатой области: IV – Холболохский, V – Суннагинский, VI – Гонамский, VII – Аюмканский, VIII – Джугджурский, IX – Джанинский, X – Тырканский, XI – Батомгский.

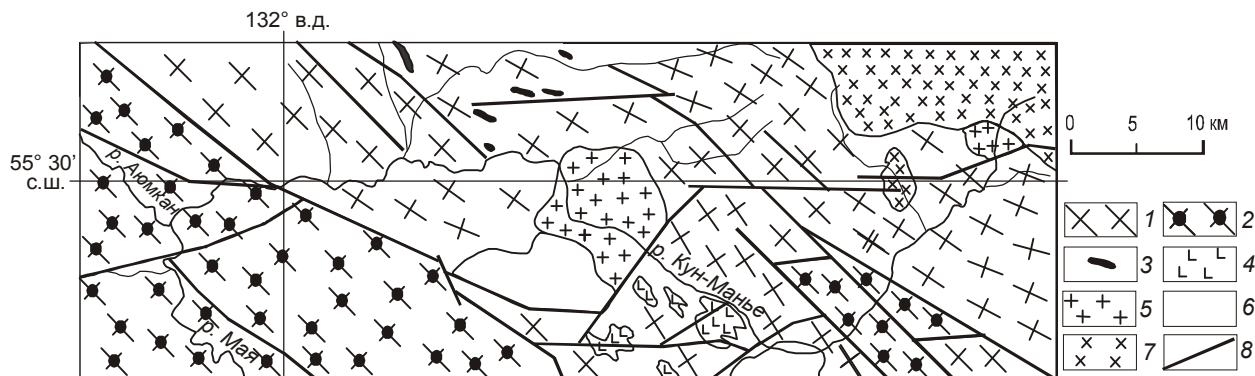


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Джугджурского блока (составлена с использованием [4, 5] и полевых наблюдений А.М. Ленникова, Р.А. Октябрьского, М.А. Мишкина).

1, 2 – джугджурский гранулитовый комплекс: 1 – гранулиты нижней толщи (эндербиты, метабазиты), 2 – гранулиты верхней толщи (глиноземистые гнейсы, эндербиты, метабазиты, кальцифиры); 3–5 – метаинтрузивные образования нижнего протерозоя: 3 – метагипербазиты и базиты, 4 – анортозиты, 5 – граниты; 6 – образования платформенного чехла; 7 – меловые гранитоиды, 8 – тектонические нарушения.

ненными под руководством Ю.Н. Гамалеи [6]. В процессе этих работ Ю.Н. Гамалеей была предложена более дробная стратификация метаморфических образований, с подразделением их на 4 согласно залегающие свиты (снизу вверх): верхнесуннагинскую, кюриканскую, сутамскую и худурканскую. Однако

авторы настоящей статьи на основании анализа опубликованных работ и результатов собственных полевых исследований сочли необходимым вернуться к схеме В.Н. Мошкина [24], разделив метаморфический комплекс Джугджурского блока на две толщи. Нижняя толща сложена гиперстеновыми плагиог-

нейсами – эндербитами, переслаивающимися с двупироксеновыми сланцами (метабазами). В верхней толще преобладают глиноземистые биотит-гранатовые и биотитовые гнейсы с прослоями мраморов и подчиненным количеством эндербитов и пироксен-биотитовых гнейсов. Распространение этих толщ в пределах изученного района показано на рис. 2. Нижняя толща, представляющая начальные этапы формирования земной коры Джугджурского блока, выделена нами в качестве метабазит-эндербитовой ассоциации, рассмотренной в настоящей статье.

Гиперстеновые плагиогнейсы – эндербиты, составляющие большую часть объема пород этой ассоциации, на 50–70 % представлены плагиоклазом (40–50 % An) с антипертитовыми вростками, кварцем (5–10 %), гиперстеном (5–10 %), роговой обманкой (8–10 %), моноклинным пироксеном – до 5 %. В качестве аксессуаров присутствуют апатит, циркон, магнетит, ильменит. Двупироксеновые сланцы на 30–40 % состоят из плагиоклаза (50–58 % An), моноклинного пироксена (20–40 %), ромбического пироксена (5–10 %). Отдельные разновидности двупироксеновых сланцев содержат примесь граната или биотита. Аксессуары представлены апатитом, цирконом, магнетитом и ильменитом. Кристаллосланцы ультраосновного состава (двупироксеновые, двупироксен-амфиболовые, оливин-двупироксен-амфиболовые) сложены ортопироксеном (10–35 %), клинопироксеном (10–45 %), оливином (0–19 %), амфиболом (0–80 %). В виде примеси присутствуют магнетит, ильменит, шпинель, апатит.

Метаморфизм пород Джугджурского блока, по данным минеральной геотермобарометрии, осуществлялся в условиях гранулитовой фации с максимальными параметрами T и P 800° C и 9 кбар [2].

Возраст джугджурского комплекса условно считался архейским. Однако эти представления не были подтверждены изотопным датированием. Одновременно было установлено, что анортозиты Джугджурского массива прорывают гранулиты джугджурского комплекса [31]. В то же время, возраст джугджурских анортозитов тоже является дискуссионным. В частности, свинцовым изохронным методом для анортозитов получены значения от 2.7 млрд лет [25] до 1.734–1.736 млрд лет [26], а Sm-Nd методом – две минеральные изохроны с возрастными 1702 ± 27 млн лет и 1705 ± 30 млн лет [31]. Нами получены первые данные по Sm-Nd систематике пород метабазит-эндербитовой ассоциации джугджурского комплекса, приведенные далее, которые свидетельствуют о его раннепротерозойском возрасте.

Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа

Петрогенные компоненты в породах джугджурского комплекса определялись в ДВГИ ДВО РАН классическим химическим методом, аналитик Л.В. Недашковская. Элементы примеси определены методом ICP-MS в лаборатории изотопных исследований Института геохимии СО РАН, г. Иркутск. Sm-Nd изотопные определения выполнены Г.М. Вовна на приборе Финниган-МАТ-262 под руководством профессора Д. Маеды (Университет Хоккайдо, г. Саппоро, Япония). Данные о химическом составе пород метабазит-эндербитовой ассоциации джугджурского комплекса основаны на результатах анализа 52 проб. Пробы отбирались среди пород, не подверженных процессам гранитизации. Представительные анализы пород метабазит-эндербитовой ассоциации приведены в таблицах 1 и 2.

Определение исходного состава метаморфических пород в работе основано на материалах полевых геолого-структурных наблюдений, анализе петрохимических данных и закономерностей распределения элементов-примесей в породах.

Имеющиеся в литературе статистические исследования по изменению химического состава пород в условиях от амфиболитовой до гранулитовой фации, включительно, свидетельствуют об относительно инертном поведении главных петрогенных элементов, за исключением щелочей [12, 15 и др.]. Это положение позволяет считать оправданным применение петрохимических диаграмм для установления исходной природы метаморфических пород. Все вышесказанное не относится к породам, подвергнутым процессам гранитизации или каким-либо иным видам метасоматических изменений.

Геохимическое поведение рассеянных элементов при гранулитовом метаморфизме рассматривалось во многих работах. Известно, что гранулиты обеднены некоторыми литофильными элементами, такими как Rb, U, Th [27, 49]. Некоторая подвижность отмечается для Ba и Sr. Считается также, что РЗЭ относительно инертны при гранулитовом метаморфизме, за исключением Eu [15]. Часть исследователей предполагает возможность подвижного поведения легких РЗЭ [51]. Однако этот вопрос дискуссионен, и, вероятно, в этих случаях имеют место проявления метасоматических процессов. Инертное поведение при метаморфизме отмечается для элементов с высоким зарядом катионов – Ti, Nb, Zr, Hf, Ta, и для феррофильных элементов – Ni, Co, Cr [51].

Известно, что при определении исходной природы метаморфических пород особую сложность вы-

зывают породы среднего и кислого состава, для которых чаще всего возникает неопределенность при отнесении их к магматическим или осадочным.

Для решения этого вопроса У. Денненом и Б. Муром [39] была предложена дискриминационная диаграмма (рис. 3), на которой гиперстеновые плагиогнейсы среднего состава metabазит-эндербитовой ассоциации джугджурского комплекса располагаются в поле магматических пород.

На классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (рис. 4) для вулканитов [13] составы гранулитов metabазит-эндербитовой ассоциации располагаются, главным образом, в полях пород нормальной щелочности, начиная от ультраосновных пород до андезитов.

На классификационной диаграмме $\text{Al} - (\text{Fe} + \text{Ti}) - \text{Mg}$ [41] (рис. 5) гранулиты располагаются в полях вулканитов известково-щелочной и коматиит-толейтовой серий.

Метавулканиты известково-щелочной серии

В составе вулканитов этой серии установлены metabазальты, метаандезиобазальты (двупироксеновые сланцы) и метаандезиты (гиперстеновые плагиогнейсы – эндербиты). На этом основании метавулканиты известково-щелочной серии выделены в качестве исходной базальт-андезитовой ассоциации. Представительные анализы пород этой ассоциации приведены в табл. 1. Метабазальты и метаандезиобазальты относятся к высокоглиноземистым разновидностям ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ масс. %). Спектры распределения РЗЭ в metabазальтах соответствуют архейским базальтам типа TH2, по К. Конди [14] (рис. 6 а). Для них характерно умеренное обогащение легкими РЗЭ $(\text{La}/\text{Yb})_n = 12.68 - 6.63$. Сходной топологией спектров распределения РЗЭ характеризуются андезиобазальты, отличающиеся несколько повышенным общим содержанием легких РЗЭ (рис. 6б).

Метаандезиты (эндербиты) по спектру распределения РЗЭ соответствуют архейским андезитам группы II, по К. Конди [14], и характеризуются умеренной дифференциацией РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5 - 13$ и наличием слабых Eu аномалий (рис. 6в).

На мультиэлементной диаграмме (рис. 7) метаандезиты исходной базальт-андезитовой ассоциации отличаются повышенным содержанием литофильных элементов (за исключением Zr) от андезитов Курило-Камчатской островной дуги [35] и в этом отношении сходны с “серыми гнейсами” архея основания щитов [44], за исключением Th. Пониженные содержания Th в метандезитах джугджурского комплекса, вероятно, можно объяснить их частичным подплавлением при гранулитовом

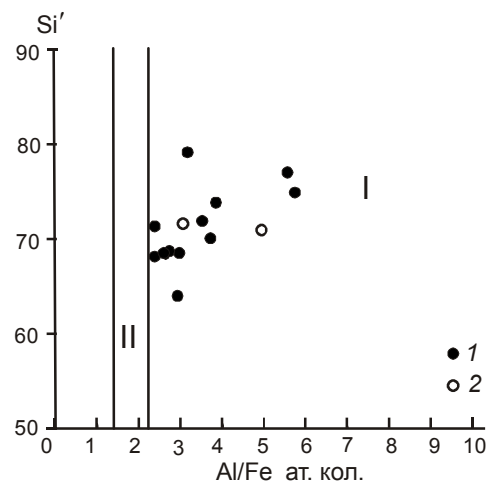


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма для разделения орто- и парагнейсов, по Деннено и Муру [39]. $\text{Si}' = \text{Si}/(\text{Si} + \text{Fe} + \text{Al}) \times 100$ ат. кол.

Составы гранулитов среднего и кислого составов 1 – джугджурского, 2 – суннагинского комплексов; I – поле магматических, II – осадочных пород.

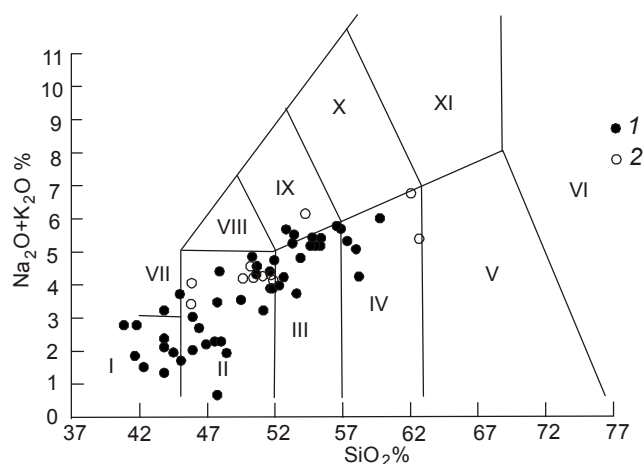


Рис. 4. Классификационная диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [13] для ортопород джугджурского (1) и суннагинского (2) гранулитовых комплексов.

Римскими цифрами обозначены поля пород: I – пикробазальты, II – базальты, III – базальтовые андезиты, IV – андезиты, V – дациты, VI – риолиты, VII – базаниты, VIII – трахибазальты, IX – базальтовые трахиандезиты, X – трахиандезиты, XI – трахидациты.

метаморфизме и вскрытием при этом основного минералоносителя Th акцессорного монацита и последующим выносом Th [27].

Происхождение исходных расплавов “серогнейсовой” сиалической коры рассматривается многими исследователями как результат частичного плавления metabазитов, что подтверждено многочисленными экспериментами.

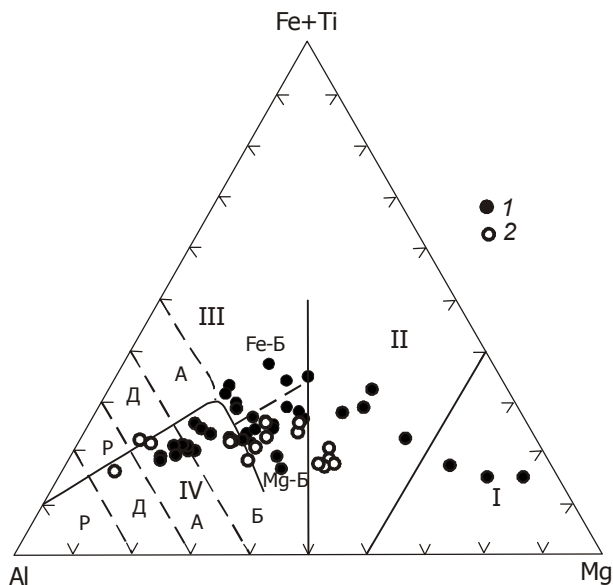


Рис. 5. Классификационная диаграмма Al – (Fe + Ti) – Mg [41].

Составы гранулитов: 1 – джугджурского, 2 – суннагинского комплексов. Римскими цифрами обозначены поля: I – коматиитов; II – коматиитовых и высокомагнезиальных базальтов; III–IV – вулканитов толеитовой и известково-щелочной серий, соответственно. Буквенными символами обозначены поля: P – риолитов, Д – дацитов, А – андезитов, Б – базальтов (Fe-Б, Mg-Б – высокожелезистых и высокомагнезиальных, соответственно).

Выше было показано, что спектры распределения РЗЭ джугджурских метаандезитов (эндербитов) обеднены тяжелым РЗЭ. Это может свидетельствовать о том, что первичный андезитовый расплав находился в равновесии с гранатсодержащим реститом.

Существующие результаты экспериментов по плавлению базитов свидетельствуют о том, что минимальное давление, при котором в составе рести́та плавящегося метабазита появляется гранат, составляет 10 кбар [3]. В эксперименте указанных авторов расплавам с кремнеземистостью $SiO_2 = 58$ мас. % (средняя кремнеземистость метаандезитов джугджурского комплекса) соответствуют следующие условия плавления метабазитов: $T = 975^\circ C$, степень плавления 40 %; состав рести́та (объем. %): гранат – 15, Орх – 1, амфибол – 2, клинопироксен – 40, – плагиоклаз – 2. Используя эти данные и содержание РЗЭ в природных образцах, можно рассчитать состав модельного расплава андезита на основе известного соотношения Д. Шоу [50], описывающего зависимость концентрации микроэлемента в расплаве от исходного его содержания в источнике, степени плавления и суммарного коэффициента распределения между рести́товыми

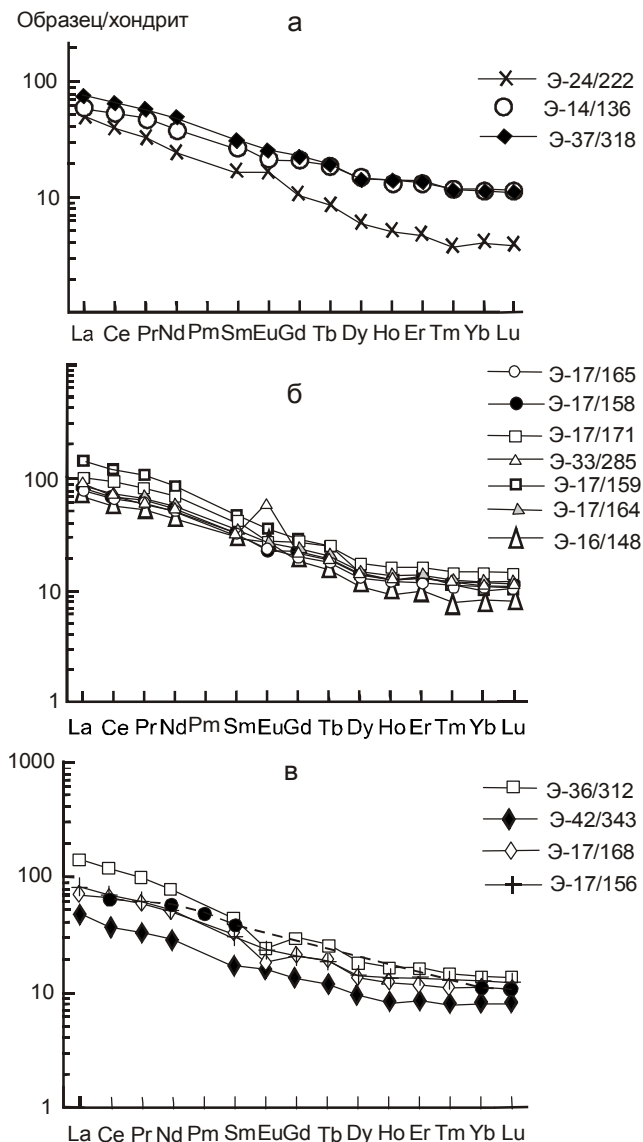


Рис. 6. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-1 [40], в метавулканитах базальт-андезитовой ассоциации известково-щелочной серии джугджурского гранулитового комплекса.

а – метабазальты, б – метаандезибазальты, в – метаандезиты. Штриховой линией с тёмными кружками на диаграмме (в) показано распределение РЗЭ в модельном андезитовом расплаве. Коэффициенты распределения РЗЭ приняты по Дж.Г. Арту [36].

фазами и расплавом. Предполагается, что источником исходных андезитовых расплавов джугджурского комплекса служили толеитовые метабазальты, подобные тем, что распространены среди архейских гранулитов южной части Алданского щита и его складчатого обрамления. С этими событиями связано и увеличение мощности первичной базитовой коры соседней будущей складчатой области

Таблица 1. Химические составы метабазитов и эндрбитов исходной базальт-андезитовой ассоциации джугджурского комплекса.

Компо- ненты	Э- 24/222	Э- 14/136	Э- 37/318	Э- 17/159	Э- 16/148	Э- 17/165	Э- 17/164	Э- 33/285	Э- 17/158	Э- 17/171	Э- 17/168	Э- 36/312	Э- 42/343	Э- 17/156
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Кристаллосланцы двупироксеновые											Плаггиогнейсы гиперстеновые		
SiO ₂	45.02	50.88	51.99	53.01	53.86	54.8	54.88	55.31	55.58	56.83	57.41	58.22	58.19	59.78
TiO ₂	0.75	0.71	0.84	0.84	0.7	0.55	0.7	0.42	0.49	0.69	0.7	0.68	0.69	0.59
Al ₂ O ₃	20.91	17.1	16.78	18.25	17.39	17.26	17.62	19.5	18.14	16.61	16.83	16.09	16.28	17.06
Fe ₂ O ₃	5.83	2.11	2.84	4.99	4.03	2.75	4.1	2.45	4.64	3.32	3.61	1.28	3.65	2.61
FeO	6.37	7.1	6.7	4.65	5.79	5.83	4.66	4.17	3.82	4.71	4.51	6.98	5.21	4.12
MnO	0.1	0.12	0.13	0.17	0.15	0.17	0.14	0.09	0.14	0.14	0.16	0.12	0.15	0.13
MgO	6.54	7.04	6.59	3.78	4.74	4.61	4.32	3.72	4	4.27	3.93	3.77	4.03	3.16
CaO	9.63	9.12	9.51	7.55	7.68	7.62	7	8.3	7.33	7.3	6.65	6.44	6.84	5.74
Na ₂ O	2.67	3.32	2.75	4.4	4	3.84	4.01	4.27	4.12	3.7	3.4	3.6	3.65	4.25
K ₂ O	1.03	1.03	0.61	1.26	0.85	1.61	1.12	1.13	1.06	2.02	1.91	1.52	0.58	1.75
P ₂ O ₅	0.18	0.29	0.41	0.49	0.3	0.32	0.32	0.33	0.26	0.41	0.27	0.31	0.31	0.36
п.п.п.	0.97	1.18	0.85	0.61	0.51	0.64	1.13	0.31	0.42	0	0.62	0.99	0.42	0.45
U	0.18	0.25	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.07	0.02	0.01	0.01	0.75	0.03	0.01
Th	0.58	0.86	0.28	0.12	0.06	0.09	0.26	0.43	0.09	0.03	0.26	3.22	0.08	0.04
Ba	310	225	410	398	413	490	692	856	544	838	685	339	286	700
Sr	939	268	483	976	586	758	822	870	9116	718	715	594	555	712
La	12.56	14.56	18.27	34.86	17.2	19.22	21.12	20.99	20.67	24.08	17.37	33.44	11.57	20.5
Ce	25.42	34.03	41.27	78.77	37.23	41.73	46.57	41.87	45.65	58.02	40.53	70.28	24.82	44.01
Pr	3.32	4.68	5.65	10.06	5.07	5.62	6.52	5.36	6.19	7.85	5.63	8.86	3.41	5.9
Nd	12.7	19.32	22.99	40.77	21.23	23.54	27.42	22.5	26.12	33.13	23.41	34.8	13.83	24.78
Sm	2.44	4.31	4.55	7.41	4.47	4.69	5.45	4.57	5.27	6.4	4.76	6.39	2.74	4.93
Eu	1.02	1.2	1.45	2.14	1.6	1.38	1.61	3.58	1.34	1.54	1.07	1.39	1	1.35
Gd	2.23	4.34	4.53	6.06	3.96	4.14	4.87	4.4	4.83	5.47	4.27	5.85	2.85	4.34
Tb	0.33	0.7	0.72	0.96	0.59	0.65	0.81	0.71	0.76	0.9	0.7	0.94	0.47	0.72
Dy	1.55	3.7	3.68	3.96	2.88	3.22	3.86	3.66	3.8	4.23	3.35	4.46	2.51	3.63
Ho	0.29	0.77	0.75	0.78	0.58	0.66	0.79	0.74	0.75	0.88	0.69	0.87	0.51	0.76
Er	0.82	2.27	2.18	2.32	1.72	1.95	2.3	2.11	2.21	2.56	2.04	2.49	1.52	2.19
Tm	0.1	0.31	0.29	0.3	0.22	0.28	0.33	0.3	0.32	0.37	0.29	0.34	0.22	0.32
Yb	0.69	2.02	1.86	1.79	1.5	1.79	2.03	1.82	2.09	2.35	1.87	2.16	1.45	2.06
Lu	0.1	0.29	0.27	0.29	0.23	0.27	0.31	0.27	0.3	0.36	0.28	0.32	0.23	0.31
Zr	25.4	41.76	49.04	29.01	17.33	34.32	25.51	40.79	21.1	34.08	26.3	22.68	49.7	25.07
Hf	0.73	1.35	1.32	0.98	0.7	1.12	1.01	1.12	0.84	1.13	0.89	0.88	0.24	0.96
Ta	0.61	0.38	0.39	0.64	0.3	0.5	0.39	0.45	0.26	0.34	0.51	0.85	0.31	0.44
Nb	3.25	5.18	5.27	12.16	5.2	4.82	6.81	3.17	4.53	6.76	6.26	16.54	5.54	6.23
Y	7.15	18.48	18.23	19.43	14.96	15.97	18.88	16.99	16.8	21.14	15.42	21.03	12.34	18.49
Sc	18.92	28.44	25.46	18.53	20.46	22.23	24.32	23.31	21.86	21.78	19.69	17.71	20.19	19.39

Примечание. Здесь и далее в табл. 2 оксиды – в мас. %, элементы-примеси – в г/т. Все анализы приведены к сумме главных петрогенных оксидов 100%, “-“ – содержание элемента не определялось, 1–3 – метабазалты, 4–10 – метаандезиты, 11–14 – метаандезиты.

в результате процессов андерплейтинга. К таким событиям может быть отнесено формирование базитовых протолитов гранулитового комплекса соседнего Сутамского блока, происходившее 3.1 млрд лет назад. Средний состав толеитовых метабазалтов Сутамского блока, по [19], (табл. 2, ан. 20) принят нами в качестве магматического источника при выплавлении андезитовых расплавов джугджурского комплекса. Полученные результаты расчетов (рис. 6 в) показывают хорошее соответствие состава модельного андезитового расплава природным образцам.

Метавулканы коматиит-толеитовой серии

В составе вулкаников этой серии выделены толеитовые и коматиитовые базальты, а также коматииты (коматиит-толеитовая ассоциация).

Толеитовые метабазалты

Представительные анализы толеитовых метабазалтов (двупироксеновые сланцы) приведены в табл. 2. Концентрации MgO в толеитовых метабазалтах колеблются в пределах 5.09–8.22 (табл. 2, ан.6, 12, 15–19), при магнезиальности (Mg # = Mg/(Mg+Fe)) 0.58–0.63. Толеитовые метабазалты харак-

Таблица 2. Химические составы метавулканиитов основного и ультраосновного состава джуджурского комплекса.

Компоненты	Э-13/104	Э-14/119	Э-17/162	Э-14/121	Э-25/237	Э-10/77	2107-А	Э-14/134	Э-35/301	Э-17/174	Э-17/160	Э-14/117	Э-7/66
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Кристаллосланцы двупироксеновые													
SiO ₂	42.10	42.43	43.84	43.86	44.2	44.66	45.70	46.06	46.06	46.61	46.92	47.73	48.56
TiO ₂	1.01	0.45	1.55	0.46	1.11	1.23	0.58	0.65	1.23	0.66	0.72	1.56	0.25
Al ₂ O ₃	14.67	12.74	12.06	13.63	14.78	12.79	9.16	8.45	8.39	8.84	8.00	13.02	2.82
Fe ₂ O ₃	6.61	4.89	5.83	3.55	5.73	5.85	1.29	1.01	4.15	5.23	4.66	4.11	2.54
FeO	6.90	13.59	8.12	14.35	8.67	9.7	9.97	11.19	11.38	6.95	6.53	12.15	9.49
MnO	0.17	0.22	0.16	0.20	0.14	0.96	0.25	0.17	0.23	0.17	0.17	0.23	0.24
MgO	11.17	9.91	13.11	9.81	10.78	8.22	22.10	11.53	13.1	17.39	24.30	6.65	27.64
CaO	10.92	10.31	9.46	8.99	11.11	13.22	8.13	12.4	11.84	10.13	5.57	10.57	6.48
Na ₂ O	2.20	0.40	2.33	0.66	2.10	1.70	1.30	1.00	1.48	1.92	1.15	1.97	0.34
K ₂ O	0.59	1.15	0.93	1.47	0.24	0.22	0.20	2.01	0.58	0.80	1.06	0.33	0.01
P ₂ O ₅	0.50	0.99	0.21	0.45	0.19	0.39	0.12	2.65	0.31	0.24	0.16	0.25	0.07
п.п.п.	3.16	2.92	2.4	2.57	0.95	1.06	1.20	2.88	1.25	1.06	0.82	1.43	1.56
U	0.09	0.40	-	-	0.12	0.14	0.42	0.47	0.09	<0.02	0.02	-	<0.02
Th	0.41	1.25	-	-	0.28	0.38	0.64	3.92	0.43	0.18	0.26	-	0.12
Ba	355	151	-	-	150	34	<10	3755	222	76	237	-	<10
Sr	520	410	-	-	878	146.7	55	1053	386	171	163	-	21
La	33.57	25.04	-	-	9.50	12.67	2.84	151.81	13.01	6.83	21.58	-	2
Ce	74.13	71.66	-	-	22.03	36.58	7.30	359.25	37.48	22.46	60.18	-	5.37
Pr	9.91	10.28	-	-	3.23	5.37	1.06	49.68	6.33	3.87	8.27	-	0.86
Nd	41.49	43.39	-	-	14.12	23.33	4.94	202.04	29.4	17.95	31.02	-	4.29
Sm	8.54	9.20	-	-	3.22	5.95	1.50	29.81	7.17	3.99	4.85	-	1.26
Eu	2.36	1.80	-	-	1.15	1.64	0.71	5.62	1.55	1.18	1.13	-	0.36
Gd	8.14	9.56	-	-	3.24	6.59	2.09	17.96	7.48	4.08	4.08	-	1.45
Tb	1.18	1.60	-	-	0.48	1.16	0.36	2.23	1.13	0.59	0.58	-	0.22
Dy	6.01	8.81	-	-	2.28	7.06	2.15	6.21	5.84	3.17	2.28	-	1.27
Ho	1.28	1.85	-	-	0.41	1.58	0.46	0.96	1.17	0.64	0.42	-	0.26
Er	3.85	5.52	-	-	1.12	4.95	1.32	не опр.	3.42	1.84	1.27	-	0.75
Tm	0.51	0.78	-	-	0.13	0.73	0.18	0.28	0.45	0.24	0.14	-	0.1
Yb	3.38	5.13	-	-	0.80	4.81	1.18	1.92	2.87	1.56	0.92	-	0.66
Lu	0.52	0.76	-	-	0.11	0.74	0.18	0.27	0.41	0.22	0.13	-	0.1
Zr	37.89	70.41	-	-	29.38	83.04	36.91	29.48	70.74	43.3	62.99	-	10.63
Hf	1.17	2.20	-	-	0.88	2.07	1.06	1.28	2.38	1.38	1.57	-	0.4
Ta	0.33	0.30	-	-	0.32	0.52	<0.2	0.55	0.35	<0.2	0.25	-	<0.2
Nb	5.36	1.41	-	-	3.00	8.75	1.39	12.09	6.50	3.57	4.52	-	0.25
Y	32.61	47.11	-	-	10.00	40.04	10.53	25.04	30.04	15.45	9.34	-	6.44
Sc	33.63	51.19	-	-	32.75	56.46	31.81	25.95	53.84	52.32	30.29	-	30.38
(La/Yb) _N	6.72	3.30	-	-	8.02	1.78	1.63	53.45	3.06	9.45	15.84	-	1.86
Al ₂ O ₃ /TiO ₂	14.52	28.31	7.78	29.63	13.32	10.40	10.75	13.00	6.82	13.39	11.11	8.35	12.96
CaO/TiO ₂	10.81	22.91	6.10	19.54	10.01	10.75	11.71	19.08	9.63	15.35	7.74	6.78	26.43
CaO/Al ₂ O ₃	0.74	0.81	0.78	0.66	0.75	1.03	1.09	1.47	1.41	1.15	0.70	0.81	2.04

Примечание. 1, 2, 4, 5, 8, 10, 14 – коматиитовые метабазалты; 3, 9, 16 – пикритовые метабазалты; 6, 12, 15, 17–19 – толеитовые метабазалты; 7, 11, 13 – метакоматииты; 20 – средний состав толеитового метабазалта сугамского гранулитового комплекса.

теризуются умеренно дифференцированным распределением РЗЭ [(La/Yb)_N = 4–8] при примерно 50-кратном увеличении содержаний легких РЗЭ по отношению к хондриту (рис. 8а). На мультиэлементной диаграмме (рис. 9) метатолеиты метабазит-эндербитовой ассоциации отличаются от толеитовых базальтов N-MORB [48] и толеитовых базальтов Курильской островной дуги [1] повышенным содержанием Ba, Nb, La, Ce, Nd, P, что, вероятно, косвенно характеризует геохимические особенности корообразующей мантии рассматриваемого региона.

Высокомагнезиальные сланцы основного и ультраосновного состава

Высокомагнезиальные сланцы (двупироксен-оливиновые, двупироксен-амфиболовые) занимают в составе нижней толщи около 5 % ее объема. Они обычно образуют маломощные (не более 10 м, редко десятки метров) прослои и линзы, залегающие согласно полосчатости вмещающих их эндербитов. На этом основании можно предполагать их исходное вулканогенное происхождение. Не исключено,

Таблица 2. (Продолжение).

Э- 17/175	Э- 37/313	Э- 37/319	Э- 32/284	Э- 40/337	Э- 14/126	
14	15	16	17	18	19	20
Кристаллосланцы двупироксеновые						
48.04	50.34	50.72	51.65	52.29	53.9	49.83
1.01	1.94	2	0.94	0.85	0.45	1.65
16.20	14.5	15.44	15.79	14.02	14.53	13.98
4.24	1.6	3.78	2.45	3.09	2.7	5.00
7.66	11.04	8.58	7.45	7.54	7.33	10.09
0.14	0.16	0.14	0.13	0.16	0.17	0.22
9.18	5.09	5.18	7.35	8.02	7.12	6.31
9.00	8.64	8.58	9.34	9.35	8.99	9.72
2.59	3.63	3.37	3.18	3.18	3.3	2.53
0.89	1.24	1.22	0.72	0.84	0.47	0.38
0.21	0.68	0.87	0.24	0.31	0.24	0.25
0.84	1.14	0.12	0.76	0.35	0.8	0.05
0.04	-	0.1	<0.02	0.23	0.03	-
0.24	-	0.79	0.12	1.15	0.3	-
365.10	-	821.96	482	134.04	177	199.0
618	-	515	587	358	288	150
13	-	56	14	40	10	9
34.81	-	122.15	29.73	95.19	26.23	20.3
5.64	-	15.62	4.14	12.66	4.11	-
25.7	-	63.55	17.71	49.71	17.19	13.8
5.87	-	12.09	3.87	9.23	3.74	4.2
1.69	-	3.06	1.64	2.29	1.08	1.4
5.72	-	11.32	3.82	7.42	3.67	-
0.88	-	1.77	0.62	1.04	0.6	0.95
4.39	-	7.83	3.21	4.35	3.19	-
0.87	-	1.55	0.66	0.75	0.66	-
2.48	-	4.6	1.97	2.25	1.92	-
0.31	-	0.58	0.26	0.26	0.27	-
1.99	-	3.62	1.67	1.64	1.76	3.1
0.28	-	0.51	0.25	0.23	0.27	0.46
54.88	-	55.52	44.43	18.85	44	94.33
1.64	-	2.06	1.24	0.93	1.45	-
0.52	-	0.95	0.43	0.56	<0.2	-
4.97	-	21.35	6.61	10.47	1.98	6.1
20.35	-	39.9	16.36	19.14	16.15	29.66
42.08	-	28.98	31.57	34.31	33.34	-
4.44	-	10.01	5.68	16.50	3.96	-
16.04	7.47	7.72	16.80	16.49	32.29	8.47
8.91	4.45	4.29	9.94	11.00	19.98	5.89
0.56	0.60	0.56	0.59	0.67	0.62	0.70

что часть этих прослоев первоначально была представлена силлами. Представительные анализы высокомагнезиальных сланцев основного и ультраосновного состава приведены в табл. 2. На классификационной диаграмме $Al_2O_3/TiO_2 - MgO$ [17] (рис. 10) высокомагнезиальные сланцы основного и ультраосновного состава джугджурского комплекса располагаются в полях коматиитов и коматиитовых базальтов коматиитовой серии, а также в поле базальтов пикритовой серии. Метавулканисты коматиитового и коматиит-базальтового составов выделяются и на классификационной диаграмме Дженсена [41], рассмотренной выше (рис. 5).

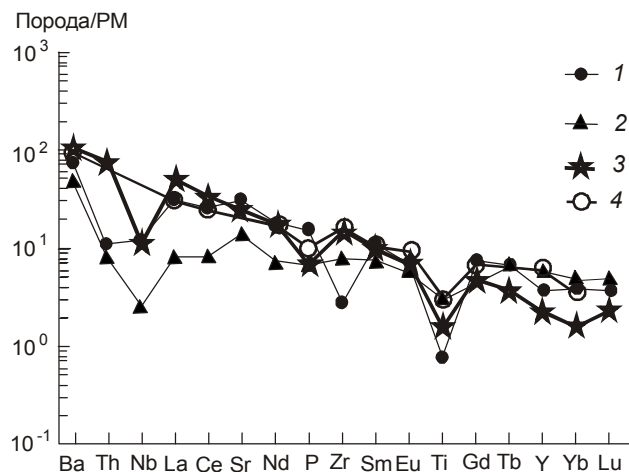


Рис. 7. Мультиэлементная диаграмма для метаандезитов базальт-андезитовой ассоциации.

1 – метаандезиты джугджурского комплекса, 2 – андезиты Курило-Камчатской островной дуги [35], 3 – состав архейских “серых гнейсов” [44], 4 – метаандезиты суннагинского комплекса. Нормировано по составу примитивной мантии [48].

Метакоматииты джугджурского комплекса отвечают требованиям международной классификации магматических пород [13]: содержание MgO в них больше 18 мас. % (22.16–27.6 мас. %), содержание $TiO_2 < 1$ мас. % (0.25–0.72 мас. %) (табл. 2 ан. 7, 11, 13). Магнезиальность ($Mg \# = Mg/Mg+Fe$) метакоматиитов варьирует в пределах 0.78–0.81, средние отношения в них Al_2O_3/TiO_2 и CaO/Al_2O_3 составляют 12.27 и 1.23, соответственно, что позволяет относить их к Al-деплементированному (барбертонскому) типу коматиитов.

Концентрации MgO в коматиитовых метабазах ($MgO < 18$ мас. %) – 9.18–17.39 мас. % (табл. 2, ан. 1, 2, 4, 5, 8, 10, 14) при магнезиальности 0.64–0.77. С уменьшением магнезиальности в коматиитовых метабазах растет содержание Ca и Al, что свидетельствует об увеличении в расплаве клинопироксеновой и плагиоклазовой фаз. Они обладают отношениями $CaO/Al_2O_3 = 0.56–1.47$; $Al_2O_3/TiO_2 = 13.0–29.63$.

По спектрам распределения РЗЭ среди метакоматиитов и метакоматиитовых базальтов выделено две группы. Первая группа коматиитов характеризуется слабо фракционированной, близкой к хондритовой формой распределения РЗЭ [$(La/Yb)_N = 1.63–1.86$] при слабом обеднении ТРЗЭ – $(Gd/Yb)_N = 1.43–2.13$ (рис. 8б). Вторая группа коматиитов и коматиитовых базальтов обладает сильно фракционированным спектром распределения РЗЭ [$(La/Yb)_N = 15.84–53.45$] (рис. 10в) при заметном обогащении ЛРЗЭ – $(Ce/Yb)_N = 3$ и обеднении ТРЗЭ. Обогащение ЛРЗЭ

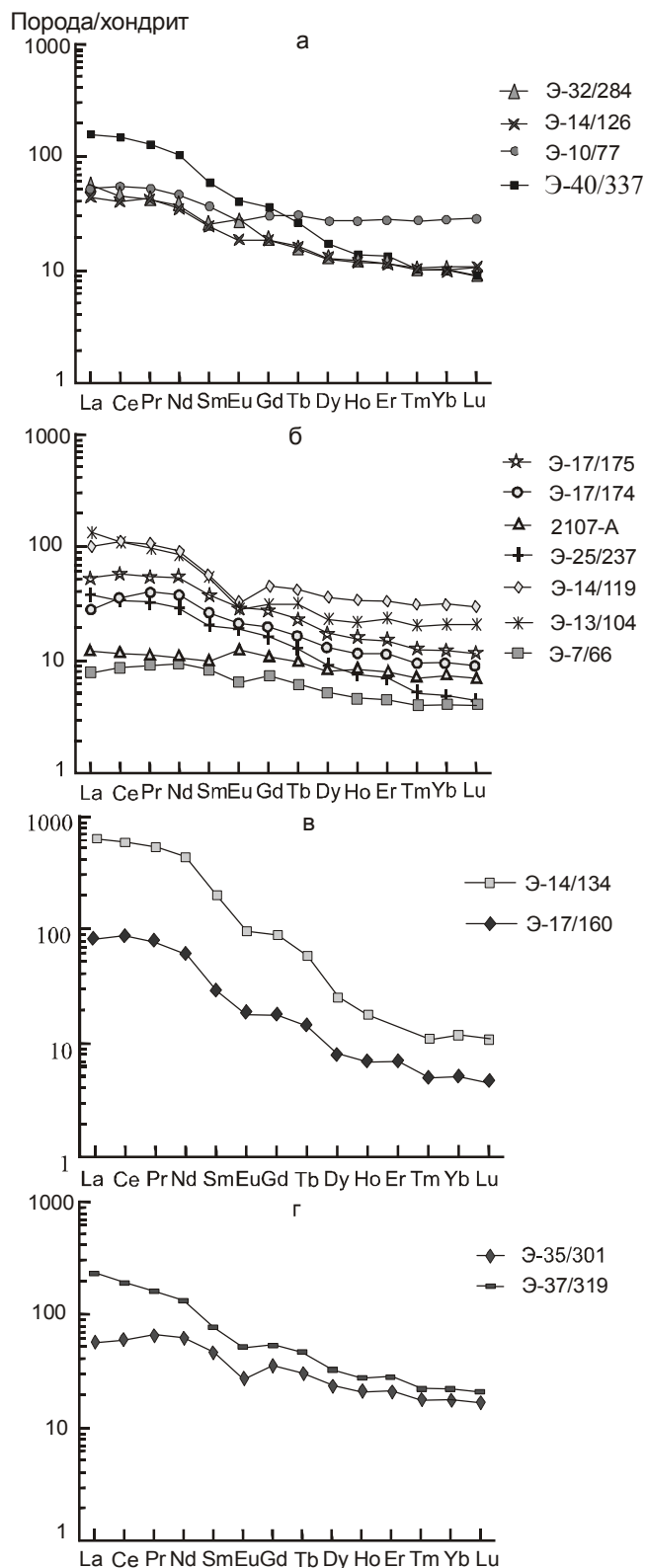


Рис. 8. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-1 [40], в метавулканиках коматиит-толеитовой серии джугджурского гранулитового комплекса.

а – толеитовые метабазациты; б – метакоматииты (образцы 2701-А и Э-7/66) и коматиитовые метабазациты (обр. Э-17/174, Э-17/175, Э-25/237, Э-14.119, Э-13.104), группы I; в – коматиит (обр. Э-17/160) и коматиитовый метабазацит (обр. Э14/134 группы II); г – пикритовые метабазациты.

коматиитов второй группы объясняется мантийным метасоматозом, проявившимся локально, незадолго до плавления мантийного очага. $(Gd/Yb)_N$ отношения двух групп коматиитов, варьирующие в пределах 1.43–3.58, подтверждают заключение, сделанное выше на основе петрохимических характеристик, об отнесении метакоматиитов джугджурского комплекса к барбертонскому типу, в котором это отношение составляет 1.1 и более [45].

Из мультиэлементной диаграммы (рис. 11) следует, что коматииты первой группы джугджурского комплекса обогащены по сравнению с фанерозойскими коматиитами о. Горгона Th, La и Ce [43]. Обогащение этими элементами отмечается и для раннеархейских коматиитов зеленокаменного пояса Барбертон [42]. Это может свидетельствовать об обогащенности раннедокембрийской мантии под континентами радиоактивными элементами и легкими РЗЭ в сравнении с фанерозойской мантией Тихого океана. Ранее такое предположение было высказано в работе [20]. Ниобиевая положительная аномалия является общей для всех указанных коматиитов.

В коматиитовых метабазацитах обеих групп наблюдается общее увеличение содержаний РЗЭ. Содержание легких РЗЭ в метакоматиитовых базальтах первой группы превышает хондритовые в 30 раз (рис. 8б, обр. Э-17/174), а во второй группе оно достигает 600-кратного увеличения (рис. 8в, обр. Э-14/134). Наряду с РЗЭ, в обр. Э-14/134 отмечаются повышенные содержания К, Th и Р (табл. 2, ан. 9), что подтверждается присутствием в породе бурого биотита, равновесного с другими породообразующими минералами, и апатита в повышенных количествах.

Как было показано выше, метакоматииты джугджурского комплекса относятся к Al-деплементированному типу. Это позволяет считать, что в рестите первичного расплава присутствовал гранат. Последнее определяет глубину мантийного магматического очага, в соответствии с экспериментами [38, 47], около 200 км. При дальнейшем подъеме мантийного плюма, с падением температуры и давления, на глубине менее 200 км плавление будет происходить под контролем оливина.

Определение термодинамических условий формирования исходных расплавов метакоматиитов существенно затруднено наложенным гранулитовым

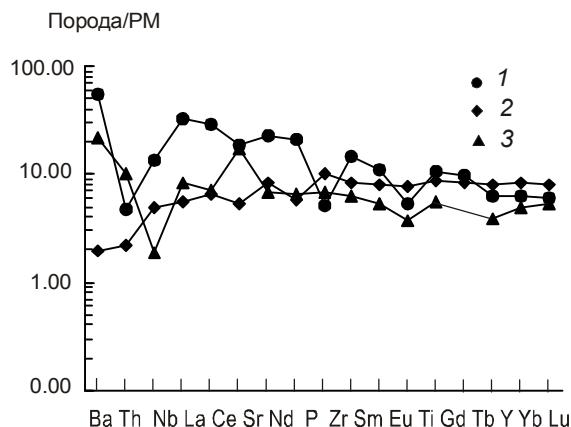


Рис. 9. Мультиэлементная диаграмма для средних составов базальтов.

1 – толеитовые метабазаальты джугджурского комплекса, 2 – N-MORB, 3 – толеитовые базальты Курильской островной дуги [1]. Нормировано по составу примитивной мантии [48].



Рис. 10. Дискриминационная диаграмма для высокомагнезиальных метавулканитов [17].

Темные кружки – джугджурский комплекс, светлые кружки – суннагинский комплекс.

метаморфизмом. Эти трудности обусловлены утратой первичных структурно-текстурных особенностей и отсутствием реликтовых минералов. Принципиальным является вопрос установления некумулятивного первичного состава коматиитов. Использование диаграмм плавления мантийного лерцолита [29] с применением соотношений содержания MgO мас. % в метакоматиитах и их магнезиальности $Mg \# = Mg/(Mg + Fe)$ свидетельствует о том, что из имеющихся образцов метакоматиитов джугджурского комплекса первичным расплавам соответствуют образцы 2107-А и Э-17/160 (табл. 2, ан.7,11), в то время как первичный расплав обр. Э-7/66 (табл. 2, ан. 13) содержал значительную примесь кумулятивного оливина.

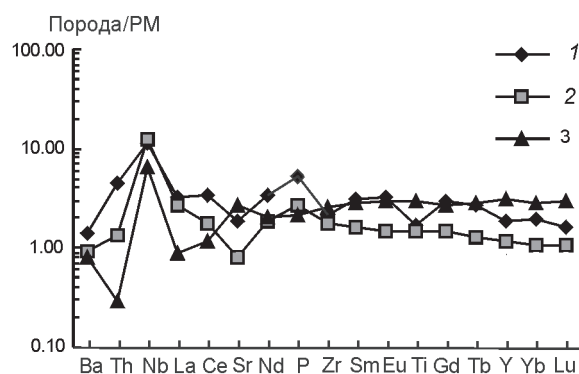


Рис. 11. Мультиэлементная диаграмма для метакоматиитов группы I джугджурского комплекса.

1 – метакоматииты джугджурского комплекса, 2 – коматииты архейского зеленокаменного пояса Барбертон [45], 3 – меловые коматииты о. Горгона (Тихий океан) [43]. Нормировано по составу примитивной мантии [48].

Пользуясь диаграммами плавления мантийного лерцолита [29], можно определить приблизительные термодинамические параметры формирования первичных коматиитовых расплавов джугджурского комплекса. Для обр. 2107-А (табл. 2, ан. 7, $MgO = 22.16$ мас. %, $Mg \# = Mg/(Mg + Fe) = 0.78$) установлено: $P = 32$ кбар, $T = 1580^\circ C$, степень частичного плавления – 27 %, минералы рестита – оливин и ортопироксен.

Для обр. Э-17/160 (табл. 2, ан. 11, $MgO = 24.3$ мас. %, $Mg \# = 0.8$) установлено: $P = 30$ кбар, $T = 1610^\circ C$, степень частичного плавления – 39 %, минералы рестита – оливин и ортопироксен.

Еще меньшие P-T параметры получены для первичных расплавов коматиитовых базальтов. Так, для образца Э-17/174 коматиитового метабазаальта (табл. 2, ан. 10, $MgO = 17.39$ мас. %, $Mg \# = 0.77$). С помощью вышеуказанных диаграмм установлены следующие параметры образования: $P = 18$ кбар, $T = 1330^\circ C$, степень частичного плавления – 25 %, минералы рестита – оливин, ортопироксен и клинопироксен. Полученные данные подтверждают модель образования исходных высокомагнезиальных лав джугджурского комплекса при частичном декомпрессионном плавлении поднимающегося мантийного плюма. Экспериментальные данные и термодинамические расчеты [7, 29] свидетельствуют о том, что менее магнезиальные исходные расплавы, в том числе и толеитовые базальты джугджурского комплекса, могли формироваться путем фракционирования высокомагнезиальных коматиитовых базальтов в промежуточных малоглубинных камерах.

Вопрос о термодинамических условиях формирования родоначальной пикритовой магмы для име-

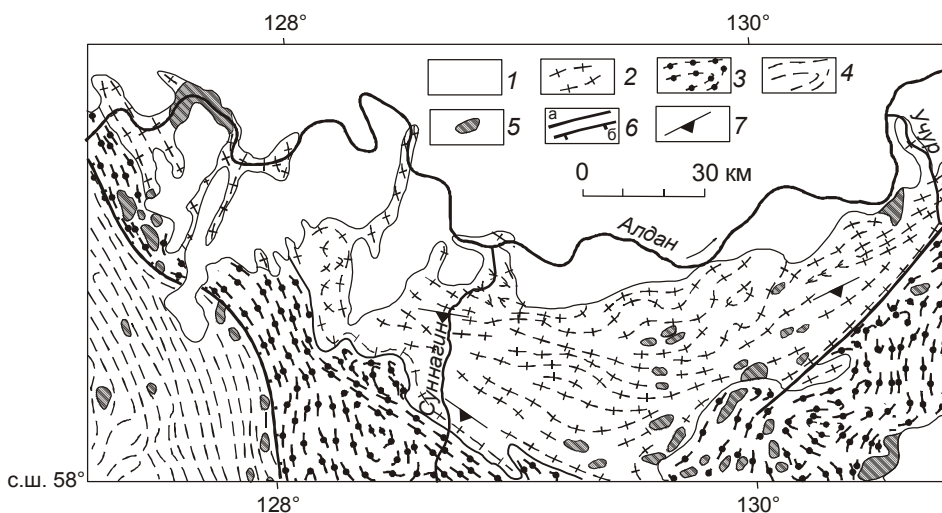


Рис. 12. Геологическая схема строения северной части Суннагинского блока [9] с упрощениями.

1 – отложения фанерозоя, 2 – гранулиты эндербит-базитовой ассоциации, 3 – гранулиты кюриканской свиты, 4 – гранулиты холболохского блока, 5 – палеопротерозойские гранитоиды, 6а – разломы, 6б – надвиги; 7 – ориентировка гнейсовидности в эндербитах.

ющихся трех образцов пикритовых metabазальтов (обр. Э-17/162, Э-35/301, Э-37/319, табл. 2) остается открытым из-за отсутствия в собранной полевой коллекции пород, соответствующих пикритам. Можно предполагать, что магматическим источником для пикритов служит тот же мантийный плюм, что и для коматиитов. Однако выплавление пикритовых расплавов происходит при меньших степенях плавления, нежели коматиитовых [18].

Sm-Nd систематика пород metabазит-эндербитовой ассоциации

Sm-Nd изотопные исследования пород metabазит-эндербитовой ассоциации были выполнены для дупироксеновых сланцев, отвечающих по исходному составу андезибазальтам. Химические составы этих сланцев представлены в табл. 1. Результаты Sm-Nd изотопных исследований приведены в табл. 3. Полученные величины значений $T_{(DM)}$ для изученных пород позволяют относить возраст формирования их протолитов к раннему протерозою. Положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ свидетельствуют о ювенильной природе расплавов андезибазальтов.

СОСТАВ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОТОЛИТОВ СУННАГИНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Суннагинский блок располагается в междуречье Тимптона и Учюра, являющихся правыми притоками р. Алдан (рис. 12). Геологическая структура Суннагинского блока рассматривалась М.З. Глу-

ховским и В.М. Моралевым [8] и др. в виде купола, ядро которого сложено эндербитами, содержащими прослой и линзы metabазитов. Этот комплекс пород выделен ими в качестве metabазит-эндербитовой ассоциации. Обрамление купола сложено супракрустальным комплексом (кюриканская свита), состоящим из гранат-биотитовых, биотит-гранатовых гнейсов, мраморов, кальцифиров, кварцитов и содержащим подчиненное количество прослоев дупироксеновых сланцев и эндербитов. Эти данные свидетельствуют о сходстве строения разреза суннагинского комплекса с вышеописанным джугджурским. Максимальные условия гранулитового метаморфизма супракрустального комплекса (кюриканская свита) Суннагинского блока соответствовали температуре 830°C и давлению 8.7 кбар [28]. Эти данные свидетельствуют о том, что Суннагинский блок относится к глубинным.

В метаморфической эволюции суннагинского комплекса М.З. Глуховский с коллегами [11] выделяют три главных палеопротерозойских магмо-метаморфических импульса: – 2.247, 2.007, 1.980 млн лет назад, считая при этом возраст его протолитов архейским, несмотря на отсутствие архейских изотопных датировок. По представлениям авторов настоящей работы, возраст протолитов суннагинского комплекса является раннепротерозойским. На это указывает изохронный Sm-Nd возраст по валовым пробам согласно залегающего тела metabазитов среди гнейсов западной части Суннагинского блока, составляющий 2247 ± 99 млн лет [11]. Эта

Таблица 3. Результаты Sm-Nd изотопного изучения двупироксеновых сланцев джугджурского комплекса.

NN образцов	Nd (г/т)	Sm (г/т)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$T_{(DM)}$	$\epsilon_{\text{Nd}T}$
Э-17/158	26.38	5.45	0.511772	0.1248	2356	5.30
Э-17/159	43.13	7.77	0.511566	0.1089	2298	6.18
Э-35/296	16.96	3.28	0.511435	0.1169	2689	1.15

Примечание. Изотопные измерения Sm и Nd выполнены в Университете Хоккайдо, г. Саппоро (Япония), Г.М. Вовна под руководством проф. Д. Маеды на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan-MAT-262. Расчеты значений $\epsilon_{\text{Nd}T}$ приведены для $T=2400$ млн лет.

Sm-Nd изотопная датировка и определяет возраст протолитов суннагинского комплекса, т.к. ее значение, как известно, не зависит от более поздних тектонотермальных событий [34].

Геохимические особенности гранулитов и их исходная природа

Представительные составы гранулитов метабазит-эндербитовой ассоциации приведены в табл. 4. На классификационной диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ (рис. 4) составы гранулитов суннагинского комплекса располагаются, главным образом, в полях пород нормальной щелочности. Отдельные образцы обнаруживают несколько повышенное содержание щелочей и соответствуют трахибазальтам и трахиандезибазальтам. Данные рис. 4 свидетельствуют о том, что метавулканиды суннагинского комплекса представлены рядом базальт-андезибазальт-андезит, при отсутствии кислых разновидностей. На классификационной диаграмме $\text{Al}-(\text{Fe}+\text{Ti})-\text{Mg}$ (рис. 5) гранулиты суннагинского комплекса располагаются в полях вулканидов известково-щелочной и комагитит-толеитовой серий.

Метавулканиды известково-щелочной серии

В составе метавулканидов этой серии установлены метабазальты, метаандезибазальты (двупироксеновые сланцы) и метаандезиты (эндербиты). Эти метавулканиды выделены в качестве базальт-андезитовой ассоциации. Представительные анализы пород этой ассоциации приведены в табл. 4. Метабазальты, метаандезибазальты и метаандезиты относятся к высокоглиноземистым разновидностям ($\text{Al}_2\text{O}_3 > 15$ мас. %). Метаандезиты по спектру распределения РЗЭ соответствуют архейским андезитам группы II, по К.Конди [14], и характеризуются умеренной дифференциацией РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_N = 8.5$ (рис. 13).

Происхождение исходных андезитовых расплавов известково-щелочной серии Суннагинского блока рассматривается нами как результат частичного плавления более древней базитовой коры. Спектр распределения РЗЭ среднего состава сун-

нангинских метаандезитов обеднен тяжелыми РЗЭ (рис. 13). Это свидетельствует о том, что первичный андезитовый расплав находился в равновесии с гранатсодержащим реститом, что позволяет рассчитать состав модельного расплава андезита с использованием экспериментальных данных М.Б. Вольфа и П.Дж. Уайли [3]. Средняя кремнеземистость метаандезитов Суннагинского блока составляет 62.6 мас. % (табл. 4, ан. 11). Этой кремнеземистости в эксперименте вышеуказанных авторов соответствуют следующие условия частичного плавления метабазитов (при заданном давлении $P=10$ кбар): $T=925^\circ\text{C}$, степень плавления 15 %, состав рестита (объем. %): гранат – 10, ортопироксен – 2, амфибол – 35, клинопироксен – 20, плагиоклаз – 18. Используя эти данные и содержания РЗЭ в природных образцах, рассчитан состав модельного состава андезита на основе известного соотношения Д. Шоу [50]. Весьма важным моментом при подобных расчетах является выбор источника исходных андезитовых расплавов. В нашем случае мы исходили из предположения, что таким источником могли служить метабазиты, сходные по составу с толеитовыми метабазальтами соседнего раннеархейского Нимнырского блока. Предполагается, что становление базитовых протолитов нимнырского комплекса (3335 ± 3 млн лет назад, [46]) сопровождалось процессами андерплейтинга и увеличением мощности древней базитовой коры и в соседних с Нимнырским блоком областях протоокеана, в том числе и под будущим Суннагинским блоком. Состав толеитового метабазальта Нимнырского блока приведен в табл. 4 (ан. 12). Он принят нами в качестве магматического источника при выплавлении андезитовых расплавов суннагинского комплекса. Полученные результаты расчетов (рис. 13) показывают хорошее соответствие состава модельного андезитового расплава природным образцам, что подтверждает принятые нами условия выплавления андезитовых расплавов суннагинского комплекса.

Таблица 4. Химические составы метабазитов и эндербитов суннагинского комплекса.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	45.98	50.22	50.51	51.24	51.80	52.02	54.30	62.12	49.67	45.99	62.60	48.13
TiO ₂	1.01	0.59	0.51	0.54	0.43	0.56	1.09	0.64	0.61	0.85	0.62	0.55
Al ₂ O ₃	12.99	13.18	12.7	12.19	14.74	16.31	18.84	18.07	12.86	14.21	16.33	13.65
Fe ₂ O ₃	10.67*	8.92*	8.45*	8.90*	9.70*	8.79*	8.70*	5.58*	9.40*	3.50	7.84	11.30
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9.65	-	8.37
MnO	0.18	0.17	0.19	0.20	0.21	0.19	0.13	0.10	0.20	0.18	0.12	0.18
MgO	12.25	11.43	11.48	12.30	7.84	7.88	2.90	1.75	12.00	10.38	1.98	11.95
CaO	11.68	10.61	10.29	10.08	9.67	9.80	7.36	4.43	10.43	11.73	5.62	10.42
Na ₂ O	2.09	3.15	2.96	3.03	3.16	3.16	4.47	4.98	2.97	2.48	3.76	1.45
K ₂ O	1.97	1.44	1.25	1.25	1.14	1.00	1.71	1.81	1.27	0.96	1.64	1.02
P ₂ O ₅	-	0.19	0.16	0.17	0.21	0.17	0.46	0.27	0.14	0.07	0.20	0.14
Ni	249	440	273	543	317	221	-	-	365	335	21	-
Co	50	50	52	50	40	42	-	-	52	-	-	-
Cr	1200	1650	1650	1760	930	600	-	-	1412	-	-	-
Rb	88	46	43	40	26	23	-	-	46	21	31	27
Sr	376	382	305	336	496	420	-	-	366	279	306	404
Ba	-	-	-	-	-	-	-	-	-	130	638	307
Y	25	20	21	25	34	23	-	-	21	15	27	19.04
Zr	50	23	70	86	52	59	-	-	57	70	177	35.50
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8.60	22.00	3.34
Ce	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18.33	45.00	9.44
Nd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	10.10	23.00	6.14
Sm	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.60	4.8010	2.20
Eu	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.61	1.30	0.85
Gd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2.78	4.10	2.73
Er	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.45	1.90	2.25
Yb	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.22	1.70	2.33

Примечание. 1–5 – метавулканы коматиит-толеитовой серии: 1–4 – метабазальтовые коматииты, 5 – толеитовый метабазальт; 6–8 – метавулканы известково-щелочной серии: 6–7 – метабазальты, 8 – метаандезит, 9–11 – средние составы метавулканитов суннагинского комплекса: 9 – коматиитовые метабазальты (5 анализов), 10 – толеитовые метабазальты (14 анализов), 11 – метаандезиты (8 анализов) [9, 10, 23]; 12 – толеитовый метабазальт нимырского комплекса [30]. * – все железо в форме Fe₂O₃; “-” – элемент не определялся.

Метавулканы коматиит-толеитовой серии

Толеитовые метабазальты

Средний состав толеитовых метабазальтов суннагинского комплекса приведен в табл. 4. Толеитовые метабазальты, как следует из данных таблицы, отличаются повышенным содержанием MgO = 10.38 мас. % при магнезиальности 0.59. Отношения CaO/Al₂O₃, CaO/TiO₂, Al₂O₃/TiO₂ составляют, соответственно, 0.82, 13.8, 17.32 и понижены по сравнению с хондритовыми. Толеитовые метабазальты характеризуются умеренно дифференцированным распределением РЗЭ [(La/Yb)_N = 4.65] при примерно 20-кратном увеличении легких РЗЭ по отношению к хондриту.

Высокомагнезиальные сланцы

Представительные анализы высокомагнезиальных сланцев приведены в табл. 4. На классификаци-

онной диаграмме Al₂O₃/TiO₂–MgO [16] (рис. 10) и диаграмме Дженсена [41] (рис. 5) эти сланцы располагаются в полях коматиитовых базальтов. В имеющейся выборке анализов метакоматииты отсутствуют, что не исключает возможного их наличия в составе суннагинского комплекса. Концентрации MgO в коматиитовых метабазальтах (MgO < 18 мас. %) составляют 11.43–12.30 мас. % (табл. 4, ан. 1–4) при магнезиальности 0.69–0.73. Они обладают отношениями CaO/Al₂O₃, Al₂O₃/TiO₂, соответственно, 0.80–0.82; 12.86–24.90.

Экспериментальные данные и термодинамические расчеты [7, 29] свидетельствуют о том, что расплавы с вышеупомянутой магнезиальностью, в том числе и толеитовые базальты суннагинского комплекса могли формироваться путем фракционирования более магнезиальных коматиитовых базальтов в промежуточных малоуглубинных камерах.

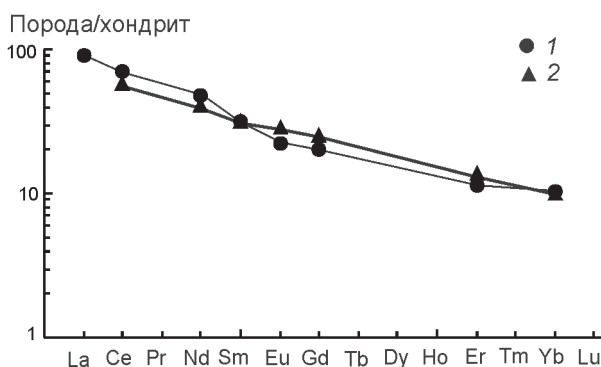


Рис. 13. Распределение РЗЭ, нормализованных к хондриту С-1 [40] в метаандезитах (ср. состав, табл. 4, ан 11) известково-щелочной серии метабазит-эндербитовой ассоциации Суннагинского блока.

1 – метаандезиты, 2 – распределение РЗЭ в модельном андезитовом расплаве. Коэффициенты распределения РЗЭ в минералах рестита приняты по Дж. Г. Арту [36].

ПРОИСХОЖДЕНИЕ МЕТАБАЗИТ-ЭНДЕРБИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ДЖУГДЖУРСКОГО И СУННАГИНСКОГО БЛОКОВ

Представленные выше материалы свидетельствуют о сходстве вещественного состава метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского и Суннагинского блоков, что позволяет наметить единую модель ее происхождения.

Важное значение при обосновании модели происхождения исходных расплавов “серых гнейсов” имеет изучение реальных разрезов нижних уровней сиалической коры. Замечательной особенностью этих разрезов, повторяющейся на всех континентах, является переслаивание исходных вулканитов коматиит-толеитовой и известково-щелочной серий (андезит-дацитовая ассоциация) [19]. Подобное положение исходных вулканитов в нижнекоровых сиалических разрезах может быть объяснено только с позиции мантийно-плюмовой модели.

В работе [20] на примере метабазит-эндербитового глубинного комплекса Сутамского блока Алданского щита было показано, что плюмовая модель формирования ранней сиалической коры, кроме раннего архея, может быть применена и для позднего архея. Принципиальное сходство исходного разреза джугджурского и суннагинского комплексов с описанным в [20] исходным разрезом верхнеархейского сутамского комплекса позволяет также принять для них плюмовую модель формирования вулканитов. Источником плюма служила деплетированная верхняя мантия. Модель формирования протолитов мета-

базит-эндербитовой ассоциации, по [20], включает две стадии. В первую стадию формируются вулканиты коматиит-базальтовой ассоциации при декомпрессионном частичном плавлении вещества обедненной мантии, поднимающегося в виде плюма. Во вторую стадию происходит образование вулканитов андезит-дацитовой ассоциации путем частичного плавления первичной базальтовой коры за счет тепла поднимающегося мантийного плюма и отделяющихся от него магм.

По мнению авторов настоящей работы, известково-щелочной магматизм, заложивший сиалическую основу раннепротерозойского складчатого обрамления востока будущего Алданского щита, начал проявляться над обширным мантийным долгоживущим плюмом. Под воздействием его тепла нижняя часть первичной базальтовой коры была метаморфизована в температурных условиях амфиболитовой фации, а затем подверглась частичному плавлению. Поверхностным выражением этого процесса было возникновение серии океанических островных дуг, близких по времени своего образования. Эти серии океанических островных дуг служили источником сноса осадков в окружающие их, вероятно, мелководные моря.

Интенсивная вулканическая деятельность океанических островных дуг предопределила накопление мощных толщ андезитового состава с подчиненным количеством коматиитовых и базальтовых вулканитов, служивших протолитами нижних толщ джугджурского и суннагинского комплексов. Со снижением энергетической активности мантийного плюма прекратилось формирование магм коматиит-толеитовой серии и андезитовый магматизм стал доминирующим. Значительную роль в это время приобрели процессы терригенного и хемогенного осадконакопления с участием вулканического материала основного и среднего состава. Эти образования сформировали протолиты верхних толщ разрезов джугджурского и суннагинского комплексов. Для реконструкции геотектонических обстановок проявления магматизма в настоящее время используются диаграммы, основанные на использовании соотношений элементов-примесей в магматических породах современных геодинамических структур. Однако их применение для раннего докембрия не является корректным, на что указывали многие исследователи [14 и др]. Известные ограничения на использование таких диаграмм накладывает, во-первых, геохимическая и изотопная неоднородность мантии, а во-вторых – эволюция мантии во времени. Как считают многие исследователи, определенную информацию для установления геотектонической обстановки формирова-

ния вулканогенно-осадочных комплексов несет химический состав осадков. Тэйлор и Мак-Леннан [32] отмечали, что петрохимические особенности граувакк, в известной мере, зависят от тектонических обстановок формирования. Бхатия [37] на основе анализа химического состава песчаников современных геотектонических обстановок предложил ряд дискриминационных диаграмм. Одну из этих диаграмм $Al_2O_3/SiO_2-(Fe_2O_3_{общ.}+MgO)$ можно с некоторым приближением использовать для определения источников сноса материала граувакк. На диаграмме Бхатия средний состав гранат-биотитовых гнейсов (граувакковые алевролиты, табл. 21, ан.1 [28]) кюриканской толщи суннагинского комплекса располагается в поле океанических островных дуг (рис. 14).

Примечательно, что гранат-биотитовые плагиогнейсы Холболахского блока ([28], табл. 17, ан. 5), отделяющего Суннагинский блок от Алданского щита (рис. 1), на диаграмме Бхатия попадают в поле зрелых островных дуг (рис. 14). Это может свидетельствовать о том, что исходные отложения холболахского блока формировались на окраине Алданского протоконтинента, в отличие от Суннагинского, вулканогенно-осадочные исходные толщи которого принадлежат протоокеану.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполненных исследований установлено следующее. Гранулитовые глубинные комплексы Джугджурского и Суннагинского блоков, представляющие, согласно петрологическим данным, нижнекоровые образования, состоят из двух толщ, из которых нижняя имеет исходную вулканогенную, а верхняя – вулканогенно-осадочную природу. Нижняя толща представлена исходными вулканитами двух доминирующих петрохимических серий: известково-щелочной и коматиит-толеитовой. Исходные вулканиты этих серий имеют различные магматические источники, но близки по времени излияния на поверхность Земли в дометаморфический период, о чем свидетельствует их переслаивание в составе одной толщи.

Представленные модели генезиса пород коматиит-базальтовой и известково-щелочной серий позволяют наметить единую модель формирования исходных магматических протолитов джугджурского и суннагинского комплексов. По представлениям авторов, эта модель включает две стадии. Первая стадия связывается с началом подъема мантийного плюма и его декомпрессионного частичного плавления. При этом Al-деплементированный состав метакватиитов свидетельствует о том, что глубина за-

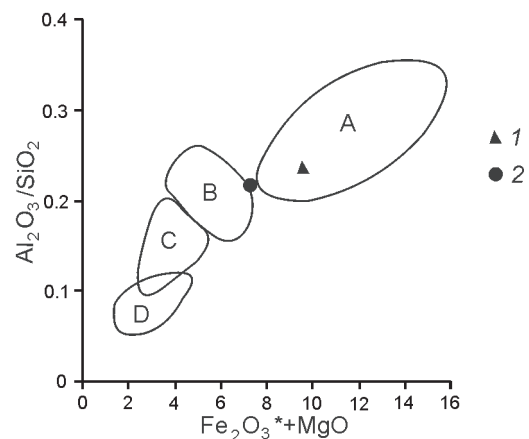


Рис. 14. Дискриминационная диаграмма для песчаников [37].

Поля характеризуют песчаники из различных тектонических обстановок: А – океанические островные дуги, В – зрелые островные дуги, С – активная континентальная окраина, D – пассивная континентальная окраина; 1 – гранат-биотитовые гнейсы кюриканской толщи, 2 – гранат-биотитовые гнейсы холболахской толщи.

рождения мантийного плюма была более 200 км. По мере подъема мантийного плюма происходило отделение коматиитовых расплавов на глубинах около 100 км, а коматиитовых базальтов – на глубинах 50–60 км. В промежуточных камерах на малых глубинах дифференциация коматиитовых базальтов приводила к появлению толеитовых базальтов. Во вторую стадию происходило формирование вулканитов известково-щелочной серии за счет частичного плавления более древней базитовой коры. Предполагается, что по своим геохимическим особенностям эти базиты были близки исходным толеитам Сутамского блока Алданского щита для джугджурского комплекса и толеитам Нимнырского блока – для суннагинского комплекса. Метаморфизм, а затем плавление этой базитовой коры происходили под влиянием тепла внедрившихся в нее расплавов, отделившихся от мантийного плюма, а также в результате общего подъема геотерм, сопровождавшего подъем плюма. При различных степенях плавления этой коры и были сформированы исходные расплавы базальтового, андезибазальтового и андезитового состава известково-щелочной серии. Поверхностным выражением этих процессов было возникновение серии океанических островных дуг, близких по времени своего образования, пояс которых окаймлял Алданский протоконтинент на востоке. Последующие импульсы магматической деятельности

долгоживущего мантийного плюма с проявлениями гранитоидного магматизма и метаморфизма 2007 и 1980 млн лет назад [10, 11] привели к континентализации земной коры пояса архипелагов океанических островов и превращению его в структуру континентального типа.

Имеющиеся данные по Sm-Nd изотопным исследованиям свидетельствуют о раннепротерозойском возрасте протолитов изученной гранулитовой метабазит-эндербитовой ассоциации и их ювенильной природе.

Представленные материалы меняют существующие представления как о возрасте пород Джугджурского и Суннагинского блоков, считавшихся ранее архейскими, так и об их тектонической природе. Авторы полагают, что эти блоки не входят в состав архейского Алданского щита, а являются составной частью раннепротерозойской складчатой области, обрамляющей его на востоке. Следует отметить, что раннепротерозойский этап ювенильного корообразования недавно выделен и в юго-западном складчатом обрамлении Сибирского кратона [33].

Авторы благодарны А.Д. Ножкину и В.А. Макрыгиной за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению содержания статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдейко Г.А., Антонов А.Ю., Вольнец О.Н. и др. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги. М.: Наука, 1992. 258 с.
2. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических породах и проблемы геобаротермометрии. М.: Наука, 1990. 182 с.
3. Вольф М.Б., Уайли П. Дж. Некоторые результаты экспериментального исследования дегидратационного плавления амфиболита при 10 кбар // Геология и геофизика. 1993. № 12. С. 100–115.
4. Геологическая карта СССР. 1:200000. Лист N-52-VI. М., 1969.
5. Геологическая карта СССР. 1:200000 Лист N-53-I. М., 1969.
6. Гамалея Ю.Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии // Геотектоника. 1968. № 6. С. 44–45.
7. Гирнис А.В., Рябчиков И.Ф., Богатиков О.А. Генезис коматитов и коматитовых базальтов. М.: Наука, 1987. 120 с.
8. Глуховский М.З., Моралев В.М. Тектоника плюмов раннего докембрия на примере эволюции Суннагинского эндербитового купола (Алданский щит) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 81–93.
9. Глуховский М.З., Моралев В.М. Гонамский эндербитовый купол Алданского щита – реконструкция тектонической эволюции // Геотектоника. 2001. № 5. С. 10–25.
10. Глуховский М.З., Баянова Т.Б., Моралев В.М. и др. Новые данные об изотопном U-Pb возрасте цирконов из пород Суннагинского эндербитового купола Алданского щита (к проблеме тектонической эволюции древней континентальной коры) // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 6. С. 782–786.
11. Глуховский М.З., Кузьмин М.И., Баянова Т.Б. и др. Sm-Nd и U-Pb возраст даек метабазитов гранулит-гнейсовой области Алданского щита (к проблеме длительности процессов палеопротерозойского термотектогенеза) // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 6. С. 788–793.
12. Кепежинская К.Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.
13. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.
14. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. М.: Мир, 1983. 390 с.
15. Конди К., Аллен П. Происхождение архейских чарнокитов южной Индии // Геохимия архея. М.: Мир, 1987. С. 224–249.
16. Котов А.Б. Граничные условия геодинамических моделей формирования континентальной коры Алданского щита: Автореф. дис... д-ра. геол.-минер. наук. СПб., 2003. 78 с.
17. Куликов В.С., Куликова В.В. Новый подход к классификации высокомагнезиальных пород // Материалы Второго Всероссийского петрографического совещания. Сыктывкар, 2000. Т. I. С. 111–112.
18. Магматические горные породы. Т. 6. Эволюция магматизма в истории Земли / Под ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1987. 438 с.
19. Мишкин М.А., Вовна Г.М., Лаврик С.Н., Октябрьский Р.А. Геохимия и происхождение глубинных архейских эндербитов юга Алданского щита (Сутамский блок) // Геохимия. 2001. № 7. С. 691–711.
20. Мишкин М.А., Вовна Г.М. Ранняя сиалическая кора континентального обрамления Тихого океана // Геологическое строение и происхождение Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 85–98.
21. Мишкин М.А., Ленников А.М., Вовна Г.М. и др. Геохимия и исходная природа метабазит-эндербитовой ассоциации Джугджурского блока (Алданский щит) // Геохимия. 2007. № 6. С. 608–623.
22. Мишкин М.А., Вовна Г.М., Ленников А.М. и др. Нижнекоревая раннепротерозойская метабазит-эндербитовая ассоциация Джугджурского блока (Алданский щит): ее исходная природа и генезис протолитов // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 3. С. 373–378.
23. Моралев В.М., Глуховский М.З., Лебедев А.И. и др. Геохимические особенности основных гранулитов и их значение для структурного анализа метаморфических комплексов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 2. С. 51–58.
24. Мошкин В.Н. Докембрий восточной части хр. Станового и южной части хр. Джугджур: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Л., 1962. 25 с.
25. Мошкин В.Н., Дагелайская И.Н. Анортзитовая формация // Магматические формации СССР. Л.: Недра, 1979. С. 218–228.
26. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З. Уран-свинцовый возраст анортзитов Джугджура // Докл. АН СССР. 1992. Т. 323, № 3. С. 514–518.
27. Ножкин А.Д., Туркина О.М. Геохимия гранулитов. Новосибирск, 1993. 223 с.

28. Ранний докембрий Южной Якутии М.: Наука, 1986. 275 с.
29. Рябчиков И.Ф., Богатиков О.А. Физико-химические условия генерации и дифференциации карельских коматиитов // Геохимия. 1984. № 5. С. 645–638.
30. Смелов А.П., Березкин В.И., Попов Н.В. и др. Первые данные о синколлизонных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 153–165.
31. Суханов М.К., Журавлев Д.З. Sm-Nd датирование анортозитов Джугджура // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, № 4. С. 964–968.
32. Тейлор С.М., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.
33. Туркина О.М., Ножкин А.Д., Баянова Т.Б. и др. Изотопные провинции и этапы роста докембрийской коры юго-западной окраины Сибирского кратона и его складчатого обрамления // Докл. РАН. 2007. Т. 413, № 6. С. 810–815.
34. Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
35. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.
36. Arth J.G. Behavior of trace elements during magmatic processes – a summary of theoretical models and their applications // J. Res. U.S. Geol. Surv. 1971. V. 4, N. 1. P. 41–47.
37. Bhatia H.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. // J. Geol. 1983. V. 91, N 6. P. 611–627.
38. Bickle M.I., Ford C.E., Nisbet E.A. The petrogenesis of peridotitic komatiites: evidence from high pressure melting experiments // Earth and Planet. Sci. Lett. 1997. V. 37. P. 97–106.
39. Dennen W.H., Moore B.R. Chemical definition of nature detrial sedimentary rock // Nat. Phys. Sci. 1971. V. 234. P. 127–128.
40. Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare earth elements abundances in chondritic meteorites // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1978. V. 42, N 8. P. 1199–1212.
41. Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalcalic volcanic rocks // Ontario Div. Mines. Misc. Pap. 66. 1976.
42. Jochum K.P., Arndt N.T., Hofman A.W. Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 272–289.
43. Kerr A.C., Marriner G.F., Arndt N.T. et al. The petrogenesis of Gorgona komatiites, picrites and basalts: new field, petrographic and geochemical constraints // Lithos. 1996. V. 37. P. 245–260.
44. Martin H. The Arhean grey gneisses and the genesis of continental crust // Arhean Crustal Evolution / Ed. Condie K.C. Amsterdam: Elsevier. 1994. P. 205–259.
45. Nesbitt R.W., Bor-Ming Iahn, Parvis A.C. Komatiites: an early Precambrian phenomenon. I. // Volcanol. Geoterm. Res. 1982. V. 14. P. 31–45.
46. Nutman A.P.? Chernyshev I.V., Baadsgaard H. The Aldan Shield of Siberia, USSR: the age of its Archaean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // Precamb. Res. 1992. V. 54. P. 195–210.
47. Ohtani E., Kawabe I., Moriyama I. et al. Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite // Contribs. Mineral. and Petrol. 1989. V. 103. P. 263–269.
48. Rollinson R. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. London: Longman Scientific and Technical. 1993. 352 p.
49. Sighinolfi G.P. Investigation into deep crustal levels: fractionating effects and geochemical trends related to high-grade metamorphism // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1971. V. 35, N 10. P. 1005–1021.
50. Shaw D.M. Trace element fractionation during anatexis // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1970. V. 34, N 2. P. 331–340.
51. Sun S.S., Nesbitt R.W. Petrogenesis of Archaean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements // Contribs. Mineral. and Petrol. 1978. V. 65, N 3. P. 301–325.

Рекомендована к печати О.В. Авченко

M.A. Mishkin, G.M. Vovna

The origin of the deep metamorphic complexes of the Early Proterozoic fold framing, eastern part of the Aldan shield

It is shown that the base of the geologic section of the deep Early Proterozoic Dzhugdzhur and Sunnagin complexes is made up of the metabasite-enderbitic association. According to the patterns of distribution of the main rock-forming elements and trace elements, volcanics of the calc-alkaline and komatiite-tholeiitic series are the dominant protoliths of the association rocks. The accepted model of formation of the initial volcanics includes two stages. The first stage provides decompressional partial melting of the substance of the ascending mantle plume attended by the formation of melts of the komatiite-tholeiitic association. The second stage involves the formation of volcanics of the calc-alkaline series by partial melting of the initial metabasite crust due to the heat of the ascending mantle plume. The formation of the protoliths of the metabasite-enderbitic association occurred in the Early Proterozoic.

***Key words:* metabasite-enderbitic association, petrology, geochemistry, calc-alkaline series, komatiite-tholeiitic series, plumes, the Far East.**

КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ЗАПАДНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ: СТРАТИГРАФИЯ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

А.Н. Филиппов, И.В. Кемкин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Поступила в редакцию 1 марта 2007 г.

Приведены новые данные о возрасте и строении кремнисто-вулканогенных образований, развитых в нижнем течении р. Уссури. Эти образования, которые раньше рассматривались в составе одного стратиграфического подразделения, разделены на Снарский тектоно-стратиграфический комплекс (конец средней юры–средний апт) и толщу базальтов (предположительно кампан–маастрихт). Снарский комплекс сложен основными вулканитами, кремнями, кремнисто-глинистыми породами и в небольшом количестве известняками, песчаниками и конгломератами. Его отличает большое количество различных по происхождению базальтов, обилие вулканомиктового и пирокластического материала в кремнисто-глинистых породах, отсутствие обломочных пород континентальной зоны конвергенции и фациальная неоднородность отложений. Комплекс рассматривается как юго-западное продолжение образований Киселевско-Маноминского террейна. Предполагается, что его формирование связано с тектоническим скупиванием генетически разнородных образований. К толще базальтов отнесены базальты, андезибазальты, их туфы и туфоконгломераты. Среди обломков в туфоконгломератах много гранитов и содержащих гранат кислых эффузивов. Толща формировалась в конце мела на кристаллическом основании палеоконтинента.

Ключевые слова: стратиграфия, радиолярии, мезозой, аккреционный комплекс, Сихотэ-Алинь, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

В западных отрогах Сихотэ-Алиня в нижнем течении р. Уссури сочленяются тектонические структуры различного возраста и происхождения. На тектонических схемах А.И. Ханчука [24, 25, 30] здесь показан Z-образный изгиб структур. Образования Наданьхада-Бикинского террейна юрской аккреционной призмы и раннемелового турбидитового бассейна Журавлевско-Амурского террейна окружают породы киселевско-маноминского аккреционного комплекса, формирование которого происходило в конце раннего мела (рис. 1).

На схеме С.В. Зябрева и др. [6], составленной по материалам Б.А. Натальина [14], Киселевско-Маноминский террейн в этом районе на юго-востоке граничит с Журавлевским террейном, а на северо-западе – с амурским раннемеловым аккреционным комплексом, сложенным преимущественно турбидитами глубоководного желоба. Среди этих структур выделяется составом и имеет большое значение для палеотектонических реконструкций Киселевско-Маноминский террейн [см., например, 3, 4, 7, 16, 28, 33,

36]. Он сложен юрскими и раннемеловыми кремнями, кремнисто-глинистыми породами, основными вулканитами, известняками и прослеживается в виде узкой (5–15 км) полосы северо-восточного простирания на расстояние около 650 км (рис. 1) среди раннемеловых–сеноманских терригенных отложений от нижнего течения р. Амур до правобережья нижнего течения р. Уссури [2, 14, 33]. На правобережье нижнего течения р. Уссури кремнисто-вулканогенные образования с возрастным диапазоном верхняя юра–апт были объединены в последовательность, где нижняя часть представлена кремнями, а верхняя – кремнисто-глинистыми породами с вулканитами [6]. В статье приведены новые данные о возрасте и строении этих и граничащих с ними образований, которые позволили уточнить тектонические реконструкции.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ПОЗИЦИЯ И ПРЕДЫДУЩИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Район исследования большей частью относится к юго-западному сегменту Киселевско-Маноминского террейна альбского аккреционного комплекса [6,

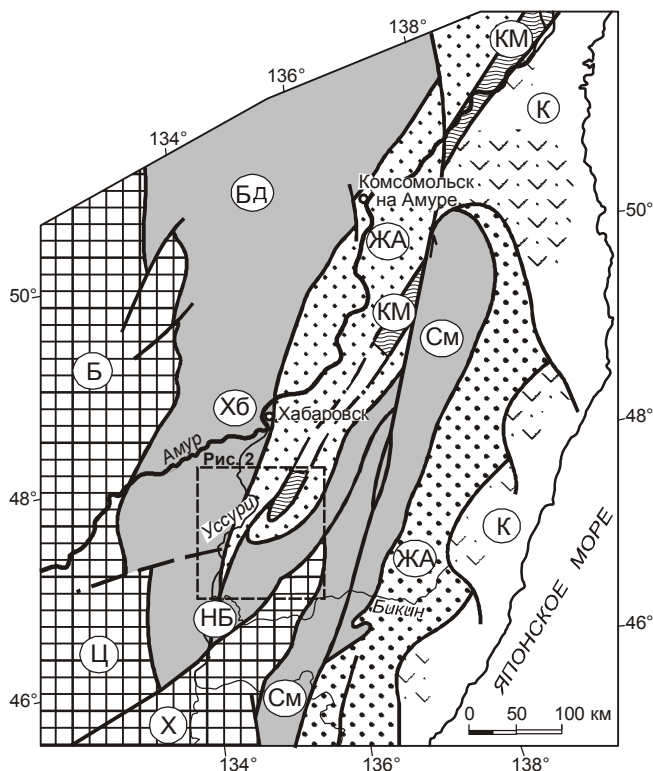


Рис. 1. Схема тектонического строения Северного Сихотэ-Алиня и прилегающих территорий, по [25], и расположение района исследований.

Б – Буреинский, Ц – Цзямусинский и Х – Ханкайский до-мезозойские кристаллические массивы. См – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, ХБ – Хабаровский и Бд – Баджалский террейны юрской аккреционной призмы. ЖА – Журавлевско-Амурский терреин раннемелового турбидитового бассейна. КМ – Киселевско-Маноминский терреин раннемеловой аккреционной призмы. К – Кемский терреин раннемеловой островодужной системы. Жирной линией показаны крупные разломы.

14, 16, 23]. Терреин обнажен в тектонических блоках, которые полосой шириной 4–8 км протягиваются в юго-западном направлении от среднего течения р. 3-я Седьмая (восточнее г. Вяземский) до пос. Снарский (рис. 2). С юго-востока он ограничен Бирским разломом [1]. Объект изучения – осадочно-вулканогенные образования участка Снарский и примыкающей к нему с северо-запада территории.

По результатам геологической съемки среднего масштаба здесь выделялась позднеюрско-раннемеловая култухинская свита [11]. В ее составе обособлялся базальный горизонт мощностью около 500 м, сложенный конгломератами, гравелитами, песчаниками, туффитами, а среднюю и верхнюю части (1000 м) составляли основные вулканы, содержащие слои кремневых и кремнисто-глинистых пород, алевролитов и из-

вестняков. Возраст свиты был обоснован находкой в известняках юрско-меловых фораминифер.

В ходе детальных геологосъемочных работ [1] были обнаружены титон-берриасские радиолярии в кремнях и кремнисто-глинистых породах, а альб-сеноманские – в прослое аргиллитов среди базальтов (определения по шлифам Л.Б. Тихомировой). В стратиграфической схеме района были выделены позднеюрская толща кремнистых пород и спилитов, раннемеловая (берриас) култухинская свита, сложенная базальтами и их туфами, аргиллитами, вулканомиктовыми песчаниками и кремнями, а также валанжинская (?) толща алевролитов. Грубообломочные породы базального горизонта култухинской свиты, по Ф.Р. Лихту [11], и базальты с альб-сеноманскими аргиллитами были отнесены к сеноманской толще базальтов [9, 18].

В результате стратиграфических исследований, основанных на новых находках позднеюрских и раннемеловых радиолярий в кремнисто-глинистых породах в районе г. Известковая и на участке Снарский, С.В. Зябрев и др. [6] пересмотрели прежнюю стратиграфическую схему. Ими обоснована последовательность вулканогенно-кремнистых отложений в интервале верхняя юра–апт. Она объединила верхнеюрскую толщу кремней и спилитов, берриасскую култухинскую свиту, валанжинские (?) алевролиты и сеноманскую толщу базальтов. На профиле г. Придорожная участка Снарский в кремневых и кремнисто-глинистых породах были обнаружены только раннемеловые радиолярии. Здесь же в слое аргиллитов среди базальтов, которые, по данным А.Ф. Атрашенко и др. [1], содержат альб-сеноманские радиолярии, С.В. Зябровым был выделен раннебарремский комплекс радиолярий. В предложенной последовательности верхнеюрско-нижнемеловая часть, включая готерив, представлена кремнями, а в интервале баррем–средний апт развиты в основном кремнисто-глинистые породы. Базальты приурочены к нижнемеловой части стратиграфической колонки, заметно преобладающая в ее верхних горизонтах.

Нами по новым находкам радиолярий в кремнисто-глинистых породах уточнен возраст некоторых интервалов разреза. Эти данные и полученные сведения о составе осадочно-вулканогенных образований позволяют предложить новый вариант их строения.

СТРАТИГРАФИЯ ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Строение и состав осадочно-вулканогенных образований участка Снарский изучались по наблюдениям на естественных обнажениях, в карьерах, по высыпкам старых геологических канав, а также в

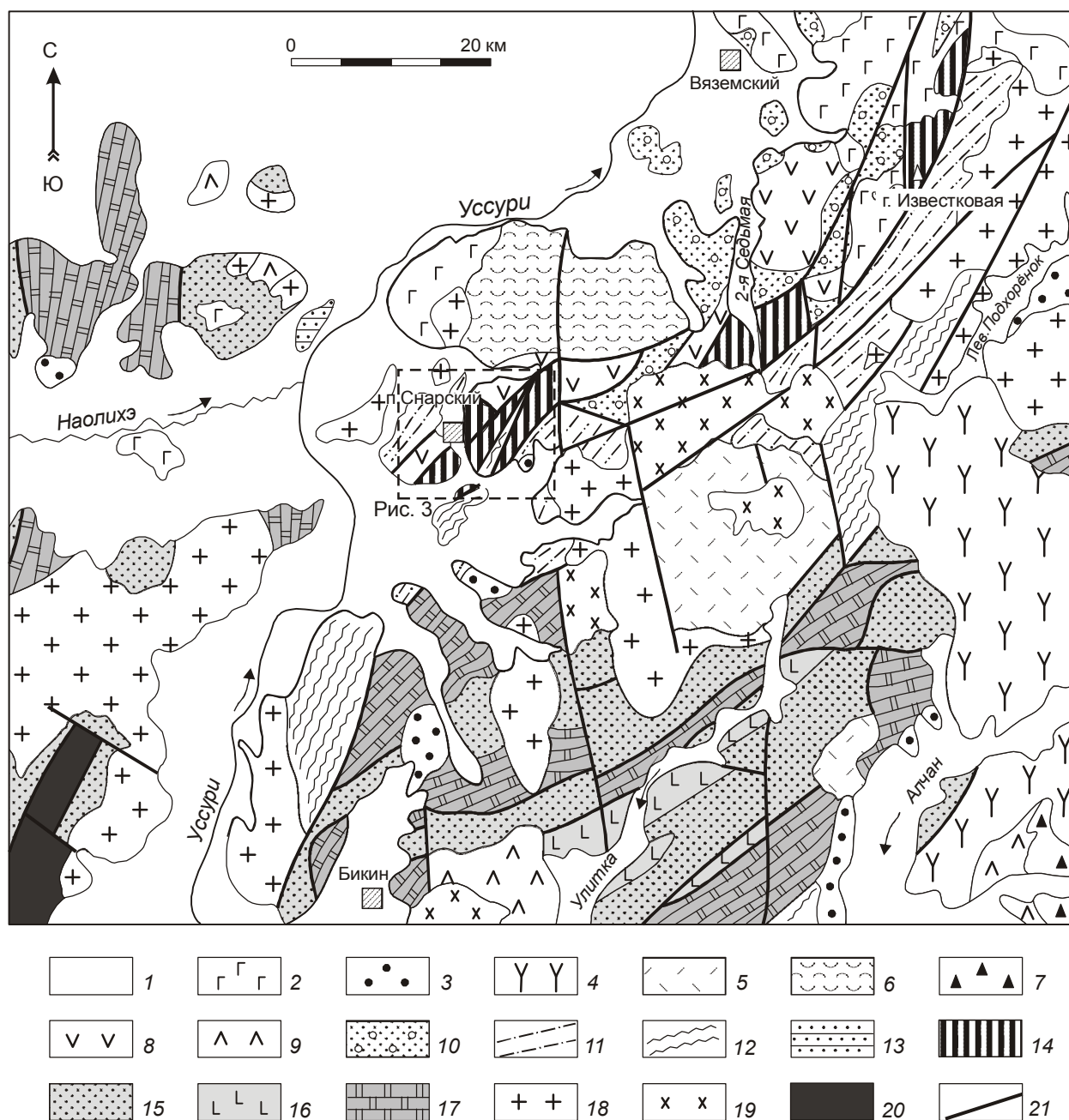


Рис. 2. Геологическая карта нижнего течения р. Усури (составлена по материалам средне- и крупномасштабной геологической съемки А.Ф. Атрашенко, А.С. Гонохова, А.Т. Кандаурова, Ф.Р. Лихта, Ю.И. Максименко и Бюро геологии и минеральных ресурсов провинции Хэйлунцзян (КНР), 1990 г.).

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые базальты; 3 – кайнозойские континентальные терригенные отложения; 4 – палеогеновые андезиты; 5 – поздне меловые риолиты и их туфы; 6 – поздне меловые туфы андезитов; 7 – поздне меловые вулканогенно-осадочные образования; 8 – кампан-маастрихтская(?) толща базальтов; 9 – позднеальбские вулканыты алчанской свиты; 10–13 – юрско-меловые терригенные отложения: 10 – средне-позднеальбские грубообломочные, 11 – апт-альбские (?) песчанниковые, 12 – берриас(?) -валанжинские алевропелитовые, 13 – титон-ранневаланжинские алевролитопесчанниковые; 14 – кремнисто-вулканогенный комплекс Киселевско-Маноминского террейна; 15–17 – вулканогенно-осадочные образования юрской аккреционной призмы с преобладанием: 15 – алевролитов и песчанников, 16 – вулканогенных и 17 – кремневых пород; 18 – граниты; 19 – диориты; 20 – офиолиты Жаохэ; 21 – разломы.

ходе маршрутов по делювиальным свалам. Для определения возраста из кремнисто-глинистых пород были отобраны пробы на радиолярии, которые выделялись слабым раствором плавиковой кислоты, отбирались из остатка и снимались на сканирующем электронном микроскопе.

Осадочно-вулканогенные образования разделены нами на **снарский (кремнисто-вулканогенный) тектоно-стратиграфический комплекс** с возрастными датировками от конца средней юры до среднего апта и **толщу базальтов** (предположительно кампан-маастрихт). Понятие “тектоно-стратиграфический комплекс” широко используется для изучения и картирования древних аккреционных призм [31, 32] и определяется как линзо- или пластообразное геологическое тело, представляющее собой совокупность тектонических пластин и блоков, которые отличаются от соседних геологических тел составом, возрастом и природой слагающих их пород, а также характером деформаций и степенью метаморфизма [29].

Снарский тектоно-стратиграфический комплекс

В комплекс включены основные вулканы и ассоциирующие с ними кремни, кремнисто-глинистые породы, а также присутствующие в незначительном количестве известняки, вулканомиктовые песчаники и конгломераты. Они слагают тектонические пластины, блоки в водораздельной части рек Камешка – Омутная и в районе пос. Добролюбово (рис. 3), имеют преимущественно северо-восточное простирание и крутое падение слоев. Широко развиты мощные (до 200 м) зоны расланцевания. Юго-западнее г. Придорожная среди этих пород закартирован тектонический блок, сложенный темно-серыми алевроаргиллитами с редкими слоями до 1 см тонкозернистых аркозовых песчаников [1]. По литологическим особенностям они сходны с валанжинскими отложениями, развитыми севернее района работ в междуречье Матай – Подхоренок [18, 21].

В снарском комплексе выделяются участки с преобладанием вулкаников и кремней. Они изучены по обнажениям и делювиальным свалам в районе г. Глебово и высоты с отметкой 366.0, в карьерах на северной окраине пос. Добролюбово и около пос. Снарский, по старым горным выработкам, пройденным при геологосъемочных работах на профиле через г. Придорожная.

В районе г. Глебово темно-красные кремни мощностью 14 м залегают на базальтах (рис. 3, 4). Они вмещают слой (4 м) красно-коричневых кремнистых туфоалевроаргиллитов с прослоем 0.7 м серо-зеленых вулканомиктовых песчаников. Из

кремней и кремнистых туфоалевроаргиллитов выделены радиолярии (обр. 27, 27/4, табл.). Радиолярии в этих пробах и образцах 27/5, 28 определены Э.А. Доруховской, а в остальных – И.В. Кемкиным. Возраст вмещающих их отложений по присутствию *Willriedellum cristallinum*, *Stichomitra japonica*, *Stichocapsa convexa*, *Archaeodictyomitra minoensis* и *Wrangellium okamurai*, согласно данным [26], определен как средний оксфорд-ранний титон. Радиолярии такого же возраста обнаружены в кремнистых аргиллитах (обр. 27/5), свалы которых встречаются среди обломков базальтов в 600 м по аз. 190° от г. Глебово. В 900 м от г. Глебово в том же направлении глинистые красно-коричневые кремни, встречающиеся в свалах вместе с обломками базальтов и кремнистых аргиллитов, содержат позднеблатско-раннекелловейский комплекс радиолярий (обр. 28; рис. 3; табл.). Такой возрастной диапазон устанавливается по совместному нахождению *Archaeodictyomitra amabilis*, *Dictyomitrella kamoensis*, *Parahsuum officerence*, *Parvicingula dhimenaensis* s.l., *Pseudodictyomitra primitiva*, *Stichocapsa* cf. *robusta*, *Stylocapsa oblongula* [26]. Юго-западнее г. Глебово развиты делювиальные свалы массивных базальтов, вулканомиктовых песчаников и конгломератов, а также красно-коричневых кремнистых туффитов. Обломочный материал в песчаниках, а также хорошо окатанные гальки в конгломератах представлены главным образом массивными, пористыми и миндалекаменными базальтами, а также диабазами. Редки фрагменты кремней и кремнистых аргиллитов.

В районе высоты с отметкой 366.0 (рис. 3) вулканы представлены массивными и миндалекаменными базальтами, диабазами и гиалокластитам. Среди них встречаются вулканомиктовые песчаники и брекчии, железисто-кремнистые туфоалевроаргиллиты. Кремни на этом участке темно- и светло-красные, массивные, реже полосчатые. Они содержат прослои красно-коричневых глинистых разновидностей и кремнистых туфоаргиллитов, а также пласты диабазовых порфиритов. В 900 м юго-восточнее высоты 366.0 из светло-красных кремней выделены радиолярии, возрастной диапазон которых по распространению *Stylosphaera* (?) cf. *macroxiphus*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *Sethocapsa subcrassitesta*, *Archaeodictyomitra vulgaris*, *Wrangellium depressum* [26] определен как поздний титон-готерив (обр. 11/1, табл.). Такой же комплекс радиолярий содержат кремнистые туфоаргиллиты в 2 км западнее этой высоты (обр. 13/2; рис. 3).

На северной окраине пос. Добролюбово (рис. 3 и 5) обнажены оливково-серые туфоалевроаргиллиты. Они содержат эллипсоидальные обломки до

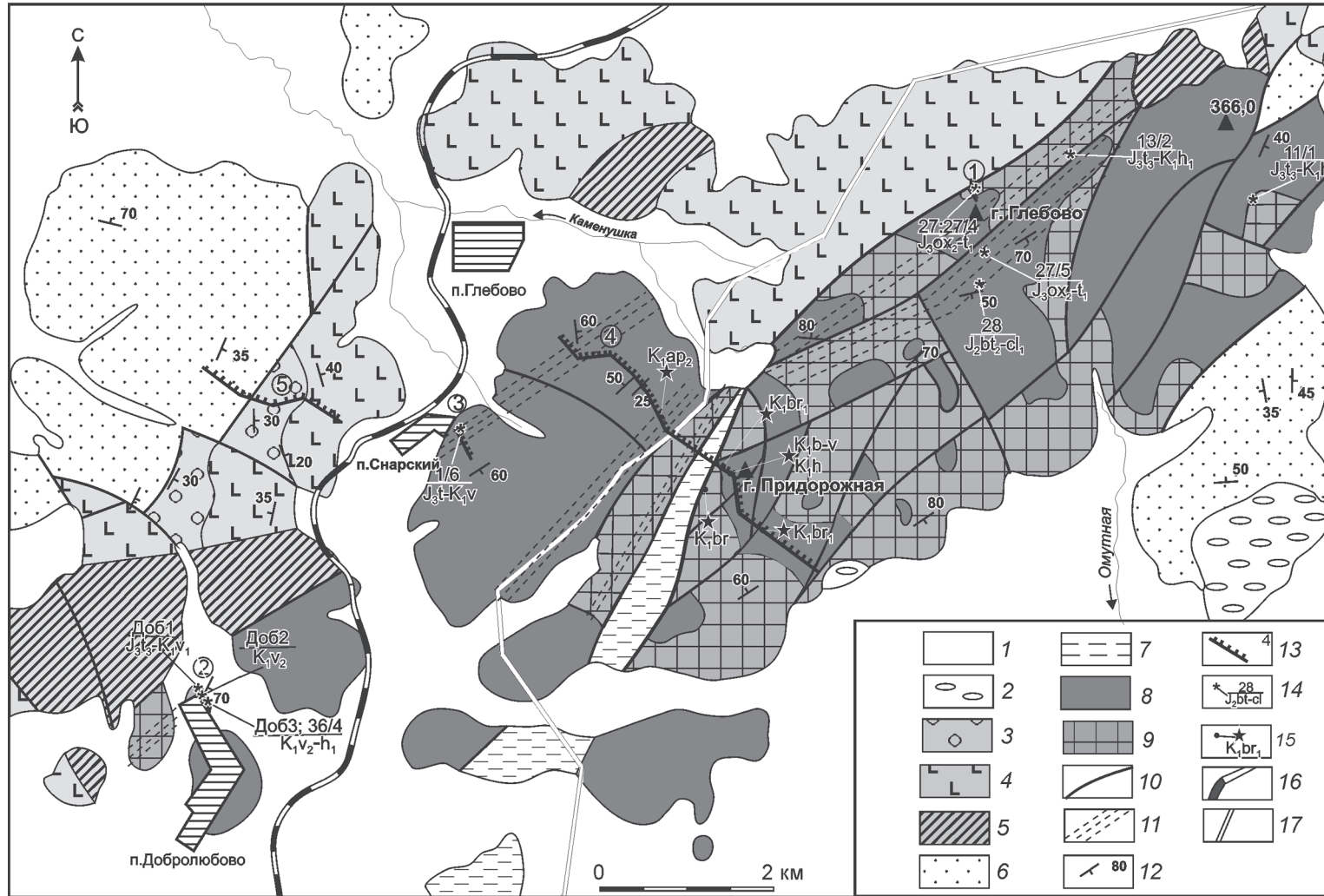


Рис. 3. Геологическая карта правобережья р. Усури в междуречье Каменушка – Омутная, по [1], и местоположение изученных разрезов и обнажений.

1 – четвертичные отложения; 2 – олигоцен-миоценовые континентальные терригенные отложения; 3–5 – кампан-маастрихтская (?) толща базальтов: 3 – туфоконгломераты, туфогравелиты и туфопесчаники, 4 – базальты, андезибазальты и их туфы, 5 – экструзивные образования; 6 – апт-альбские (?) песчаники и алевролиты; 7 – валанжинские (?) алевроаргиллиты; 8–9 – среднеюрско-аптский снарский тектоно-стратиграфический комплекс с преобладанием: 8 – вулканогенных и 9 – кремневых пород; 10 – разломы; 11 – зоны расланцевания; 12 – элементы залегания; 13 – изученные разрезы и обнажения (цифры в кружках): 1 – г. Глебово, 2 – северная окраина пос. Добролюбово, 3 – восточная окраина пос. Снарский, 4 – участок г. Придорожной, 5 – разрез северо-западнее пос. Снарский; 14 – места находок, номера проб с радиоляриями и индекс их возраста; 15 – места находок радиолярий в работе [6] и индекс их возраста; 16 – железная дорога; 17 – автомобильная дорога.

Таблица. Радиолярии из осадочных пород кремнисто-вулканогенного комплекса участка Снарский.

Радиолярии	Образцы										
	1/6	11/1	13/2	27	27/4	27/5	28	36/4	Доб-1	Доб-2	Доб-3
<i>Acaeniotyile umbilicata</i> (Rust)								+			
<i>Archaeodictyomitra</i> (?) <i>amabilis</i> Aita							+				
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust)			+		+	+		+	+	cf.	+
<i>Archaeodictyomitra excellens</i> (Tan)								+	+	+	+
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (Mizutani)					+	+					
<i>Archaeodictyomitra sliteri</i> Pessagno			cf.								cf.
<i>Archaeodictyomitra vulgaris</i> Pessagno		+	+					+	+	+	+
<i>Cinguloturris carpatica</i> Dumitrica						+					
<i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin et Rudenko	+										
<i>Cryptamphorella clivosa</i> (Aliev)								cf.		+	+
<i>Cryptamphorella sphaerica</i> (White)	+									+	
<i>Dictyomitra pseudoscalaris</i> (Tan)								+			
<i>Dictyomitrella</i> (?) <i>kamoensis</i> (Mizutani et Kido)							cf.				
<i>Godia testa</i> (Tumanda)								+			
<i>Hemicryptocapsa capita</i> Tan									+	+	
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica									+		
<i>Mirifusus diana minor</i> Baumgartner	+							+			+
<i>Obesacapsula cetia</i> (Foreman)	+										
<i>Pantanellium lanceola</i> (Parona)										+	
<i>Parahsuum officerence</i> (Pessagno et Whalen)							cf.				
<i>Parvicingula boesii</i> (Parona)	+					+			+	+	+
<i>Parvicingula cosmoconica</i> (Foreman)								+		+	
<i>Parvicingula dhimenaensis</i> Baumgartner							cf.				
<i>Praecaneta mimetica</i> Dumitrica								+			
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)	+	+	+					+	+	+	+
<i>Pseudodictyomitra leptoconica</i> (Foreman)	+								+		
<i>Pseudodictyomitra lilyae</i> (Tan)								+			
<i>Pseudodictyomitra nuda</i> Shaaf			+								+
<i>Pseudodictyomitra primitiva</i> Yao						+	+				
<i>Ristola cretacea</i> (Baumgartner)										+	
<i>Sethocapsa kaminogoensis</i> Aita	+		+						+		+
<i>Sethocapsa subcrassitestata</i> Aita		cf.								+	
<i>Stichocapsa convexa</i> Yao					+						
<i>Stichocapsa cribata</i> Hinde			+					+	+	+	+
<i>Stichocapsa robusta</i> Matsuoka							cf.				
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko et Nishimura)				cf.					+	cf.	
<i>Stichomitra mediocris</i> (Tan)	+		+					+	+	+	+
<i>Stichocapsa altiforamina</i> Tumanda											+
<i>Stylocapsa oblongula</i> Kocher							+				
<i>Stylosphaera</i> (?) <i>macroxiphus</i> (Rust)		cf.									
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)				+				+	+	+	+
<i>Thanarla elegantissima</i> (Cita)								+			
<i>Thanarla pulchra</i> (Squinabol)										+	+
<i>Williriedellum crystallinum</i> (Dumitrica)				cf.						+	+
<i>Wrangellium depressum</i> (Baumgartner)	cf.		cf.					+	+	+	+
<i>Wrangellium okamurai</i> (Mizutani)				cf.							
<i>Wrangellium puga</i> (Schaaf)	+							+	+		+
<i>Xitus gifuensis</i> Misutani									+		
<i>Xitus plenus</i> Pessagno								cf.			
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)			+					+	cf.	cf.	+

20 см в поперечнике вулканических песчаников, глинистых красно-коричневых кремней, темно-серых пелитоморфных известняков и базальтов, а также включения неправильной формы с нечеткими ограничениями размером до 2–3 см, которые сложены

псаммитовыми угловатыми обломками известняков, плагиоклаза и пироксена. Количество беспорядочно распределенного обломочного материала составляет 20–30 %. Сами туфоалевроаргиллиты содержат (до 40 %) неравномерно рассеянные алеври-

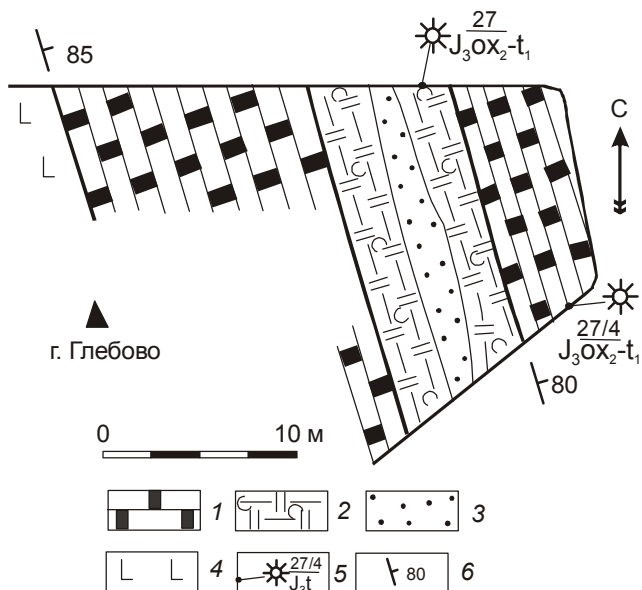


Рис. 4. Геологический план кремнисто-вулканогенных образований снарского тектоно-стратиграфического комплекса в районе г. Глебово.

1 – темно-красные кремни, 2 – кремнистые туфоалевроаргиллиты, 3 – вулканомиктовые песчаники, 4 – базальты, 5 – места находок, номера проб с радиолариями и индекс их возраста, 6 – элементы залегания.

товые зерна кварца, плагиоклаза, пироксена и вулканического стекла, которые иногда образуют извилистые скопления, отражая процессы смешения при течении пластичного осадка. Такие породы можно назвать галечно-глинистыми микститами. Хаотическое строение, отсутствие сортировки и слоистости, изобилие глинистого матрикса указывают на их образование при сползании смеси обломков и глины.

В галечно-глинистых микститах есть слои мощностью 1–5 м оливково-серых кремнистых туфоаргиллитов и глинистых красно-коричневых кремней, а также пласты до 2 м базальтов. Из обломка глинистых кремней слоя 1 выделены радиоларии (обр. Доб-1; табл.; фототабл.). Возраст этих пород по присутствию *Holocryptocanium barbui*, *Pseudodictyomitra carpatica*, *Wrangellium puga*, *Wrangellium depressum*, *Xitus gifuensis* [26, 27, 34, 35] определен как поздний титон–ранний валанжин. Глинистые кремни слоя 3, по совместному нахождению *Cryptamphorella clivosa*, *Ristola cretacea* и *Hemicryptocapsa capita*, – поздневаланжинские (обр. Доб-2; табл.). Кремнистые туфоаргиллиты слоя 5 содержат радиоларии позднего валанжина–раннего готерива (обр. Доб-3 и 36/4; табл.). Такой возраст определяют присутствие *Wrangellium depressum*, *Pseudodictyomitra lilyae*, *Dictyomitra*

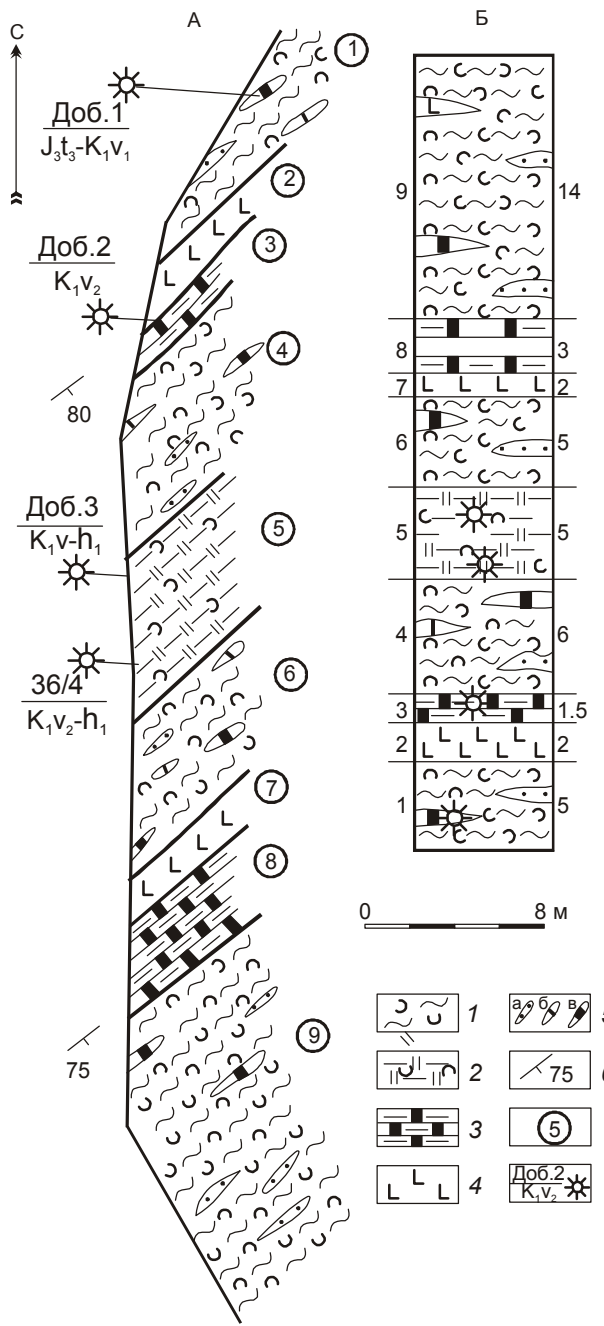
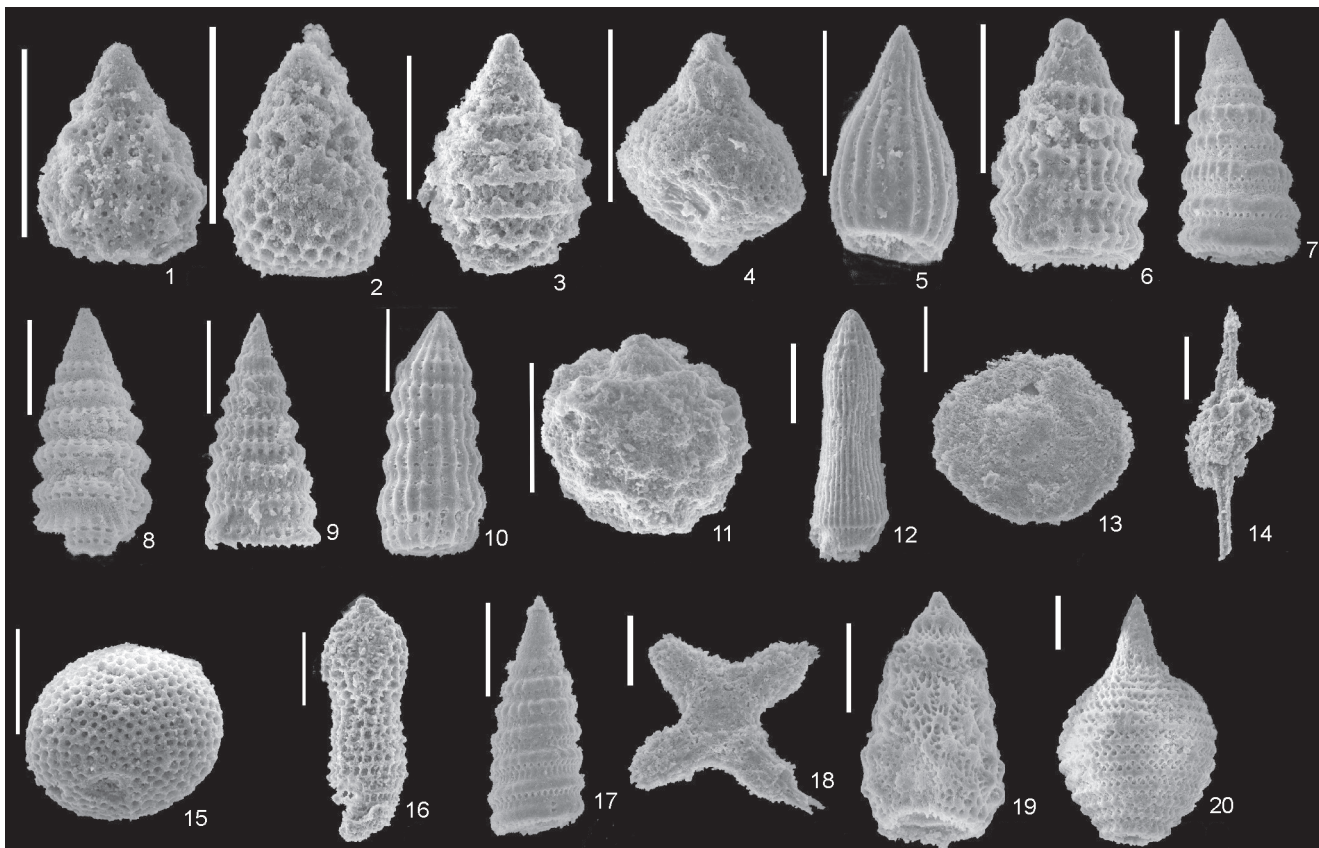


Рис. 5. Геологический план (А) и стратиграфическая колонка (Б) снарского кремнисто-вулканогенного комплекса на северной окраине пос. Добролюбово. Цифры слева от стратиграфической колонки – номера слоев, справа – мощность (м).

1 – микститы с туфоалевроаргиллитовым матриксом, 2 – кремнистые туфоаргиллиты, 3 – глинистые кремни, 4 – базальты, 5 – обломки в микститах: а – песчаников и гравелитов, б – известняков, в – кремней, 6 – элементы залегания, 7 – номера слоев, 8 – места находок, номера проб с радиолариями и индекс их возраста.

Фототаблица.



Раннемеловые радиоларии из кремней и кремнистых аргиллитов на северной окраине пос. Добролюбово. 1 – *Sethocapsa kaminogoensis* Aita, обр. Доб. 1 (48021); 2 – *Sethocapsa subcrassitestata* Aita, обр. Доб. 2 (48099); 3 – *Parvicingula boesii* gr. (Parona), обр. Доб. 2 (48101); 4 – *Hemicryptocapsa capita* Tan, обр. Доб. 2 (48134); 5 – *Thanarla elegantissima* (Cita), обр. 36/4 (48265); 6 – *Wrangellium depressum* (Baumgartner), обр. Доб. 3 (48167); 7 – *Pseudodictyomitra carpatica* (Loznyiak), обр. 36/4 (48249); 8 – *Wrangellium puga* (Schaaf), обр. 36/4 (48252); 9 – *Praecaneta mimetica* Dumitrica, обр. 36/4 (48303); 10 – *Dictyomitra pseudoscalaris* (Tan), обр. 36/4 (48325); 11 – *Cryptamphorella clivosa* (Aliev), обр. Доб. 2 (48084); 12 – *Archaeodictyomitra excellens* (Tan), обр. 36/4 (48271); 13 – *Godia testa* (Tumanda), обр. 36/4 (48278); 14 – *Pantanellium lanceola* (Parona), обр. Доб. 2 (48102); 15 – *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, обр. Доб. 1 (48009); 16 – *Ristola cretacea* (Baumgartner), обр. Доб. 2 (48114); 17 – *Pseudodictyomitra libyae* (Tan), обр. 36/4 (48270); 18 – *Crucella* sp., обр. 36/4 (48277); 19 – *Xitus spicularius* (Aliev), обр. 36/4 (48262); 20 – *Mirifusus dianaе minor* Baumgartner, обр. 36/4 (48318). Все маркеры равны 100 микрон.

pseudoscalaris, *Thanarla elegantissima*, *Cryptamphorella clivosa* и *Praecaneta mimetica* [26, 27, 34]. В целом, возрастной диапазон отложений северной окраины пос. Добролюбово – валанжин–ранний готерив.

Около пос. Снарский широко распространены потоки массивных и миндалекаменных базальтов, а также диабазов. Среди них карьерами вскрыты тела известняков (рис. 3 и 6). Они имеют линзовидную форму, их мощность достигает 60 м, а длина – 120 м. Известняки оолитовые, онколитовые и, реже, органогенно-обломочные. На контактах известняков с вулканитами обычно развиты зоны дробления, а вулканиты рассланцованы (рис. 7). Известняки содержат

вулканомиктовый и пирокластический материал [21], вмещают пласты вулканитов и иногда окаймляются известковистыми туффитами. Это свидетельствует о синхронности формирования карбонатных и вулканогенных пород. Тектонические контакты, очевидно, обусловлены более поздними дислокациями. Строение самого крупного тела известняков показано на рис. 8. К его нижней части приурочены светло-серые оолитовые известняки мощностью 30 м. Выше залегает слой (3 м) красно-коричневых кремнистых алевропелитовых туффитов с прослоями серо-зеленых алевропсаммитовых туффитов и линзами до 20 см гематитовых руд. Их перекрывает пласт базальта (3 м). Выше залегают буровато-красные оолитовые

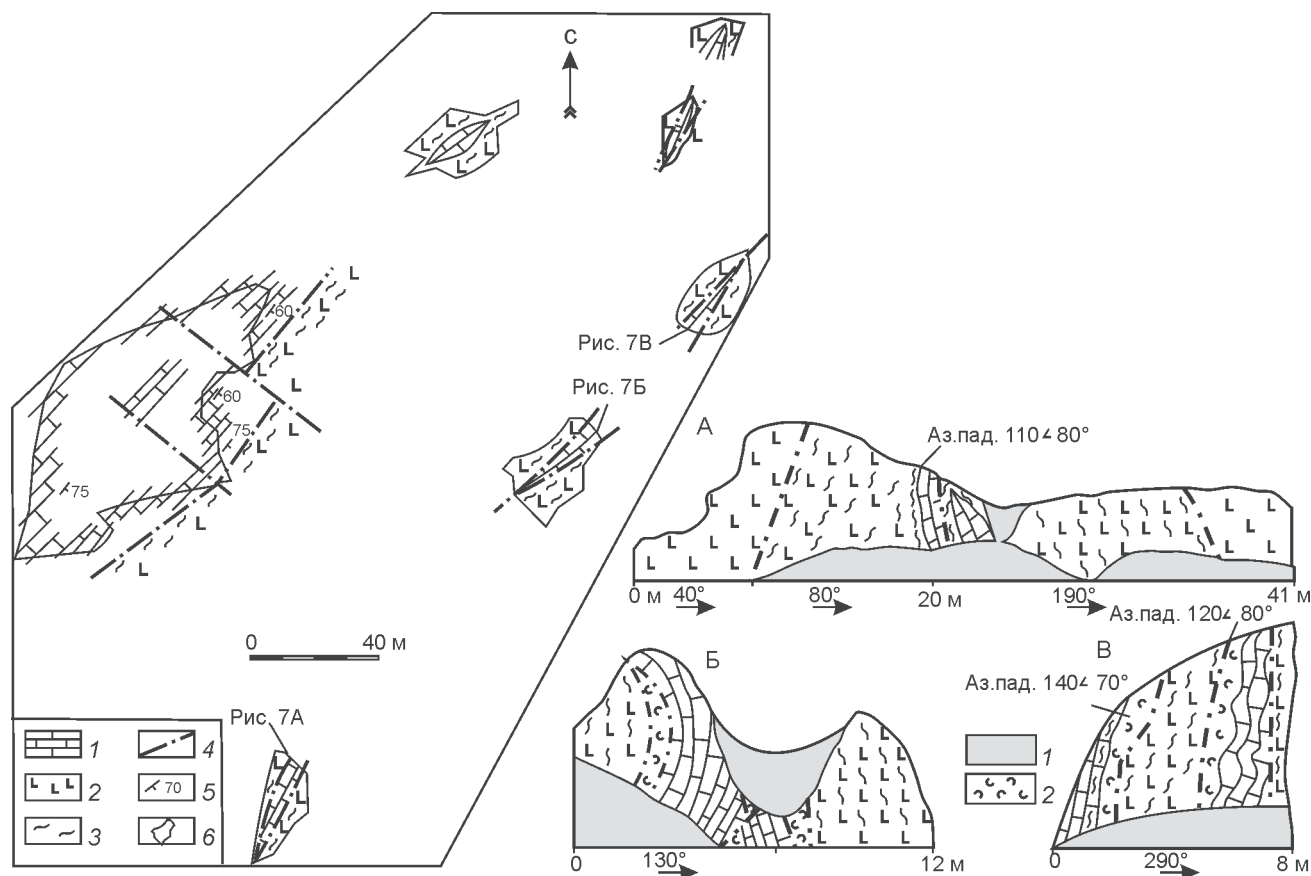


Рис. 6. Схема расположения тел известняков в вулканитах на восточной окраине пос. Снарский.

1 – известняки, 2 – базальты и диабазы, 3 – зоны расланцевания, 4 – разломы, 5 – элементы залегания, 6 – карьеры.

известняки (2 м) и алевропелитовые туффиты (2 м). Завершают разрез органогенно-обломочные известняки с линзами туфов базальтов. Мощность этого слоя составляет 17 м. В кремнистых туффитах слоя 2 обнаружены радиолярии (обр. 1/6; табл.). Их возраст по совместному нахождению *Pseudodictyomitra carpatica*, *Wrangellium puga*, *Wrangellium depressum*, *Obesacapsula cetia*, *Cinguloturris cylindra* определяется диапазоном титон–валанжин [26, 34]. В известняках этого карьера Г.Г. Марченко (1957 г.) нашел криноидеи, кораллы, брахиоподы и мезозойские, по заключению С.П. Сергеевой, фораминиферы. Ф.Р. Лихт [11] собрал остатки гастропод, криноидей и юрско-меловые фораминиферы (определения А.П. Никитиной). А.Ф. Атрашенко и др. [1] сообщают о находке в карбонатных породах около пос. Снарский фораминифер *Gandryina* sp., *Ammobaculites* sp. и *Marrsonella* sp. По мнению Н.А. Ефимовой, этот

Рис. 7. Условия залегания известняков в основных вулканитах около пос. Снарский. Расположение обнажений см. на рис. 6.

1 – делювий, 2 – известковистые туффиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

комплекс сходен с фораминиферами г. Известковая, и их возраст определяется диапазоном конец средней юры–поздняя юра. Таким образом, учитывая датировку кремнистых туффитов по радиоляриям, формирование известняков происходило в поздней юре, вероятнее всего, в титоне.

На профиле через г. Придорожная горными выработками вскрыты основные вулканиты, которые содержат прослои красно-коричневых туфоалевроаргиллитов и глинистых кремней, а также сопровождающие вулканиты экструзивные образования (рис. 9). В 650 м юго-восточнее г. Придорожная в туфоалевроаргиллитах, где ранее Л.Б. Тихомирова по шлифам определила альб-сеноманские радиолярии, С.В. Зябрев [6] выделил раннебарремский комплекс радиолярий. Тот же возраст имеют и туфоалевроаргиллиты, расположенные в 500 м северо-западнее г. Придорожная, а красные глинистые кремни в 700 м северо-западнее

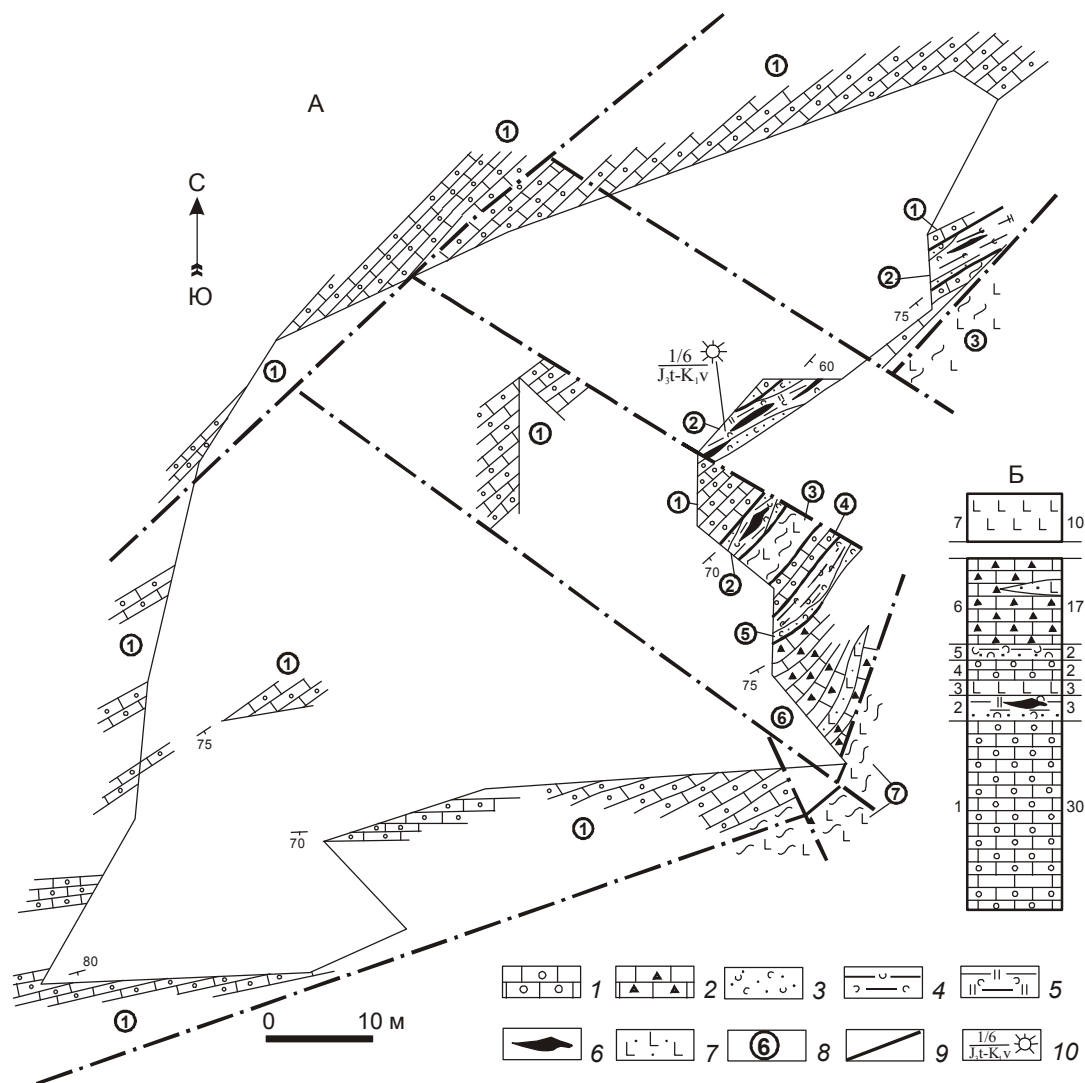


Рис. 8. Геологический план (А) и стратиграфическая колонка (Б) тела известняков в карьере около пос. Снарский.

1–2 – известняки: 1 – оолитовые, 2 – органогенно-обломочные; 3–5 – туффиты: 3 – алевропсаммитовые, 4 – алевропелитовые, 5 – железисто-кремнистые; 6 – гематитовые руды; 7 – туфы базальтов; 8 – номера слоев; 9 – границы слоев; 10 – место отбора, номер пробы с радиоляриями и индекс их возраста. Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

г. Придорожная содержат готеривские и берриас-валанжинские радиолярии (рис. 3 и 9). В северо-западной части профиля обнажены базальты, кластолавы и лавобрекчии базальтов, реже их туфы мощностью 300 м. В нижней части они содержат прослой (20 м) оливково-серых туфоалевроаргиллитов. Из них был выделен среднеаптский комплекс радиолярий [6].

Южнее и юго-западнее г. Придорожная распространены красные массивные кремни и их глинистые разновидности с прослоями красно-коричневых кремнистых туфоалевроаргиллитов. В меньшем количестве встречаются базальты, диабазы, гиалокластиты с маломощными слоями крем-

нисто-глинистых пород и вулканомиктовых песчаников. В 550 м юго-западнее г. Придорожная (рис. 3) в красных кремнистых туфоалевроаргиллитах найдены ранне- и позднебарремские комплексы радиолярий [6].

Стратиграфическое положение изученных фрагментов показано на рис. 10. По имеющимся датировкам, возрастной диапазон образований снарского комплекса – конец средней юры–среднеаптский подъярус нижнего мела. В этой последовательности отсутствуют возрастные определения нижней части поздней юры. Вероятно, здесь в основном распространены кремни, как и в расположенном се-

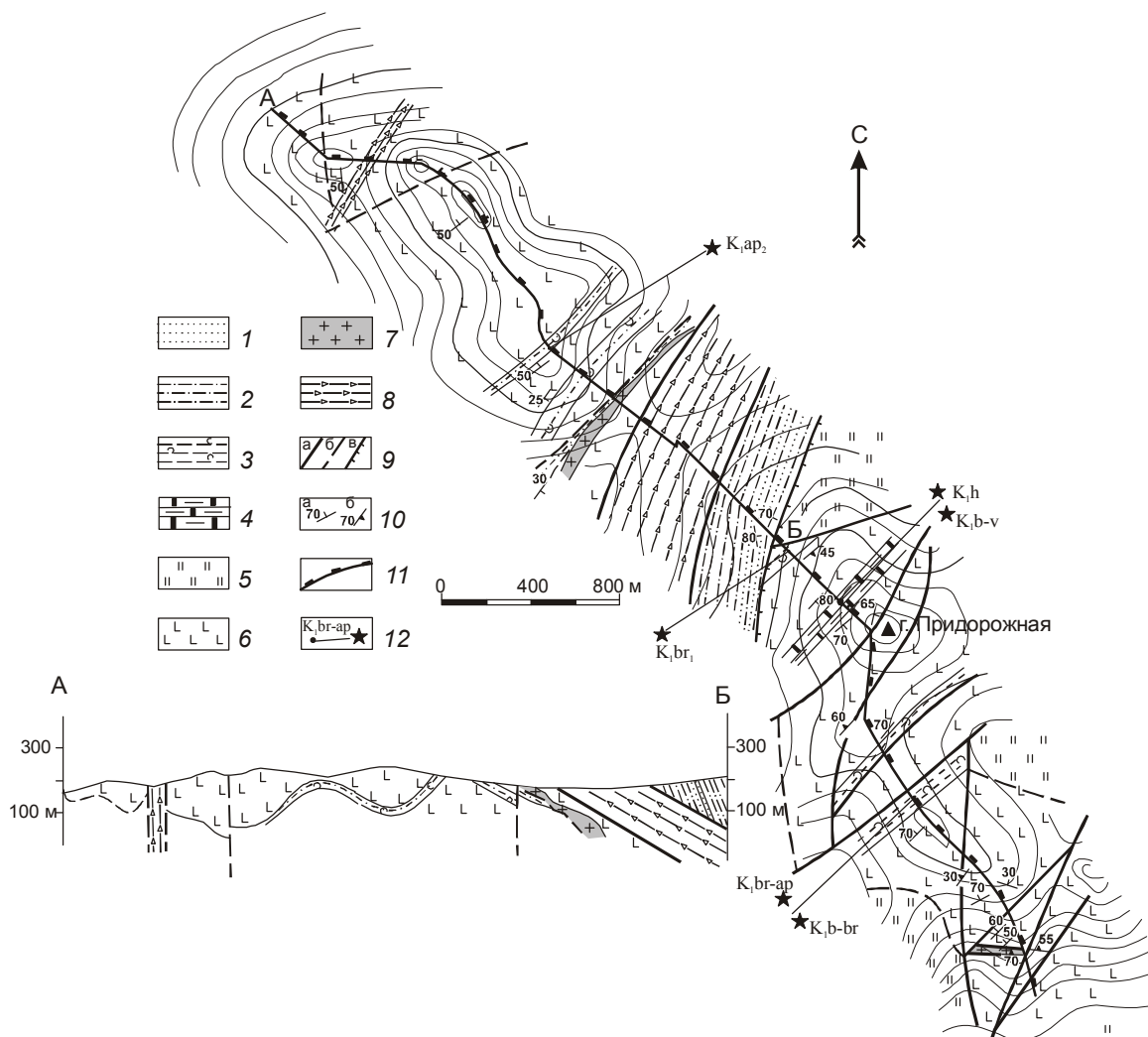


Рис. 9. Геологический план и разрез по линии А-Б кремнисто-вулканогенного комплекса в районе г. Придорожная, по [1, 6].

1 – песчаники; 2 – алевроаргиллиты; 3 – алевропелитовые туффиты; 4 – глинистые кремни; 5 – кремни; 6 – лавы основного состава; 7 – дайки кислого состава; 8 – зоны дробления; 9 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые, в – надвиги; 10 – элементы залегания: а – слоистости, б – сланцеватости; 11 – линия горных выработок; 12 – место отбора проб на радиоларии и индекс их возраста, по [6].

веро-восточнее участка г. Известковая [6]. Комплекс отличается большое количество основных вулканитов, сосредоточенных, по имеющимся материалам, главным образом в интервале титон–апт, примесь пирокластического и вулканического материала в кремнисто-глинистых породах и присутствие известняков. Некоторые изученные фрагменты имеют близкий возраст. Возможно, это связано со степенью точности радиолариевых датировок. Однако в этих фрагментах присутствуют генетически различные породы: вулканиты с обломочными породами, образованными в результате их разрушения в мелководной обстановке, органогенно-обломочные

мелководные известняки и относительно глубоко-водные кремни. Поэтому более вероятно, что они представляют разные фациальные группы отложений.

Толща базальтов

К этой толще отнесены базальты, андезибазальты, трахиандезибазальты и туфы андезибазальтов. Они распространены западнее и юго-западнее пос. Снарский, а также на правобережье р. Каменушка (рис. 3). Породы имеют пологое залегание, слабо изменены, и среди них нет зон расланцевания.

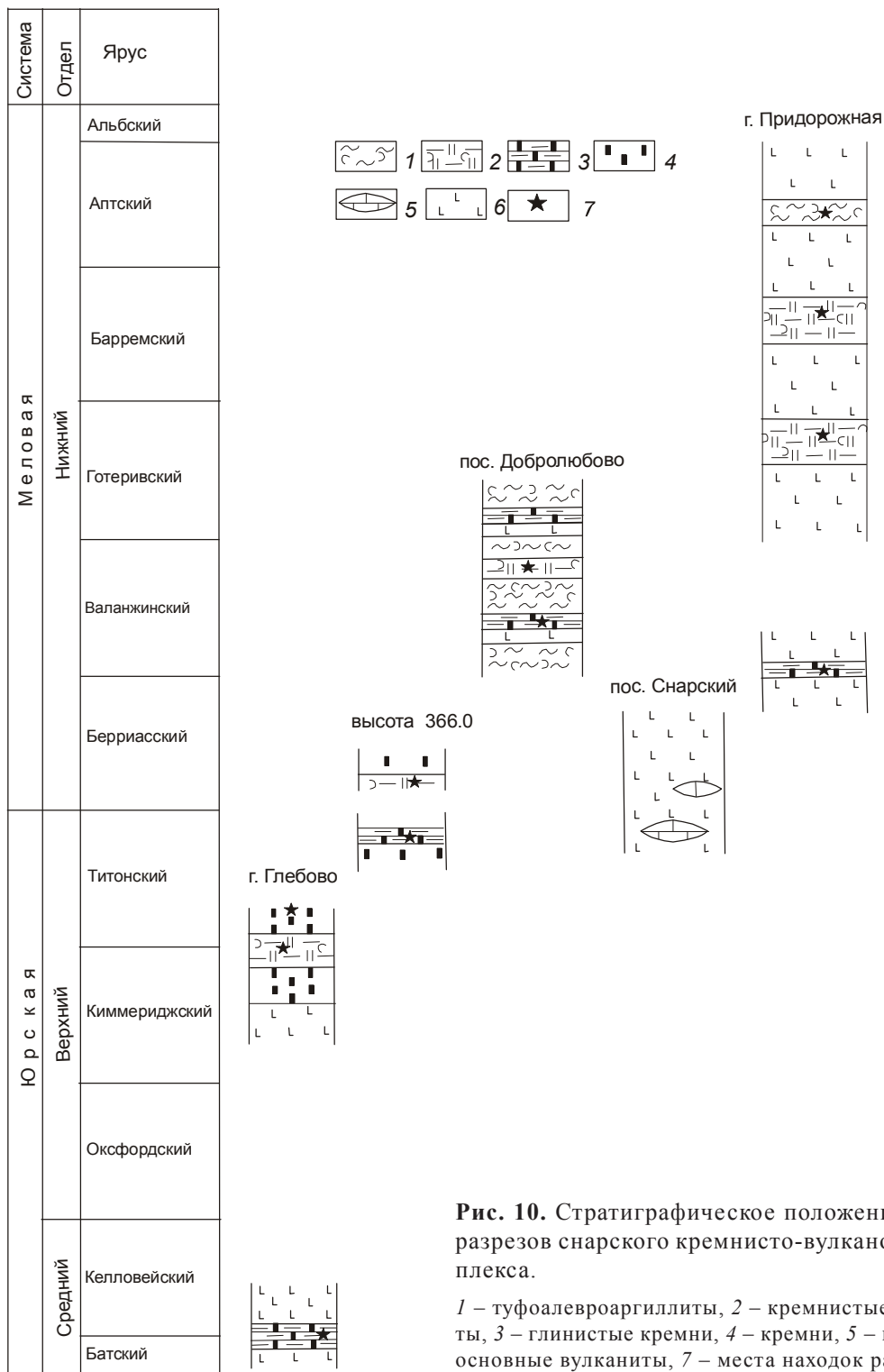


Рис. 10. Стратиграфическое положение изученных разрезов снарского кремнисто-вулканогенного комплекса.

1 – туфоалевроаргиллиты, 2 – кремнистые туфоаргиллиты, 3 – глинистые кремни, 4 – кремни, 5 – известняки, 6 – основные вулканы, 7 – места находок радиолярий.

Западнее пос. Снарский в основании толщи горными выработками вскрыт горизонт мощностью 120 м, сложенный туфоконгломератами и туфогравелитами с прослоями туфопесчаников и туффитов (рис. 11). Среди угловатых и слабо окатанных обломков туфоконгломератов много кис-

лых изверженных пород, представленных содержащими гранат дацитами и гранитами. В меньшей степени распространены обломки базальтов. Немногочисленны осадочные и метаморфические породы: аркозовые песчаники, алевролиты, кварциты, кварц-сланцевые сланцы, кремни и аргиллиты.

териал. Другая особенность – присутствие в комплексе близких по возрасту, но различных по происхождению отложений. Здесь есть вулканиды с мелководными органогенно-обломочными и оолитовыми известняками, указывающие на вулканические поднятия с карбонатными постройками, вулканомиктовые песчаники и конгломераты с хорошо окатанной галькой, ассоциирующие с вулканидами и образовавшиеся за счет их разрушения, что свидетельствует о существовании вулканических островов, а также глинисто-кремнистые отложения, которые накапливались в котловинных участках. Очевидно, вулканогенно-осадочные образования снарского комплекса формировались в бассейне с расчлененным рельефом и большим количеством вулканических построек.

Многие исследователи рассматривают Киселевско-Маноминский террейн как аккреционную призму, которая образовалась в результате субдукции океанической плиты под континент в альбе [6, 14]. Однако в снарском комплексе нет обломочных отложений континентальной конвергентной границы. Исследованные песчаники и конгломераты сложены только фрагментами «местных» пород: основными вулканидами и кремнисто-глинистыми образованиями. Кроме того, здесь не выявлены меланжевые образования, характерные для аккреционных призм, связанных с субдукцией. Для комплекса характерны вулканогенно-осадочные образования, которые формировались в различных фациальных и геодинамических обстановках: спрединговые толеиты и внутриплитные щелочные базальты, глубоководные котловины с кремнисто-глинистыми отложениями и вулканические острова. Среди его образований развиты тектонические блоки с шельфовыми отложениями (валанжинские (?) алевролиты с аркозовыми песчаниками) и мощные зоны расланцевания. Эти признаки, а также приуроченность снарского комплекса к крупной системе левосторонних сдвигов, по которым в раннем мелу на континентальной окраине и в прилегающей области океана происходили горизонтальные перемещения и дислокации [3, 15, 20], позволяют предположить, что его образование, вероятно, связано с тектоническим скупиванием разнородных блоков во время этих перемещений.

Излиянию кампан-маастрихтских (?) базальтов, судя по составу грубообломочных пород базального горизонта толщи, предшествовало формирование кислых вулканидов с гранатом и гранитов. Вулканические комплексы, в составе которых развиты гранатосодержащие эффузивы, относятся к известково-щелочным сериям, образовавшимся на коре с утолщенным «гранитным» слоем [12, 19]. Титон-валанжинские алевролиты со слоями песчаников, которые

развиты в низовьях р. Наолихэ (рис. 2), также свидетельствуют о возможном существовании на рассматриваемой территории кристаллического фундамента. Они охарактеризованы макрофауной, имеют моноклиналиное пологое залегание и накапливались в условиях шельфа [37–40]. Своеобразны и среднепозднеальбские прибрежно-морские конгломераты и песчаники [10], на которых залегают толща базальтов. Проведенными нами исследованиями установлено, что обломочный материал в них на 90–95 % представлен серыми и зеленовато-серыми кремнями, источником которых были, вероятнее всего, кремни юрской аккреционной призмы, а не соседнего киселевско-маноминского комплекса. Аналогичных по составу и возрасту отложений в соседних структурах нет [18]. Таким образом, район распространения толщи базальтов, судя по составу вулканогенно-осадочных образований, очевидно, является фрагментом палеоконтинента. Его современное положение среди разновозрастных аккреционных комплексов можно объяснить скалыванием части палеоконтинента и последующим его перемещением по сдвигам. Формирование толщи базальтов, очевидно, происходило в конце мела (?) при тектоническом совмещении фрагмента палеоконтинента и снарского комплекса.

Таким образом, при формировании структур Западного Сихотэ-Алиня существенное значение имели не пликвативные деформации [25], а значительные горизонтальные перемещения [3, 15, 20], в результате которых были совмещены генетически разнородные комплексы, характеризующие различные участки раннемеловой континентальной окраины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Осадочно-вулканогенные образования правобережья нижнего течения р. Усури в западном Сихотэ-Алине разделены на среднеюрско-аптский снарский тектоно-стратиграфический комплекс и кампан-маастрихтскую (?) толщу базальтов.

Снарский комплекс рассматривается как юго-западное продолжение Киселевско-Маноминского террейна. Его отличает большое количество основных вулканидов различного происхождения, значительная примесь пирокластического и вулканомиктового материала в кремнисто-глинистых породах, отсутствие обломочных пород зоны конвергенции и фациальная неоднородность отложений. Предполагается, что его образование происходило в результате тектонического скупивания генетически разнородных образований во время перемещения по левосторонним сдвигам в конце раннего мела.

Кампан-маастрихтская (?) толща базальтов сложена основными лавами, реже, их туфами и туфо-

конгломератами. Среди обломков в последних много гранитов и содержащих гранат кислых эффузивов. Толща формировалась на фрагменте палеоконтинента. Современный структурный план региона, где этот фрагмент расположен среди различных по возрасту аккреционных комплексов, обусловлен сложными перемещениями по сдвигам.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны В.В. Голозубову за полезное обсуждение рукописи статьи, Б.А. Натальину за большую работу при рецензировании статьи, а также благодарят И.В. Королеву (Приморская поисково-съёмочная экспедиция) за помощь в организации и проведении полевых работ, Э.А. Доруховскую за определение части коллекций радиолярий и Т.М. Михайлик за оформление графики. Работа выполнена при финансовой поддержке ДВО РАН (грант №06-III-A-08-316).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Атрашенко А.Ф. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые правобережья р. Усури. Отчет Вяземской партии о результатах групповой геологической съёмки масштаба 1:50000 и поисковых работ, проведенных в 1984-1989 гг. / Геолого-съёмочная экспедиция ПГО Дальгеология. Хабаровск, 1989.
- Борукаев Ч.Б., Натальин Б.А. Аккреционная тектоника юга Российского Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7-8. С. 89-93.
- Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
- Голозубов В.В., Малиновский А.И., Симаненко В.П. О тектонических реконструкциях Сихотэ-Алинского звена Восточно-Азиатской окраины: возможны ли простые решения? // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 113-119.
- Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 74-82.
- Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент киселевско-маноминского комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45-58.
- Зябрев С.В. О реалистичности и надежности тектонических реконструкций // Тихоокеан. геология. 2006. Т. 25, № 4. С. 113-114.
- Кириллова Г.Л., Сакаи Т., Исида К. и др. Строение и природа позднеюрско-раннемеловых аккреционных комплексов Приамурья // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Материалы XXXVI Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2003. С. 253-255.
- Коновалов В.П. Новые нижнемеловые стратоны в Западно-Сихотэ-Алинском прогибе // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск, 1990. С. 240-241.
- Лихт Ф.Р. К палеогеографическим условиям позднемелового осадконакопления в Западном Сихотэ-Алине // Вопросы геологии и океанологии Советского сектора Тихоокеанского подвижного пояса: Материалы к IX конф. молодых ученых Дальнего Востока. Владивосток, 1968. С. 49-52.
- Лихт Ф.Р. К вопросу о выделении култухинской свиты в Бикинской структурно-фациальной зоне (северо-западное Приморье) // Сб. статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1969. Вып. 7. С. 55-62.
- Максимов С.О. Гранат как индикатор Р-Т условий происхождения вулканических серий // Минералы – индикаторы петрогенезиса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 17-40.
- Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (строение, состав и обстановки седиментации) / П.В. Маркевич, А.Н. Филиппов, А.И. Малиновский и др. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
- Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991, № 5. С. 3-23.
- Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сутуры на юге Дальнего Востока // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84-96.
- Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3-23.
- Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня / П.В. Маркевич, В.П. Коновалов, А.И. Малиновский, А.Н. Филиппов. Владивосток: Дальнаука, 2000. 283 с.
- Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, Хабаровск, 1990. Хабаровск: Хабаровское ХТГП, 1994. 123 с.
- Сахно В.Г. Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск: Наука, 1976. 100 с.
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
- Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений Западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 144 с.
- Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маном (северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 25-38.
- Филиппов А.Н., Кемкин И.В. Первые находки среднеюрских и раннемеловых (валанжин) радиоляриевых ассоциаций в Западном Сихотэ-Алине и их палеогеографическое и тектоническое значение // Докл. РАН. 2005. Т. 404, № 5. С. 664-667.
- Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94-108.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // Докл. РАН. 2004. Т. 394, № 6. С. 791-795.
- Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S. et al. Radiolarian catalogue and systematic of Middle Jurassic and Early Cretaceous Tethyan genera and species // Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarians of Tethys:

- occurrences, systematics, biochronology (P.O. Baumgartner et al., eds.). *Memories de Geology (Lausanne)*. 1995. N 23. P. 37–685.
27. Dumitrica P., Immenhauser A., Dumitrica-Jud R. Mesozoic radiolarian biostratigraphy from Masirah Ophiolite, Sultanate of Oman. Part I: Middle Triassic, Uppermost Jurassic and Lower Cretaceous Spumellarians and multisegmented Nasselarians // *Bulletin of National Museum of Natural Sciences*. Paris. 1997. N 9. P. 1–106.
 28. Faure M, Natal'in B.A. The geodynamic evolution of the eastern Eurasian margin in Mesozoic times // *Tectonophysics*. 1992. V. 208, N 4. P. 397–411.
 29. Hsu K.J. Principles of Melanges and their bearing on the Franciscan-Knoxville Paradox // *The Geological Society of America Bulletin*. 1968. V. 79, N 8. P. 1063–1074.
 30. Khanchuk A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea-of-Japan region: A view from the Russian side // *Earth Science*. 2001. V. 55, N 3. P. 275–291.
 31. Nakae S. How to divide accretionary complexes: efficiency of tectonostratigraphy for understanding accretionary tectonics // *Origin and evolution of Jurassic accretionary complexes in Japan*. The Memoirs of the Geological Society of Japan. 2000. N 55. P. 1–15.
 32. Nakae S. Regional correlation of the Jurassic accretionary complex in the Inner Zone of Southwest Japan // *Origin and evolution of Jurassic accretionary complexes in Japan*. The Memoirs of the Geological Society of Japan. 2000. N 55. P. 73–98.
 33. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // *The Island Arc*. 1993. V. 2, N 1. P. 15–34.
 34. O'Dogherty L. Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // *Memories de Geology (Lausanne)*. 1994, N 21. 413 pp.
 35. Schaaf A. Late Early Cretaceous Radiolaria from the Deep Sea Drilling Project. Leg 62 // *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Wash. (D.C.): US Gov. print. off., 1981. V. 62. P. 419–470.
 36. Sengor A.M.S., Natal'in B.A. Turkeic-type orogeny and its role in the marking of the continental crust // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1996. V. 24. P. 263–337.
 37. Sha J.-G. Buchia and Auceleina beds of Eastern Heilongjiang // *Journal of Stratigraphy*. 1992. V. 16, N 1. P. 41–48.
 38. Sha J.-G., Matsukawa M., Cai H.-W. et al. The Upper Jurassic – Lower Cretaceous of eastern Heilongjiang, northeast China: stratigraphy and regional basin history // *Cretaceous Research*. 2003. V. 24, N 6. P. 715–728.
 39. Sun G., Sha J.-G., Wang Y.-G. et al. Jurassic-Cretaceous boundary of Dong'anzn, Raohe, Heilongjiang with a new knowledge of Buchia // *Acta Paleontologica Sinica*. 1989. V. 25, N 1. P. 279–597.
 40. Sun G., Zheng S.-L., Sun X.-K. et al. Recent advance in the research of the strata near Jurassic-Cretaceous boundary in the eastern Heilongjiang // *Journal of Stratigraphy*. 1992. V. 16, N 1. P. 49–54.
 41. Zyabrev S.V. Cretaceous radiolarian fauna from the Kiselyovsky subterranean, the youngest accretionary complex of the Russian continental Far East: paleotectonic and paleogeographic implications // *The Island Arc*. 1996. V. 5, N 2. P. 140–155.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

A.N. Filippov, I.V. Kemkin

Siliceous volcanogenic assemblages of the western Sikhote-Alin: stratigraphy and origin

New data are offered on the age and structure of the siliceous volcanogenic assemblages from the lower reaches of the Ussuri River. These assemblages, which earlier were rated as part of one stratigraphic unit, are divided into the Snarsky tectonostratigraphic complex (end of the Middle Jurassic – Middle Aptian) and a basalt rock series (presumably, Campanian-Maastrichtian). The Snarsky complex is made up of basic volcanics, cherts, cherty-clay rocks, and a small amount of limestone, sandstone and conglomerate. It is distinguished by a large quantity of basalts of different origin, abundance of volcanomictic and pyroclastic material in the cherty-clay rocks, absence of fragmental rocks of the continental convergence zone, and facial heterogeneity of the deposits. The complex is considered as the south-eastern continuation of the Kiselevka-Manoma terrane. Its origin is presumed to be related to tectonic piling up of genetically heterogeneous assemblages. Basalts, andesite basalts, their tuffs, and tuff conglomerates are assigned to the basalt rock series. Granites and garnet-bearing acid effusives are abundant among the fragments in the tuff conglomerates. The rock series formed in the late Cretaceous on the paleocontinent's crystalline basement.

Key words: stratigraphy, radiolarians, Mesozoic, accretionary complex, Sikhote-Alin, Russian Far East.

**ЭВТЕКТОИДНЫЙ И КОТЕКТОИДНЫЙ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ТИПЫ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ И СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД КИСЛОГО СОСТАВА
ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ
(НА ПРИМЕРЕ ВОСТОКА АЗИИ)***

Л.Ф. Мишин

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

Поступила в редакцию 10 февраля 2008 г.

На примере окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азии рассмотрены петрография и геохимия вулканических и субвулканических пород кислого состава. Среди них выделены котектоидный и эвтектоидный типы. Эвтектоидный тип характеризуется неравновесным минералогическим составом, включающим ранний, “габбровый” парагенезис вкрапленников (пироксены, основной плагиоклаз, иногда оливин и амфибол), “гранитный” парагенезис вкрапленников (калинатровый полевой шпат, кварц, биотит) и основную массу состава сухой кварц-полевошпатовый эвтектики. Между количеством вкрапленников габбрового парагенезиса и SiO_2 наблюдается обратная линейная зависимость. Все петрохимическое разнообразие пород эвтектоидного типа определяется количественным соотношением вкрапленников габбрового парагенезиса и основной массы. Среди пород котектоидного типа преобладают редковкрапленниковые и афировые разновидности, в них отсутствуют меланократовые включения и ксеногенные минералы. В породах котектоидного типа составы вкрапленников и основной массы комплементарны валовому составу пород и свидетельствуют об равновесной котектической кристаллизации.

Ключевые слова: петрография, геохимический и петрохимический состав, петрогенезис, вулканические породы кислого состава, вулканические пояса, Восток Азии.

ВВЕДЕНИЕ

Вулканические и субвулканические породы кислого состава отличаются исключительным текстурно-структурным разнообразием. Причина такого разнообразия структур в различиях вязкости, интенсивности дегазации и скорости остывания магмы. Вместе с тем, имеются петрографические признаки, которые отражают глубинные условия зарождения и интрателлурическую стадию кристаллизации магм.

Впервые на такие признаки обратила внимание Е.Б. Яковлева [31], выделившая лавовый и флюидпорфировый комплексы. В работе [9] эти петрографические типы примерно в том же объеме были обозначены как тип I и тип II, с подразделением их в зависимости от уровня общей щелочности на подтипы А и Б. Подобные же два типа по-

род кислого состава были установлены среди субвулканических пород [13, 14]. В дальнейшем было установлено, что игнимбриды могут принадлежать как к первому, так и ко второму типам. В работе [15] данные два петрографических типа пород были противопоставлены как эвтектоидный и котектоидный**. Котектоидный тип объединяет афировые и редковкрапленниковые лавы и игнимбриды кислого состава, в которых модальный состав вкрапленников соответствует нормативному. Породы эвтектоидного типа отличает присутствие наряду с кварцем и калишпатом аномальных для пород кислого состава вкрапленников основного плагиоклаза в ассоциации с пироксенами и, реже, оливином.

Однако эти исследования были проведены в основном на качественном уровне и ограниченном круге объектов.

*Публикуется в дискуссионном порядке.

**Названия “эвтектоидный” и “котектоидный” – условные, даны исходя из составов основной массы пород.

Дальнейшее изучение состава и возможного генезиса этих петрографических типов вулканических и субвулканических пород кислого состава – основные задачи данного исследования. Для их решения использован широкий спектр современных петрогеохимических методов исследований пород и минералов из различных, во многом эталонных вулканических зон и структур окраинно-континентальных вулканических поясов Востока России.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Редкоземельные элементы анализировались в аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН на масс-спектрометре ISP-MS ELAN DRC II 360 RSI, аналитик Д.В. Авдеев. Пробоподготовка осуществлялась с применением микроволнового разложения в кислотах. Часть проб была продублирована инструментально-активационным анализом в ОИГГиМ СО РАН, аналитики Пархоменко В.С., Шестель С.Г. Состав петрогенных элементов анализировался весовым химическим методом в аналитическом центре ИТиГ, аналитики Зазулина В.Е. и Ильина Н.И.

Состав минералов определялся на микрозонде Camebax в ИВиС ДВО РАН, аналитик Чубаров, и во ВСЕГЕИ, аналитик В.К. Куранова.

Определение химического состава основной массы пород производилось микрозондовым анализом. Препараты готовились из вулканических стекол, в случаях отсутствия таковых готовились искусственные стекла сплавлением и последующим быстрым охлаждением фракций основной массы пород. Количественный подсчет вкрапленников осуществлялся на интеграционном столике по 5–7 шлифам. Для получения сопоставимых результатов выбирались однотипные по структуре и кристалличности основной массы породы.

Некоторые используемые в работе термины

Термин игнимбрит используется в работе в петрографическом смысле – это вулканические и субвулканические породы с резко выраженным протоклазом вкрапленников и пепловыми, в различной степени сваренными структурами основной массы. Морфологически последние понимаются так, как они описаны в классических работах К.С. Росса, Р.Л. Смита, М.И. Сперанской, Н.В. Короновского и др. Коигнимбритовые туфы – несортированные пепловые и кристалло-пепловые туфы, переслаивающиеся с игнимбритовыми потоками или замещающие последние по простираю. Термины магнетитовая и ильменитовая серии применяются для пород, образующихся при различных окислительно-восстановительных условиях и, как следствие, различающихся

составом рудных минералов (магнетит и ильменит, соответственно), соотношением окисного и закисного железа, железистостью темноцветных минералов и магнитной восприимчивостью.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРОД ЭВТЕКТОИДНОГО И КОТЕКТОИДНОГО ТИПОВ В ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСАХ ВОСТОКА АЗИИ

Мезозойско-кайнозойские известково-щелочные вулканические и плутонические породы на Востоке Азии распространены от Тихоокеанской окраины до Забайкалья. По возрасту пород и продольной зональности выделяются три разновозрастные системы (мегапояса). С запада на восток выделяются: Удско-Большехинганская (J_3-K_1), Охотско-Сунгарийская (K_{1-2}), Сихотэ-Алинская (K_2-Pg). Эти системы пространственно разобщены, местами частично совмещены (рис. 1). По отношению к Тихоокеанской окраине в пределах мегапоясов выделяются внутренние и внешние зоны, различающиеся окислительными условиями кристаллизации пород и другими признаками [17].

Эвтектоидный тип представлен преимущественно игнимбритами. Эти породы особенно широко распространены во внешней зоне альб-сеноманского мегапояса, образуя вместе с коигнимбритовыми туфами обширные покровы, которые во времени оторваны от последовательно дифференцированных образований базальт-андезит-риолитового состава, распространенных ограниченно в основании вулкано-генного разреза. Вулканическими породами эвтектоидного типа в основном сложены такие крупные вулканические поля во внешней зоне, как Хингано-Юрин-Каменушинская группа вулкано-тектонических депрессий, Баджальская, Ям-Алинская, Эзопская и Куйдусунская вулканические зоны. Во внутренних зонах породы эвтектоидного типа встречаются реже, в виде отдельных изолированных покровов.

С покровами игнимбритов эвтектоидного типа ассоциируются крупнообъемные субвулканические массивы. Это лакколитообразные тела мощностью до 3–5 км, имеющие однотипную морфологию и значительные размеры, сопоставимые с размерами крупных гранитоидных плутонов. Например, Тарынский массив имеет площадь 1800 км², Верхнеаллахский – 800 км². Эндоконтактовые зоны субинтрузивов образованы породами с игнимбритовыми структурами. К центру субинтрузивов они сменяются флюидалными и массивными структурами основной массы. В центральных частях массивов обычно присутствуют бескорневые тела гранит-порфиоров [15]. Па-

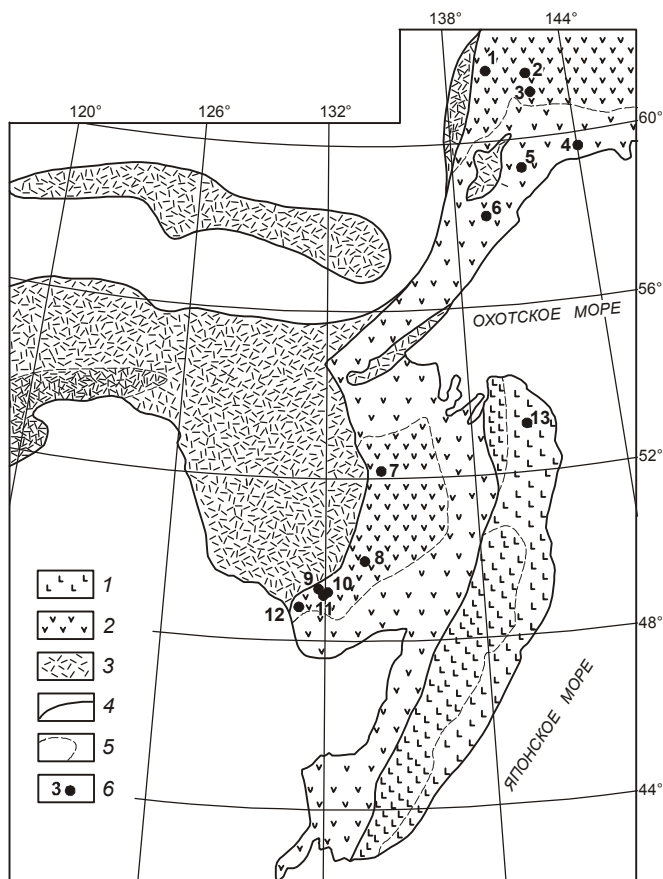


Рис. 1. Схема районирования мезозой-кайнозойских вулcano-плутонических образований юга Дальнего Востока.

1–3 – области распространения разновозрастных вулканических и плутонических образований (мегапояса): сеноман-олигоценый (1), альб-сеноманский (2), позднюрско-раннемеловой (3); 4 – границы мегапоясов; 5 – граница внутренней (редкий крап) и внешней (густой крап) зон; 6 – основные объекты исследований с отбором представительных проб: 1–3 – Куйдусунская зона, субинтрузивы: Верхнеаллахский (1), Мукулакитский (2), Атарбайский (3); 4–6 – Ульяновский прогиб: Юровский блок (4), центральная зона (5), южный фланг, тоттинский комплекс (6); 7 – Ям-Алинская зона; 8 – Баджальская зона; 9–11 – вулcano-тектонические депрессии: Таланджинская (9), Каменушинская (10), Юринская (11), Хингано-Олонойская (12); 13 – Нижне-амурская зона, месторождение Белая Гора.

рагенезисы минералов и состав вкрапленников субвулканических фаций, исключая гранит-порфиры, такие же, как и в покровах игнимбритов. В гранит-порфирах произошла эпимагматическая перекристаллизация и дораствание первично дробленных вкрапленников.

Формирование отдельных вулканических просядков происходило чаще одноактно. В то же время, в таких крупных вулканических зонах, как Баджальская и Куйдусунская, вулканизм носил циклический характер [2].

Породы котектоидного типа на Востоке Азии широко распространены во внутренних зонах вулканических поясов, реже встречаются во внешних зонах в основании вулcanoгенного разреза. В разрезе породы котектоидного типа обычно переслаиваются с андезитами и базальтами. С ростом щелочности пород обычно растет контрастность разрезов и непрерывно дифференцированные серии постепенно сменяются бимодальными. Лавы ассоциируют с субвулканическими телами характерной блоковой формы, а игнимбриты – с пластовыми и лакколитообразными массивами флюидальных пород с маломощной игнимбритовой эндоконтактовой оторочкой. От сходных в морфологическом отношении субинтрузивов, сложенных породами эвтектоидного типа, кроме петрографического состава их отличают меньшие размеры тел и ограниченное развитие пород с игнимбритовыми структурами.

ПОРОДЫ ЭВТЕКТОИДНОГО ТИПА

Эвтектоидный тип – это, как правило, густо-вкрапленниковые породы, с содержанием вкрапленников от 20 до 70 %. Вкрапленники имеют оскольчатую форму. В субинтрузивах степень протоклаза вкрапленников уменьшается к центру массивов. Такая же тенденция изменения протоклаза вкрапленников отмечается в мощных потоках игнимбритов.

Для этих пород, как и игнимбритов в целом, характерна коррозия вкрапленников основной массой и присутствие ксенолитов вмещающих пород.

Вкрапленники представлены плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксенами, биотитом, калинатовым полевым шпатом, кварцем, ильменитом или магнетитом и иногда оливином и амфиболом. Обычно одновременно в разных пропорциях присутствуют вкрапленники 6–7 минералов.

В эвтектоидном типе выделяются ранняя и поздняя ассоциации вкрапленников. Основанием для выделения раннего, габбрового по составу парагенезиса основного плагиоклаза с ромбическим и моноклинным пироксенами и, реже, оливином служит тот факт, что эти минералы часто образуют достаточно крупные (до 4 мм) включения, напоминающие фрагменты полнокристаллической породы основного состава. Морфология и состав минералов разрозненных вкрапленников и минералов в сростках одинаковые. Вкрапленники обычно имеют короткопризматический габитус, типичный для вулканических пород, но иногда наблюдаются более мелкозернистые, явно ксеногенные включения призматически-зернистой структуры, напоминающие родственные включения диоритового состава в гранитах, а также сложные сростки – включения, в которых центральная зона с призматической структурой размером 2–3 мм окайм-

ляется агрегатом более крупных короткопризматических зерен плагиоклаза и пироксенов.

Плагиоклаз в габбровой ассоциации резко преобладает. Состав плагиоклазов характеризуется повышенной основностью (от битовнита и лабрадора в центре зерен до андезина и олигоклаза во внешних зонах) и резко отличается от нормативного состава для данного типа пород. Среди пироксенов преобладает гиперстен, менее распространен авгит (табл. 1, рис. 2).

По данным гомогенизации расплавных включений, кристаллизация плагиоклаза происходила при температуре 1200–1250°C (рис. 3) [15]. По двупироксеновым термометрам, температура кристаллизации пироксенов варьирует от 1150°C до 1280°C [7, 8, 15].

Поздняя (гранитная по составу) ассоциация вкрапленников представлена кварцем, калинастровым полевым шпатом и биотитом. Кварц образует характерные кристаллы бипирамидального габитуса. Калинастровый полевой шпат по составу близок к анортотлазу. Биотит наблюдается в виде отдель-

ных, обычно деформированных вкрапленников. Вкрапленники гранитной ассоциации образуют в основном разобщенные катаклазированные зерна, которые интенсивно корродируются (иногда до полного растворения) основной массой. Прямые петрографические признаки, указывающие на близкоодновременную кристаллизацию этих минералов, отсутствуют, но есть ряд достаточно убедительных косвенных данных. Во-первых, эти минералы никогда не встречаются в пироксен-плагиоклазовых сростках, во-вторых, их количество характеризуется постоянным соотношением (кварц – 39 %, калинастровый полевой шпат – 54 % и биотит – 7 %), характерным для относительно сухой Ab-Q-Or котектики [25]. В основных по составу породах эти минералы исчезают, а в предельных риолитах доминируют. На более позднее образование этого парагенезиса вкрапленников указывают температуры образования кварца (1050°–1070°), определенные гомогенизацией расплавных включений (рис. 3). Согласно этим данным, разница температур кристаллизации

Таблица 1. Химический состав вкрапленников пород эвтектоидного типа, мас. %.

Компоненты	Биотит							
	231	400-4	234	170-2	219-1	163-3	Л-33	Л-51
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	34.77	34.90	34.76	37.31	36.67	36.64	32.66	37.80
TiO ₂	6.31	5.23	5.55	5.40	5.06	6.48	8.41	6.10
Al ₂ O ₃	12.47	12.40	12.50	12.60	12.20	12.97	15.79	14.34
FeO*	26.50	29.33	26.71	21.85	22.68	24.36	13.48	14.25
MnO	0.00	0.16	0.15	0.14	0.35	0.37	0.27	0.10
MgO	7.46	5.38	8.70	10.23	10.21	8.92	14.81	14.81
CaO	0.07	0.23	0.00	0.29	0.37	0.35	0.90	0.00
Na ₂ O	0.51	0.62	0.31	0.00	0.60	0.57	0.02	0.43
K ₂ O	8.66	8.79	7.67	8.99	8.82	8.26	3.88	9.15
Cr ₂ O ₃	0.23	0.16	0.00	0.27	0.08	0.00	0.00	0.00
Сумма	97.03	97.21	96.34	97.08	97.03	96.90	90.22	101.08

Компоненты	Ромбический пироксен						Моноклинный пироксен		
	231	400-4	219-1	681	706	Л-51	231	400-4	Л-33
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	47.68	48.18	47.97	49.55	48.83	54.52	49.18	51.56	52.27
TiO ₂	0.11	0.16	0.00	0.12	0.12	0.1	0.00	0.71	0.18
Al ₂ O ₃	0.23	0.00	0.33	2.25	2.25	0.53	0.48	0.40	0.70
FeO*	38.46	38.50	37.30	35.52	34.33	18.63	20.91	12.80	7.99
MnO	0.86	0.69	0.72	0.62	0.53	1.73	0.52	0.25	0.95
MgO	10.84	10.99	11.75	12.90	12.84	24.04	8.36	11.34	14.18
CaO	1.35	1.44	1.39	0.16	0.18	1.12	20.51	19.94	21.03
Na ₂ O	0.41	0.00	0.39	0.00	0.00	0.00	0.00	2.81	0.20
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.09	0.00
Сумма	99.99	99.99	99.99	101.20	99.35	100.70	99.99	99.99	97.52

Примечание. 163-3, 170-2, 219-1 – Верхнеаллахский субинтрузив; 231, 234, 400 – Атарбайский субинтрузив; Л-33, Л-51 – Ульяновский прогиб, тоттинский комплекс; 681, 706 – Тарынский субвулканический массив, верховья р. Индигирки. FeO* – суммарное железо, пересчитанное на FeO.

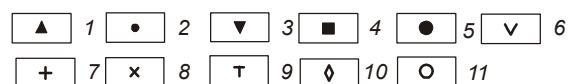
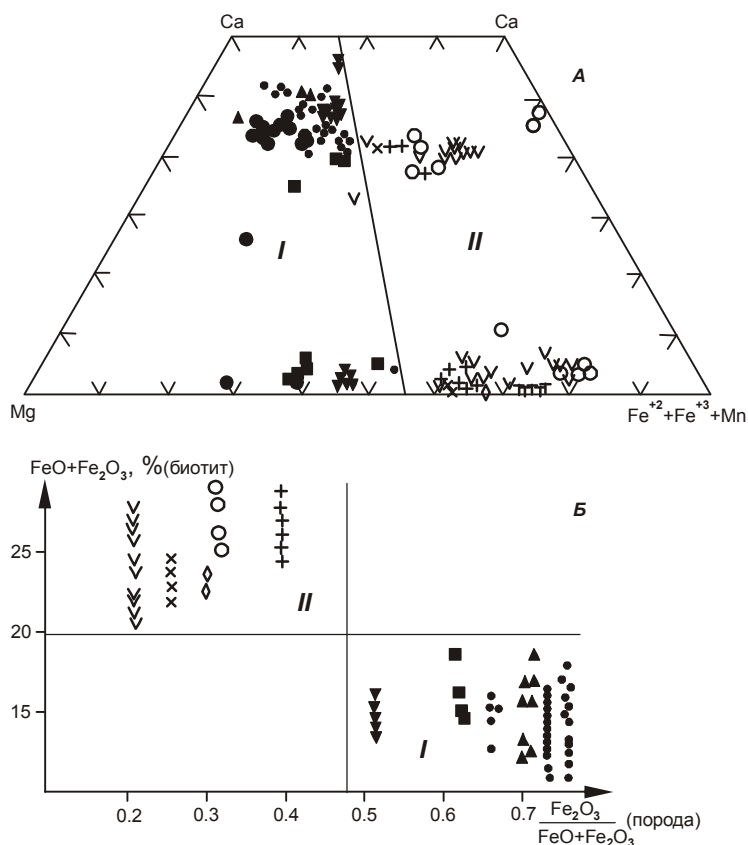


Рис. 2. Диаграммы составов вкрапленников вулканических и субвулканических пород кислого состава.

А – пироксенов, Б – биотитов. 1–5 – породы магнетитовой серии: Ульяновский прогиб (1–3) – центральная часть (1), Юровский блок (2), южная часть, тотинский комплекс (3); колчанский комплекс (Нижний Амур) (4); Токраусская впадина (Центральный Казахстан) (5); 6–11 – породы ильменитовой серии (внешние зоны): баджалский комплекс (6), 7–8 – Куйдусунский вулканоген, дациты Атарбайского (7) и Верхнеаллахского (8) субинтрузивов; Тарынский субинтрузив (9); аскольдинский комплекс Омсукчанского прогиба (10); богопольский комплекс Якутинской структуры центрального Сихотэ-Алиня (11). Котектоидный тип (1, 2, 4), эвтектоидный тип (3, 5–11). I, II – поля составов соответственно магнетитовой и ильменитовой серий. Кроме авторских использованы анализы из работ [3, 7, 10, 19, 21, 28].

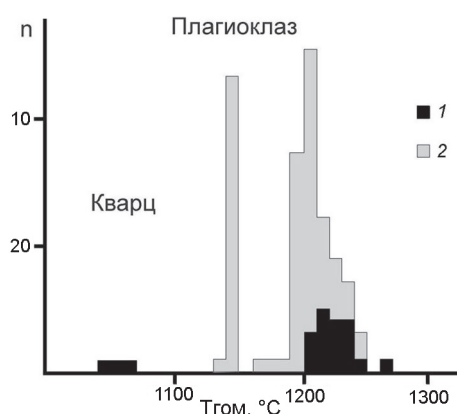


Рис. 3. Температуры гомогенизации первичных (1) и вторичных (2) расплавных включений в минералах пород эвтектоидного типа.

габбрового и гранитного парагенезисов вкрапленников составляет около 200°C.

Основная масса пород в покровах – типично игнимбритовая, в субинтрузивах – игнимбритовая с переходами к флюидальной и массивной. По степени кристалличности она варьирует от витрофировой до микроаплитовой с преобладанием фельзитовой структуры. Микроаплитовая структура характерна для внутренних зон субинтрузивных массивов. Е.Б. Яковлевой [31] было отмечено, что в породах флюид-пор-

фирового комплекса состав основной массы постоянен и не зависит от валового состава пород. Микронзондовым анализом основной массы витрофировых пород и искусственных стекол установлено, что состав ее отвечает предельным риолитам (SiO_2 – 76–77 %, табл. 2, рис. 4Б). Эти данные свидетельствуют о том, что остаточная магма после кристаллизации вкрапленников габбрового парагенезиса уже имела состав предельного риолита.

Исходя из процентного содержания минералов габбрового парагенезиса, валового химического состава пород (использовался средний состав субвулканических дацитов Тарынского массива, в которых вкрапленники представлены преимущественно габбровой ассоциацией) и состава предельных риолитов (использовался состав риолитов Каменушинского интрузива, не содержащих вкрапленники габбрового парагенезиса), нами был рассчитан модельный химический состав габбровой ассоциации вкрапленников. По результатам расчетов, вкрапленники габбрового парагенезиса имеют следующий состав (в %): SiO_2 – 50; TiO_2 – 1.67; Al_2O_3 – 20.8; FeO^* – 7.5; MnO – 0.1; MgO – 3.45; CaO – 7.14; Na_2O – 3.67; K_2O – 2.12. Валовый химический состав вкрапленников габбрового парагенезиса, полученный исходя из процентного содержания и микронзондовых анализов отдельных

Таблица 2. Химический состав пород эвтектоидного типа в парах: порода (п.) – основная масса (о.м.), мас. %.

Компо- ненты	231		400-4		170-2		95		Л-51	
	п.	о.м.	п.	о.м.	п.	о.м.	п.	о.м.	п.	о.м.
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	68.36	75.33	67.80	75.98	65.49	76.37	76.69	76.80	64.37	76.03
TiO ₂	0.26	0.04	0.30	0.04	0.50	0.21	0.12	0.21	0.43	0.24
Al ₂ O ₃	13.00	12.32	15.0	12.25	15.10	12.81	12.49	16.21	16.10	14.69
Fe ₂ O ₃	0.51	0.89	1.10	0.96	0.57	1.77	0.83	0.80	2.26	1.18
FeO	1.32		1.58		3.45		1.00		1.18	
MnO	0.01	0.00	0.04	0.01	0.09	0.03	0.03	0.00	0.7	0.00
MgO	0.50	0.06	0.40	0.04	1.21	0.57	0.22	0.14	2.05	0.16
CaO	2.94	0.54	3.00	0.51	2.87	1.25	0.33	0.35	3.2	0.97
Na ₂ O	1.85	2.34	3.60	1.77	3.54	1.99	3.50	2.03	3.75	3.87
K ₂ O	3.90	3.33	3.30	3.13	4.17	4.79	4.67	3.36	3.17	2.87
P ₂ O ₅	0.04	0.00	0.05	0.00	0.13	0.00	0.02	0.00	0.12	0.00
п.п.п.	3.56	0.00	3.90	0.00	2.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H ₂ O ⁻	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	98.25	94.89	100.30	94.70	99.30	99.83	99.90	99.90	97.33	100.01

Примечание. 231, 400-4 – витроигнимбрит, Атарбайский субинтрузив; 170-2, 95 – искусственные стекла основной массы: дацит, Верхнеаллахский субинтрузив (170-2), риолит, Каменушинский субинтрузив (95); Л-51 – витрофировый кристаллокластический дацит, тотгинский комплекс, Ульяновский прогиб (среднее из 7 анализов).

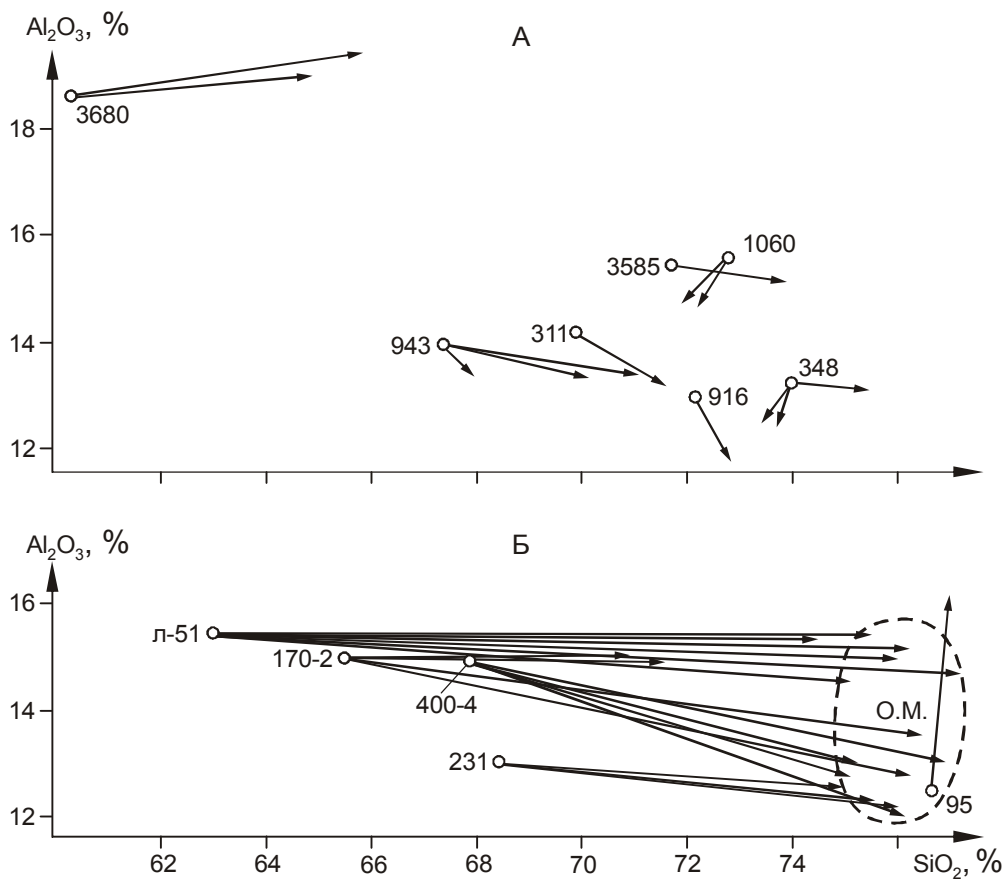


Рис. 4. Изменение состава вулканитов в парах: вал (кружок) – основная масса (конец стрелки).

А – котектоидный, Б – эвтектоидный типы. Штриховой линией околнурена область составов основной массы пород эвтектоидного типа. Номера проб см. табл. 2, 4.

минералов, оказался близок к расчетному, но поскольку при таком методе трудно оценить состав плагиоклаза, имеющего переменный состав, отдано было предпочтение модельному составу.

В конкретных покровах и субинтрузивах химический состав пород обычно выдержан. В субвулканических интрузивах, несмотря на их гигантские размеры, вариации кремнезема обычно находятся в пределах 2 %, реже достигают 5 %, но, в целом, породы эвтектоидного типа образуют непрерывный спектр от андезидацита ($\text{SiO}_2 - 62\%$) к предельному риолиту ($\text{SiO}_2 - 76\%$) с исключительно выдержанными линейными трендами петрогенных элементов (рис. 5). Весьма характерно, что содержания оксидов петрогенных элементов габбрового парагенезиса располагаются на продолжении этих трендов. Особенно хорошее совпадение наблюдается для глинозе-

ма и суммы щелочей. Отсюда можно сделать вывод, что расчет валового химического состава вкрапленников габбрового парагенезиса произведен достаточно точно и он постоянен во всех породах, независимо от их химического состава. Незначительные отклонения от трендов наблюдаются в распределении содержаний кальция, магния и титана, но при сравнении рисунков 5А и 5Б можно видеть, что эти отклонения носят систематический характер и, следовательно, связаны с некоторыми погрешностями в расчетах, главным образом, с точностью подсчета содержаний вкрапленников. Примечательно, что выявленные закономерности проявляются как в вулканических породах отдельно взятой вулканической зоны (рис. 5А), так и при сопоставлении субинтрузивных образований из разновозрастных пространственно разобщенных структурно-фациальных зон (рис. 5Б).

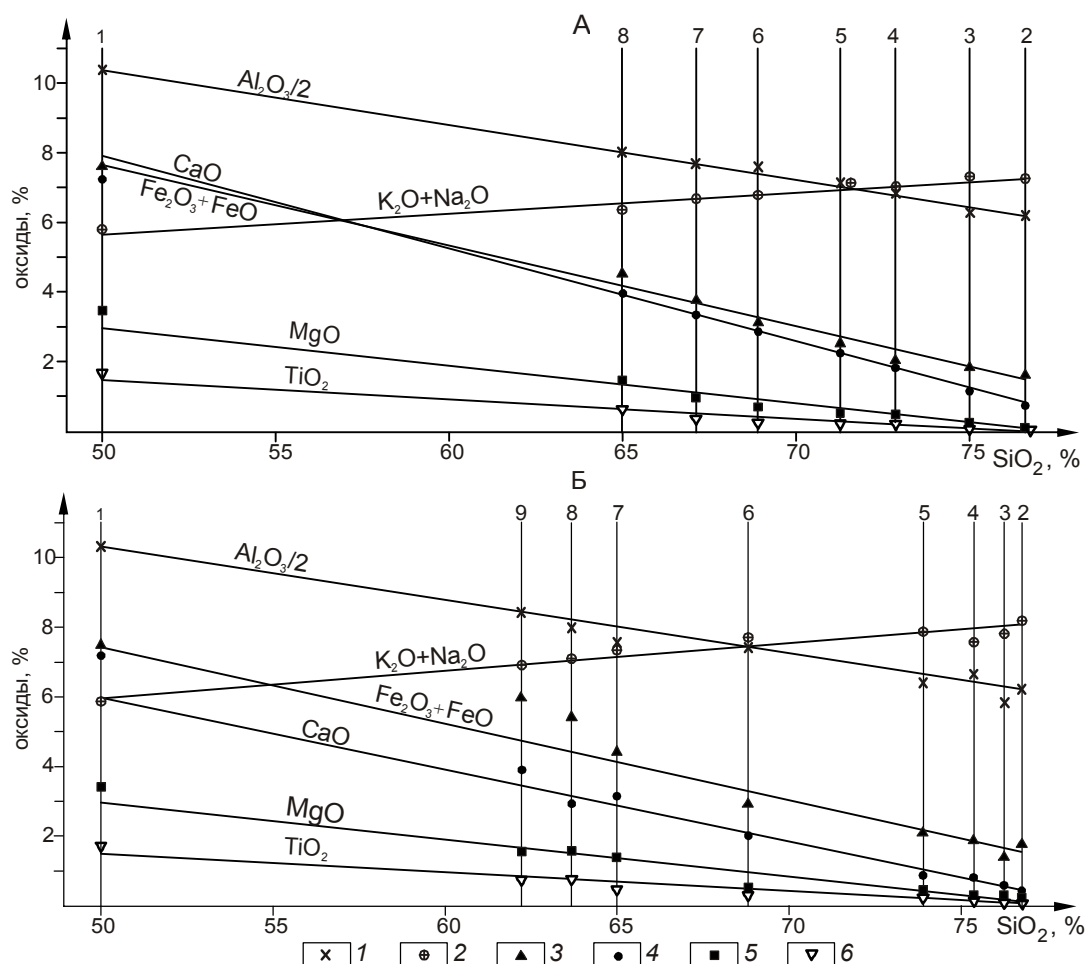


Рис. 5. Диаграмма средних содержаний петрогенных элементов в породах эвтектоидного типа.

А – баджальский вулканический комплекс, выборки (2–8) составлены по материалам [2] с интервалом 2% SiO_2 ; 1 – химический состав вкрапленников габбровой ассоциации. Б – субвулканические породы: Каменушинский (1), Юринский (2), Мукулакитский (3), Таланджинский (4), Атарбайский (5), Верхнеаллахский (6), Тарынский (7) субвулканические массивы; игнимбриты тотинского комплекса, Ульяновский прогиб (8); дайка кристаллоигнимбритов, Карамкенское месторождение (9). 1 – Al_2O_3 ; 2 – $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$; 3 – $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$; 4 – CaO ; 5 – MgO ; 6 – TiO_2 .

Важная особенность пород эвтектоидного типа заключается в том, что количество вкрапленников в этих породах растет с уменьшением содержания SiO_2 . Эта особенность порфиرو- и кристаллокластических игнимбритов отмечалась и другими исследователями [1, 12]. Особенно оказалась устойчивой связь SiO_2 с содержанием вкрапленников габбрового парагенезиса. В породах андезидацитового состава содержание вкрапленников достигает 65 % и представлены они исключительно габбровым парагенезисом. В предельных риолитах пироксены и плагиоклазы встречаются лишь в качестве аксессуаров. На рис. 6 расчетная прямая А – А показывает зависимость процентного содержания вкрапленников габбрового парагенезиса от содержания SiO_2 . При ее построении принималось, что породы с содержанием SiO_2 – 50 % (содержание SiO_2 в рассчитанном валовом составе габбровой ассоциации вкрапленников) должны на 100 % состоять из вкрапленников плагиоклаза и пироксенов, а в предельных риолитах (SiO_2 – 76 %) содержание вкрапленников габбрового парагенезиса должно приближаться к нулю. Реальное количество вкрапленников габбровой ассоциации и содержание SiO_2 в конкретных покровах и субинтрузивах оказалось в хорошем соответствии с расчетным. Данная диаграмма еще раз подтверждает верность расчета химического состава габбрового парагенезиса вкрапленников.

Индикаторными признаками пород эвтектоидного типа являются: а) наличие ранней габбровой ассоциации вкрапленников; б) постоянный в породах разной основности состав основной массы, отвечающий сухой гранитной эвтектике; в) наличие обратной линейной зависимости между содержаниями вкрапленников габбровой ассоциации и SiO_2 . Петрохимическим признаком пород эвтектоидного типа является постоянство содержания Na_2O в породах разной основности и выдержанный линейный характер трендов петрогенных элементов.

ПОРОДЫ КОТЕКТОИДНОГО ТИПА

Среди пород котектоидного типа преобладают афировые разности, а в порфириновых породах содержание вкрапленников редко достигает 30 %. Между количеством вкрапленников и их размерами отмечается положительная корреляция. Корреляция между количеством вкрапленников и содержанием SiO_2 в породах отсутствует. Котектоидный тип включает два подтипа: подтип текучих лав и связанных с ними субинтрузивов, с характерными для этих пород флюидальными, полосчатыми и, реже, массивными текстурами, и подтип игнимбритов.

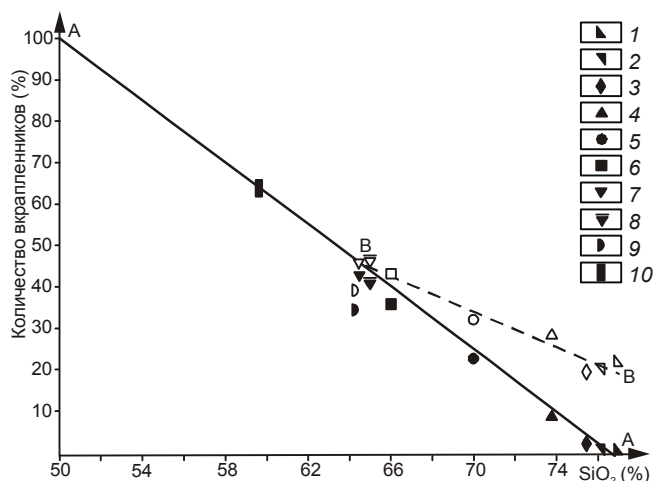


Рис. 6. Зависимость количества вкрапленников и SiO_2 в породах эвтектоидного типа.

1–8 – игнимбриты субвулканических массивов: Каменушинский (1), Мукулакитский (2), Яуринский (3) Таланджинский (4), Атарбайский (5), Верхнеаллахский (6), Тарынский (центральная часть – 7, северная часть – 8) [23]; игнимбриты тоттинского комплекса, Ульяновский прогиб (9); дайки кристаллоигнимбритов, Карамкенское месторождение (10, данные [5].) Залитые значки – габбровая ассоциация вкрапленников, не залитые – суммарное содержание вкрапленников габбрового и гранитного парагенезисов. А – А – расчетная прямая содержаний вкрапленников габбрового парагенезиса, пунктирная линия – вариационная прямая содержаний вкрапленников в породах, содержащих габбровый и гранитный парагенезисы вкрапленников.

В лавах вкрапленники характеризуются идиоморфными очертаниями без следов дробления. Для них характерны гломеропорфиновые и сериальные структуры, свидетельствующие о кристаллизации на месте, реже отмечаются разновидности с трахитоидным расположением вкрапленников и со следами их вращения. В игнимбритах вкрапленники имеют оскольчатую форму, присутствуют ксенолиты вмещающих пород. Основная масса – игнимбритовая, в различной степени “сваренная”, с фьямме или без них. Чем выше степень “сваренности” основной массы пород, тем слабее выражен в них протоклаз вкрапленников. Состав вкрапленников в породах котектоидного типа и их количественное соотношение не зависят от условий кристаллизации пород (лавы, игнимбриты) и полностью определяются химическим составом пород. Они представлены кварцем, плагиоклазом, калинатровым полевым шпатом, биотитом. В дацитах исчезают кварц и калинатровый полевой шпат. В основных по составу дацитах наряду с плагиоклазом и биотитом иногда появляется роговая обманка и еще реже пироксен. Однако одновременно в

породах котектоидного типа обычно присутствуют один – два, максимум три минерала.

Полевые шпаты являются основными минералами вкрапленников. В конкретных вулканогенных зонах, в зависимости от соотношения в породах калия и натрия, присутствуют или калинагровый полевой шпат, или плагиоклаз, реже – оба полевых шпата. Состав плагиоклаза варьирует от андезина до олигоклаза. Разница в составе центральных и внешних зон обычно не превышает 10–15 % анортита. В целом состав плагиоклаза находится в соответствии с основностью пород, поэтому его модалный состав (в отличие от пород эвтектоидного типа) близок к нормативному.

Биотит – типичный минерал в субщелочных и щелочных породах. Это высокотитанистая разновидность. Вкрапленники амфибола и пироксенов встречаются в виде единичных зерен в основных по составу дацитах. Содержание железа в них, как и в биотитах, определяется окислительными условиями (рис. 2, табл. 3).

Оценки температуры кристаллизации вкрапленников в породах котектоидного типа по различным минералогическим термометрам варьируют от 875°C до 1200°C [10, 15, 19].

Структура основной массы в породах котектоидного типа закономерно изменяется с изменением химического состава пород. В дацитах и трахидацитах она микролитовая, иногда трахитоидная, в риолитах – микропойкилитовая с элементами сферолитовой и аксиолитовой. Типично фельзитовые и микроаплитовые структуры с выдержанным соотношением кварца и полевых шпатов для них не характерны.

Химический состав основной массы в породах котектоидного типа, в отличие от эвтектоидных пород, непостоянен и так же, как и состав вкрапленников, изменяется с изменением валового состава пород (рис. 4А, табл. 4).

Таким образом, главная особенность петрографического состава пород котектоидного типа – это близкий состав вкрапленников и основной массы и их направленное раскисление от основных пород к более кислым, что свидетельствует об относительно равновесных условиях кристаллизации вдоль котектической линии.

Различия в химическом составе пород котектоидного и эвтектоидного типов проявляются главным образом в форме трендов в рамках серий. Кислые вулканические породы котектоидного типа на вариационных петрохимических диаграммах образуют прерывистые изогнутые тренды с хорошо выраженной пантеллеритовой тенденцией. Для эвтектоидных пород характерны однонаправленные линейные тренды (табл. 5, рис. 5). На полевошпатовой диаграмме (рис. 7) составы пород котектоидного типа группируются вдоль экспериментальной котектической линии, породы с вкрапленниками плагиоклаза – выше котектической линии, а с калишпатов – ниже этой линии, фигуративные точки составов основной массы пород концентрируются вдоль котектических линий.

Породы эвтектоидного типа на полевошпатовой диаграмме (рис. 7) образуют выдержанные, накладывающиеся друг на друга линейные тренды, перпендикулярные линии котектики. Такая ориентировка трендов, как было замечено ранее, обус-

Таблица 3. Химический состав вкрапленников представительных проб пород котектоидного типа, мас. %.

Компоненты	Биотит					Амфибол	Пироксен			
	1085	3320	3585-1	3680	1060	1089-1	1089-1	1*	2*	3*
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	34.78	35.47	36.49	36.37	37.34	41.33	50.15	51.94	51.25	51.10
TiO ₂	3.76	4.59	3.48	4.84	5.97	2.75	0.54	0.52	0.56	0.64
Al ₂ O ₃	13.03	13.46	14.31	14.05	14.23	11.00	3.98	2.59	3.28	3.42
FeO	15.84	12.65	12.61	11.65	13.4	11.30	7.55	9.09	9.97	8.87
MnO	0.79	0.22	0.47	0.16	0.53	0.30	0.2	0.44	0.28	0.27
MgO	13.79	16.62	16.11	16.48	15.93	14.45	13.92	15.05	16.00	17.51
CaO	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	11.08	22.02	19.85	17.89	19.98
Na ₂ O	0.33	0.48	0.90	0.78	1.04	2.22	0.23	0.47	0.49	0.48
K ₂ O	9.26	9.17	8.36	9.12	8.13	0.90	0.01	0.00	0.25	0.15
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.04	0.02	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00
H ₂ O	3.79	3.91	3.94	3.97	н.о.	1.98	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	95.40	96.74	96.71	97.45	96.31	97.30	98.64	99.99	99.97	102.43

Примечание. Центральная часть Ульинского прогиба: 3320, 3680 – хакаринская серия; 1085, 1089-1, 3385 – амкинская серия. Нижний Амур: 1060 – колчанская свита. Юровский блок Ульинского прогиба – средние составы по толщам (коллекция Б.Р. Григоряна, 1991 г.): 1* – верхнегырбыканская, 2* – гырбыканчикская, 3* – хоторчанская.

Таблица 4. Химический состав вулканических и субвулканических пород котектоидного типа в парах: порода (п.) – основная масса (о.м.), мас. %.

Компоненты	916		943		311		348	
	п.	о.м.	п.	о.м.	п.	о.м.	п.	о.м.
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	72.27	72.72	67.87	67.36	69.70	71.54	74.45	73.32
TiO ₂	0.21	0.06	0.36	0.22	0.22	0.14	0.18	0.14
Al ₂ O ₃	12.97	11.74	14.00	13.47	14.26	13.32	13.25	12.93
Fe ₂ O ₃	0.98	1.33	2.06	2.53	1.39	1.31	1.05	0.85
FeO	1.02		0.69		0.90		0.35	
MnO	0.05	0.06	0.04	0.02	0.05	0.05	0.10	0.04
MgO	0.55	1.00	0.75	1.11	1.31	1.21	0.08	0.15
CaO	1.34	0.84	3.50	2.94	1.12	1.26	0.58	0.87
Na ₂ O	3.75	3.66	3.00	4.15	3.97	3.42	1.90	2.85
K ₂ O	3.58	4.11	2.34	1.27	2.82	2.58	3.93	3.10
P ₂ O ₅	0.02	0.04	0.06	0.04	0.05	0.05	0.00	0.00
п.п.п.	3.72	4.54	5.88	6.50	3.96	5.40	0.00	0.00
H ₂ O*	0.56	0.14	1.97	0.74	0.56	0.40	0.00	0.00
Сумма	100.4	100.10	99.55	99.63	99.87	100.00	94.80	94.25

Компоненты	3680		3585		1060			Л-18-1	
	п.	о.м.	п.	о.м.	п.	о.м.	о.м.	п.	о.м.
	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	60.28	64.89	71.66	73.85	72.61	71.44	71.70	7208	78.5
TiO ₂	0.75	0.59	0.38	0.48	0.52	0.28	0.33	0.26	0.00
Al ₂ O ₃	18.68	19.00	15.55	15.12	15.85	15.37	15.24	15.10	12.60
Fe ₂ O ₃	3.29	1.89	0.93	0.61	1.40	1.15	0.95	1.60	0.37
FeO	1.42		0.37		1.08			0.57	
MnO	0.09	0.00	0.10	0.10	0.09	0.00	0.00	0.09	0.00
MgO	1.56	1.18	0.58	0.10	1.59	0.00	0.00	1.41	0.00
CaO	3.75	1.98	0.49	0.28	1.50	0.41	0.35	1.66	0.99
Na ₂ O	3.87	4.10	4.81	6.70	3.76	3.626.91	3.34	3.96	5.42
K ₂ O	4.40	5.97	3.19	2.72	0.230	0.00	6.99	1.09	0.94
P ₂ O ₅	0.27	0.00	0.15	0.00	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00
п.п.п.	1.39	0.00	1.04	0.00	0.00	0.00	0.00	1.69	0.00
H ₂ O*	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.93	0.00
Сумма	99.75	99.60	99.50	99.96	100.11	99.18	98.89	99.53	98.82

Примечание. Месторождение Валунистое (Чукотка): 916 – риодацит, 943 – игнимбрит дацита. Ульяновский прогиб: 311 – дацит, 348 – риодацит, 3680 – игнимбрит трахиандезита, 3585 – игнимбрит трахириолита, л-18 – риодацит. Месторождение Белая Гора (Нижний Амур): 1060 – риодацит.

ловлена постоянством в таких породах содержащий Na₂O.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Несмотря на значительное количество выявленных закономерностей, построить непротиворечивую модель образования пород эвтектоидного типа оказалось сложно. С близкой вероятностью могут рассматриваться модель смешения, кристаллизационная модель и модель частичного плавления с образованием магмы состава гранитной эвтектики, насыщенной в той или иной степени реститом.

Исключительно выдержанный линейный характер трендов петрогенных элементов в породах эвтектоидного типа, соединяющих составы габбровой ассоциации вкрапленников и состав предельных рио-

литов, и линейная зависимость содержания вкрапленников габбрового парагенезиса от содержания SiO₂ в породах указывают на то, что состав пород любого покрова или субинтрузива может быть получен смешением этих предельных составов. Модель смешения может объяснить наблюдаемое петрохимическое разнообразие пород эвтектоидного типа, но в этом случае для образования раннего габбрового парагенезиса вкрапленников следует допустить неполное смешение основной и кислой магм. Вместе с тем, вариации содержаний кремнезема в субвулканических массивах, при их порой гигантских объемах, достигают максимум 5 %, а обычно находятся в пределах точности химического анализа, что указывает на гомогенность расплава в момент его кристаллизации.

Таблица 5. Содержания петрогенных (вес. %) и редких ($n \cdot 10^{-4}$ %) элементов в представительных пробах вулканических и субвулканических пород эвтектоидного типа.

Компоненты	118-2	128	202-5	202-6	400-6	438-2	680	740-3	6307-2	6310-2	6187-2	Л-33	Л-40	Л-51
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	77.29	77.15	65.98	65.98	69.80	68.60	64.59	65.46	76.46	76.53	76.00	66.68	63.37	63.06
TiO ₂	0.13	0.09	0.54	0.54	0.30	0.30	0.86	1.04	0.15	0.06	0.19	0.45	0.41	0.45
Al ₂ O ₃	12.00	11.50	15.20	15.20	15.30	15.30	16.43	15.37	12.60	11.66	12.83	17.22	15.69	15.50
Fe ₂ O ₃	0.18	0.17	0.82	0.82	1.00	1.00	1.13	1.12	1.15	1.31	1.57	2.24	1.95	2.59
FeO	1.38	0.95	3.63	3.63	2.01	2.30	4.53	4.09	0.86	1.65	0.39	1.15	1.08	1.01
MnO	0.03	0.03	0.09	0.09	0.05	0.04	0.06	0.06	0.03	0.03	0.02	0.08	0.06	0.08
MgO	0.25	0.25	1.45	1.45	0.40	1.70	1.54	1.48	0.14	0.48	0.14	1.87	2.09	2.20
CaO	0.49	0.49	3.13	3.13	2.30	2.40	3.02	2.81	0.25	0.56	0.25	2.70	3.45	3.45
Na ₂ O	2.31	3.77	3.60	3.60	3.70	3.70	3.40	3.61	1.58	3.14	1.76	4.00	3.27	3.99
K ₂ O	4.09	4.27	3.79	3.79	4.20	4.00	3.67	3.89	5.23	5.36	5.50	0.83	3.35	2.99
P ₂ O ₅	0.03	0.02	0.16	0.16	0.06	0.06	0.24	0.21	0.10	0.10	0.01	0.10	0.16	0.11
Сумма	98.18	98.69	98.39	98.39	99.12	99.4	99.47	99.14	98.55	100.90	98.66	99.50	99.61	99.65
Rb	188	147	135	167	121	108	120	120	206	247	163	104	101	121
Sr	22	13	330	239	250	246	180	180	7	7	52	454	974	541
Y	28	26	23	32	22	15	-	-	-	37	-	17	16	16
Nb	11	14	9	11	8	8	-	-	49	46	28	10	11	10
Zr	139	138	215	222	179	175	-	-	237	244	245	159	200	156
La	26	18	50	65	43	44	50	50	34	46	20	39	40	40
Ce	50	54	81	105	70	70	90	89	69	93	43	66	67	65
Nd	26	19	36	47	31	30	45	44	39	52	25	26	26	26
Sm	6.2	4.3	7.9	10.1	6.6	5.8	10.4	9.8	10.2	12.4	6.9	4.4	4.2	4.3
Eu	0.14	0.06	1.15	0.85	0.88	0.95	0.37	1.34	0.18	0.19	0.79	1.37	1.03	0.97
Gd	6.1	5.3	7.1	8.5	4.8	4.8	10	9.3	9.9	12	8	3.1	2.95	3
Tb	1	1	1.2	1.44	0.83	0.82	1.56	1.45	1.7	1.83	1.4	0.54	0.51	0.52
Yb	4.3	4.5	3.6	4.3	2.8	2.6	4.2	4.1	5.6	5.3	5.1	1.7	1.69	1.58
Lu	0.66	0.68	0.52	0.62	0.41	0.38	0.61	0.59	0.82	0.77	0.75	0.2	0.26	0.24
Hf	5	5	6	6.4	5	4.8	10	8.5	10.6	9	8	4.2	5.12	4.06
Ta	1.4	1.4	1	1.2	0.85	0.8	1.3	1.2	3.7	3.5	2.2	0.6	0.64	0.89

Примечание. 1–6 – Куйдусунский вулканоген (игнимбриты субвулканические), субвулканические массивы: Мукулакицкий (1, 2), Верхнеаллахский (3, 4), Атарбайский (5, 6); 7–8 – Тарынский субинтрузив (дациты); 9–11 – Хингано-Олонойская депрессия: риолиты нижнеобманийской (9, 10) и верхнеобманийской (11) свит; 12–14 – Ульинский прогиб: кристаллоигнимбриты дацитов, тоттинский комплекс. Серии: 1–11 – ильменитовая, 12–14 – магнетитовая.

Анализируя систему Ab-An-Or применительно к гранитоидам батолита Сьерра-Невада, Д.Преснал и П. Батман [35] пришли к выводу, что в условиях относительной сухости системы и давлении менее 10 кбар повторные эпизоды котектоидного плавления пород коры (состав андезита и кислее) дают спектр расплавов, хорошо соответствующих тренду пород батолита Сьерра-Невада. Заметим, что тренд пород батолита Сьерра-Невада в точности повторяет тренд пород эвтектоидного типа (рис. 7).

Петрографические особенности пород эвтектоидного типа находят объяснение, если принять, что в таких дозированных составах (независимо от происхождения) кристаллизация расплава происходила многостадийно со значительным перепадом температуры и давления. При температуре 1150–1200°C происходила кристаллизация минералов габбрового парагенезиса, избыточных по отношению к гранитной эвтектике. Такая температура кристаллизации воз-

можно только в относительно сухих условиях, при этом образующийся анхивтектический остаточный расплав сосуществует с ранними минеральными фазами в температурном интервале около 200°. После охлаждения системы до 1000–900°C происходит кристаллизация кварца, калинатрового полевого шпата и биотита, наличие последнего указывает на возросшее давление H₂O. Судя по содержанию кварца в гранитной ассоциации вкрапленников (39%), P_{H₂O} составляло на этом этапе 1.5 кбар [25]. После внедрения в верхние промежуточные камеры остаточный расплав в связи с изменившимся давлением становился неравновесным по отношению к вкрапленникам (включая гранитную ассоциацию), о чем свидетельствуют сильная коррозия вкрапленников, нередко до полного растворения, и более высокое содержание кварца в основной массе пород по сравнению с вкрапленниками гранитной ассоциации. Последовавшая декомпрессия привела к дроблению

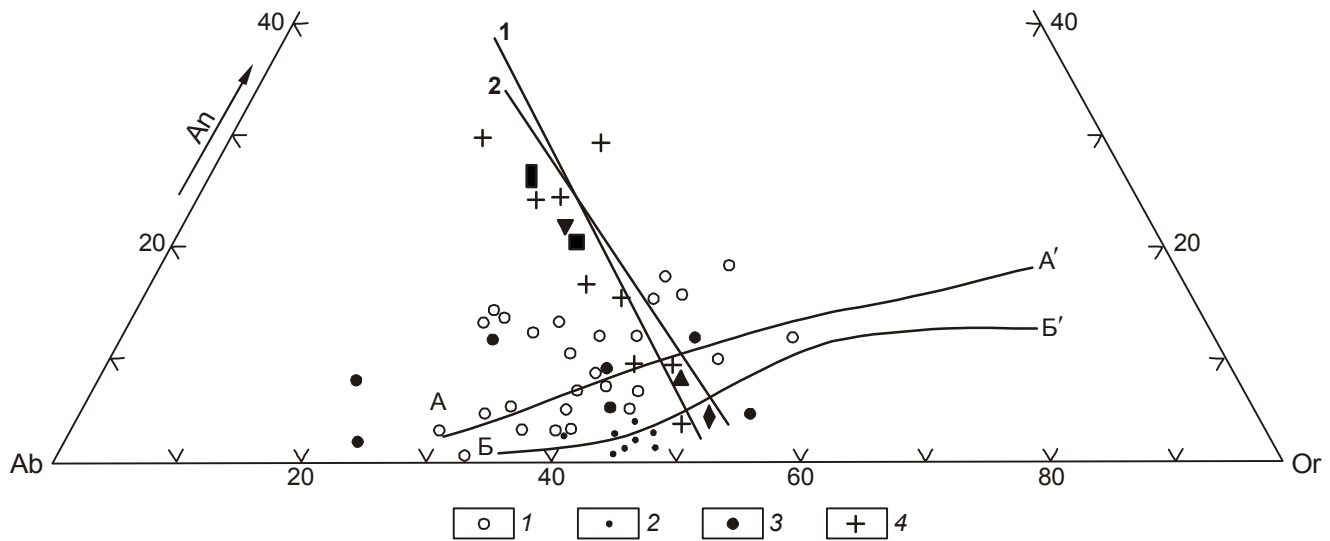


Рис. 7. Диаграмма Ab-An-Or.

1–3 – фигуративные точки пород котектоидного типа: 1 – кислые вулканические и субвулканические породы центральной части Ульинского прогиба, 2 – то же, Нижнебурейского вулканического поля, 3 – основная масса; 4 – фигуративные точки пород эвтектоидного типа (баджальский вулканический комплекс). Остальные условные знаки см. на рис. 6). Котектические линии: AA' – по [37], BB' – по [41]. Вариационные линии: 1 – батолит Сьерра-Невада [35], 2 – гранитоиды Яно-Колымской складчатой области [22].

вкрапленников, вспениванию и застеклованию остаточного расплава.

Такой многостадийный механизм кристаллизации вулканических пород пока не подтвержден экспериментальными исследованиями. Согласно данным Т.Х. Грина и А.Э. Рингвуда [4], плагиоклаз и пироксены устойчивы на ликвидусе в сухих условиях при давлении 9 кбар, при более высоких давлениях к перечисленным минералам добавляются кварц и гранат, в риодацитах при давлении 9 кбар в условиях ликвидуса устойчивы кварц и полевой шпат. При давлении 1–3 кбар происходит кристаллизация плагиоклаза, биотита и амфибола. При давлении ниже 1 кбар темноцветные минералы вообще не кристаллизуются, а происходит последовательное образование плагиоклаза, кварца и калишпата [26, 27]. Модель Т.Х. Грина и А.Э. Рингвуда предполагает глубинное образование и сухие условия кристаллизации кислой магмы. Вместе с тем, исследуемые породы, судя по большим объемам и высокому (0.705–0.710) значению первичного $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, имеют, скорее всего, коровое происхождение [17].

Многие исследователи [25, 29, 30, 32] отмечали двухстадийное образование гранитов, наиболее четко проявленное в адамеллитах и гранодиоритах, которые часто состоят из ранних выделений основного плагиоклаза и темноцветных минералов, кварца и ортоклаза, погруженных в кварц-полевошпатовый гранофировый агрегат. Гранофировый базис характе-

ризуется выдержанным соотношением кварца (40%) и полевого шпата, которое не зависит от состава пород и отвечает сухой кварц-полевошпатовой эвтектике [25]. Неравновесность состава и полихронность минеральных фаз отмечается в интрузиях порфирового типа. Часть авторов двухфазность состава гранитоидов объясняет кристаллизационной дифференциацией [25, 29]. Другая группа исследователей [30, 33, 38] склонна объяснять двухфазность состава гранитов как смесь релитовых кристаллов, суспензированных в легкоплавком гранитном расплаве.

А. Уайт и Б. Чаппель [38, 39] выделяют среди гранитоидов I типа высокотемпературный и низкотемпературный подтипы. По их данным, низкотемпературный подтип характеризуется неравновесным составом за счет неполной переработки релита. Показателем неполного плавления является наличие унаследованных цирконов, разнородных мафитовых агрегатов и сростков, а также высокая основность плагиоклазов. Высокотемпературные гранитоиды отличаются равновесным минеральным составом, отсутствием включений основного состава и унаследованных цирконов, содержат плагиоклаз, состав которого близок к нормативному для данного типа пород, широким набором пород (SiO_2 – 46–76 %) со сложными трендами распределения петрогенных и малых элементов.

Петрографическая аналогия низкотемпературных гранитов с эвтектоидным типом вулкаников, а

высокотемпературных – с котектоидным достаточно очевидна.

Неполное сепарирование низкотемпературной выплавки от рестита хорошо объясняет петрографические особенности и вариации петрохимического состава вулканических пород эвтектоидного типа. Вроде бы имеются геологические подтверждения этой модели, например, устойчивая связь химического состава пород эвтектоидного типа с составом вмещающих пород. В таких вулканических зонах, как Хингано-Олонойская и Яурин-Каменушинская, расположенных среди кристаллических пород кислого состава, породы эвтектоидного типа имеют состав предельных риолитов, максимум – риодацитовый, в структурах, расположенных среди терригенных ком-

плексов (Баджальская, Ям-Алинская, Тарынская), – преимущественно дацитовый.

Реститовой природе габбрового парагенезиса вкрапленников противоречит состав и морфология вкрапленников – типичные для вулканических пород. Это противоречие снимается, если рассматривать гломеропорфировые каркасные структуры вкрапленников в качестве промежуточной стадии преобразования ксенолитов [11]. В целом систему ксенолиты – автолиты – гломеропорфировые сростки минералов Ю.П. Масуренков интерпретирует как реликты в различной степени преобразованного субстрата из зоны магмообразования. Заметим, что на фазовой диаграмме диопсид – форстерит – анортит состав вкрапленников габбрового параге-

Таблица 6. Содержания петрогенных (вес. %) и редких ($n \cdot 10^{-4}$ %) элементов в представительных пробах вулканических пород котектоидного типа.

Компоненты	1006-9	3140-1	5120	3585	3680	3320	1060	1061
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	75.36	74.61	73.5	71.66	60.28	62.78	72.61	73.58
TiO ₂	0.19	0.28	0.21	0.38	0.75	0.55	0.52	0.52
Al ₂ O ₃	12.00	13.50	13.68	15.55	18.68	17.90	15.85	15.05
Fe ₂ O ₃	2.66	1.61	1.52	0.93	3.29	3.78	1.40	2.41
FeO	0.43	0.29	0.75	0.37	1.42	0.83	1.08	0.50
MnO	0.01	0.10	0.09	0.10	0.09	0.14	0.09	0.05
MgO	0.05	0.38	0.56	0.58	1.56	1.38	1.59	1.29
CaO	0.42	0.44	0.79	0.49	3.75	2.68	1.50	1.50
Na ₂ O	3.60	3.94	3.68	4.81	3.87	3.88	3.76	3.88
K ₂ O	4.60	3.98	4.02	3.19	4.40	4.68	0.23	0.89
P ₂ O ₅	0.08	0.60	0.05	0.12	0.27	0.24	0.07	0.17
Сумма	99.98	99.73	98.85	98.18	98.36	98.84	100.11	100.23
Rb	-	89	75	70	113	125	120	103
Sr	-	110	137	108	686	544	224	223
Y	-	13	4	14	15	11	36	26
Nb	-	5	3	4	5	5	18	18
Zr	-	161	55	246	225	215	276	291
La	242	29	25	42	30	28	45	37
Ce	421	50	37	67	54	52	72	67
Nd	205	23	15	29	26	26	41	33
Sm	38	5.1	2.8	5.4	6.1	6.1	7.9	6.4
Eu	0.58	0.82	0.56	1.22	1.54	1.48	1.59	1.6
Gd	29	4.6	2.7	4.8	5.4	5.6	6.06	4.5
Tb	4.2	0.7	0.47	0.8	0.88	0.89	1.05	3.8
Yb	6.6	2.2	1.37	2.8	2.1	2	3.54	2.8
Lu	0.86	0.32	0.2	0.41	0.3	0.28	0.54	0.42
Hf	14.3	4.4	3.7	5.8	4.5	5.6	6.6	7.1
Ta	4	0.5	0.5	0.7	0.4	0.3	1.8	1.1

Примечание. 1 – Хингано-Олонойская депрессия, риолит, солонечная свита; 2–6 – Ульяновский прогиб (2–3 – тапская толща: игнимбрит трахириолита (2), трахириолит (3)); 4 – трахириолит, нютская толща; 5–6 – сухореченская толща, игнимбрит трахиандезита; 7–8 – риодациты колчанской свиты, месторождение Белая Гора, нижний Амур. Серии: 1– ильменитовая, 2–8 – магнетитовая. Прочерк – нет данных.

Таблица 7. Содержания РЗЭ в дацитах эвтектоидного типа магнетитовой и ильменитовой серий.

Магнетитовая серия												
	Л-32			Л-33			Л-51					
	пл	ом	вал	пл	ом	вал	пл	ом	вал			
La	10.55	17.74	15.77	17.51	41.04	39.31	19.97	38.83	39.54			
Ce	17.83	53.77	22.54	28.08	79.89	65.58	29.47	74.47	65.17			
Pr	1.79	5.07	2.91	2.74	8.43	7.66	2.74	8.05	7.61			
Nd	6.01	18.91	9.78	9.12	29.30	26.34	8.67	27.98	25.91			
Sm	0.83	3.35	1.52	1.29	4.69	4.45	1.10	4.43	4.29			
Eu	0.88	0.42	0.30	1.19	0.93	1.37	1.46	0.81	0.97			
Gd	0.90	4.07	1.74	1.40	4.96	3.11	1.24	4.54	3.01			
Tb	0.08	0.47	0.17	0.15	0.57	0.54	0.11	0.53	0.52			
Dy	0.45	2.71	1.09	0.76	3.19	2.30	0.57	2.90	2.23			
Ho	0.07	0.52	0.20	0.15	0.63	0.57	0.11	0.58	0.54			
Er	0.23	1.55	0.68	0.43	1.88	1.56	0.32	1.76	1.51			
Tm	0.02	0.21	0.08	0.06	0.28	0.24	0.04	0.26	0.23			
Yb	0.20	1.45	0.75	0.41	1.93	1.66	0.30	1.87	1.58			
Lu	0.02	0.21	0.10	0.06	0.31	0.25	0.05	0.29	0.24			

Ильменитовая серия												
	176			400-5А			862			863-1		
	пл	ом	пл	ом	вал	пл	ом	вал	пл	ом	вал	вал
La	15.98	4.87	17.68	35.53	39.08	22.97	37.28	47.40	21.25	30.57	41.19	18.30
Ce	55.35	10.11	33.48	73.10	77.68	43.82	82.32	103.12	40.72	66.11	89.30	27.78
Pr	2.60	0.97	3.59	8.27	8.56	4.75	9.72	12.12	4.48	7.94	10.57	3.89
Nd	9.06	3.44	12.55	29.91	30.41	17.17	37.05	47.10	16.62	30.53	41.29	13.38
Sm	1.46	0.52	2.21	5.62	5.28	3.06	7.39	9.20	3.18	6.38	8.34	2.04
Eu	0.31	0.27	1.27	0.61	0.75	2.34	1.17	1.70	2.09	1.32	1.47	0.48
Gd	2.40	0.58	2.51	6.27	5.97	3.23	8.26	10.34	3.54	7.38	9.39	2.21
Tb	0.19	0.05	0.31	0.85	0.76	0.39	1.06	1.29	0.46	1.06	1.26	0.24
Dy	1.02	0.33	1.77	5.01	4.43	1.93	5.82	7.04	2.60	6.23	7.14	1.28
Ho	0.20	0.05	0.35	1.01	0.89	0.35	1.09	1.29	0.48	1.21	1.37	0.24
Er	0.61	0.18	1.01	2.96	2.60	0.88	2.91	3.43	1.31	3.35	3.70	0.72
Tm	0.08	0.02	0.14	0.44	0.38	0.11	0.40	0.45	0.18	0.47	0.50	0.09
Yb	0.63	0.17	0.96	2.90	2.51	0.67	2.55	2.89	1.13	2.94	3.19	0.68
Lu	0.09	0.02	0.14	0.43	0.38	0.09	0.36	0.41	0.16	0.42	0.45	0.09

Примечание. Л32, л33, л51 – Ульинский прогиб; 176, 400-5а Куйдусунская зона (176 – Верхнеаллахский массив, 400-5а – Атарбайский массив); 862, 863 – верховья Индигирки, Тарынский массив. пл – плагиоклаз; ом – основная масса; вал – порода.

незиса располагается точно в центре поля составов микровключений с каркасными структурами (микрореликтолитов [11]).

Для проверки реститовой и кристаллизационной моделей образования вкрапленников габбрового парагенезиса было изучено распределение редкоземельных элементов раздельно в валовых пробах пород, в основной массе и вкрапленниках плагиоклаза из однотипных по химическому составу и составу вкрапленников дацитов эвтектоидного типа. Первую выборку составили эвтектоидные породы ильменитовой серии, а вторую – аналогичные породы, но магнетитовой серии (табл. 7). В тех и других вкрапленники габбрового парагенезиса в среднем составляют 32 %, а гранитного – 8 %.

Кривые распределения нормированных содержаний РЗЭ морфологически оказались близкими

друг другу, исключение составил европий (рис. 8). В породах магнетитовой серии, формирующихся в окислительных условиях, нормированные содержания Eu оказались на уровне других РЗЭ, а в породах ильменитовой серии четко обозначился Eu минимум. В основной массе всех пород так же хорошо выражен Eu минимум, но глубина его оказалась одинаковой в породах магнетитовой и ильменитовой серий. Вкрапленники полевых шпатов, наоборот, отличаются повышенным содержанием Eu, при этом в породах магнетитовой серии оно значительно выше, чем в породах ильменитовой серии (рис. 8). Eu – элемент переменной валентности. Он может находиться в трехвалентной форме, в этом случае его физические свойства не отличаются от других РЗЭ и ведет он себя как несовместимый элемент. Может он находиться и в двухвалентном состоянии, поэтому, как и

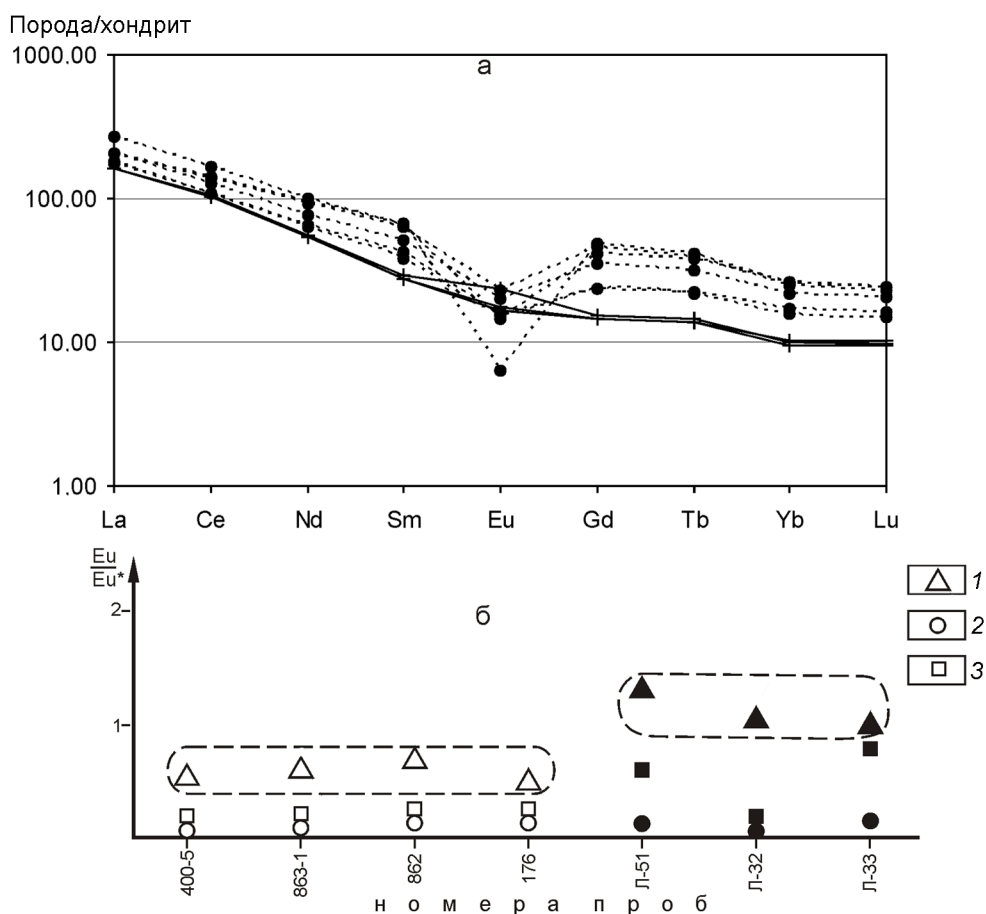


Рис. 8. Распределение а) нормированных по хондриту [32] содержаний РЗЭ; б) Eu / Eu^* во вкрапленниках, в основной массе и в валовом составе дацитов эвтектоидного типа.

1 – вкрапленники плагиоклаза, 2 – основная масса, 3 – валовые пробы. Залитые значки – породы магнетитовой серии, не залитые и крестик – ильменитовой серии.

железо, является показателем окислительных условий и используется в качестве диагностического признака для разделения пород магнетитовой и ильменитовой серий [17, 18]. Основным концентратором Eu являются полевые шпаты, при этом коэффициент распределения кристалл–расплав растет от основных к более кислым плагиоклазам [6, 36]. Поскольку в наших выборках представлены породы с близким петрографическим составом, то влияние кислотности пород на величину европиевой аномалии исключается.

Двухвалентный европий ведет себя как совместимый элемент и при плавлении субстрата должен концентрироваться в рестите, а расплав, соответственно, должен обедняться этим компонентом [36]. Такое поведение Eu объясняет более низкое его содержание в полевых шпатах и, соответственно, в породах ильменитовой серии в целом по сравнению с магнетитовой серией. Если допустить, что габбровый парагенезис, в котором плагиоклаз является пре-

валирующим минералом, является реститом, то плагиоклазы ильменитовой серии должны были бы иметь более высокие содержания Eu по сравнению с полевыми шпатами магнетитовой серии, на самом деле наблюдается обратное соотношение (рис. 8). Отсюда можно заключить, что, во-первых, кристаллизация вкрапленников габбрового парагенезиса происходила из расплава, во-вторых, аномалии Eu – функция окислительно-восстановительных условий и, следовательно, не связаны с фракционированием плагиоклазов.

Котектоидный тип кислых вулканических и субвулканических пород отличается отсутствием реститовых включений, отсутствие или незначительное количество вкрапленников, комплементарные соотношения между составами вкрапленников и основной массы пород. Перечисленные признаки свидетельствуют, что магма, из которой образовался данный тип пород, была относительно высокотемпературной

и формировалась при полном плавлении субстрата, возможно при воздействии базальтовой магмы. В пользу последнего указывает низкое (0.703–0.707) первичное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в породах котектоидного типа и парагенетические отношения их с андезитами и базальтами [17].

Кристаллизация вкрапленников в породах котектоидного типа происходила при постепенном снижении температуры и смещении остаточного расплава в сторону гранитной эвтектики. Вкрапленники в породах лавового комплекса кристаллизовались *in situ* или при подъеме вблизи поверхности. Большинство структурных и петрографических признаков этих пород свидетельствуют, что магма в момент излияния была дегазированной и относительно вязкой. Кристаллизация вкрапленников в игнимбритах котектоидного типа происходила в промежуточной камере до ее вспенивания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Среди вулканических и субвулканических пород кислого состава по петрографическому составу выделено два типа – эвтектоидный и котектоидный. Породы эвтектоидного типа образуют в мезозой-кайнозойских вулканогенных поясах континентальной части Востока Азии мощные игнимбритовые покровы, с которыми ассоциируют крупнообъемные субвулканические массивы. Породы эвтектоидного типа характеризуются тремя минеральными парагенезисами: габбровый вкрапленников (ранняя фаза), гранитный вкрапленников и основной массы. Габбровый парагенезис по составу примерно соответствует габбро-анортозитам, а гранитный парагенезис и основная масса пород имеют составы, отвечающие кварц-полевошпатовой эвтектике. В породах разной основности состав основной массы и парагенезисов вкрапленников остаются постоянными, изменяется лишь процентное соотношение этих фаз. Валовый состав пород эвтектоидного типа имеет линейную зависимость от количества вкрапленников габбровой ассоциации.

Котектоидный тип объединяет лавовый и игнимбритовый комплексы пород. Это афировые или редковкрапленниковые породы. Составы основной массы и вкрапленников в них комплементарны друг другу и валовому составу пород.

Автор выражает признательность С. В. Расказову и А. В. Колоскову за прочтение рукописи и содержательные замечания, способствующие улучшению статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканического пояса. М.: Наука, 1978. 213 с.
- Болотников А.Ф., Кравченко Н.С., Крутов Н.К. Магматизм и рудоносность Баджальского района. Хабаровск, 1975. 284 с.
- Гребенников А.В. Петрогенезис игнимбритов Якутинской вулканооструктуры (Приморье): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2003. 34 с.
- Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968. 333 с.
- Красильников А.А., Лейбова Л.М., Юдин С.С. Интрузивные игнимбриты Карамкенского рудного поля // Магматизм Северо-Восточной Азии. Ч. 3. Магадан, 1976. С. 269–272.
- Леснов Ф.П. Геохимия редкоземельных элементов в плагиоклазах // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 6. С. 917–936.
- Максимов С.О. Магматизм и особенности пороодообразующих пироксенов Баджала // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980. С. 70–103.
- Максимов С.О. Петрология магматических комплексов Баджальской вулканической зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1982. 24 с.
- Маракушев А.А., Яковлева Е.Б. Генезис кислых лав // Вестн. МГУ. 1975. № 1. С. 3–24.
- Мартынов Ю.А. Петрология эоцен-миоценовой контрастной формации Нижнего Приамурья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. 140 с.
- Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 219 с.
- Мишин Л.Ф. Игнимбриты: особенности состава и основные проблемы генезиса // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1978. Т. 53. Вып. 4. С. 82–96.
- Мишин Л.Ф. Лавовый и игнимбритовый комплексы кислых вулканитов и комагматичные им два морфологических типа субвулканических интрузивов // Глобальные палеовулканологические реконструкции и тектоника: Тез. IV палеовулканол. симпоз. Хабаровск, 1979. С. 171–172.
- Мишин Л.Ф. Породные группы и серии краевых вулканических поясов. М.: Наука, 1982. 122 с.
- Мишин Л.Ф. Субвулканические интрузии кислого состава. М.: Наука, 1994. 207 с.
- Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Мезозойский кислый магматизм Востока России // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспективы: Материалы Второго Всерос. петрограф. совещ. Сыктывкар, 2000. С. 140–144.
- Мишин Л.Ф., Чжао Чунцзин, Солдатов А.И. Мезозойско-кайнозойские вулкано-плутонические пояса и системы в континентальной части Востока Азии и их зональность // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 3. С. 28–47.
- Мишин Л.Ф. Распределение европия в окраинно-континентальных вулканических поясах (на примере Востока Азии): Материалы Всерос. науч. конф. Т. 2. Геохимия магматических, метаморфических и метасоматических процессов. Иркутск, 2007. С. 163–167.
- Полин В.Ф., Коновалова Н.П. Флюидный режим формирования контрастной формации Амгуэмо-Канчаланского вулканического поля (Восточная Чукотка) // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 3–19.
- Пономарчук В.А., Сотников В.И., Берзина А.Н. Изотопно-

- геохронологическая неоднородность гранит-порфиров Жирекенского Cu-Мо-порфирового месторождения (Восточное Забайкалье) // Геохимия. 2004. № 6. С. 679–683.
21. Попов В.К. Петрология палеоген-неогеновых вулканических комплексов Восточного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 152 с.
 22. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М.: Наука, 1970. 362 с.
 23. Рудич К.Н. Магматизм хр. Сарычева. М.: Госгеолтехиздат, 1959. 180 с.
 24. Соболев А.П., Колесниченко П.П. Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы. М.: Наука, 1979. 179 с.
 25. Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов. М.: Наука, 1975. 286 с.
 26. Хитаров Н.И., Наганетян Л.Б., Лебедев Е.Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см² // Геохимия. 1969. № 1. С. 8–14.
 27. Хитаров Н.И., Наганетян Л.Б., Лебедев Е.Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование) // Геохимия. 1969. № 3. С. 273–288.
 28. Царева Г.М. Минералы вулканогенных пород орогенных формаций как показатели условий их кристаллизации (Центральный Казахстан) // Особенности породообразующих минералов магматических пород. М.: Наука, 1986. С. 201–299.
 29. Шинкарев Н.Ф., Иванников В.В. Физико-химическая петрология изверженных пород. М.: Недра, 1983. 270 с.
 30. Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. М.: Наука, 1985. 231 с.
 31. Яковлева Е.Б. О двух формах проявления вулканической деятельности на примере вулканитов кислого состава Казахстана // Вестн. МГУ. Сер.4. Геология. 1971. С. 57–63.
 32. Evensen N.M., Hamilton P.J., O’Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. V. 42. P. 1199–1212.
 33. Pitcher W.S. Granites and yet more granites forty years on // Geol. Rdsch. 1987. V. 76. P. 51–79.
 34. Piwinski A.J., Wyllie P.I. Experimental studies of igneous rock series: A zoned pluton in the Wallowa batholith Oregon // J. Geol. 1968. V. 76. N 2. P. 205–234.
 35. Presnall D.C., Bateman P.C. Fusion relationships in the system NaAlSi₃O₈–CaAl₂Si₂O₈–SiO₂–H₂O and the generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith // Bull. Geol. Soc. Amer. 1973. V. 84. P. 3181–3202.
 36. Rollinson H. R. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Essex: London Group UK Lid., 1993. 352 p.
 37. Tuttle O.F., Bowen N.Z. Origin of granite in the light of experimental studies // Geol. Soc. Amer. Mem. 1958. V. 74. P. 1–153.
 38. White A.J.R., Chappel B.W. Ultrametamorphism and granitoid genesis // Tectonophysics. 1977. V. 43, N S. P. 7–22.
 39. White A.J.R., Chappel B.W. Discrimination of Low- and High Temperature I type Granites // Resource Geology. 2004. V. 54, N 3. P. 215–226.
 40. Wyllie P.I. Crustal anatexis: an experimental review // Tectonophysics. 1968. V. 43, N 1. P. 41–73.
 41. Yoder H. S., Stewart D. B., Smith C. R. Annual report of the Director of the Geophys. Laboratory, 1956–57. Carnegie Inst. Washington Year book. 1957. N 56.

Рекомендована к печати А.В. Колосковым

L.F. Mishin

Eutectoid and cotectoid petrographic types of acid volcanic and subvolcanic rocks of the marginal-continental volcanic belts, as exemplified by eastern Asia

As exemplified by the marginal-continental volcanic belts of eastern Asia, the petrography and geochemistry of volcanic and subvolcanic rocks of acid composition are investigated. The cotectoid and the eutectoid type are distinguished among them. The eutectoid type is characterized by its nonequilibrium mineralogical composition, which includes an early “gabbro” paragenesis of impregnations (pyroxene, basic plagioclase, occasional olivine and amphibole), “granite” paragenesis of impregnations (soda-potash feldspar, quartz, and biotite), and the bulk of the composition represented by dry quartz-feldspathic eutectics. A linear dependence is noted between the quantity of impregnations of gabbro paragenesis and SiO₂. The whole petrochemical variety of the eutectoid type rocks is determined by the quantitative ratio of gabbro paragenesis impregnations to the bulk of the composition. The cotectoid rocks are dominated by rare-impregnation and aphyric differences; melanocratic inclusions and xenogenic minerals are absent in them. In the cotectoid-type rocks the compositions of impregnations and of the bulk are complementary with respect to the bulk composition of the rocks and give evidence of equilibrium cotectic crystallization.

Key words: petrography, geochemical and petrochemical composition, petrogenesis, volcanic belts, volcanic rocks of acid composition, eastern Asia.

**ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЛИТОСФЕРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ
СРЕДНЕАМУРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА ПО ДАННЫМ
МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)**

В.Б. Каплун

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

Поступила в редакцию 15 мая 2008 г.

Рассмотрены результаты магнитотеллурических зондирований (МТЗ) по профилю, проходящему вкрест простирания Среднеамурского осадочного бассейна. Проведен анализ результатов полевых исследований, рассмотрены различные факторы, влияющие на поведение кривых зондирований. На основании результатов ранее проведенных работ методом МТЗ в пределах впадины выбрана опорная кривая и опорный геоэлектрический разрез, которые позволили скомпенсировать влияние различного рода геоэлектрических неоднородностей и построить стартовую модель для проведения двумерного математического моделирования по полевым данным. В результате выполненных исследований построена геоэлектрическая модель строения литосферы Среднеамурского осадочного бассейна вкрест его простирания.

Ключевые слова: магнитотеллурическое зондирование, Среднеамурский осадочный бассейн.

ВВЕДЕНИЕ

Среднеамурский осадочный бассейн (САОБ) располагается в зоне сочленения Цзямусы-Малохинганского массива и Сихотэ-Алинского орогенного пояса [22] (врезка рис. 1) и представляет собой систему грабенов и горстов [3] (рис. 1).

Представления о тектонической природе САОБ менялись. Его относили к межгорным впадинам (Е.Б. Бельтнев, М.Г. Золотов, Л.И. Красный), рифтам [4], Б.А. Натальин отнес САОБ к составным осадочным бассейнам [12–14]. На ранних этапах бассейн развивался как передовой прогиб, заложившийся перед фронтом перемещавшихся в северо-западном направлении масс, а позднее – как структура растяжения, при влиянии на его строение сдвиговых перемещений, проходивших в промежутке между этими двумя стадиями. Некоторые исследователи [5] согласны с такой трактовкой тектонического развития САОБ, но считают, что история его формирования еще более сложная [5]. В связи с этим большое значение в понимании процесса формирования САОБ имеет информация о его глубинном строении, которая получена по данным небольшого количества структурных и картировочных скважин и результатам геофизических работ. Однако и по настоящее

время из-за слабой изученности САОБ нет модели его глубинного строения. В связи с этим целью данной работы было продолжение изучения глубинного строения САОБ с использованием метода магнитотеллурического зондирования. Исследования проводились по профилю, пересекающему центральную часть САОБ (рис. 1).

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

В Среднеамурском осадочном бассейне выделяется около 50 грабенов и погружений, наиболее крупными из них являются Лобей-Бирофельдский, Кур-Урмийский и Переяславский (рис. 1). Преобладают полуграбены и среди них – с крутыми сбросовыми восточными и юго-восточными бортами. В строении бассейна условно можно выделить три структурно-фациальные зоны, отличающиеся особенностями строения, размерами по площади и глубине погружения ложа грабенов: северо-западная, центральная и юго-восточная [3]. Северо-западная зона (Лобей-Бирофельдский и Кур-Урмийский грабены) ограничена с северо-запада Малохинганским блоком Цзямусы-Малохинганского массива, а на юго-востоке – поднятиями Ульдур-Чуркинского и Ванданского хребтов (по системе разломов Танлу). Она характеризуется пологим северо-западным (прибуреинским) и кру-

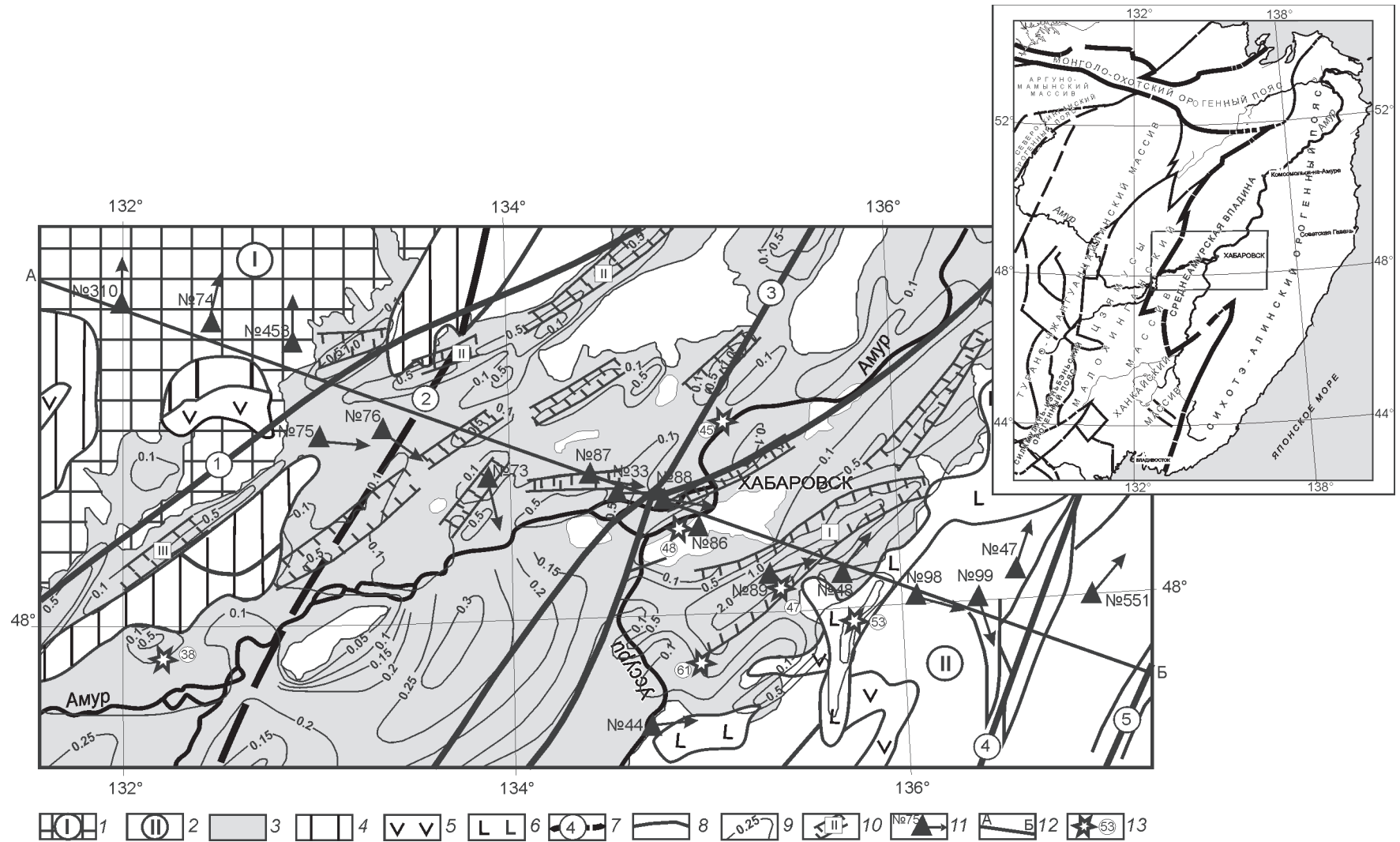


Рис. 1. Тектоническая карта района работ, по [Карсаков и др., 2005], с упрощениями.

Основные тектонические элементы: 1 – Цзямусы-Малохинганский массив; 2 – Сихотэ-Алиньский орогенный пояс; 3 – Среднеамурский осадочный бассейн; 4 – краевые прогибы различного возраста; 5 – вулканические пояса различного возраста; 6 – позднекайнозойские базальты; 7 – основные разломы: 1 – Илань-Итунский, 2 – Куканский, 3 – Амурский, 4 – Центрально-Сихотэ-Алиньский, 5 – Восточно-Сихотэ-Алиньский; 8 – второстепенные разломы; 9 – изопакиты мощности осадочного чехла Среднеамурского осадочного бассейна, значения даны в километрах; 10 – грабены, основные: I – Переяславский, II – Кур-Урмийский, III – Лобэй-Бирюфельдский; 11 – пункты МТЗ и их номера, стрелками указано направление большой оси полярной диаграммы основного импеданса; 12 – линия профиля; 13 – пункты измерения теплового потока и его величина в мВт/м².

тым юго-восточным приразломными бортами, резко выраженной удлиненной в северо-восточном направлении формой и глубинами от 1000 до более 2500 м. Центральная зона представлена преимущественно мелкими грабенами и обширными, но неглубокими (не более 1000 м) погружениями. Лишь в области, сопряженной с юго-восточной зоной, отмечаются полуграбены с крутыми бортами и мощностью кайнозойского чехла более 1500–2000 м. Юго-восточная зона (Переяславско-Ануйская группа грабенов) ограничена на юго-востоке мезозойскими структурами Сихотэ-Алиня, а на северо-западе – мезозойскими осадочно-вулканогенными структурами поднятий Хехцирского хребта, Петропавловских высот Ануйско-Хунгарийского выступа. Грабены этой группы характеризуются большими размерами по площади, глубине погружения ложа и разнообразием строения. Мощность осадочного чехла в наиболее крупном Переяславском грабене более 2000 м, а с меловым комплексом превышает 4000 м [22].

Чехлом бассейна являются континентальные озерно-аллювиальные угленосные отложения, лежащие несогласно с разрывом на докайнозойских комплексах и расчлененные на пять свит. В чехле осадочного бассейна и на обрамлении известны верхнемеловые, палеоген-неогеновые и неоген-четвертичные базальты, андезибазальты. Чехол осадочного бассейна угленосен, угли бурые. Количество угольных пластов от 3 до 39, а их мощность в различных месторождениях варьирует от 1 до 15 м. Наибольшее количество пластов (39) отмечено на Переяславской угленосной площади, а максимальная мощность (до 15 м) – на Хабаровском месторождении [22].

Формирование осадочного чехла Среднеамурского осадочного бассейна сопровождалось активной магматической деятельностью. Нижнемеловые эффузивные образования, представленные андезибазальтами, встречаются в восточной прибортовой части впадины. Там же наблюдаются выходы гранитов готеривского возраста. Верхнемеловые эффузивы в виде покровов часто встречаются вдоль восточной границы бассейна и представлены игнимбритами, липаритами и их туфами мощностью до 700 м, андезитами, андезидацитами и их туфами. На восточном и юго-восточном обрамлении бассейна широко развиты палеогеновые и неогеновые вулканогенные образования, в частности, толща андезитов, андезибазальтов, трахиандезитов мощностью 700 м.

Фундамент Среднеамурского осадочного бассейна гетерогенный. В западной, незначительной по площади части развиты краевые структуры Цзяму-

сы-Малохинганского массива различного состава и возраста. Наиболее древним является верхнеархейский структурно-вещественный комплекс, представленный гнейсами и кристаллическими сланцами. Среди магматических образований преобладают гранитоиды: позднедокембрийские и раннепалеозойские.

По данным электроразведки (ВЭЗ, ДНМЭ) [7, 21] мощность осадочного чехла в северо-западных грабенах САОБ составляет 1800–2800 м, а их сопротивление колеблется от первых Ом·м, до первых сотен Ом·м, причем сопротивление уменьшается сверху вниз. Сопротивление фундамента превышает 1000 Ом·м.

Согласно районированию гравитационного поля [23], Среднеамурский осадочный бассейн расположен в переходной аномалийной зоне, имеющей положительный средний уровень поля, на фоне которого выделяются узкие линейные минимумы силы тяжести: Сихотэ-Алинский и другие. Сам бассейн характеризуется положительной аномалией третьего ранга. Аномалии гравитационного поля имеют локальный характер и вытянуты в северо-восточном направлении согласно простиранию бассейна. Подобное поведение поля хорошо коррелируется с блоковым строением фундамента бассейна и его пограничным положением между Сихотэ-Алинским орогенным поясом и Цзямусы-Малохинганским массивом.

Мощность земной коры САОБ, по данным ГСЗ [19], варьирует от 30 км в его центральной части до 34 км к его бортам, образуя валообразное поднятие верхней мантии. Основание впадины раздроблено на блоки, смещенные относительно друг друга по разломам, среди которых преобладают глубинные. Разломы, проходящие вдоль северо-западного борта бассейна, имеют северо-западное падение, а разломы юго-восточного борта – субвертикальны или слабонаклонны на юго-восток.

Во впадине выполнено около десяти измерений теплового потока, значения которого колеблются от 38 до 61 мВт/м² [6]. Проведенные расчеты показали, что САОБ находится в состоянии стационарного теплового режима со средним тепловым потоком, равным 48 мВт/м², и геотермическим градиентом 24°C/км.

По данным МТЗ [8, 10] под САОБ выделялось два проводящих слоя: один в низах земной коры на глубинах 30–60 км и второй в верхней мантии на глубинах 100–150 км с плавным погружением под Сихотэ-Алинский орогенный пояс и резким погружением под Цзямусы-Малохинганский массив.

Результаты комплексной интерпретации данных МОВЗ и МТЗ, выполненные В.Е. Кузнецовым,

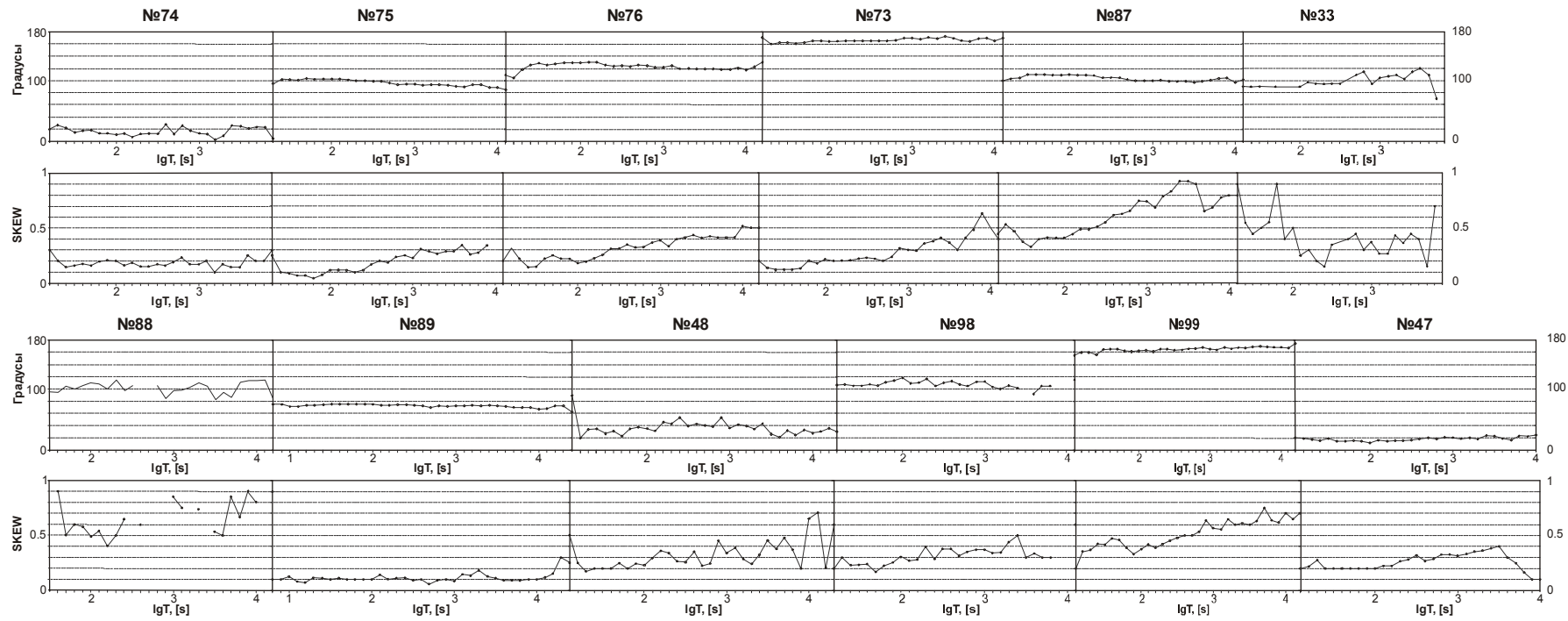


Рис.2. Графики изменения направления большой оси полярной диаграммы основного импеданса (вверху) и параметра неоднородности skew (внизу) в зависимости от периода регистрации для каждой точки зондирования.

В.А. Бормотовым, Н.Ф. Бормотовой, А.В. Войтенком по широтному профилю Облучье–Датта и северо-западному–юго-восточному – Ургал–Самарга [17], показали сложное глубинное строение литосферы САОБ, выражающееся в наличии области высокой плотности обменов типа PSH, подъеме кровли астеносферного проводящего слоя до глубины 90 км под центральной частью бассейна и очаговых проводящих зон. Кроме этого, на обоих профилях выделяется клиновидная область сочленения структур Цзямусы-Малохинганского массива со структурами Сихотэ-Алинского орогенного пояса, выходящая на поверхность в пределах центральной части САОБ.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ПОЛЕВЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Полевые наблюдения электромагнитного поля проведены в период с 2005 по 2007 гг. в 12 пунктах (№№ 73–76, 86–89, 48, 98, 99, 47) по профилю Лондоко–Сукпай, проходящему вкострости простираения Среднеамурской впадины (рис. 1). Кроме этого при интерпретации использовались еще три зондирования, попавшие на линию профиля – № 310, № 453 и № 551, полученные Геофизическим государственным горно-геологическим предприятием г. Хабаровска цифровыми электроразведочными станциями ЦЭС-2, одно зондирование № 33, выполненное в 1989 году аналоговой станцией ИЗМИРАН-5 [9], и зондирование № 44, которое расположено в стороне от линии профиля и не включено в построение геоэлектрического разреза, а использовалось в качестве базовой точки. Полевые работы выполнялись совместно с сотрудниками лаборатории геофизических полей ТОИ ДВО РАН и при их технической поддержке. Расстояние между пунктами наблюдений колеблется от 15 до 50 км. Регистрация электромагнитного поля велась по методике с разнесенными магнитными и электрическими каналами, т.е. запись магнитного поля осуществлялась непрерывно на базовой станции, расположенной в пункте № 44, максимально отстоящем от конца профиля – на 230 км, а электрического поля – на полевых точках. Использование данной методики возможно только при условии однородности горизонтального магнитного поля в пределах изучаемого профиля. Такие исследования были проведены на синхронных записях обсерваторий “Владивосток” и “Хабаровск”, расположенных на расстоянии около 500 км друг от друга [16]. В диапазоне периодов 20–10000 с отмечается в целом плоская частотная характеристика, и коэффициент линейной связи между одноименными компонентами магнитного поля составляет около 0.9. Регистрация электрического поля велась с использованием свин-

цовых электродов при длине диполей около 1 км без предварительного усиления и фильтрации, а магнитного поля – кварцевыми датчиками от цифровой станции ЦАИС на обсерватории “Хабаровск” при помощи 24-разрядного АЦП Е-24 фирмы “Л-Кард” с записью данных на жесткий диск персонального компьютера. Частота квантования составляла 10 Гц. Перед обработкой полевые записи фильтровались – из них убирались случайные выбросы и помехи, и данные сводились к частоте 1 Гц. В дальнейшем синхронные записи магнитного и электрического полей обрабатывались по методике, описанной в работе [20]. В результате обработки были получены кривые зондирования лишь в 11 пунктах. Кривые в пункте № 86 не были получены из-за сильных импульсных помех на электрических каналах от предприятий расположенного вблизи г. Хабаровска. По этой же причине имеется разрыв в кривых зондирования на пункте № 88. Оцифрованные записи пункта № 33 также были заново пересчитаны. Кривые зондирования строились в главных направлениях полярной диаграммы основного импеданса, определялась размерность среды, ее неоднородность, направление простираения геоэлектрических структур. На рис. 1 стрелками показаны направления большой оси полярной диаграммы основного импеданса в каждой точке зондирования. Из рисунка видно, что при движении с запада на восток происходит изменение направления осей с меридионального (северное, северо-восточное) за пределами впадины, на широтное (восточное, северо-восточное и юго-восточное) в пределах бассейна. Данные направления устойчивы во всем диапазоне измеренных периодов (рис. 2). Оценка влияния осадочного чехла впадины на поведение амплитудных кривых получена в работе [10] по результатам численного моделирования электрического поля на неоднородной пленке по программе [28]. Показано, что большая ось теллурического эллипса в пределах впадины имеет широтное направление, а при приближении к юго-восточному борту впадины наблюдается плавное уменьшение ее средней величины при практически постоянной средней величине малой оси, что хорошо подтверждает результаты полевых исследований. Лишь в двух пунктах № 73 и № 99 отмечается резкое изменение направления большой оси полярной диаграммы основного импеданса по сравнению с соседними пунктами наблюдения и вероятно связано с наличием сильных геоэлектрических неоднородностей, что также отмечается в результатах численного моделирования. Причем, если в пункте № 99 получены высокие значения параметра неоднородности геоэлектрического разреза $skew = |(Z_{xx} + Z_{yy}) / (Z_{xy} - Z_{yx})|$ превышающего 0.3,

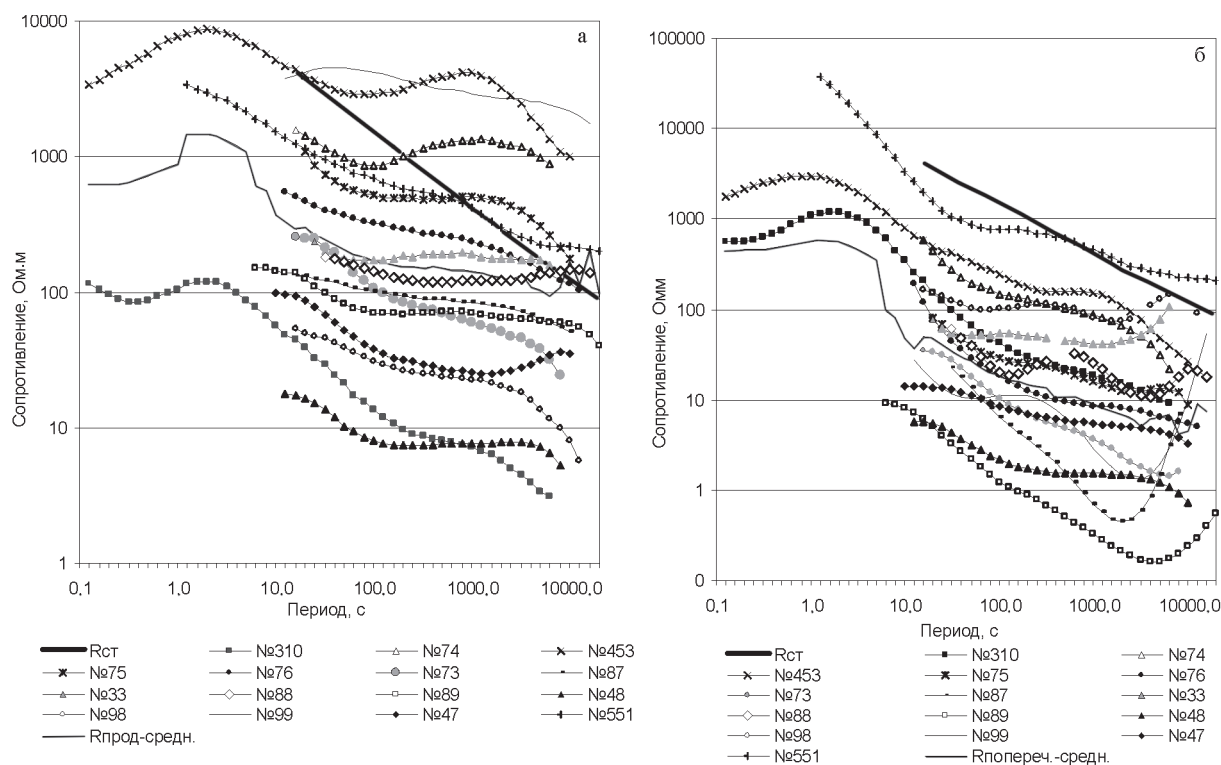


Рис. 3. Амплитудные кривые МТЗ.

а – продольные, б – поперечные.

то в пункте № 73 его значения, только на периодах свыше 1000 с, превышают эту величину. Параметр skew плавно увеличивается с увеличением периода (рис. 2), что, вероятно, связано с влиянием глубинных структур [2]. Из рис. 2 также видно, что величина параметра неоднородности постепенно растет с запада на восток до пункта № 88, где его значения на длинных периодах превышают величину 0.5, что, вероятно, вызвано влиянием глубинной трехмерной неоднородности. Далее параметр неоднородности уменьшается до величины 0.1–0.2, что свидетельствует о том, что геоэлектрический разрез близок к одномерному, и лишь на длинных периодах параметр асимметрии превышает эти значения, и в этом диапазоне периодов начинает сказываться влияние двумерности геоэлектрического разреза. Полевые кривые (рис. 3) построены в диапазоне 15–20÷8000–10000 с. В связи с тем, что параметры геоэлектрического разреза в большинстве случаев близки к двумерной модели, будем считать кривые, построенные в направлении большой оси полярной диаграммы, как продольные, а перпендикулярные им – поперечные. Рассматривая продольные амплитудные кривые МТЗ вдоль профиля, видно, что их форма выдержанна и характеризуется ниспадающей ветвью с широким минимумом в районе 100 с, переходящим в широкий

максимум и правую ниспадающую ветвь. Поперечные кривые характеризуются более сложной формой, имеют дополнительные минимумы и больший угол наклона к оси абсцисс по сравнению с продольными кривыми. Форма поперечных кривых вдоль профиля менее выдержанна, а в некоторых пунктах имеются значительные отличия от соседних точек. Подобное поведение кривых свидетельствует о неоднородном строении геоэлектрического разреза вдоль профиля и о влиянии на их форму как двумерных, так и трехмерных геоэлектрических неоднородностей. Кроме этого, уровень кривых по оси сопротивлений очень сильно меняется вдоль профиля: на три порядка у продольных кривых и на четыре порядка – у поперечных. Это свидетельствует о значительном влиянии приповерхностных неоднородностей в пунктах регистрации электрического поля. Для компенсации эффекта влияния приповерхностных неоднородностей на уровень амплитудных кривых используем метод нормирования к уровню стандартной кривой [25]. В нашем случае использование этого способа нормирования является более предпочтительным, т.к. в этом случае, имея длиннопериодные кривые, можно компенсировать не только локальные, но и региональные эффекты. Также этот способ редукции не накладывает ограничений на сопротивление верх-

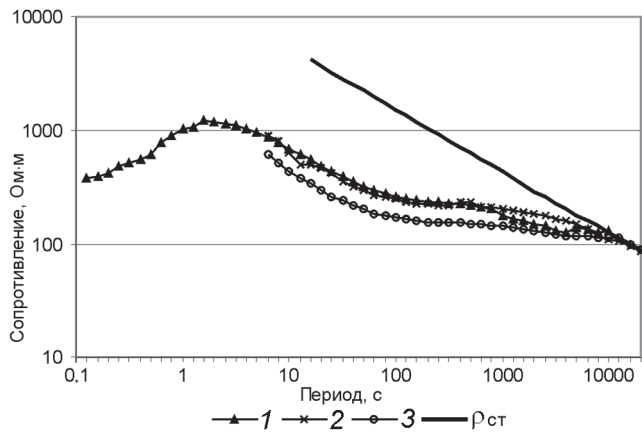


Рис. 4. Средние амплитудные кривые.

1 – средняя квазипродольная кривая субширотного профиля Облучье–оз.Гасси, 2 – средняя кривая продольных нормированных кривых профиля Лондоко–Сукпай, 3 – средняя кривая продольных кривых профиля Лондоко–Сукпай. $\rho_{ст}$ – стандартная кривая МТЗ.

них слоев литосферы, размерность приповерхностных структур и масштаб искажающих эффектов [1]. В результате нормирования разброс продольных кривых, например, на периоде 100 с, снизился до половины порядка. Для проверки корректности выбора продольных и поперечных кривых был выполнен статистический анализ взаимной корреляции всех кривых, который показал, что продольные кривые пунктов № 74, № 453 и № 33 имеют низкий коэффициент корреляции с другими кривыми, но хорошо коррелируются между собой и коэффициент корреляции составляет 0.63–0.65. В связи с этим при интерпретации следует ожидать появления в геоэлектрическом разрезе под этими пунктами резких геоэлектрических неоднородностей.

Для продольных кривых были построены средняя кривая и средняя кривая нормированных продольных кривых, которые были сопоставлены со средней квазипродольной кривой профиля п.Облучье–оз.Гасси (рис. 4), пересекающего САОБ в широтном направлении [10]. Из рис. 4 видно, что средняя кривая продольных нормированных кривых профиля Лондоко–Сукпай и квазипродольная кривая профиля п. Облучье–оз. Гасси совпадают друг с другом в диапазоне 10÷1000 с. В диапазоне 1000÷10000 с эти кривые имеют различия, выражающиеся в отсутствии на средней кривой продольных нормированных кривых минимума, имеющегося на квазипродольной кривой профиля п. Облучье–оз. Гасси. Средняя продольная кривая имеет форму, подобную форме средней нормированной кривой профиля Лон-

доко–Сукпай, но они расположены на разных уровнях по оси сопротивлений. На периоде 100 с это расхождение составляет 78 Ом·м или 31 %, при величинах 248 Ом·м – у средней нормированной продольной кривой и 170 Ом·м – у средней продольной. Средняя продольная кривая лежит ниже средней нормированной продольной кривой или из-за влияния индукционного эффекта, вызванного осадочным чехлом впадины, или из-за общего более низкого сопротивления геоэлектрического разреза профиля исследований по сравнению с субширотным профилем п. Облучье–оз. Гасси, что может сказываться на различиях длиннопериодных ветвей средней нормированной и квазипродольной кривых, или из-за недостаточного количества данных в длиннопериодной области квазипродольных кривых профиля п. Облучье–оз. Гасси.

Выполненный анализ показал, что продольные кривые более выдержаны по форме вдоль профиля, чем поперечные кривые. Форма и положение средней продольной кривой профиля хорошо согласуется с квазипродольной средней кривой субширотного профиля п. Облучье–оз. Гасси. Выбранные для интерпретации амплитудные кривые наилучшим образом соответствуют двумерной модели геоэлектрического разреза, хотя и не исключается присутствие трехмерных глубинных неоднородностей.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

На первоначальном этапе была выполнена одномерная интерпретация нормированных продольных кривых для количественных оценок геоэлектрического разреза и получения исходной модели для двумерной интерпретации. Одномерная интерпретация проводилась с помощью программы IPI-MTS (автор А.А. Бобачев, МГУ). Полученные результаты показаны на рис. 5. Обобщенная модель геоэлектрического разреза имеет следующие параметры. Первый, верхний, высокоомный слой с сопротивлением от 1000 Ом·м и более, на Цзямусы-Малохинганском массиве – первые десятки тысяч Ом·м, мощностью, меняющейся от 80 км под Цзямусы-Малохинганским массивом до 25 км под центральной частью САОБ и далее опять увеличивающейся до 40 км в сторону Сихотэ-Алинского орогенного пояса. Второй слой – низкоомный, сопротивлением менее 100 Ом·м и мощностью 10–20 км. Третий слой – высокоомный, с сопротивлением в первые тысячи Ом·м и средней мощностью около 100 км. Подошва этого слоя сильно варьирует по глубине, максимально приближаясь к поверхности под центральной частью САОБ, и в среднем лежит на глубине 90 км. Под Сихотэ-Алинским орогенным поясом он опускается на глубину

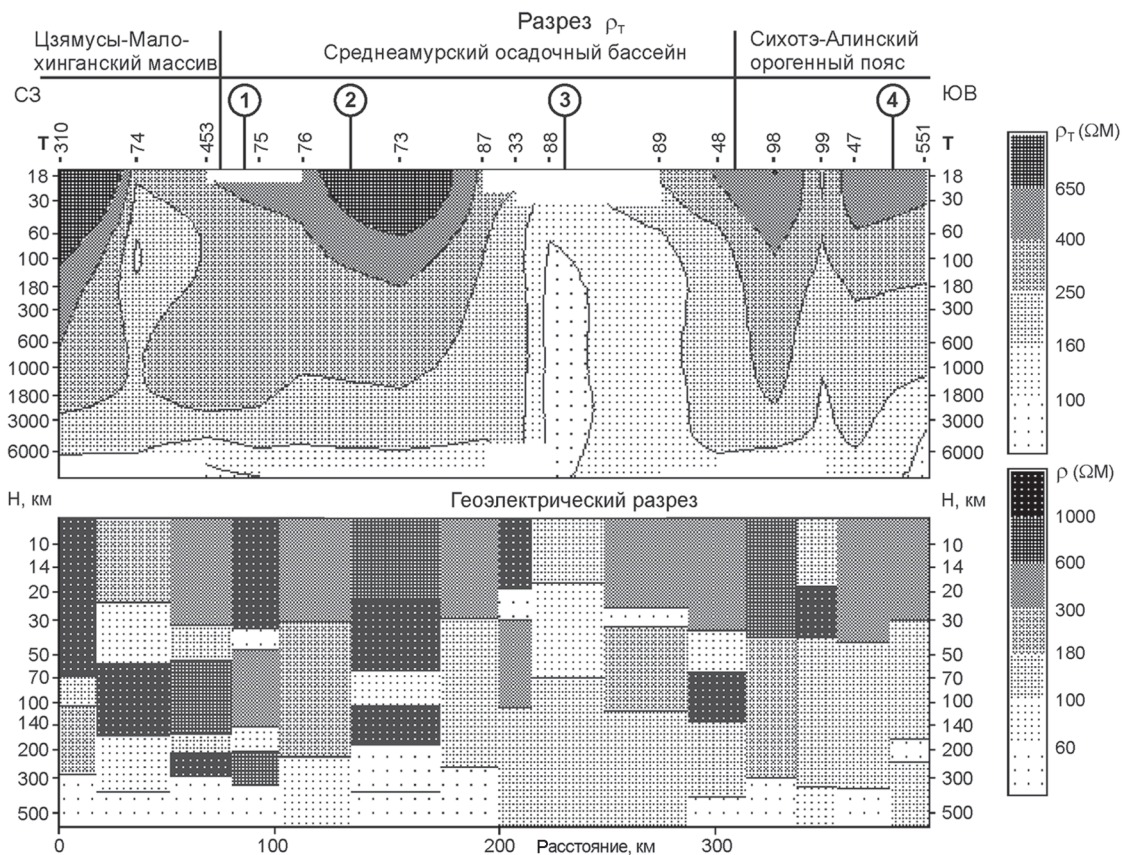


Рис. 5. Геоэлектрический разрез $\rho(T)$ и одномерная модель по профилю Лондоко–Сукпай. Стрелки с цифрами в кружках показывают положение разломов и их номера согласно рис. 1.

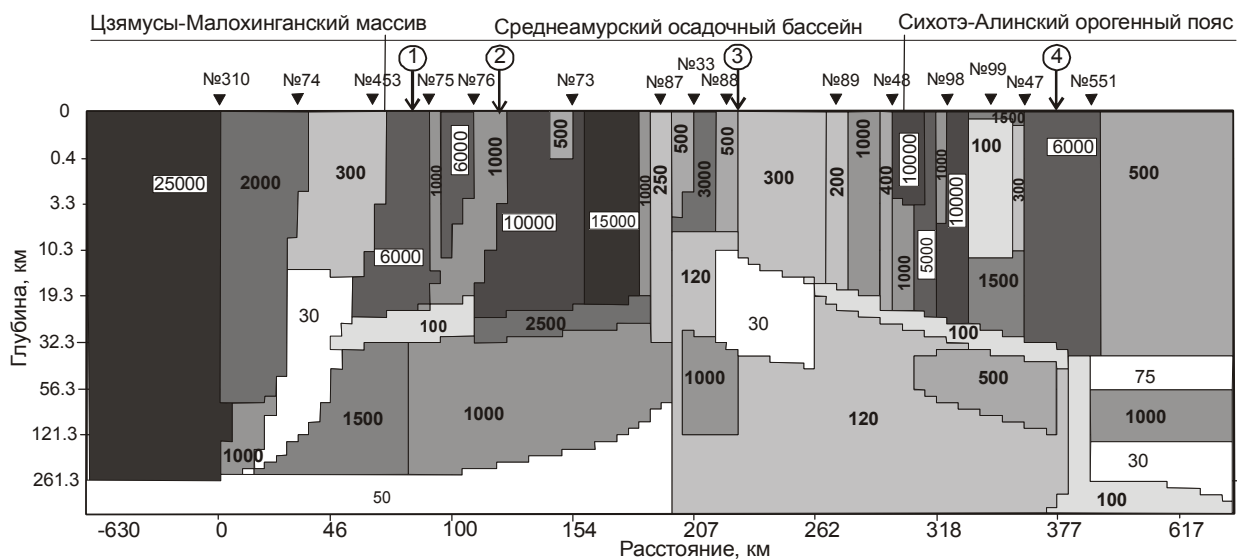


Рис. 6. Двумерная модель профиля Лондоко-Сукпай.

Треугольники с цифрами – пункты МТЗ и их номера. Стрелки с цифрами в кружках показывают положение разломов и их номера согласно рис. 1. Цифрами на модели показаны значения удельного сопротивления ($\Omega \cdot m$).

120 км, а под Цзямусы-Малохинганским массивом – до 160–180 км. Кроме этого, на геоэлектрическом разрезе видно, что и средняя величина сопротивления этого слоя выше северо-западнее от Амурского разлома. Помимо субгоризонтальных слоев на геоэлектрических разрезах выделяются субвертикальные зоны низких сопротивлений, прослеживающиеся от поверхности до первого проводящего слоя. Эти субвертикальные низкоомные зоны хорошо коррелируются с основными разломами, показанными на рис. 1.

Полученный по данным одномерной интерпретации геоэлектрический разрез был введен в программу двумерного математического моделирования К. Новожинского [18] в качестве стартовой модели. Шаг сетки по горизонтали был переменный и в среднем составлял 5 км, по вертикали шаг сетки также был переменный, увеличивающийся с глубиной. Подбор геоэлектрического разреза проводился для продольной кривой, а поперечная кривая выступала в качестве признака геоэлектрической неоднородности разреза. При рассмотрении поведения кривых вдоль профиля можно выделить два вида искажений. Первый вид характеризуется разбросом поперечных кривых по оси сопротивлений при подобию по форме с продольными кривыми и незначительным увеличением угла их наклона к оси абсцисс. Второй вид искажений выражается в виде крутонаклоненной к оси абсцисс ветви поперечной кривой, лежащей ниже продольной кривой или иногда пересекающей ее. Это свидетельствует о наличии вблизи пункта зондирования геоэлектрического тела низкого сопротивления.

В результате подбора был получен геоэлектрический разрез, представленный на рис. 6. Среднеквадратическая ошибка подбора для продольных кривых большинства зондирований составила от 8 до 20 % и лишь в пункте № 88 достигла 40 %, что, вероятно, вызвано резкой локальной геоэлектрической неоднородностью, которая отчетливо проявляется на поперечной кривой и выражается в ее форме, представленной крутопадающей ветвью с двумя глубокими минимумами, разделенными резким максимумом. Такого рода искажения появляются в случае наличия в геоэлектрическом разрезе локального объекта низкого сопротивления. Для поперечных кривых погрешность составляла десятки процентов, а иногда сотни, но в каждом случае наблюдалось подобие их формы и характер выделенных выше типов искажений.

Двумерное моделирование подтвердило основные черты геоэлектрического разреза, полученного в результате одномерной интерпретации, и показало его сложное строение. Характерной осо-

бенностью геоэлектрического разреза является обширная область пониженных сопротивлений куполовидной формы под его центральной частью. Верхняя часть разреза имеет сложное строение с чередованием блоков различного сопротивления. В северо-западной части профиля верхняя часть разреза представляет собой слой высокого сопротивления более 2500 Ом·м, что согласуется с данными электроразведки методом ДНМЭ [21], разбитый на блоки узкими зонами пониженного сопротивления. Мощность слоя меняется от примерно 25 км в районе Илань-Итунского разлома до 15 км под центральной частью профиля в районе Амурского разлома. Юго-восточная часть профиля характеризуется более пониженными значениями сопротивления верхней части геоэлектрического разреза около 1500 Ом·м, за исключением крайних юго-восточных блоков, расположенных вблизи Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, который отмечается сложным сочетанием блоков низкого до 100 Ом·м и высокого до 10000 Ом·м сопротивления. Мощность слоя плавно увеличивается на юго-восток примерно от 15 км до 37 км. Верхний высокоомный слой юго-восточной части профиля состоит из блоков, разделенных узкими зонами низкого сопротивления. В основании этого слоя расположен тонкий проводящий слой сопротивлением около 100 Ом·м и мощностью около 5 км.

В северо-западной части профиля выделяется субвертикальная зона низкого сопротивления от 300 Ом·м в верхней части до 30 Ом·м в нижней ее части, шириной около 35 км, уходящая на глубину до 230 км и наклоненная под Цзямусы-Малохинганский массив. Пространственно эта зона совпадает с Илань-Итунским разломом. Здесь же расположена еще одна субвертикальная зона пониженного, относительно соседних блоков, сопротивления в 1000 Ом·м, шириной около 15 км. Она прослеживается на глубину до 20–22 км, где подстилается проводящим слоем мощностью до 10 км и сопротивлением около 100 Ом·м, который соединяется с субвертикальной зоной Илань-Итунского разлома. Эта субвертикальная зона пространственно совпадает с Ку-канским разломом. В этой же части профиля ниже по разрезу выделяется слой повышенного сопротивления 1000–1500 Ом·м, мощностью 100–15 км, погружающийся в сторону Цзямусы-Малохинганского массива.

Центральная часть профиля между пунктами № 87 и № 89 на геоэлектрическом разрезе характеризуется областью пониженных сопротивлений, пронизывающей как верхнюю мантию, так и земную кору, сопротивление которой составляет около 500 Ом·м,

хотя и здесь выделяется небольшой блок высокого сопротивления между пунктами № 33 и № 88.

Полученная модель является генерализованной, т. к. из нее исключены мелкие неоднородности, которые не меняют общей картины строения геоэлектрического разреза, а влияют лишь в основном на уровень и форму поперечных кривых.

Таким образом, моделирование показало, что большую часть искажений формы и уровня кривых вносит верхняя часть геоэлектрического разреза. Блочное строение земной коры приводит к резким изменениям формы и положения поперечной кривой. Продольная кривая при этом, изменяя уровень по оси сопротивлений, устойчиво сохраняет свою форму. Кроме этого, вероятно, что глубинная часть геоэлектрического разреза содержит трехмерные неоднородности, т.к. в некоторых случаях не удалось достаточно хорошо подобрать разрез в рамках двумерной модели.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Модель геоэлектрического строения профиля Лондоко–Сукпай, пересекающего Среднеамурский осадочный бассейн вкрест его простирания, подтвердила ранее полученные результаты МТЗ [8, 10, 22], показавшие наличие под Среднеамурским осадочным бассейном нижнекорового проводящего слоя, воздымающегося под центральной его частью до глубины 15–20 км, и резкой субвертикальной геоэлектрической неоднородности, связанной с Илань-Итунским разломом. Впервые, по данным МТЗ, была обнаружена структура погружения высокоомного слоя, мощностью около 100–150 км, под Цзямусы-Малохинганский массив, которая хорошо согласуется с результатами МОВЗ [11, 22]. По этим данным в северо-западной части САОБ выделяется клиновидный блок или литосферная пластина, охватывающая земную кору и часть верхней мантии и подстилаемая сейсмическим горизонтом, воздымающимся к востоку и подходящим к земной поверхности восточнее Ванданской подзоны Сихотэ-Алинского орогенного пояса в районе р. Кур, т.е. на левом берегу р. Амур. По мнению автора работы [11, 22], образование клиновидного блока вызвано восточным смещением Амурской плиты. Не отрицая движения Амурской плиты в восточном направлении, подтвержденного современными данными по GPS измерениям [24], более соответствующей полученному геоэлектрическому разрезу представляется модель развития САОБ, описанная в работе [15]. На первом этапе развития в раннемеловое время происходила субдукция, о чем свидетельствует погружающийся слой повышенного сопротивления в верхней мантии в северо-западной части профиля, который может быть ос-

танцом субдуцировавшей плиты. Заложение САОБ происходило в начале позднего мела в результате коллизии. На поздних этапах развитие САОБ происходило в обстановке растяжения, и в этот период произошел подъем мантийного вещества, что отражается на геоэлектрическом разрезе в виде куполовидной структуры пониженного электрического сопротивления и повышенными значениями гравитационного поля. Куполовидная структура, выделенная на разрезе Лондоко–Сукпай, является отражением валобразного поднятия верхней мантии в пределах бассейна, что согласуется с данными ГСЗ [19] и гравиметрии. Поздний этап развития САОБ также сопровождался широким развитием базальтового магматизма по разломам, параллельным с простиранием бассейна. Результаты моделирования показали, что земная кора САОБ имеет сложное, блоковое строение, что хорошо согласуется со строением его фундамента [3]. Помимо процессов сжатия и растяжения на строение впадины оказали влияние и сдвиговые процессы. Основной границей, по которой вероятно происходили перемещения, являются Илань-Итунский и Амурский разломы. На геоэлектрическом разрезе Илань-Итунский разлом представлен мощной зоной пониженного сопротивления, наклоненной под Цзямусы-Малохинганский массив и прослеживающейся на всю мощность литосферы, а Амурский разлом характеризуется как контрастная геоэлектрическая граница между двумя блоками литосферы. Межразломная область характеризуется пониженными сопротивлениями земной коры и верхней мантии, имеет ширину 50–70 км и ограничена с обеих сторон зонами повышенных сопротивлений. Эта область совпадает с юго-восточной зоной САОБ [3], имеющей самые крупные и глубокие грабены. Геоэлектрический разрез САОБ (рис. 6) так же, как и в работе [3], можно разделить на северо-западную часть, примыкающую к Илань-Итунскому разлому, и центральную, наиболее высокоомную и уходящую своими корнями под Цзямусы-Малохинганский массив.

Центрально-Сихотэ-Алинский разлом отчетливо на геоэлектрических разрезах не проявился, хотя отмеченная северо-западнее от него субвертикальная зона пониженного сопротивления, вероятно, связана с ним, что также отражено в результатах плотностного моделирования (рис. 7). Трехмерное моделирование гравитационного поля Среднеамурского осадочного бассейна М 1:2 500 000 проводилось по программе [27] с шагом по горизонтали 12.5 км и по вертикали – 5 км. На рис. 7 показан вертикальный срез 3D модели вдоль линии профиля МТЗ. На данном срезе отмечается хорошо выраженный куполовидный подъем мантии повышенной плотности под цен-

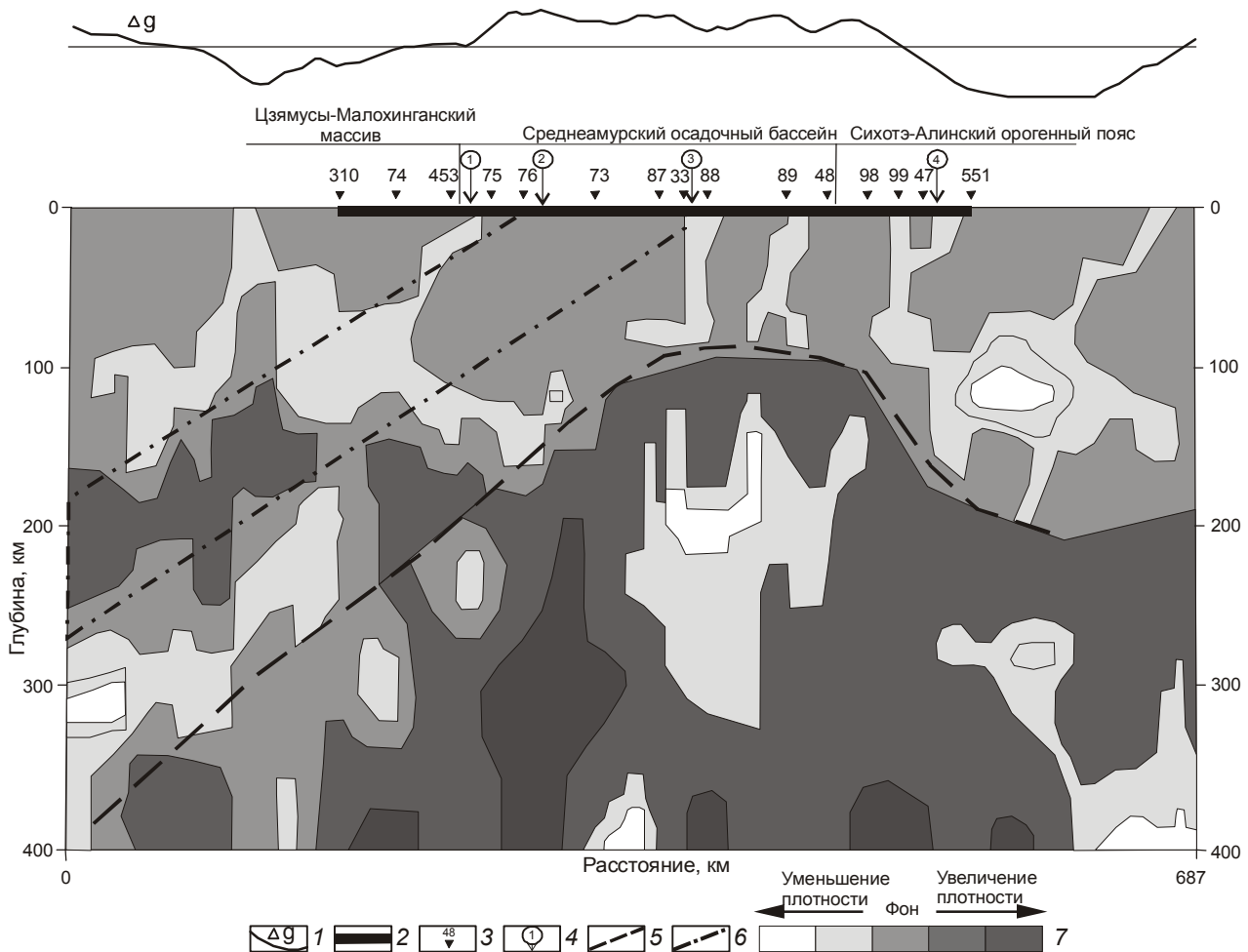


Рис. 7. Плотностной срез 3D модели Среднеамурского осадочного бассейна вдоль линии профиля МТЗ.

1 – график гравитационного поля вдоль линии разреза, 2 – положение профиля исследований, 3 – пункты МТЗ и их номера, 4 – номера разломов согласно рис.1, 5 – положение кровли поднятия мантии, 6 – блок повышенной плотности, сопоставляемый с блоком повышенного сопротивления, погружающегося под Цзямусы-Малохинганский массив, 7 – плотность в условных единицах.

тральной частью САОБ до глубины 80–90 км. В левой части среза, соответствующей северо-западной части профиля МТЗ, выделяется наклонная под Цзямусы-Малохинганский массив область повышенной плотности, сопоставляемая с областью повышенного сопротивления, выделенной по данным МТЗ, которая подстилается областью пониженной плотности, также наклоненной под Цзямусы-Малохинганский массив. Выделенные области не представляют собой единые тела, а разбиты на несколько крупных блоков, границы между которыми совпадают с Илань-Итунским разломом, что подтверждает результаты двумерного моделирования МТЗ. Остальные разломы, пересеченные линией профиля, также имеют связь с верхнемантийными неоднородностями, но она выражена не так отчетливо, как для Илань-Итун-

ского разлома. Подобное глубинное строение САОБ, показанное на рис. 7, отмечается и на других срезах, сделанных вкрест его простирания, что подтверждает наличие реликта литосферной плиты, погружающегося в северо-западном направлении, и согласуется с выводами работы [15]. Кроме этого, по результатам трехмерного гравитационного моделирования можно отметить, что глубинное строение САОБ сложнопостроенное, выделяемые слои разбиты на отдельные блоки, которые смещены относительно друг друга. Модель представляет собой коллаж тел различной плотности.

В районе профиля в пределах Среднеамурской впадины имеется шесть пунктов измерения теплового потока [6] (рис.1), величина которого варьирует от 38 до 61 мВт/м², среднее значение теплового потока

составляет 47 мВт/м², что близко соответствует среднему значению теплового потока для всего бассейна, равного 48 мВт/м² [6]. Используя эмпирическую формулу из работы [26], связывающую между собой величину теплового потока и мощность литосферы, $h=h_0q^a$, где h – глубина залегания проводящего слоя, h_0 – численный параметр, равный 35 км для нижнекорового проводящего слоя и 155 км – для астеносферы, q – величина теплового потока в единицах HFU (1HFU ≈ 42 мВт/м²), a – численный параметр, равный 1.30 для нижнекорового проводника и 1.46 – для астеносферы, оценим примерные глубины проводящего слоя в земной коре и астеносферы. Для корового проводящего слоя $h_k=30$ км, а для астеносферы $h_a=131.5$ км. Для минимального значения величины теплового потока $h_k=40$ км и $h_a=179$ км, а для максимального – 21.5 км и 90 км, соответственно. Мощность литосферы, полученная из данных о тепловом потоке [6], составляет 100–120 км. Выполненные расчеты показывают хорошее соответствие результатов, полученных по данным о тепловом потоке, с результатами магнитотеллурических зондирований. В северо-западной части впадины, где наблюдается минимальное значение величины теплового потока, мощность литосферы резко возрастает, а в центральной части, где величина теплового потока максимальная, мощность литосферы минимальная. Оценки мощности литосферы по обоим методам имеют сопоставимые величины.

ВЫВОДЫ

Выполненные полевые работы МТЗ с использованием методики с разнесенными магнитными и электрическими каналами показали, что результаты исследований сопоставимы с ранее полученными данными в диапазоне измеряемых периодов и данная методика является эффективной при проведении региональных работ.

Глубинное строение центральной части Среднеамурского осадочного бассейна характеризуется наличием в поперечном разрезе куполовидной структуры верхней мантии пониженного сопротивления и повышенной плотности, перекрытой сложнопостроенной земной корой. В верхней мантии северо-западной части САОБ выделен слой повышенного сопротивления и повышенной плотности, погружающийся под Цзямусы-Малохинганский массив и связываемый с реликтом субдуцировавшей литосферной плиты. Земная кора бассейна представляет собой коллаж блоков высокого сопротивления, разделенных зонами пониженного сопротивления, что согласуется с результатами поверхностной электроразведки и строением фундамента, а также представлениями о

состоянии растяжения бассейна и широким распространением базальтового магматизма. Выделенная в северо-западной части профиля субвертикальная зона пониженного сопротивления, секущая литосферу и уходящая корнями в верхнюю мантию, связывается с Илань-Итунским разломом, являющемся ветвью региональной разломной системы Танлу, по которой (согласно современным представлениям [5]) происходят сдвиговые перемещения. Полученные результаты свидетельствуют, что САОБ охватывает всю зону сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского складчатых поясов, ограниченную Илань-Итунским и, по-видимому, Центрально-Сихотэ-Алинским разломами.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит сотрудников Института тектоники и геофизики ДВО РАН П.Ю. Горнова за помощь в проведении полевых работ, д.г.-м.н., профессора Ю.Ф. Малышева и д.г.-м.н. В.Г. Варнавского за ценные замечания, высказанные в ходе подготовки статьи.

Особую благодарность автор выражает сотрудникам Тихоокеанского океанологического института ДВО РАН к.г.-м.н. В.М. Никифорову и к.г.-м.н. И.В. Дмитриеву за помощь и поддержку на всех этапах проведения исследований.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 07-05-00726-а, ДВО РАН 06-1-ОНЗ-108 и 06-1-ОНЗ-110.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бердичевский М.Н., Борисова В.П., Голубцова Н.С. Фазовая нормализация кривых глубинного магнитотеллурического зондирования // Физика Земли. 1995. № 8. С. 85–88.
2. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Новиков Д.Б., Пастушан В.В. Анализ и интерпретация магнитотеллурических данных. М.: Диалог-МГУ, 1997. 161 с.
3. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 160 с.
4. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3–13.
5. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. В 2 кн. / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
6. Горнов П.Ю. Тепловой режим земной коры Дальнего Востока России // Материалы Четвертого международного междисциплинарного научного симпозиума “Закономерности строения и эволюция геосфер”. Хабаровск, 1998. С. 86–89.
7. Калашникова А.С., Лазарев А.П., Трондин В.И. Сейсмические работы МОГТ на территории Еврейской автономной области // Геофизика. 1999. Спец. вып. к 50-летию “Иркутскгеофизики”. С. 29–32.
8. Каплун В.Б., Григорица Т.В. Результаты магнитотеллури-

- ческих зондирований в Среднеамурской впадине // Тихоокеан. геология. 1989. № 6. С. 109–111.
9. Каплун В.Б. Результаты глубинных магнитотеллурических зондирований, выполненных в зоне сочленения Буреинского массива и Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 5. С. 59–68.
 10. Каплун В.Б. Предварительные результаты глубинных магнитотеллурических зондирований по профилю п. Облучье–оз. Гасси (Хабаровский край) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 122–135.
 11. Кузнецов В.Е. Глубинное строение и современная геодинамика Приамурья // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 61–67.
 12. Натальин Б.А., Алексеенко С.Н. Тектоника фундамента Среднеамурской впадины. 1989. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН СССР, 1989. 57 с.
 13. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
 14. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–25.
 15. Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история формирования осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 43–61.
 16. Никифоров В.М., Дмитриев И.В. Геоэлектрический разрез тектоносферы в зоне сочленения Япономорской впадины с материковым обрамлением // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 3–14.
 17. 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.
 18. Новожинский К., Пушкарев П.Ю. Анализ эффективности программ для двумерной инверсии магнитотеллурических данных // Физика Земли. 2001. № 6. С. 72–85.
 19. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, 1979. С. 43–53.
 20. Семенов В.Ю. Обработка данных магнитотеллурических зондирований. М.: Недра, 1985. 133 с.
 21. Структуры и нефтегазоносность западной части Среднеамурской впадины / Отв. ред. А.Э. Конторович. Владивосток: ИКАРП ДВО РАН, 1999. 86 с.
 22. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центральноазиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к Тектонической карте м-ба 1:1500000. Владивосток, Хабаровск: ДВО РАН, 2005. 264 с.
 23. Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока. М.: Наука, 1984. 200 с.
 24. Тимофеев В.Ю., Горнов П.Ю., Ардюков Д.Г. и др. Результаты анализа данных GPS измерений (2003–2006 гг.) на Дальнем Востоке по Сихотэ-Алинской сети // Тихоокеан. геология. 2008. Т. 27, № 4. С. 39–49.
 25. Электроразведка. Справочник геофизика. Магнитотеллурические методы. М.: Недра, 1989. С. 261–310.
 26. Adam A. Geothermal effects in the formation of electrically conducting zones and temperature distribution in the earth // Phys. Earth Planet. Inter. 1978. V. 17. P. 21 с 28.
 27. Li Y. and Oldenburg D. W. 3D inversion of gravity data // Geophysics. 1998. V. 63. P. 109–119
 28. Yegorov I.V., Chernyak E.L., Palshin N.A. et al. Numerical thin sheet modeling of the telluric field distortion by the hybrid technique. II theoretical background, an example, the computer program, a test run and the computer listings // The development of the deep geoelectric model of the Baltic Shield, P. 1. Numerical methods / eds. Hjelt, S.E., Vanyan, L.L. Department of Geophysics, University of Oulu, Report N 7. 1983. P. 39–78.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

V.B. Kaplun

The geoelectrical section of the lithosphere in the central part of the Middle Amur sedimentary basin from magnetotelluric sounding data (Far East)

The results of magnetotelluric sounding along the profile running across strike of the Middle Amur sedimentary basin are considered. An analysis was done of the field work results, and different factors are examined which govern the behavior of the sounding curves. Based on the results of previous work done by the magnetotelluric sounding method, a reference curve and a reference geoelectrical section were indicated within the basin, which made it possible to compensate the influence of different geoelectrical inhomogeneities and construct a start model for bivariate mathematical modeling based on the field data. The investigations resulted in the construction of the geoelectrical model of the lithosphere structure of the Middle Amur sedimentary basin across its strike.

Key words: magnetotelluric sounding, Middle Amur sedimentary basin.

НОВОЕ СВИДЕТЕЛЬСТВО ПЕРЕОРИЕНТАЦИИ СТОКА Р. РАЗДОЛЬНОЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ, ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ

Н.И. Белянина¹, П.С. Белянин¹, Е.В. Митюрёва²

¹*Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток*

²*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Поступила в редакцию 14 ноября 2005 г.

Рассматриваются вопросы переориентации стока р. Раздольной в плейстоцене. Предложена новая модель перехвата стока р. Раздольной, основанная на принципе большей агрессивности рек восточного мегасклона Сихотэ-Алиня. Получены данные о существовании “реки-агрессора”, перехватившей сток р. Раздольной.

Ключевые слова: речной перехват, Японское море, плейстоцен, южное Приморье.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из актуальных проблем четвертичной палеогеографии Приморья является вопрос, связанный с переориентацией стока крупных речных систем. На вероятность речных перехватов указывали многие исследователи, начиная с авторов пионерных работ по различным аспектам географии региона. Пожалуй, первым, кто дал рациональное объяснение многим наблюдавшимся аномалиям в конфигурации речных систем, был Г.С. Ганешин [1]. На примере рек Зеркальной и Милоградовки, им выявлена общая тенденция повышенной агрессивности рек восточного мегасклона Сихотэ-Алиня, впадающих непосредственно в Японское море, по сравнению с речными артериями, ориентированными на запад, в систему рек Усури и Амур. Это, по его мнению, обусловило возможность перехвата верхних звеньев речных систем, принадлежавших бассейну р. Усури, реками восточного склона Сихотэ-Алиня.

Однако вне поля зрения Г.С. Ганешина остался бассейн р. Раздольной – одной из основных речных артерий Южного Приморья (рис. 1). Истоки реки находятся в отрогах хребта Мулин Воцзилин, являющегося водоразделом с р. Мулинхэ, входящей в систему Амура. Река Раздольная впадает в Амурский залив Японского моря. Признаки переориентации стока р. Раздольной казались достаточно очевидными многим исследователям [2, 3, 5, 8]. Большинство из них полагало, что палео-Раздольная изначально имела сток на юг, в Японское море, а роль главного водораздела в Западном Приморье играл Хорольский

мелкосопочный массив. Основная причина перестройки плана палео-Раздольной связывалась с изливанием базальтовых лав при извержении вулкана Барановский и формированием перемычки-плотины, перегородившей ее древнюю долину. Позднее была доказана ошибочность этой точки зрения. В результате проведенных буровых работ выяснилось, что базальты залегают на толще тонкозернистых песчаников и алевролитов миоцена, в кровле которой вскрывается глинисто-щебнистый элювий, увенчанный погребенной почвой. К западу от Барановского пережима, под базальтами вскрывается пачка галечников с прослоями туфов и флорой позднего миоцена. Таким образом, базальтовый поток не мог перекрыть долину палео-Раздольной, поскольку ее в то время здесь просто не было [6]. Взамен была предложена новая модель переориентации стока р. Раздольной, базировавшаяся на вышеупомянутом принципе большей агрессивности рек восточного мегасклона Сихотэ-Алиня.

Согласно ей, на рубеже плиоцен ранний плейстоцен на территории Западного Приморья формировалась новая гидросеть, основным элементом которой была палео-Раздольная, принадлежавшая изначально системе палео-Амура. Граница между водосборными бассейнами Японского моря и внутриматериковой области юго-западного Приморья проходила южнее г. Усурийска, по линии так называемого Кедровско-Утесного выступа, сложенного мезозойскими породами. К югу от него существовали низкопорядковые водотоки с большими продольными уклонами, впадавшие непосредственно в Японское

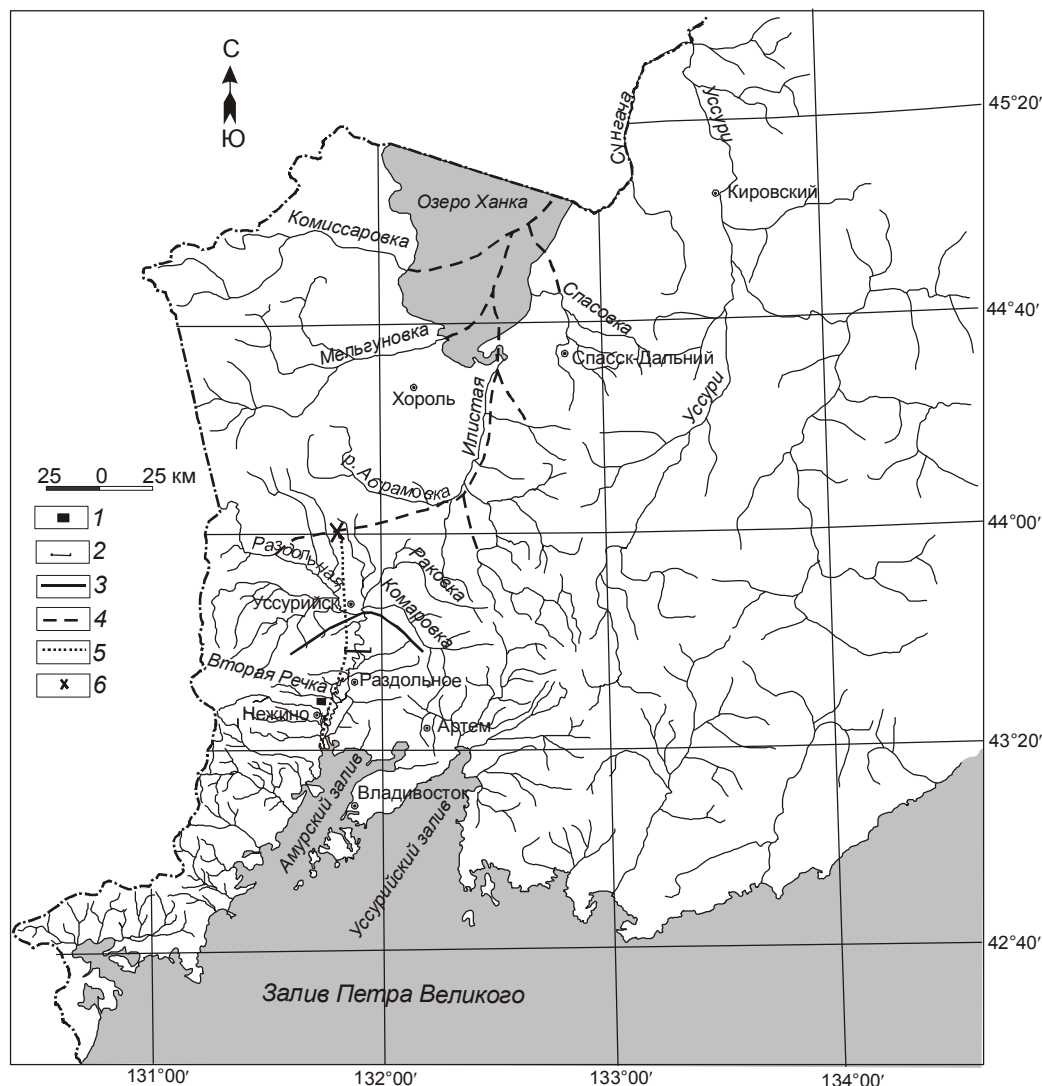


Рис. 1. Схема перехвата р. Раздольной [6].

1 – буроугольный разрез “Нежинский”, 2 – базальтовая перемычка, 3 – главный водораздел (Кедровско-Утесная гряда), 4 – фрагменты раннечетвертичной речной сети, 5 – направление развития регрессивной эрозии, 6 – предполагаемое место перехвата.

море. В холодные фазы среднего плейстоцена, когда уровень моря был существенно ниже современного, один из водотоков стал “рекой-агрессором”, перепилившей в результате регрессивной эрозии базальтовую перемычку и обезглавившей палео-Раздольную. Значительная часть ее водосборного бассейна была переориентирована на юг. Обладая несравненно большим расходом, новая речная система быстро выработала в неустойчивых к эрозии третичных породах широкую долину, причем без комплекса высоких надпойменных террас. Во всяком случае, такие террасы никем не зафиксированы на субмеридиональном участке долины к югу от Уссурийска [6].

МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Данная концепция выглядела достаточно убедительно, однако для полноты картины ей не хватало свидетельств существования вышеупомянутой “реки-агрессора” и ее притока, в виде хотя бы следов высоких надпойменных террас. Теперь такие данные получены. В 2003 году при посещении нами буроугольного месторождения “Нежинское” в верхнем уступе восточного борта обнаружен фрагмент палеовреза, выполненного четвертичными отложениями и подстилаемого третичными угленосными породами, (т. 101) (рис 2, 3). Ниже приведено их послойное описание (сверху вниз).

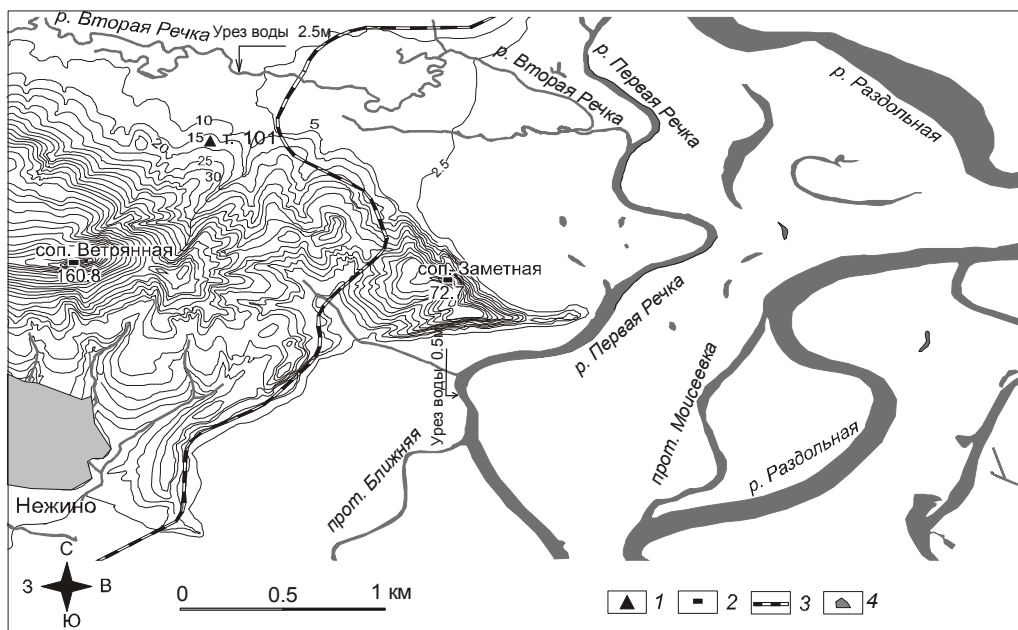


Рис. 2. Карта-схема района работ.

1 – точка отбора проб, 2 – абсолютные отметки, 3 – железная дорога, 4 – населенный пункт.

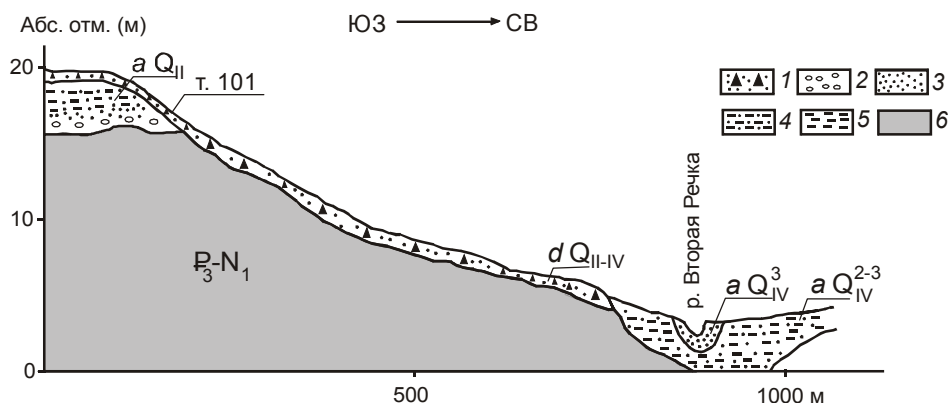


Рис. 3. Геолого-геоморфологический профиль через р. Вторая Речка

1 – щебни, 2 – галька, 3 – пески, 4 – суглинки, 5 – глина, 6 – подстилающие угленосные отложения.

	(м)
1. Суглинок желтовато-серый с охристыми примазками	1.5
2. Алеврит бурый торфянистый, насыщенный растительными остатками	0.5
3. Песок бурый, разнозернистый, гравелистый, плотный	0.1
4. Песок серый, гравелистый, полимиктовый, хорошо отсортированный, с линзами буровато-серой супеси, насыщенной слаборазложившимися растительными остатками, включая древесные, с примазками ярко-синего вивианита; плоды <i>Juglans mandshurica</i>	0.9
5. Галька мелкая, редко средняя, слабоокатанная в разнозернистом желтовато-сером полимиктовом, неравномерно железненном песке	1.5
Общая мощность –	4.0 м

Абсолютная отметка кровли вышеприведенного разреза – 15–20 м, при том, что урез воды во Второй Речке – 2.5 м, а в магистральной реке (протока Раздольной) – 0.5 м, абсолютные отметки поймы Раздольной – 1.5–2.0 м (рис. 2). По литологическому набору пород и их положению в разрезе данный комплекс представляет собой аллювий 15–20-метровой террасы низкопорядкового водотока, судя по невысокой окатанности обломков галечной размерности местных пород – базальтов, и других эффузивов кремнистых алевролитов, а также кварца. Данная терраса генетически не связана ни со Второй Речкой, ни с самой р. Раздольной (рис. 3). Это следует хотя бы из того, что русловые фации

аллювия этих рек существенно иные: у первой русловые осадки представлены мелко-среднезернистым песком, а у р. Раздольной – и вовсе алевритом.

О возрасте аллювия, слагающего 15–20-метровую террасу, можно судить по результатам палинологического анализа. В спорово-пыльцевом комплексе из торфянистого алеврита (слой 2) преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы (60–68 %) при подчиненной роли травянистых (18–21 %) и споровых растений (13–19.4 %). В составе первой группы преобладают широколиственные умеренно-термофильные породы: *Quercus* sp. (21–30 %), *Ulmus* sp. (10–16 %), *Juglans mandshurica* Maxim. (8–12 %), *Carpinus cordata* Blume (3.1–3.3 %), *Carpinus* sp. (0.3–1 %), *Corylus* sp. (0.3–3.1 %), *Viburnum* sp. (0.7–2 %), *Phellodendron amurense* Rupr. (0.3–1 %), *Tilia* sp. (0.3–2 %). Заметно также присутствие пыльцы березовых: *Alnus* sp. (4–13 %), *Betula* sect. *Albae* (3–10 %), *B.* sect. *Costatae* (0.3–2 %), включая *B. schmidtii* Regel, *Betula* sp. (1–2 %).

В группе хвойных преобладает пыльца *Pinus koraiensis* Siebold et Zucc. (12–26 %) при участии темнохвойных пород – представителей семейства сосновых – *Abies* sp. (0.3–2 %), *Picea* sect. *Eupicea* (0.2–1 %) и кипарисовых – Cupressaceae (0.5–1 %). Споры растений характеризуются преобладанием сем. Polypodiaceae и Osmundaceae.

Спектры подобного состава уже не содержат представителей родов, ареалы которых связаны с более южными, по отношению к территории Приморья, районами Кореи, а также Северной Японии, но еще эпизодически встречающихся в палинофлорах эоплейстоцена – нижнего плейстоцена [4]. С другой стороны, они отличаются умеренно-высоким содержанием пыльцы дуба, близкого монгольскому, от весьма термофильных спектров находкинского горизонта Приморья (Q_1^{nh}), в которых содержание пыльцы дуба достигает 40–60 % [7]. Исходя из сказанного, возраст аллювия 15–20-метровой террасы, более вероятно, отвечает среднему плейстоцену. Заметим,

что именно средним плейстоценом датируется время переориентации стока р. Раздольной на юг.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Новые данные, полученные при комплексном изучении отложений палеовреза, хорошо вписываются в модель переориентации стока рек Южного Приморья. Но один разрез незначителен при определении возраста “перехвата” в речной системе палео-Раздольной. Для уточнения полученных результатов необходимо более обширное привлечение геоморфологических материалов, позволяющих рассмотреть перехват в связи с перестройкой речного стока р. Раздольной в плейстоцене.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ганешин Г.С. Речные перехваты на Сихотэ-Алине // Природа. 1955. № 5. С. 91–93.
2. Ивашинников Ю.К. Палеогеоморфология депрессионных морфоструктур юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1978. 121 с.
3. Карасев М.С. Новые данные по палеогеографии Юго-Западного Приморья в верхнем миоцене–плиоцене // Собр. Дальневост. фил. СО АН СССР, 1963. Вып. 20. С. 35–40.
4. Короткий А.М., Караулова Л.П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 79–110.
5. Лебедева Н.А. Геоморфология, неоген-четвертичные отложения и неотектоника западной части Южного Приморья (Приханкайский район) // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1957. Вып. 13. С. 221–227.
6. Павлюткин Б.И., Боровский А.Д. Причины и время перестройки системы реки Раздольная (Южное Приморье) // Прибрежная зона Дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. С. 72–76.
7. Павлюткин Б.И., Белянина Н.И. Четвертичные отложения Приморья: некоторые итоги систематизации и дальнейшие перспективы изучения // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 3. С. 80–93.
8. Юг Дальнего Востока // Ред. Г.И. Худяков. М.: Наука, 1972. 421 с.

Рекомендована к печати Б.А. Вороновым

N.I. Belyanina, P.S. Belyanin, Ye.V. Mituryova

New evidence of the Razdolnaya River flow reorientation in the Pleistocene, Southern Primorye

The problems of the Razdolnaya River flow reorientation in the Pleistocene are considered. A new model of the Razdolnaya River capture is suggested based on the principle of greater aggression of rivers of the Sikhote-Aline eastern megaslope. Data about the existence of the "river-aggressor" that captured the Razdolnaya River flow have been obtained.

Key words: river capture, Sea of Japan, Pleistocene, Southern Primorye.

МЕТАНОНОСНОСТЬ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ РЕСУРСОВ МЕТАНА УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ БАССЕЙНОВ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

А.И. Гресов, А.И. Обжиров, Е.В. Коровицкая, Р.Б. Шакиров

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

Поступила в редакцию 6 декабря 2006 г.

В работе дана краткая характеристика метаноносности угольных бассейнов, районов и месторождений юга Дальнего Востока. Приведены значения метаноносности угольных пластов в зависимости от глубины их залегания, позволяющие осуществлять прогноз ресурсов метана на участках со слабой геолого-газовой изученностью или площадях, где ее определение не проводилось. Выделены две группы углеметановых месторождений, характеризующиеся различными особенностями распределения метаноносности и ресурсов метана угольных пластов, обусловленными влиянием ряда газоконтролирующих геологических факторов. Изложены основы геолого-технологической концепции оценки ресурсов угольного метана и перспектив их извлечения. Выделены 3 группы месторождений по перспективам промышленного освоения ресурсов метана угольных пластов различных категорий перспективности их извлечения. Приведена информационная база данных ресурсов метана угольных пластов бассейнов и месторождений юга Дальнего Востока. Произведена предварительная оценка перспектив организации углеметанового промысла на юге Дальнего Востока.

Ключевые слова: метаноносность, углеметановые месторождения, перспективы извлечения угольного метана, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Большинство угольных бассейнов и месторождений юга Дальнего Востока по значениям природной метаноносности угольных пластов, достигающей 12–30 м³/т, масштабности и плотности ресурсов метана в угольных пластах, перспективных для извлечения и промышленного использования, соответствуют геолого-технологическому понятию “углеметановых” (Угловский, Партизанский, Сахалинский, Буреинский). Основной объем (85–95 %) ресурсов углеводородных газов в угольных бассейнах связан с залежами метана, сорбированного в угольных пластах [6, 9, 13, 18]. Метан является, с одной стороны, источником возникновения аварийных ситуаций, взрывов в угольных шахтах, приводящих к значительным экономическим убыткам, травматизму и гибели шахтеров, а с другой – ценным полезным ископаемым (углеводородным сырьем). Комплексное решение проблемы извлечения метана из угольных пластов в различных целях осуществляется двумя способами. Первый – каптирование и утилизация

шахтового метана из угленосной толщи и угольных пластов, второй – газодобыча угольного метана (УМ) как полезного ископаемого независимо от добычи угля. Оба способа утилизации решают проблему газобезопасности и уменьшения метановыбросов в атмосферу, что является не менее важной задачей, чем экономическая и коммерческая выгода метаноугольного промысла. Интенсифицированное извлечение и использование угольного метана в промышленных целях в настоящее время эффективно осуществляется в странах Азиатско-Тихоокеанского региона. В США в настоящее время извлекают около 45 млрд м³ угольного метана ежегодно [10, 20–22]. Анализ состояния рентабельного извлечения и использования угольного метана в США свидетельствует об актуальности углеметанового промысла и в России, обладающей колоссальными, перспективными для извлечения и использования ресурсами, составляющими десятки триллионов м³, в том числе и на юге Дальнего Востока – метаноресурсной базой в сотни миллиардов м³.

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Объектами работ являлись углеметановые бассейны и месторождения юга Дальнего Востока: в Приморье – Партизанский и Угловский бассейны, Подгородненское и Суражевское месторождения (рис. 1); в Хабаровском крае – Ургальское месторождение Буреинского бассейна; на Сахалине – месторождения Сахалинского бассейна. Природная метаноносность их угольных пластов достигает 12–30 м³/т (14–32 м³/т.с.б.м – тонна сухой беззольной

массы), а ресурсы угольного метана характеризуются положительными геолого-технологическими показателями для его извлечения и промышленного использования [1, 3].

МЕТАНОНОСНОСТЬ УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ

Природная метаноносность угольных пластов Угловского, Партизанского и Сахалинского бассейнов, Подгородненского и Ургальского месторождений характеризуется комплексом качественных и ко-

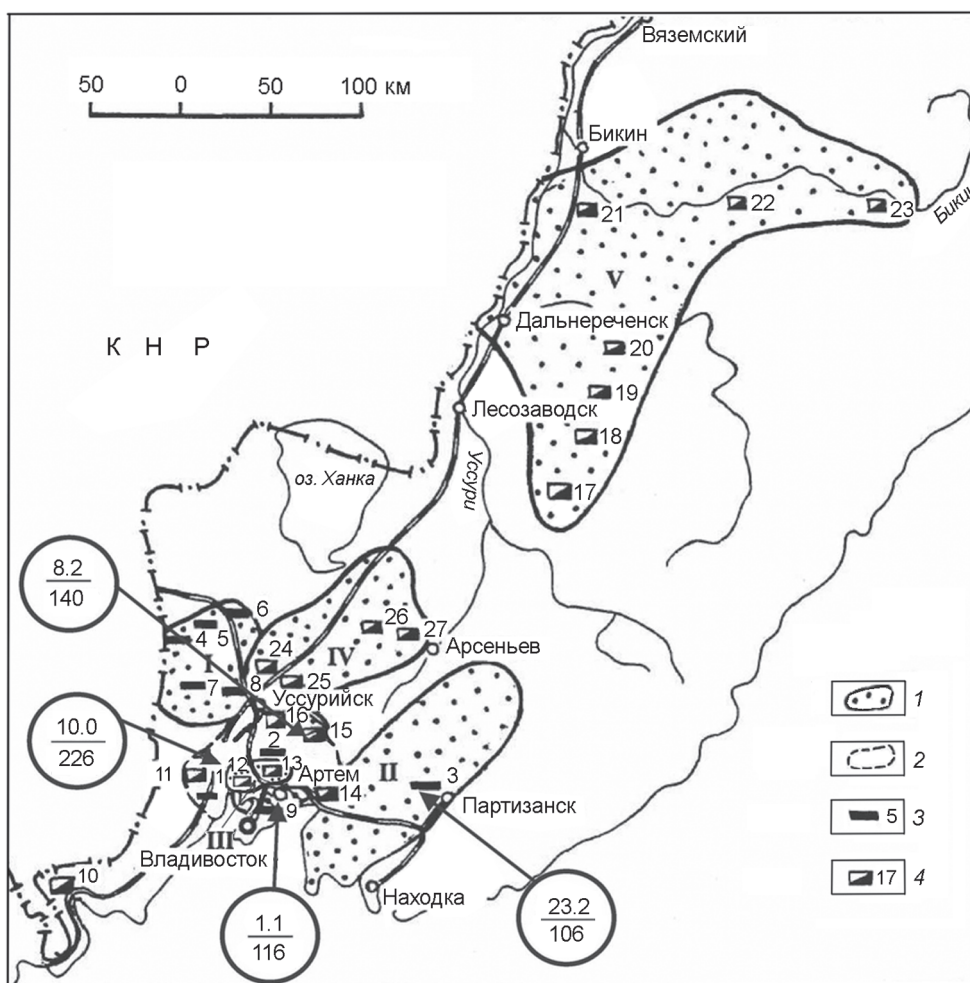


Рис. 1. Схема расположения основных угольных бассейнов, месторождений и угленосных районов Приморья и их метаноресурсные показатели.

1 – угольные бассейны: I – Раздольненский, II – Партизанский, III – Угловский, IV – Ханкайский, V – Бикино-Уссурийский; 2 – Южно-Приморский угленосный район; 3, 4 – основные месторождения (справа – порядковый номер по списку): 3 – каменноугольные, 4 – бурогоугольные.

Месторождения, указанные на схеме: 1 – Монгугайское, 2 – Адамсовское (Синегорское), 3 – основная промышленная площадь Партизанского бассейна, 4 – Константиновское, 5 – Ильичевское, 6 – Липовецкое, 7 – Алексее-Никольское, 8 – Уссурийское, 9 – Подгородненское, 10 – Хасанское (Хасанский район), 11 – Нежинское, 12 – Тавричанское, 13 – Артемовское, 14 – Шкотовское, 15 – Бонивуровское, 16 – Глуховское, 17 – Крыловское, 18 – Малиновское, 19 – Ореховское, 20 – Белогорское, 21 – Бикинское, 22 – Среднебикинское, 23 – Верхнебикинское, 24 – Павловское, 25 – Раковское, 26 – Реттиховское, 27 – Чернышевское. В кружках – метаноресурсные показатели: в числителе – перспективные ресурсы угольного метана (млрд м³), в знаменателе – плотность ресурсов (млн м³/км²).

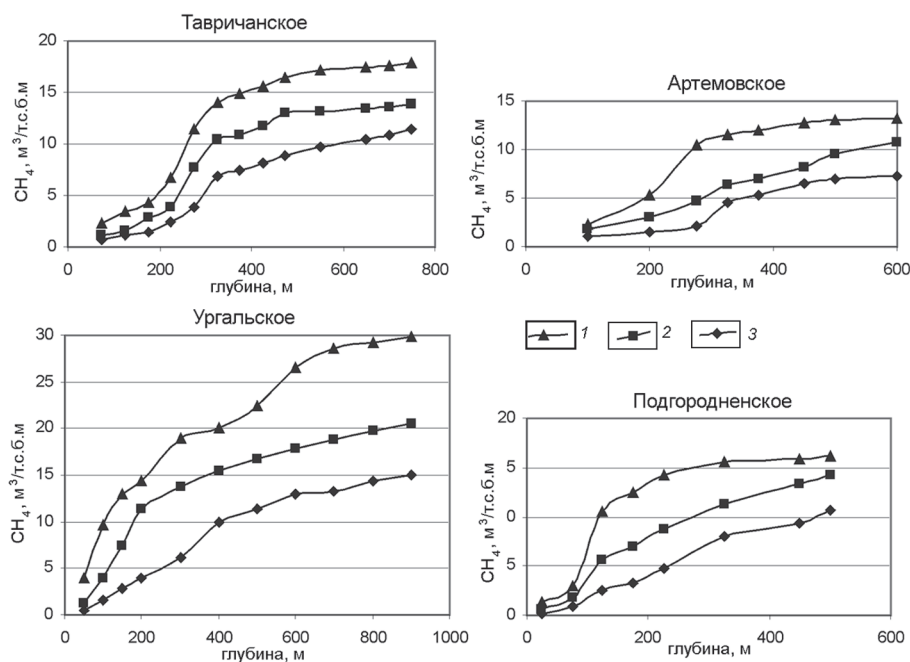


Рис. 2. Изменение метаносности угольных пластов Артемовского, Тавричанского, Подгородненского и Ургальского месторождений в зависимости от глубины их залегания.

1 – максимальные, 2 – средние, 3 – минимальные значения.

личественных показателей. К первым, в первую очередь, относятся: концентрация метана в составе природного газа, газо-геогенетические особенности, газовая зональность, ко вторым – метаносность угольных пластов и вмещающих пород. Большинство углеметановых бассейнов юга Дальнего Востока расположены в районах, оцениваемых как “перспективные прогнозные нефтегазоносные” (Угловский и др.) или на площадях с доказанной геологоразведочными работами нефтегазоносностью (Сахалинский и Буреинский бассейны). Образование и формирование угольных и нефтегазоносных бассейнов юга Дальнего Востока в целом происходило в общих областях [19]. Совместное залегание пластов угля, залежей природного газа, нефти и цикличность отложений нефтегазоносных и угленосных бассейнов в единой геологической структуре позволяет оценивать большинство осадочных бассейнов Дальневосточного региона как угле-нефтегазоносные [5, 14, 15].

В Угловском бассейне содержание метана в газах подстилающих угленосную толщу отложения варьирует в пределах от 89 до 98 %.

В Буреинском бассейне подстилающие угленосную толщу отложения, по данным геологоразведочных работ, газосодержательны. Газ подстилающих отложений преимущественно метановый (75–85 %) с примесью этана (13 %), пропана (до 5 %), бутана (до 3.5 %), изобутана (1 %).

В Сахалинском бассейне установлена аналогичная закономерность. В Партизанском бассейне формирование метаносности угольных пластов гене-

тически связано с генерацией метана в процессе термального и контактового метаморфизма углей в угленосной толще и глубинными магматическими процессами [1, 3–5, 15].

Косвенным подтверждением подтока метана с глубоких горизонтов служит наличие в угленосных толщах юга Дальнего Востока метана с различным изотопным составом углерода. Изотопный состав углерода метана δC^{13} , содержащегося в угольных пластах и вмещающих породах Угловского бассейна, изменяется от -36.4 до -60.2 ‰; Партизанского – от -38.1 до -49.2 ‰; Буреинского – от -40.6 до -63.8 ‰ и Сахалинского – от -23.7 до -57.0 ‰.

Изотопный состав углерода метана δC^{13} подстилающих угленосную толщу нижнемеловых и верхнетриасовых отложений в Угловском бассейне изменяется от -32.2 до -40.3 ‰; юрских – в Буреинском – от -29.0 до -40.9 ‰; верхнемеловых и палеогеновых – в Сахалинском – от -23.2 до -36.0 ‰ [4, 5]. Следует отметить, что изотопный состав углерода метана подстилающих отложений Угловского бассейна и Подгородненского месторождения (-32.2 и -36.2 ‰ – средние значения) близок к среднему изотопному составу метана попутного газа нефтяных, газовых и газоконденсатных месторождений Сахалинского (-34.4 ‰), Буреинского (-28.6 ‰) и Южно-Якутского (-31.3 ‰) нефтегазовых бассейнов (НГБ) [4, 5, 14, 15].

Таким образом, в угленосных толщах углеметановых бассейнов юга Дальнего Востока присутствует газ (метан) как минимум двух генетических

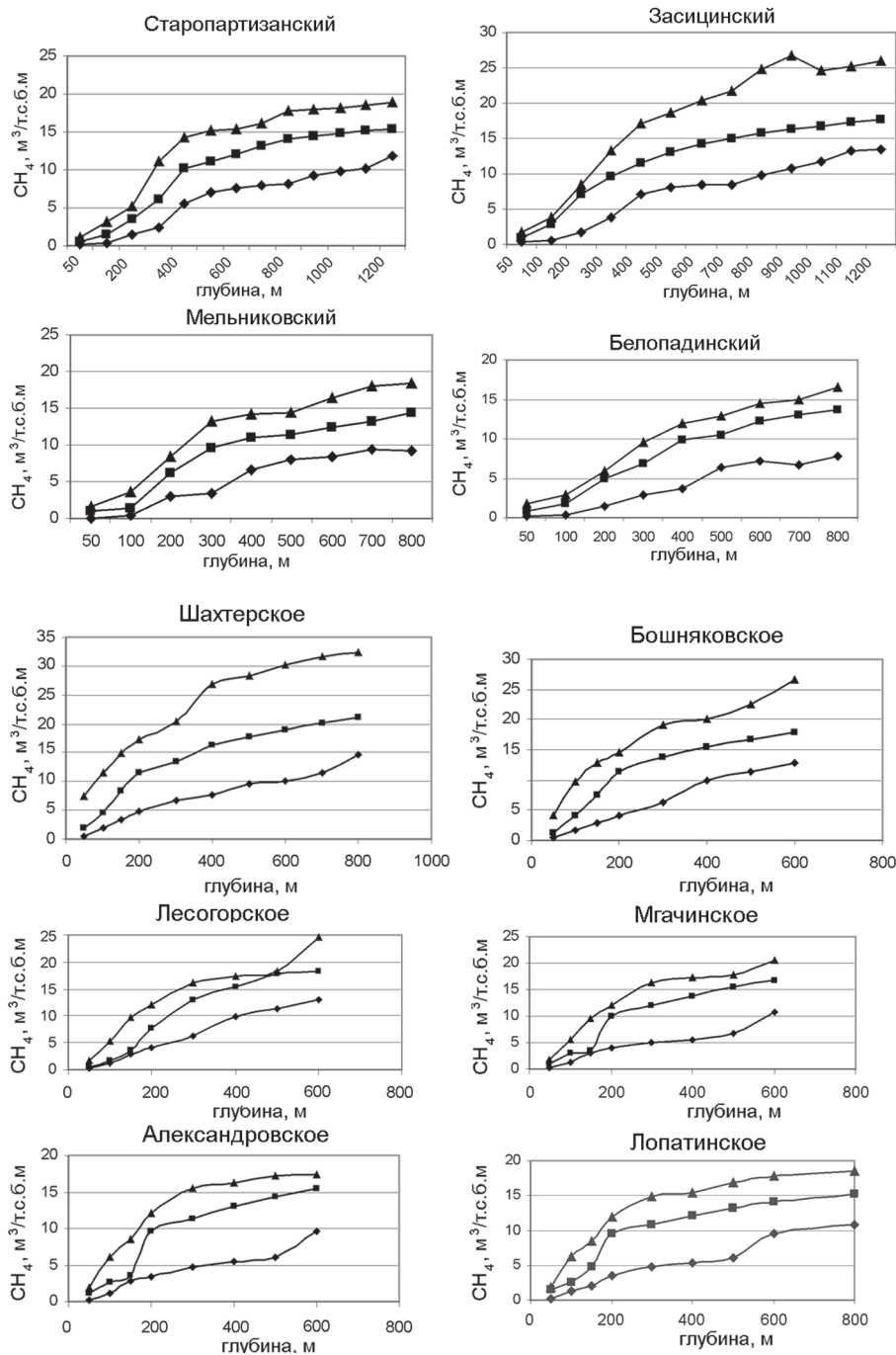


Рис. 3. Изменение метаносности угольных пластов Старопартизанского, Засицинского, Мельниковского и Белопадинского угленосных районов Партизанского бассейна в зависимости от глубины их залегания.

Условные обозначения см. на рис. 2.

Рис. 4. Изменение метаносности угольных пластов Шахтерского, Лесогорского, Бошняковское, Мгачинского, Александровского и Лопатинского месторождений Сахалинского бассейна в зависимости от глубины их залегания.

Условные обозначения см. на рис. 2.

типов – сингенетичный углеметаморфогенный и миграционный, связанный с метанонасыщенными подстилающими отложениями, а в ряде случаев – с нефтегазонасыщенными [4, 5, 14, 15]. Об этом свидетельствует перекрытие интервальных значений δC^{13} : верхнего предела значений δC^{13} метана подстилающих отложений и нижнего – угленосных. Кроме того, нижний предел значений δC^{13} метана подстилающих отложений явно отличается от углеметаморфогенного аналога.

Изотопные анализы выполнены в масс-спектрометрических лабораториях МГРИ (О.И. Кропотовой, А.П. Бакалдиной), ДВГИ ДВО РАН (А.В. Игнатьевым) и Университете Хоккайдо (Urumu Tsunogai).

Влияние подстилающих отложений на характер распределения метана в угленосных толщах углеметановых бассейнов региона подтверждается также газовым режимом действующих и ликвидированных шахт. При максимальных значениях природной метаносности угольных пластов в Угловском бассейне,

не превышающей 14–18 м³/т.с.б.м, относительная метанообильность горных выработок достигала 130 и более м³/т.с.д. (тонна суточной добычи). С учетом влияния газовыделений из пластов-спутников и вмещающих пород она по предельным значениям не может превышать 60–65 м³/т.с.д; то есть 35–40 % газового баланса шахт связаны с источниками метана, которые находятся в подстилающих отложениях [4, 5].

Содержание метана в угольных пластах закономерно возрастает с увеличением глубины их залегания и достигает 80 % в зоне метановых газов в среднем на глубинах 120–250 м. Горизонты полной деметанизации на углеметановых месторождениях юга Дальнего Востока практически отсутствуют. Концентрации метана до 0.1–33.2 % фиксировались уже в интервале глубин 0.5–25 м [4, 5, 14, 15].

Метаноносность пластов бурых углей углеметановых бассейнов и месторождений юга Дальнего Востока закономерно возрастает с увеличением глубины их залегания и достигает 14–18 м³/т.с.б.м. Метаноносность пластов каменных углей также возрастает с глубиной их залегания, достигая 20–32 м³/т.с.б.м. (рис. 2–4).

Метаноносность вмещающих пород, обусловленная их поровым пространством, незначительна и не превышает: для песчаников – 1.2 м³/т; алевролитов – 3.2 м³/т; аргиллитов – 3.6 м³/т [5].

Месторождения региона подразделяются на две основные группы по характеру метаноносности угольных пластов. К первой относятся месторождения с закономерным увеличением метаноносности регионально- и регионально-термально-метаморфизованных угольных пластов с глубиной их залегания. Эта закономерность характерна для половины месторождений исследованного региона (рис. 2, 4 – Лопатинское и другие месторождения Сахалинского бассейна). Максимальный градиент нарастания метаноносности угольных пластов этой группы месторождений происходит в интервале глубин 100–300 м, в дальнейшем с увеличением глубины их залегания происходит стабилизация ее значений.

Ко второй группе относятся месторождения Шахтерское, Лесогорское, Бошняковское на Сахалине и Партизанского бассейна в Приморье (рис. 3, 4), где на указанную выше закономерность влияет большое количество геологических факторов.

На месторождениях этой группы отмечается значительная изменчивость значений метаноносности угольных пластов на одних и тех же глубинах и горизонтах. Графики изменения метаноносности с

глубиной залегания носят весьма изменчивый характер (в ряде случаев – “пиловидный”).

Если обратить внимание на графики изменения метаноносности угольных пластов с глубиной их залегания, то можно отметить, что градиенты нарастания метаноносности по группам месторождений тоже имеют разный вид (м³/т.с.б.м на 100 м глубины).

Исходя из этих особенностей данных групп месторождений, формируется методологический подход к изучению природной метаноносности, геолого-промышленной оценке угольного метана и технологии его извлечения.

ОСНОВЫ ГЕОЛОГО-ТЕХНОЛОГИЧЕСКОЙ КОНЦЕПЦИИ ОЦЕНКИ РЕСУРСОВ УГОЛЬНОГО МЕТАНА И ПЕРСПЕКТИВ ИХ ИЗВЛЕЧЕНИЯ

Этапы исследовательских работ и опытно-промышленных испытаний, открывающих путь к успеху (либо определяющих бесперспективность дальнейших работ), формируют стратегию развития углеметанового промысла в угольных бассейнах, тактику освоения углеметановых месторождений. В табл. 1 систематизированы главные геолого-технологические критерии оценки перспективности добычи угольного метана, применяемые в России [5, 8]. В качестве главных количественных критериев геолого-промышленной оценки перспективности объектов принимаются значения метаноносности угольных пластов, масштабы и плотность ресурсов метана в них, угленосность продуктивных горизонтов, мощность и глубина залегания угольных пластов, зольность и степень метаморфизма углей, показатели газопроницаемости и газоотдачи.

В соответствии с действующими классификациями [8, 11, 16], угольные бассейны, районы и месторождения юга Дальнего Востока отнесены по геолого-технологическим критериям и перспективам освоения к II, III и IV группам углеметановых бассейнов. В работе рассматриваются углеметановые объекты II группы – бассейны и месторождения, перспективные для попутной и самостоятельной добычи метана для местного газоснабжения (табл. 2), на которых выделяются 4 категории ресурсов метана угольных пластов различной степени перспективности извлечения и промышленной значимости: I – высоко перспективные ресурсы, представляющие промышленный интерес в настоящее время; II – перспективные ресурсы, имеющие практическую промышленную значимость для организации углеметанового промысла в ближайшей перспективе; III – перспективные ресурсы для промышленного освоения в обозримом будущем и

Таблица 1. Геолого-технологические критерии оценки перспективности углеметановых бассейнов и месторождений для промышленной газодобычи [8, 11, 12, 16].

Критерии оценки перспективности	Характеристика критериев перспективности
1. Метаноносность угольных пластов	Более 8–10 м ³ /т (10 м ³ /т.с.б.м.), при обязательном росте с глубиной
2. Глубины оценки	От 200 до 1800 м, при наиболее благоприятных – 300–1200 м
3. Масштабность ресурсов метана	Ресурсы метана 10–30 млрд м ³ в бассейне; 1–10 млрд м ³ на месторождениях. Масштабы ресурсов метана в пластах, обеспечивающие продуктивную газодобычу в течение 25–30 лет
4. Концентрация (плотность ресурсов) метана угольных пластов	Более 50–100 млн м ³ /км ² для бассейнов; 100–150 млн м ³ /км ² для месторождений; 150–250 млн м ³ /км ² – для участков газодобычи. Площади с плотностью более 250 млн м ³ /км ² – участки первой очереди освоения
5. Угленасыщенность продуктивных горизонтов и интервалов	Более 5–10 % в продуктивных горизонтах (150–200 м) разреза или не менее 8–10 м суммарной мощности угольных пластов
6. Мощности угольных пластов	Более 1 м для рабочих пластов и 0.1 м – для нерабочих
7. Зольность углей	Менее 35 %
8. Петрографический состав углей	Витринитовый с показателями отражательной способности от 0.6 до 1.4 %
9. Хрупкость, эндогенная и экзогенная трещиноватость углей	Угли с максимальными показателями хрупкости и расстояниями между трещинами 0.1–0.3 см; параметрами удельной эндогенной и экзогенной (общей) трещиноватости более 0.3 мм ⁻¹
10. Тектоника месторождений, участков	Предпочтительнее простые пологие складки с углами падения крыльев до 30–40°
11. Геодинамическое состояние угленосной толщи	Массивы в состоянии растяжений или слабого сжатия
12. Газопроницаемость угольного массива	Угольные массивы и пласты с газопроницаемостью более 5 мД
13. Расстояние от участка газодобычи до потребителя	Не более 20–25 км
14. Наличие зон повышенной проницаемости, повышающих перспективность газодобычи.	При газопроницаемости угольных массивов возможно эффективное применение пневмо-гидродинамического метода интенсификации газоотдачи угольных пластов
15. Технологии интенсификации газоотдачи	После применения методов интенсификации газоотдачи угольных пластов дебиты скважин в начальный период должны быть не менее 5 тыс. м ³ /сут.
16. Экологическая необходимость снижения уровня газовыбросов в атмосферу	Предопределяется современным уровнем газовыбросов метана в атмосферу и степенью газоопасности заселённых территорий на полях ликвидированных шахт
17. Экономическая целесообразность газодобычи на оцениваемых объектах и транспортировки его потребителям	Устанавливается после опытно-методических испытаний на основе расчёта экономической целесообразности и рентабельности углеметанового промысла на оцениваемых площадях

Таблица 2. Классификация углеметановых бассейнов и месторождений юга Дальнего Востока по перспективности промышленного освоения ресурсов метана [8, 11, 12].

Группы перспективности промышленного освоения	Технолого-промышленные показатели перспективности	Угленосные районы, месторождения
I группа	Бассейны и месторождения, наиболее перспективные для широкомасштабной промышленной добычи метана из угольных пластов в настоящее время	Отсутствуют
II группа	Бассейны, месторождения, угленосные районы, перспективные для попутной и самостоятельной добычи метана для местного газоснабжения	Угловский бассейн (Тавричанское и Артемовское месторождения), Подгородненское месторождение, Партизанский бассейн (Старопартизанский, Засицинский, Белопадинский, Молчановский, Западно-Партизанский угольные районы), Ургальское месторождение, Сахалинский бассейн (Мгачинское, Александровское, Шахтерское, Лесогорское, Усть-Лесогорское месторождения)
III группа	Месторождения, мало перспективные для добычи метана в настоящее время	Огоджинское, Тихменевское, Макаровское, Вахрушевское месторождения
IV группа	Месторождения, перспективы добычи в которых могут быть определены после дополнительных исследований	Суражевское, Монгугайское, Синегорское, Санпаузское, Солнцевское, Широкопадинское, Криштофовичское месторождения

IV категории – перспективные ресурсы с отдаленной перспективой газодобычи [2, 12].

В соответствии с действующими нормативными документами [2, 12], подсчет ресурсов метана осуществлялся с учетом главной особенности газового опробования угольных пластов: “Определение природной метаноносности угольных пластов связано и определяется преимущественно понижающими систематическими ошибками, то есть с помощью керногазонаборников (в силу их конструктивных особенностей и технологии отбора) нельзя получить такие значения природной метаноносности, которые, за счет систематических ошибок, превышали бы ее действительную величину”. Из этой особенности опробования следует [2, 7, 16], что получаемые по пробам максимальные значения природной метаноносности наиболее приближены к действительным ее значениям, имеющим место в природе. Данное положение обусловлено, в основном, потерями газа при опробовании. В соответствии с этим, при оценке (подсчете) перспективных для извлечения ресурсов метана принимались мак-

симальные значения природной метаноносности угольных пластов (рис. 2–4).

Для нерабочих угольных пластов учитывался один уровень их геолого-газовой изученности (относительно более низкий, чем у рабочих пластов): параметры метаноносности приняты по прогнозным оценкам (по аналогии с рабочими пластами). Ресурсы метана, заключенного во вмещающих породах, и свободных скоплений газа в настоящей работе не учитывались.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВНОСТИ РЕСУРСОВ МЕТАНА УГОЛЬНЫХ ПЛАСТОВ ДЛЯ ИЗВЛЕЧЕНИЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

В качестве основных количественных критериев предварительной оценки перспективности углеметановых бассейнов и месторождений для извлечения и использования метана в настоящей работе (табл. 1) принимались значения метаноносности угольных пластов (рис. 2, 3, 4), структура распределения ресурсов метана по глубинам, площадям и степень их геолого-газовой изученности,

Таблица 3. Ресурсы метана угольных пластов, перспективных для извлечения и использования в Южно-Приморском угленосном районе и Партизанском бассейне [4, 5].

Угольные районы, площади, бассейны и месторождения	Ресурсы CH ₄ в рабочих угольных пластах	Ресурсы CH ₄ в нерабочих угольных пластах	Ресурсы метана по категориям геологической изученности, млн м ³			Промышленные ресурсы метана по категориям перспективности, млн м ³			Плотность ресурсов метана, млн м ³ /км ²
	млн м ³		P ₁	P ₂	P ₁ +P ₂ +P ₃	I	II	I + II + III	
Южно-Приморский угленосный район (всего)	15149	4474	10295	6716	19623	5870	3379	11620	173
Угловский бассейн (всего)	14206	4021	9562	6363	18227	5310	3259	10730	178
Артёмовское месторождение	6604	1619	4474	1712	8223	2723	363	4600	140
Тавричанское месторождение	7602	2402	5088	4651	10004	2587	2896	6130	226
Суражевское месторождение	210	100	-	-	310	-	-	210	60
Подгородненское месторождение	733	353	733	353	1086	560	120	680	116
Партизанский бассейн (всего)	15498	7681	10313	6571	23179	6437	4532	16462	106
Старопартизанская площадь (всего)	7909	4014	5375	5023	11923	3131	3014	8346	124
Старопартизанский район	1015	568	1015	568	1583	1187	-	1187	113
Засидинский район	2502	1540	1574	1946	4042	1944	142	3101	161
Коркинский район	4392	1906	2786	2509	6298	-	2872	4058	92
Северо-Партизанская площадь (всего)	4995	2447	4938	1548	7442	3306	1518	5446	98
Мельниковский район	1998	917	2693	222	2915	1000	1186	2186	88
Белопадинский район	2128	1041	2245	924	3169	2306	71	2377	110
Молчановский район	869	489	-	402	1358	-	261	883	48
Западно-Партизанская площадь	2594	1220	-	-	3814	-	-	2670	78

концентрация (плотность) ресурсов на объектах исследований.

Масштабность и структура ресурсов угольного метана

В Угловском бурогольном бассейне (рис. 1) максимальными ресурсами метана характеризуется Тавричанское месторождение – 10.004 млрд м³; минимальными – 8.223 млрд м³ – Артемовское месторождение. Суммарные ресурсы метана угольных пластов в бассейне составляют 18.23 млрд м³, в том числе рабочей мощности – 14.21, нерабочей – 4.02 млрд м³ (табл. 3). Ресурсы угольного метана категории P₁ оцениваются в 9.56 млрд м³, P₂ – 6.36 и P₃ – 2.31 млрд м³. Коэффициент дегазации (K_д), по данным подземных дегазационных работ, в Угловском бассейне составлял 50–60 %, в среднем 54.72 % (0.55). Промышленные (извлекаемые) ресурсы метана угольных пластов бассейна составляют 10.73 млрд м³, в том числе I категории перспективности (первой очереди освоения) – 5.31 млрд м³, II группы – 3.26 млрд м³ и III группы – 2.16 млрд м³ (табл. 3).

В угольных пластах, граничащих с бассейнами *Подгородненского и Суражевского каменноугольных месторождений*, сконцентрировано 1.09 и 0.31 млрд м³ метана, соответственно (суммарно 1.4 млрд м³), в том числе рабочей мощности – 0.943, нерабочей – 0.453 млрд м³. Ресурсы угольного метана категории P₁ Подгородненского месторождения оцениваются в 0.733 млрд м³, P₂ – 0.353, а P₃ (Суражевское месторождение) – 0.31 млрд м³. Коэффициент дегазации (K_д), по данным подземных дегазационных работ, на Подгородненском месторождении составлял 60–65 %, в среднем 61.84 % (0.62). Промышленные (извлекаемые) ресурсы метана угольных пластов месторождений составляют 0.89 млрд м³, в том числе I категории перспективности (первой очереди освоения) – 0.56 млрд м³, II группы – 0.12 млрд м³ (табл. 3).

В Партизанском бассейне (рис. 1) оценка перспективных ресурсов метана угольных пластов проведена по 7 каменноугольным районам: в Старопартизанском, Засицинском и Коркинском (Старопартизанская угленосная площадь); в Мельниковском, Белопадинском и Молчановском (Северо-Партизанская угленосная площадь) и в Западно-Партизанском районе (Западно-Партизанская угленосная площадь). Максимальными ресурсами метана в 11.92 млрд м³ характеризуется Старопартизанская угленосная площадь; минимальными – 3.81 – Западно-Партизанская. Промежуточное значение между ними занимает

Северо-Партизанская угленосная площадь – 7.44 млрд м³. Всего в бассейне подсчитано перспективных для извлечения ресурсов метана 23.18 млрд м³; в том числе категории P₁ – 10.313 млрд м³; P₂ – 6.571 и P₃ – 6.295 млрд м³ (табл. 3). По данным дегазационных работ (шахты Центральная, Глубокая и Нагорная), коэффициент дегазации K_д варьирует в пределах 0.48–0.88, составляя в среднем 0.71 (материалы ДВ филиала ВостНИИ). С учетом коэффициента K_д промышленные ресурсы в бассейне составляют 16.46 млрд м³, в том числе I категории перспективности – 6.44, II – 4.53 и III – 5.49 млрд м³ (табл. 3).

Согласно действующей классификации (табл. 2), углеметановые бассейны и месторождения Приморья по ресурсам метана относятся ко второй группе объектов – бассейны и месторождения, перспективные для самостоятельной добычи метана для местного газоснабжения. В соответствии с классификацией по мощности залежей углеводородов, применяемой в России, Тавричанское месторождение и Старопартизанская угленосная площадь (10.0 и 11.9 млрд м³) относятся к средним газовым месторождениям, Северо-Партизанская и Западно-Партизанская площади, Артемовское и Подгородненское месторождения – к мелким газовым месторождениям. В процессе геолого-промышленной оценки установлено, что в угольных пластах южного Приморья сконцентрировано 42.8 млрд м³ метана, перспективного для извлечения и промышленного использования. Масштабность и структура ресурсов метана угольных бассейнов и месторождений позволяют положительно оценить перспективность организации углеметанового промысла в Приморье с целью организации местного газоснабжения [5].

В Сахалинском бассейне (рис. 5) геолого-промышленная оценка ресурсов метана осуществлялась по угольным пластам трех угленосных районов: Александровскому, Углегорскому, Южно-Сахалинскому (табл. 4).

В Александровском угленосном районе Сахалинского бассейна по масштабности ресурсов метана в угольных пластах положительной оценкой перспективности характеризуются Мгачинское, Александровское, Камышевское, Най-Найское и Владимир-Агневское каменноугольные месторождения (ресурсы метана более 1 млрд м³), которые объединены территориально в Александровский перспективный газодобычный участок с общими ресурсами метана 15.26 млрд м³, в том числе промышленными – 11.07 млрд м³.

В Углегорском угленосном районе положительной перспективой извлечения и промышленного ис-

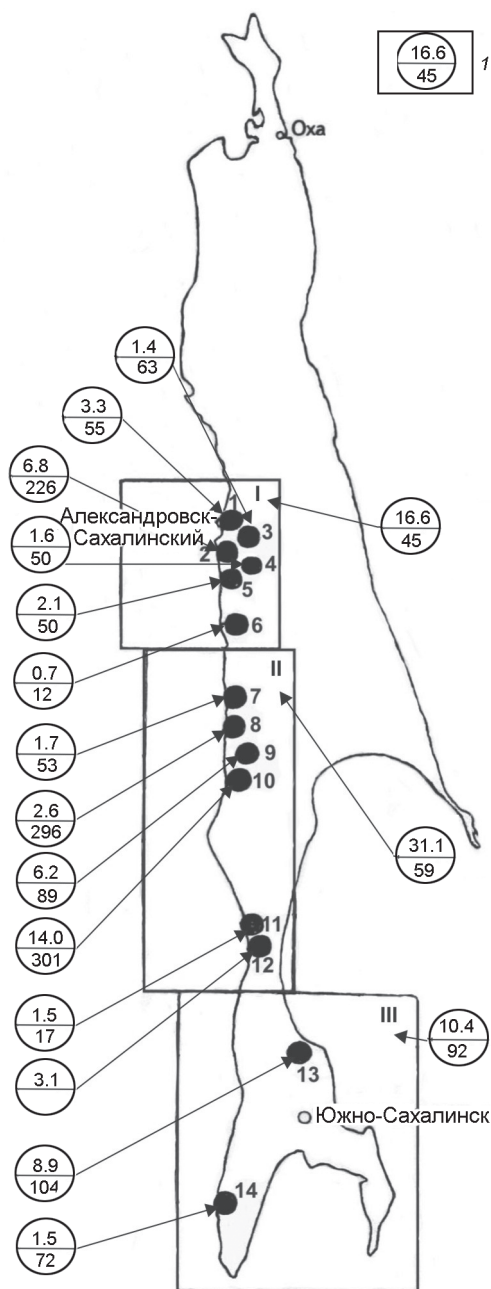


Рис. 5. Схема расположения основных углеметановых месторождений Сахалинского бассейна и их метаноресурсные показатели.

Угленосные районы: I – Александровский, II – Углегорский, III – Южно-Сахалинский.

Углеметановые месторождения: 1 – Мгачинское, 2 – Александровское, 3 – Камышевское, 4 – Владимиро-Агневское, 5 – Най-Найское, 6 – Широкопадское, 7 – Бошняковское, 8 – Усть-Лесогорское, 9 – Лесогорское, 10 – Шахтерское, 11 – Восточно-Криштофовичское, 12 – Криштофовичское, 13 – Лопатинское, 14 – Горнозаводское.

I – в числителе – перспективные ресурсы угольного метана (млрд м³), в знаменателе – плотность ресурсов (млн м³/км²).

пользования характеризуются ресурсы метана угольных пластов Бошняковского, Шахтерского, Лесогорского, Усть-Лесогорского и Восточно-Лесогорского каменноугольных месторождений, которые объединены территориально в Шахтерский перспективный газодобычный участок с общими ресурсами метана 25.04 млрд м³, в том числе промышленными – 17.74 млрд м³. Шахтерское месторождение по объемам ресурсов метана (14 млрд м³) относится к среднему газовому месторождению.

В Южно-Сахалинском угленосном районе положительной перспективой извлечения и промышленного использования ресурсов угольного метана характеризуются Лопатинское и Горнозаводское месторождения с ресурсами метана 8.87 млрд м³ и 1.52 млрд м³, в том числе промышленными – 4.52 и 0.84 млрд м³, соответственно.

Всего по бассейну перспективные для извлечения и промышленного использования ресурсы метана в угольных пластах составляют – 58.1 млрд м³, в том числе в пластах рабочей мощности 51.8; нерабочей – 6.3 млрд м³. Ресурсы угольного метана категории P₁ оцениваются в 28.60 млрд м³; P₂ – 26.24 и P₃ – 3.22 млрд м³. Промышленные ресурсы угольного метана составляют 38.1 млрд м³. Метаноресурсная база угольных месторождений бассейна и ее структура позволяет положительно оценить перспективность углеметанового промысла на Сахалине с целью организации местного газоснабжения.

В Бурейнском угольном бассейне геолого-промышленная оценка ресурсов угольного метана проведена на Ургальском месторождении (рис. 6, табл. 5), так как только оно в бассейне удовлетворяет геолого-технологическим критериям перспективности извлечения метана [2,12] в настоящее время. В пределах исследованной площади ресурсы метана угольных пластов, перспективные для извлечения и промышленного использования, составляют 143.01 млрд м³. В угольных пластах рабочей мощности сконцентрировано 104.2 млрд м³ метана; нерабочей – 38.8 млрд м³.

В соответствии с классификацией мощности залежей углеводородов, применяемой в России [11], Ургальское месторождение относится к крупному газовому месторождению. Промышленные ресурсы метана оценены в целом по месторождению, исходя из значения K_д, рекомендуемого ВостНИИ [17] для регионально-метаморфизованных углей марочного состава Г, равного 0.65, в масштабах 92.96 млрд м³.

На месторождении установлена закономерность увеличения ресурсной базы метана угольных пластов, перспективных для извлечения и использования,

Таблица 4. Ресурсы метана угольных пластов Сахалинского бассейна, перспективные для извлечения и использования.

Районы и месторождения	Ресурсы CH ₄ в рабочих угольных пластах	Ресурсы CH ₄ в нерабочих угольных пластах	Ресурсы метана по категориям геологической изученности, млрд м ³			Промышленные ресурсы метана по категориям перспективности, млрд м ³			Плотность ресурсов метана, млн м ³ /км ²
	млрд м ³		P ₁	P ₂	P ₁ +P ₂ +P ₃	I	II	I + II+III	
Александровский	14.60	2.00	0.54	14.12	16.60	6.47	4.60	12.04	45
Мгачинское	2.97	0.36	0.54	2.49	3.33	2.27	0.22	2.49	55
Александровское	5.83	0.94	-	5.83	6.77	4.20	0.77	4.97	226
Камышевское	1.25	0.18	-	1.25	1.43	-	1.00	1.00	63
Владими́ро-Агне́вское	1.51	0.09	-	1.51	1.60	-	1.12	1.12	50
Най-Найское	1.87	0.26	-	1.87	2.13	-	1.49	1.49	50
Дуйское	0.04	0.01	-	0.04	0.05	-	-	0.03	17
Широпадское	0.63	0.10	-	0.63	0.73	-	-	0.50	12
Медвежское	0.18	0.03	-	0.18	0.21	-	-	0.14	16
Поселенко-Докторское	0.42	0.04	-	0.42	0.46	-	-	0.30	21
Углегорский	28.34	2.73	19.20	10.59	31.07	15.22	2.94	21.69	59
Шахтёрское	13.42	0.54	13.42	0.54	13.96	10.04	-	10.04	301
Лесогорское	5.46	0.77	5.46	0.77	6.23	4.34	-	4.34	89
Усть-Лесогорское	2.24	0.34	-	2.24	2.58	-	1.81	1.81	296
Восточно-Лесогорское	0.99	0.11	-	0.99	1.10	-	0.79	0.79	51
Бошняковское	1.07	0.10	0.32	0.89	1.17	0.84	-	0.84	76
Восточно-Криштофовичское	2.71	0.39	-	2.71	3.10	-	-	2.02	17
Криштофовичское	1.25	0.29	-	1.25	1.54	-	-	1.00	17
Северо-Бошняковское	0.21	0.01	-	0.21	0.22	-	0.15	0.15	21
Усть-Бошняковское	0.25	0.03	-	0.25	0.28	-	0.19	0.19	48
Пилевское	0.19	0.04	-	0.19	0.23	-	-	0.15	20
Возвращение	0.13	0.02	-	0.13	0.15	-	-	0.10	8
Северо-Воздвиженское	0.34	0.09	-	0.34	0.43	-	-	0.28	24
Воздвиженское	0.08	0.01	-	0.08	0.09	-	-	0.06	3
Южно-Сахалинский	8.86	1.53	8.86	1.53	10.39	5.26	0.10	5.36	92
Лопатинское	7.54	1.33	7.54	1.33	8.87	4.52	-	4.52	104
Горнозаводское	1.32	0.20	1.32	0.20	1.52	0.74	0.10	0.84	72
Сахалинский бассейн	51.80	6.26	28.60	26.24	58.06	26.95	7.63	38.05	58

Таблица 5. Ресурсы метана угольных пластов, перспективных для извлечения, Ургальского каменноугольного месторождения [3].

Поля шахт, разведочные участки, участки перспективной газодобычи	Ресурсы CH ₄ в рабочих угольных пластах	Ресурсы CH ₄ в нерабочих угольных пластах	Ресурсы метана по категориям геологической изученности, млрд м ³				Плотность ресурсов метана, млн м ³ /км ²
	млрд м ³		P ₁	P ₂	P ₃	P ₁ +P ₂ +P ₃	
Шт. Ургал 4	0.71	0.19	-	0.71	0.19	0.90	429
Северный Ургал	5.92	2.19	5.92	2.19	-	8.11	338
Ключ Иванов	1.31	0.47	-	1.31	0.47	1.78	445
Правобережный	0.98	0.38	0.98	0.38	-	1.36	456
Северная часть м-ния	6.87	2.54	-	6.87	2.54	9.41	402
Целики	1.13	0.36	-	1.13	0.36	1.49	452
Северо-Западный Ургал	9.01	3.54	9.01	3.54	-	12.55	846
Северный ГДУ	25.93	9.67	15.91	16.13	3.56	35.60	477
П.ш. «Ургальская»	11.65	4.78	11.65	4.78	-	16.43	817
Водораздельный	21.36	8.12	-	21.36	8.12	29.48	960
Чемчуко-Западные	0.95	0.33	-	0.95	0.33	1.28	642
Центральный ГДУ	33.96	13.23	11.65	27.09	8.45	47.19	894
Чемчуко-Солони	6.19	2.23	6.19	2.23	-	8.42	765
Солони-Южные 1,2,3	4.41	1.54	-	4.41	1.54	5.95	654
Солони-Южные 4,5	1.37	0.41	-	1.37	0.41	1.78	593
Солони-Южные 6,7,8	3.25	1.04	-	3.25	1.04	4.29	613
Солони-Южные (Ургал)	19.70	7.49	-	19.70	7.49	27.19	860
Солони-Дубликан	9.40	3.19	-	9.40	3.19	12.59	688
Южный ГДУ	44.32	15.90	6.19	40.36	13.67	60.22	753
Ургальское	104.21	38.80	33.75	83.58	25.68	143.01*	690

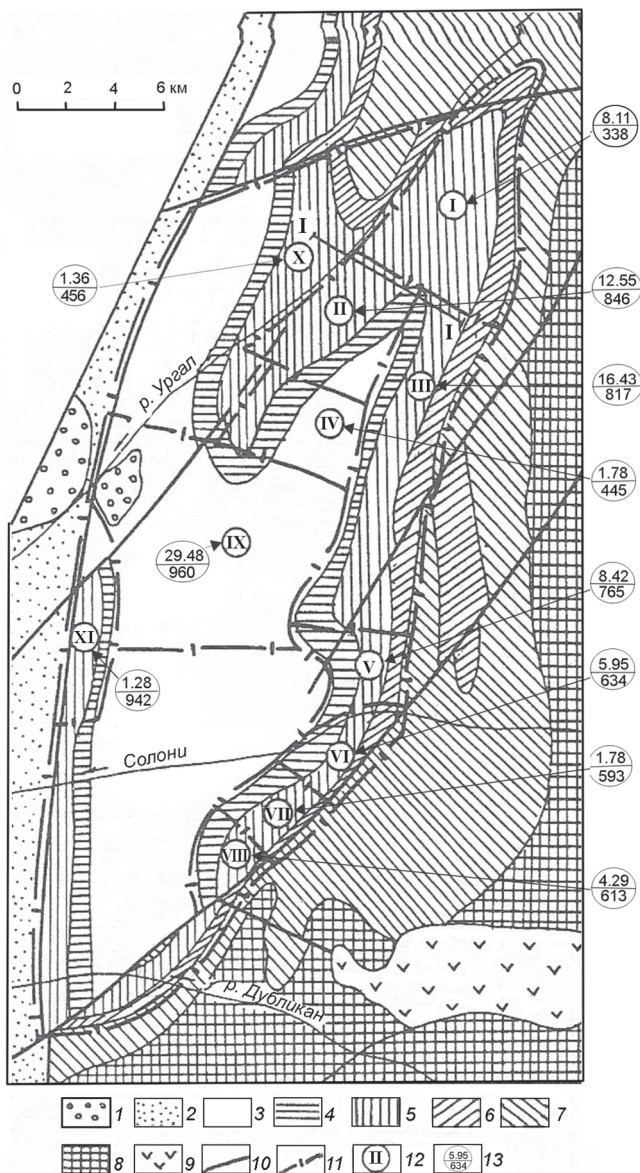


Рис. 6. Геолого-тектоническая схема расположения основных участков Ургальского месторождения Буреинского угольного бассейна и их метаноресурсные показатели [14].

1 – отложения песчаниковой толщи (K_2-P_{1p}); 2–8 – отложения свит: 2 – кындальской и йорекской ($K_{1-2}^{kn}+K_{1gr}$), 3 – чечукинской ($K_1\check{c}m$), 4 – чагдамынской ($K_1\check{c}g$), 5 – ургальской (дубликанской и солонийской) (J_3-K_{1ug}), 6 – талынджанской (J_2-tl), 7 – чаганыйской ($J_2\check{c}g$), 8 – эльгинской (J_2el); 9 – меловая интрузия иороханского комплекса; 10 – основные разломы; 11 – границы Ургальского месторождения и его участков; 12 – участки: I – Северный Ургал, II – Северо-Западный Ургал, III – поле шахты “Ургальская”, IV – Ключ Иванов, V – Чемчуко-Солони, VI – Солони-Южные-1, 2, 3, VII – Солони-Южные-4, 5, VIII – Солони-Южные-6, 7, 8, IX – Водораздельный, X – Правобережный, XI – Чемчуко-Западный; 13 – в числителе – перспективные ресурсы угольного метана (млрд m^3), в знаменателе – плотность ресурсов (млн m^3/km^2).

в южном направлении. В северной части месторождения в угольных пластах сконцентрировано 35.6 млрд m^3 метана; в центральной – 47.2 и в южной части – 60.2 млрд m^3 . Масштабность ресурсов позволяет положительно оценить перспективность газодобычи метана на Ургальском месторождении и отнести его по этому геолого-технологическому показателю (критерию) к наиболее перспективному на юге Дальнего Востока.

Таким образом, установлено, что в угольных пластах угольных бассейнов и месторождений юга Приморья (рис. 1) сконцентрировано 42.8 млрд m^3 метана, перспективного для извлечения и использования; Сахалина (рис. 5) – 58.1 млрд m^3 ; Хабаровского края (рис. 6) – 143.0 млрд m^3 ; всего на юге Дальнего Востока – 243.9 млрд m^3 угольного метана.

Концентрация (плотность) ресурсов

Распределение концентраций (плотности) ресурсов метана угольных пластов бассейнов и месторождений юга Дальнего Востока приведено в таблицах 3, 4, 5 и проиллюстрировано на рисунках 1, 5, 6. Плотность ресурсов метана – основной геолого-промышленный показатель перспективности их извлечения. Плотность ресурсов с показателями 0–20 млн m^3/km^2 соответствует газовым объектам низкой концентрации, 20–50 – средней, 50–100 – повышенной, 150–250 – высокой и более 250 млн m^3/km^2 – аномальной. К последним относятся Ургальское (692), Шахтерское (301) и Усть-Лесогорское (296 млн m^3/km^2) месторождения. К высоко перспективным объектам первой очереди освоения (100–250), представляющим промышленный интерес в настоящее время, относятся в Приморье Подгородненское, Артемовское и Тавричанское (116,140 и 226 млн m^3/km^2) месторождения и Старопартизанская угленосная площадь (124 млн m^3/km^2); на Сахалине – Лопатинское и Александровское месторождения (104–226 млн m^3/km^2). К объектам со средней концентрацией ресурсов метана относятся в Приморье Суражевское месторождение, Западно-Партизанская и Северо-Партизанская угленосные площади – 60, 78 и 98 млн m^3/km^2 ; на Сахалине – Владимиро-Агневское, Най-Найское, Мгачинское и Камышевское (50–63 млн m^3/km^2); Восточно-Лесогорское, Усть-Бошняковское, Бошняковское, Лесогорское (51–89 млн m^3/km^2) и Горнозаводское (72 млн m^3/km^2) месторождения.

В процессе оценки установлено, что по плотности ресурсов угольного метана наиболее перспективен для организации углеметанового промысла Буреинский бассейн (690), далее по степени перспективности – Угловский (178), Партизанский (106) и Саха-

линский (58 млн м³/км²) бассейны. Данное распределение (ранжирование) связано со значительной вариационной изменчивостью распределения метаносности угольных пластов и ресурсов метана в Партизанском и Сахалинском бассейнах, связанной с влиянием большого количества геологических газоконтролирующих факторов.

Анализ плотностных ресурсных показателей позволяет рекомендовать для первоочередной газодобычи в Приморье: Тавричанское месторождение; второй очереди – совместное освоение ресурсов Артемовского и Подгородненского месторождений и третьей очереди – Партизанский бассейн; на Сахалине: первоочередного освоения – Шахтерское, Усть-Лесогорское, Лесогорское и Восточно-Лесогорское месторождения, для второй очереди – совместное освоение ресурсов Александровского, Мгачинского и Камышевского, Владимиро-Агневского, Най-Найского месторождений и третьей очереди – Лопатинское месторождение. В Хабаровском крае к объектам первой очереди освоения относится центральная часть Ургальского месторождения (894), второй очереди – южная (753) и третьей очереди – северная (477 млн м³/км²).

Глубины распределения ресурсов метана

Угловский и Партизанский бассейны. Анализ распределения ресурсов метана по глубинам оценки показывает, что максимальными ресурсами метана верхних горизонтов перспективной газодобычи (до 600 м) характеризуется Тавричанское (6.93), Артемовское с Подгородненским (6.32) месторождения; всего – 13.24 млрд м³. С геолого-технологических позиций – это наиболее рентабельные объекты для организации углеметанового промысла в южном Приморье [4, 5]. На Старопартизанской, Северо-Партизанской и Западно-Партизанской угленосных площадях в этом интервале глубин сконцентрировано 1.00, 2.48 и 0.46 млрд м³, соответственно; в Партизанском бассейне – 3.97 млрд м³ угольного метана (рис. 7).

На средних горизонтах (600–900 м) распределение ресурсов метана по месторождениям Приморья следующее: 3.08 – Тавричанское месторождение; 3.0 – Артемовское; всего в Угловском бассейне – 6.08 млрд м³. На Старопартизанской, Северо-Партизанской и Западно-Партизанской площадях в этом интервале глубин сконцентрировано 3.77, 2.36 и 0.88 млрд м³, соответственно; всего в Партизанском бассейне – 7.01 млрд м³ угольного метана (рис. 7).

На глубоких горизонтах (900–1500 м) Старопартизанской, Северо-Партизанской и Западно-Парти-

занской угленосных площадей Партизанского бассейна (рис. 7) в угольных пластах подсчитано 7.15; 2.6; 2.44; (всего 12.19 млрд м³) ресурсов угольного метана (соответственно), перспективных для извлечения и использования; то есть основные ресурсы бассейна сконцентрированы на глубоких горизонтах и их извлечение представляет трудозатратную технологическую задачу [5].

Сахалинский бассейн. Результаты распределения ресурсов угольного метана обобщены по угленосным районам и приведены на рис. 8. В результате оценки и анализа установлено, что в верхних горизонтах углеметановых месторождений Александровского района в угольных пластах сконцентрировано 8.00 млрд м³ метана, средних – 3.92 и глубоких – 4.68 млрд м³; Углегорского – 6.03; 9.00 и 16.05 млрд м³ угольного метана, соответственно, то есть максимальная часть подсчитанных ресурсов метана этих районов – 20.73 млрд м³ – связана с угольными пластами глубоких горизонтов; минимальная – 12.92 – со средними; промежуточное значение занимают ресурсы CH₄ верхних горизонтов – 14.03 млрд м³ (рис. 8).

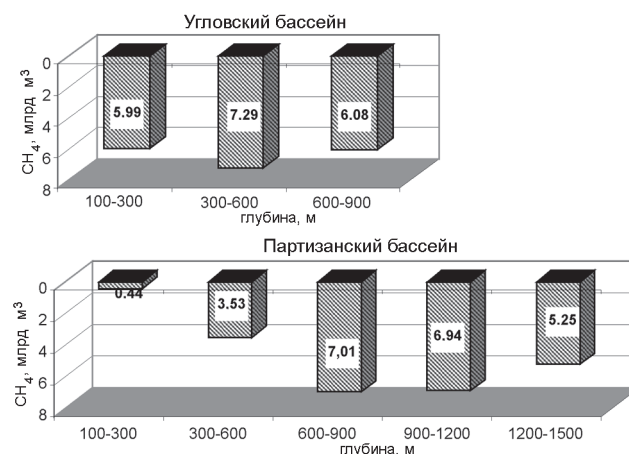


Рис. 7. Распределение ресурсов метана угольных пластов месторождений Угловского и Партизанского бассейнов Приморья по интервалам глубин.

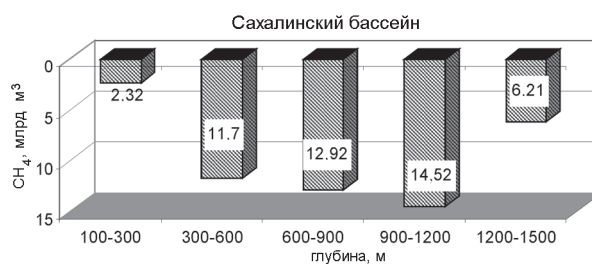


Рис. 8. Распределение ресурсов метана угольных пластов Сахалинского бассейна по интервалам глубин.

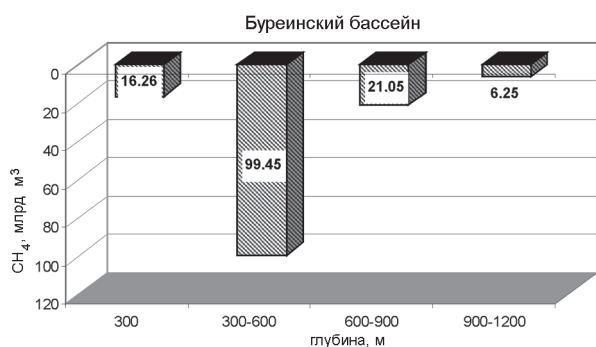


Рис. 9. Распределение ресурсов метана угольных пластов Ургальского месторождения Буреинского бассейна по интервалам глубин.

Буреинский бассейн (Ургальское месторождение). Распределение ресурсов метана угольных пластов различного геологического возраста (свит) и марочного состава углей месторождения по глубинам и горизонтам перспективной газодобычи приведено на рис. 9. Максимальные ресурсы метана угольных пластов месторождения сконцентрированы на верхних горизонтах (до 600 м) – 115.71 млрд м³; второстепенное значение занимают ресурсы метана средних горизонтов (600–900 м) – 21.05 млрд м³ [4]. Минимальные ресурсы угольного метана установлены на глубоких горизонтах в интервале глубин 900 – 1200 м – 6.25 млрд м³ (рис. 9).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованные бассейны и месторождения юга Дальнего Востока по значениям метаноносности угольных пластов, достигающей 12–30 м³/т, масштабы и плотности ресурсов метана в угольных пластах, перспективных для извлечения и использования, соответствуют геолого-технологическому понятию “углеметановых”.

Большинство углеметановых месторождений юга Дальнего Востока расположены на площадях, оцениваемых как высокоперспективные прогнозные нефтегазоносные площади, или на площадях с доказанной нефтегазоносностью. Образование и формирование угольных и нефтегазоносных бассейнов юга Дальнего Востока в целом происходило в общих областях. Территориальное и совместное залегание пластов угля, залежей природного газа, нефти и цикличность отложений нефтегазоносных и угольных бассейнов в единой геологической структуре позволяет оценивать большинство осадочных бассейнов Дальневосточного региона как “угленефтегазоносные”.

В угленосных толщах угольных бассейнов и месторождений юга Дальнего Востока изотопными исследованиями установлен метан как минимум двух типов: первый – углеметаморфогенный, второй – “миграционный”, связанный с метанонасыщенными подстилающими отложениями, а в ряде случаев – с нефтегазоносными.

Исходя из результатов проведенной оценки, можно сделать вывод: ресурсы угольного метана по основным геолого-технологическим критериям перспективны для извлечения и промышленного использования.

Организация углеметанового промысла (утилизация метана) позволяет осуществить принципиально новый подход к решению сырьевых, энергетических и экологических задач на юге Дальнего Востока путем дегазации и промышленного освоения нетрадиционного источника углеводородного сырья – угольного метана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Варнавский В.Г., Галичанин Е.Н., Беспалов В.Я. и др. Природные ресурсы нефти и газа Хабаровского края: состояние, проблемы изучения и освоения. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 50–55.
2. Временные методические требования к геолого-экономической оценке и подсчету ресурсов метана в угольных пластах. М.: ГКЗ СССР, 1987.
3. Гресов А.И. Газоносность Ургальского каменноугольного месторождения Верхнебуреинского бассейна // Материалы V Дальневост. конф. геологов-угольщиков. Артем, 1986. С. 219–222.
4. Гресов А.И., Курьянов А.В. Геолого-промышленная оценка возможности добычи метана в пределах горных отводов полей шахт Угловского бассейна и Подгородненского месторождения. Владивосток: Дальгеоинформ, 2002. 198 с.
5. Гресов А.И. Геолого-промышленная оценка ресурсов метана угольных бассейнов Приморья: Дис... канд. техн. наук. Владивосток: ДВГТУ, 2006. 120 с.
6. Забигаило В.Е., Широков А.З. Проблемы геологии газов угольных месторождений. Киев: Наук. думка, 1972. 172 с.
7. Зимаков Б.М., Натура В.Г., Хрюкин В.Т. Геологические перспективы добычи метана в Кузнецком бассейне. М.: Обзор МГП “ГЕОИНФОРМ”. 1992. Вып. 8. 48 с.
8. Зимаков Б.М., Хрюкин В.Т. и др. Угольная база России. Т. VI. М.: Геоинформмарк, 2004. С. 419–453.
9. Кравцов А. И., Обжиров А.И., Ушаков А.А. и др. Газоносность угольных бассейнов и месторождений СССР. Т. 2. // Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока. М.: Недра, 1979. 328 с.
10. Крейнин Е.В. Нетрадиционные термические технологии добычи трудноизвлекаемых топлив: уголь, углеводородное сырье. М.: Изд-во ООО “ИРЦ Газпром”, 2004. 301 с.
11. Малышев Ю.Н., Трубецкой К.Н., Айруни А.Т. Фундаментально прикладные методы решения проблемы метана

- угольных пластов. М.: Изд-во Акад. горных наук, 2000. С. 229–273; С. 473–499.
12. Методическое руководство по оценке ресурсов углеводородных газов угольных месторождений как попутного полезного ископаемого. М.: МинГео СССР, 1988.
 13. Обжиров А.И. Геологические особенности распределения природных газов на угольных месторождениях Дальнего Востока. М.: Наука, 1979. 72 с.
 14. Подолян В.И., Седых А.К. и др. Угольная база России. Т. V. Кн. 1. М.: Геоинформмарк, 1997. 386 с.
 15. Подолян В.И., Седых А.К., Пензин Ю.П. и др. Угольная база России. Т. V. Кн. 2. М.: Геоинформмарк, 1999. 638 с.
 16. Скурский М.Д. Недрa Земли. Кемерово: Изд-во Кузбассвузиздат, 2006. С. 490–586.
 17. Чернов О.И., Пузырев В.И. Прогноз внезапных выбросов угля и газа. М.: Недра, 1979. 296 с.
 18. Эттингер И.Л. Газоёмкость ископаемых углей. М.: Недра, 1966. 220 с.
 19. Abramov V., Obzhirov A., Abramova V. Primorskaya oil-gas bearing province // 4 Conference, Qingdao, 1999. P. 107–112.
 20. Antony W. Gorody. CBM environmental issues – conclusion // Oil and Gas J.- 2001.-July, August.
 21. Deul M. Coal bed: a source of natural gas // OGI. V. 100, N 30. P. 68–70.
 22. Oil & Gas Journal (OGI): 7.07.97; 15.12.99; 5.06.00; 20.11.00; 22.10.01.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

A.I. Gresov, A.I. Obzhirov, Ye.V. Korovitskaya, R.B. Shakirov

Methane content and prospects of development of methane resources of the coal basins and deposits of the southern Far East

The paper offers a short description of methane content of coal basins and deposits of the southern Far East. Values of methane content of coal beds with respect to their depth of occurrence are given, which make it possible to carry out forecast of methane resources in the area of poor geologic and gas knowledge and in the areas lacking relevant methane content investigation.. Two groups of coal-methane deposits are distinguished, which are characterized by different features of methane content and methane resources distribution. These features are conditioned by a number of gas controlling factors. The principal ideas of the geo-technological concept of assessment of coal methane resources and prospects of their extraction are formulated. Three groups of deposits are distinguished with respect to the prospects of commercial development of methane resources of different categories implying their extraction potential. The information database of methane resources of coal beds of the basins and deposits of the southern Far East is given. The estimation of prospects of the organization of coal-methane mining in the southern Far East is made.

Keywords: methane content, coal-methane deposits, prospects of coal-methane extraction, Far East.