

Том 24, номер 6
ISSN 0207 - 4028

Ноябрь-Декабрь 2005

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



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

СОДЕРЖАНИЕ

<i>А.К. Башарин, С.Ю. Беляев, А.В. Хоменко.</i> Северо-Азиатский кратон и Сибирская платформа: современная структура	3
<i>Б.Ф. Шевченко, В.Б. Каплун.</i> Глубинное строение и кинематика области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит (Монголо-Охотское звено)	16
<i>Л.И. Попеко, Г.В. Котляр, А.В. Куриленко.</i> Пермский этап геологической истории Забайкалья	26
<i>А.И. Малиновский, В.В. Голозубов, В.П. Симаненко, А.Н. Митрохин.</i> Кемский террейн (Восточный Сихотэ-Алинь) – фрагмент раннемеловой островодужной системы восточной окраины Азии	38
<i>Б.И. Павлюткин, Т.И. Петренко, И.Ю. Чекрыжов.</i> Проблемы стратиграфии третичных отложений Павловского угольного поля (Приморье)	59
<i>В.Г. Гоневчук, Г.А. Гоневчук, А.М. Кокорин, В.А. Лебедев, А.А. Орехов.</i> Новые изотопно-геохронологические данные и некоторые вопросы генезиса оловянного оруденения Кавалеровского района (Приморье, Россия)	77
<i>И.А. Александров.</i> Высокобарический метаморфизм амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока (Восточная Сибирь)	88
<i>В.А. Гурьянов, М.В. Горошко.</i> Основные особенности докембрийской металлогении Улканского района	101
Указатель статей, опубликованных в журнале в 2005 г.	129

CONTENTS

<i>A.K. Basharin, S.Yu. Belyaev, A.V. Khomenko.</i> North Asian craton and Siberian Platform: modern structure	3
<i>B. F. Shevchenko and V. B. Kaplun.</i> Deep structure and kinematics of the Eurasian and Amur lithospheric plates junction area (Mongol-Okhotsk segment)	16
<i>L.I. Popeko, G.V. Kotlyar, A.V. Kurilenko.</i> The Permian stage of the geologic history of the Transbaikal region	26
<i>A.I. Malinovsky, V.V. Golozoubov, V.P. Simanenko, A.N. Mitrokhin.</i> Kema terrane (East Sikhote-Alin Range) - a fragment of the Early Cretaceous island-arc system of the East Asian margin	38
<i>B.I. Pavlyutkin, T.I. Petrenko, I.Yu. Chekryzhov.</i> The problems of the stratigraphy of the Pavlovka coal-field Tertiary deposits, Primorye	59
<i>V.G. Gonevchuk, G.A. Gonevchuk, A.M. Kokorin, V.A. Lebedev, A.A. Orekhov.</i> New isotope-geochronological data, and some genesis problems of tin mineralization of Kavalerovo district (Primorye, Russia)	77
<i>I.A. Alexandrov.</i> High pressure metamorphism of amphibolite facies rocks of the Dzhugdzhur-Stanovoy block (Eastern Siberia)	88
<i>V.A. Guryanov, M.V. Goroshko.</i> The main features of the Precambrian metallogeny of the Ulkan region	101
Index of papers published in the journal in 2005	129

СЕВЕРО-АЗИАТСКИЙ КРАТОН И СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА: СОВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА

А.К. Башарин, С.Ю. Беляев, А.В. Хоменко

Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

Рассмотрено геологическое содержание и соотношение фундаментальных понятий “кратон” и “древняя платформа”. Сформулированы принципы ограничения этих тектонических элементов на примере Северо-Азиатского кратона и Сибирской платформы. Приведено и обосновано выделение на территории Северо-Азиатского кратона трех структурных этажей: донеогейского фундамента, неогейского и эпинеогейского (мезозойско-кайнозойского) чехлов. В современной структуре неогейского чехла древней платформы выделены три структурных яруса: рифтогенный, плитный и орогенный. Показано блоковое строение кратона и платформы и особенности ограничения выделенных блоков.

Ключевые слова: кратон, древняя платформа, геодинамика, структурный этаж, нефтегазоносность.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ. ПОНЯТИЯ КРАТОН И ПЛАТФОРМА

Понятия “кратон” и “древняя платформа” в геологических исследованиях часто рассматриваются как синонимы, причем второй термин применяют только к платформам с докембрийским сильно дислоцированным основанием (фундаментом), несогласно перекрытым более молодыми слабодислоцированными породами (чехлом) [10].

С развитием идей плейт-тектоники понятие “кратон” претерпевает значительные изменения. В статьях сборника “Precambrian plate tectonics” (редактор А. Кронер, 1981) показано, что под кратоном понимаются и примыкающие к платформе складчатые области, если под ними существует более древний сиалический фундамент. Как в этом источнике, так и во многих других кратон приравнивается к понятию “континент”. В предметном указателе, сопровождающем сборник А. Кронера, термин “кратонизация” поясняется как “континентализация” [63, стр. 765]. Сходное толкование приводится в Большой Советской энциклопедии [11], в Толковом словаре английских геологических терминов [53] и других справочниках. Вслед за указанными источниками под кратоном (континентом) мы понимаем крупные массивы континентальной земной коры, мощность которой достигает 35–45 км. Если согласиться, что кратон и континент одно и то же, то, естественно, требуется существенное уточнение этих

и связанных с ними понятий, и, прежде всего, понятия о континентальных окраинах и связи их с кратоном (континентом).

Как видим, на современном этапе понятия “платформа” и “кратон (континент)” базируются на принципиально разных исходных признаках: платформа – на структурном (двухъярусное строение: складчатый фундамент и нескладчатый чехол), а кратон – на наличии мощной сиалической коры, на которой формируются любые вещественные комплексы, кроме собственно океанических. Из этого положения следует, что все древние платформы являются только частью палеоконтинентов, так как наличие сиалической коры достоверно доказано не только в их пределах, но и, по крайней мере, в пределах обрамляющих их миогеоклиналей. Особое внимание следует обратить на то, что в пределах всех кратонов стратиграфические объемы платформенных чехлов и миогеоклиналей идентичны и они латерально переходят друг в друга. Более того, можно утверждать, что выделение главных тектонических элементов в этих двух объектах сходно по сути. Так, в пределах платформ выделяются плиты и щиты (антеклизы), а в пределах миогеоклиналей – складчатые системы (зоны и т. д.) и выступы (срединные массивы и др.) древнего фундамента.

В палеогеодинамическом плане миогеоклинали представляли собой пассивные континентальные окраины в составе единого сиалического блока, на-

зываемого в современных терминах кратоном или континентом.

Отсюда следует, что под кратоном подразумевается континентальный блок, включающий платформу и ту часть ее покровно-складчатого обрамления, которая достоверно имела сиалический фундамент на момент формирования.

ГРАНИЦЫ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЕ

Исходя из вышесказанного, авторы, вслед за Ю.А. Косыгиным [34], под Северо-Азиатским кратоном понимают Сибирскую платформу вместе с обрамляющими ее миогеоклинальными складчатыми сооружениями. Внешняя граница палеоконтинента (как свидетельствует мировой опыт) проводится по фрагментам офиолитовых и других океанических комплексов, а также по крупным зонам смятия и разломов, связывающим такие фрагменты в единую “цепь”. Такую “цепь” и следует условно принимать за внешнюю границу палеоконтинента. Условна она потому, что, как правило, место “корней” офиолитов в современной структуре неизвестно, как неизвестно и расстояние перемещения самих офиолитов. Бесспорно только одно – перемещение офиолитовых комплексов всегда направлено в сторону кратона, следовательно, реальные размеры палеократона всегда будут больше его современной территории, ограниченной вышеупомянутой цепью.

Северо-Азиатский кратон занимает значительную часть северо-восточной Азии (рис. 1) и характеризуется мощной корой континентального типа. Его границы определяются крупнейшими швами, которые маркируются фрагментами офиолитовых комплексов, свидетельствующих о существовании вблизи этих зон в позднепротерозойско-палеозойское время коры океанического типа. Возраст офиолитовых и сопровождающих их островодужных и задуговых комплексов по периметру кратона меняется от средне- и даже возможно раннерифейского на Енисейском кряже до мезозойского на Северо-Востоке России. Это свидетельствует, во-первых, о длительном, но последовательном “выкалывании” Северо-Азиатского кратона из раннепротерозойского суперконтинента, во-вторых, о длительном и разновозрастном оформлении окраин как Северо-Азиатского кратона, так и входящей в него Сибирской платформы.

Анализ имеющихся геологических и геофизических данных позволяет включать в Северо-Азиатский кратон на севере южную половину полуострова Таймыр [12, 15, 58].

Западная граница кратона скрыта под молодой Западно-Сибирской плитой и не может быть точно определена. Региональный сейсмический профиль “Батолит” фиксирует ее приблизительно в 120 км к западу от р. Енисей. Западнее, на Вездеходной площади, скважиной Вездеходная-4 установлен разрез нижнего палеозоя островодужного типа [31], который к востоку резко сменяется типичными карбонатно-эвапоритовыми платформенными отложениями [45]. Этот тип отложений, включающий в себя позднепротерозойские образования и осложненный типично платформенными дислокациями, прослеживается по сейсмическим данным вплоть до складчатых структур Енисейского кряжа [24]. Севернее, судя по региональным широтным сейсмопрофилям, граница отклоняется еще далее к северо-западу, пересекая Тазовскую и Обскую губы и полуостров Ямал [32]. Таким образом, по мнению ряда исследователей [8, 13, 23], Северо-Азиатский кратон простирается примерно до осевого меридиана Пур-Тазовского междуречья.

На юге граница кратона, по-видимому, совпадает с Главным Саянским разломом, южным бортом Байкало-Муйской офиолитовой зоны [22, 27] и продолжается в Монголо-Охотском поясе [40, 51].

Положение восточной границы кратона, как и западной, определяется неоднозначно. Одни исследователи считают, что территория Верхоянской складчатой системы, представленной осадочным комплексом в объеме от карбона до средней юры, входила в состав кратона и “...складчатость Верхоянья ... была наложена на осадочную призму прежней пассивной окраины” [27, т.1, с. 70].

Другие [40] придерживаются мнения, что восточная окраина Северо-Азиатского кратона сформировалась на месте современного Верхоянья в конце рифея в результате рифтогенеза. С раннего венда, в течение почти всего палеозоя эта территория представляла собой пассивную континентальную окраину. В девонское время в этом регионе вновь проявился рифтогенез, рифты ориентированы ортогонально к рифейским. Впоследствии, в конце палеозоя и в мезозое здесь на месте девонских рифтов продолжалось характерное для континентальных окраин осадконакопление и сформировалась Вилюйская синеклиза [41, 51].

Структурные элементы, располагающиеся к востоку от кратона, рассматриваются как структура коллажа [62], сформировавшаяся путем надвигания на восточную окраину кратона или причленения к ней террейнов различного размера, формы, возраста и природы. Это свидетельствует о том, что положение континентальной окраины этого кратона не оста-

валось постоянным во времени. Современные данные позволяют продолжить Северо-Азиатский кратон на восток до хребта Черского включительно (рис. 1).

Сибирская платформа является частью Северо-Азиатского кратона, возникшего при разрушении раннепротерозойского суперконтинента (Пангеи-2 – по [59], или “Мезогеи” – по мнению одного из авторов [2]).

Граница Сибирской, как и любой другой платформы, согласно классическому определению, должна проводиться по зоне сочленения разновозрастных складчатых и нескладчатых комплексов, то есть по месту перехода нескладчатого чехла (плиты) в складчатую систему. Эта зона может быть выражена широкой полосой краевых систем или перикратонных прогибов, а может быть узкой, вплоть до краевого разлома. Таковым, например, является Кыллахско-Нельканский разлом, отделяющий рифейско-палеозойские складчатые толщи Южного Верхоянья от разновозрастных толщ Учурской плиты Сибирской платформы. Севернее граница Сибирской платформы совмещается с западным бортом Предверхоянского краевого прогиба и с зоной покровно-складчатого (чешуйчатого) строения, в которой верхоянский комплекс латерально замещается разновозрастными толщами чехла. Эта зона прослеживается до Енисей-Хатангского прогиба.

На юго-востоке границу Сибирской платформы предлагается проводить по Южно-Алданскому шву, вычлняя всю цепочку Яблонево-Станового-Джугджурского поднятия из состава платформы, но вклю-

чая последнее в состав Северо-Азиатского кратона. Об основаниях такого решения говорилось выше.

Западнее граница Сибирской платформы совмещена с широкой Предбайкальско-Патомской зоной, в которой складчатый рифейско-палеозойский комплекс по латерали сменяется слабодислоцированным венд-палеозойским комплексом Непско-Ботуобинской зоны. На юго-западе граница Сибирской платформы традиционно совмещается с западным бортом Урикско-Ийского грабена и восточной границей Енисейского кряжа, где, так же как и на востоке, складчатые сооружения рифея сменяются слабодислоцированными разновозрастными толщами. Такая геологическая ситуация прослеживается, по данным сейсморазведки и естественным выходам (Игарский выступ), далеко на север, и складчатая, достаточно узкая полоса рифейских образований получила название Енисейского складчатого пояса [21]. По смене складчатых сооружений на нескладчатые, часто ограниченные региональными разломами, и проходит западная граница Сибирской платформы.

МОДЕЛЬ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

На геологической или тектонической карте любого масштаба, включающей территорию Северо-Азиатского кратона, хорошо видны три широтных зоны – *Южная*, *Центральная* и *Северная*, четко различающиеся по глубинам залегания кристаллического фундамента и самых древних горизонтов осадочного чехла.

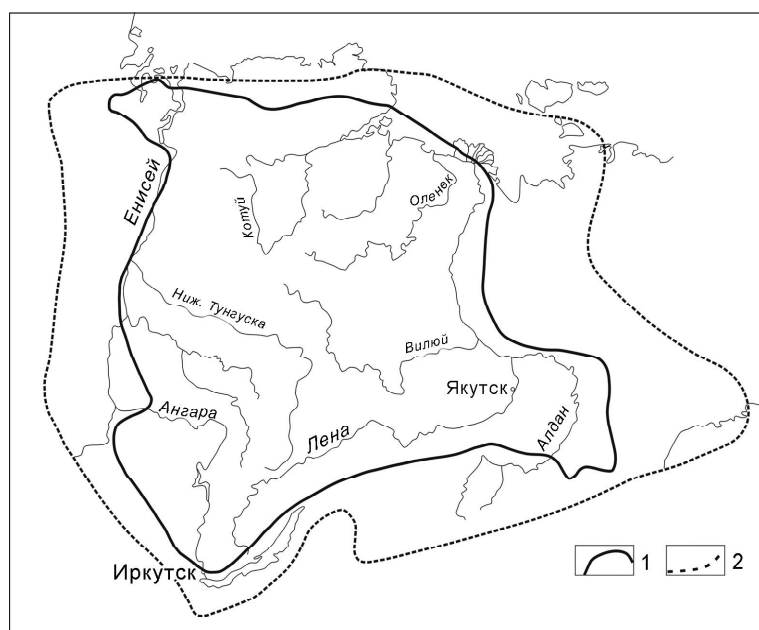


Рис. 1. Соотношение Сибирской платформы и Северо-Азиатского кратона.

1 – границы Сибирской платформы; 2 – границы Северо-Азиатского кратона.

Южная зона на юго-западе определяется границами кратона, а на севере совпадает приблизительно с 62-ой параллелью северной широты. На западе эта зона начинается Енисейским кряжем и Байкитской антеклизой, Канским выступом и поднятием Восточного Саяна, продолжается к востоку Непско-Ботуобинской антеклизой, Байкало-Витимской складчатой системой, Алданской антеклизой, южная часть которой традиционно выделяется как Алданский щит, довольно высоко поднятой складчатой частью Южного Верхоянья (Юдомо-Майский прогиб) с Охотским срединным массивом и ограничивается на востоке Колымо-Омолонским супертеррейном, по интерпретации [51], с выступами кристаллического фундамента, в том числе Тайгоносского блока. В этой зоне на поверхности широко распространены отложения раннего докембрия и позднедокембрийские осадочно-вулканические толщи. В области развития чехла бурением и сейсмическими данными подтверждено их неглубокое залегание под более молодыми отложениями палеозоя (Якутское, Сунтарское и другие поднятия) [38, 49, 51].

Таким образом, Южная зона представляет собой высоко поднятый, ундулирующий по простиранию линейный блок, в местах положительных ундуляций на поверхности или на небольших глубинах установлены образования кристаллического фундамента или древних горизонтов чехла.

Центральная зона ограничивается на юге приблизительно 62-ой, а на севере 68-ой параллелями, для нее характерно глубоко погруженное положение кристаллического фундамента и нижних горизонтов чехла. Она представляет собой линейную структуру, которая на западе начинается Курейской, продолжается к востоку Вилюйской синеклизой, складчато-покровной зоной Центрального Верхоянья с полными разрезами верхоянского комплекса и раскрывается в так называемую “Колымскую петлю” [27, 51], или зону “Алазейско-Олойского раздвига” [60], ограничиваясь с востока Южно-Аннуйской сутурной зоной.

Северная зона на юге ограничивается приблизительно 68-ой параллелью, а на севере – окраиной Северо-Азиатского кратона. На западе она начинается Хантайско-Рыбинско-Рассохинской гемиантеклизой [33] и Южно-Таймырской системой, представленной рифейско-нижнепалеозойскими складчатыми комплексами, продолжается на восток Анабарской антеклизой, Оленекским выступом и относительно поднятым северным окончанием Верхоянского орогена с Туора-Сисским выступом, сложенным рифейско-

ко-палеозойскими складчатыми комплексами. Дальнейшее ее восточное продолжение не совсем ясно. Вероятно, эта зона с погребенными докембрийскими массивами ограничивается на востоке Южно-Аннуйской сутурной зоной [51].

Менее выразительна в современной структуре Северо-Азиатского кратона, и, соответственно, Сибирской платформы, меридиональная зональность, хотя она, несомненно, существует. Намечаются три субмеридиональные зоны: Западная, Срединная и Восточная.

Идея разделения Сибирской платформы на западную и восточную “половины” известна давно [26, 36, 46]. Такое разделение предлагалось проводить по так называемому “Байкало-Таймырскому линеamentу” (Байкало-Таймырской сутуре или коллизийной зоне, по [44]), совпадающему с меридианом 103°–104° в.д.

Позже Т.К. Баженова и С.С. Филатов [1] разделили платформу на западную и восточную части по границе, совпадающей с 114-градусным меридианом. По их мнению, при всей “мозаичности” строения “современной геоструктуры Сибирской платформы” на геологической карте хорошо фиксируется ее “десимметрия”, делящая платформу примерно по 114° меридиану на две неравные части – западную (атлантический сегмент) и восточную (тихоокеанский сегмент). При этом они указывают, что в восточном сегменте выделяются три контрастные структуры: Оленекское и Алданское поднятия и разделяющий их Вилюйский прогиб.

Мы полагаем, что и те, и другие исследователи правы. Действительно, Сибирская платформа в меридиональном направлении делится на восточную и западную части и разделяющую их Срединную меридиональную зону, расположенную между 114 и 103 градусами восточной долготы. Зона имеет ширину около 500 км (шире – на севере и уже – на юге) и прослеживается практически через всю платформу. Она начинается Предпатомским прогибом с Уринским выступом на юге, продолжается к северу Сунтарским поднятием, Верхне-Вилюйской маломощной плитой, Анабарским щитом и заканчивается его северным погружением, перекрытым мезозойско-кайнозойским чехлом молодой Евразийской платформы.

Срединная зона имеет индивидуальные структурные и вещественные признаки. Она характеризуется наименьшей полнотой рифейско-палеозойских разрезов и большим количеством перерывов в них. К ней приурочен Анабаро-Синский тип разреза нижнего кембрия, занимающий промежуточное положение

между карбонатным Юдомо-Оленекским и соленосным Турухано-Иркутско-Олекминским [19]. К этой же зоне приурочена Сахайская полоса органогенных построек, развивавшихся от венда до силура включительно [25, 30]. Неустойчивые обстановки осадконакопления в этой зоне в силуре убедительно доказаны палеогеографическими построениями Ю.И. Тесакова [52], но особенно отчетливо проявляются в средне-верхнепалеозойских и нижнемезозойских образованиях [17]. Давно установлено, что рифтогенные процессы, широко проявленные в Восточной зоне в среднем палеозое, затухают в Срединной и полностью отсутствуют в Западной [6, 14, 49, 51]. Только в Восточной зоне формируется верхоянский позднепалеозойско-раннемезозойский терригенный турбидитовый комплекс пассивной тихоокеанской окраины. Особенности геологического строения, отличающие Срединную зону от сопредельных, обусловили присутствие ей оригинальные рисунки потенциальных полей: температурного, магнитного, гравитационного [17–19]. По существу, Срединная зона разделяет области проявления герцинской складчатости в Западной и верхоянской складчатости в Восточной зоне.

Вышеприведенное свидетельствует, что геодинамическая история Западной зоны значительно отличается от Восточной. И разделяет их широкая, относительно тектонически приподнятая Срединная меридиональная зона со своей историей и внутренней структурой.

Западная зона на востоке ограничивается Байкало-Таймырским линеamentом. Начинается зона на юге Восточным Саяном, продолжается Присяяно-Енисейской синеклизой, Енисейским кряжем (который более логично называть щитом), Байкитской антеклизой и заканчивается на севере Курейской синеклизой с Турухано-Норильским выступом на западе. Спорным остается западное ограничение этой зоны. Выделение Енисейского складчатого пояса, основанное на данных глубокого бурения и региональных сейсмических исследований [21 и др.], позволяет рассматривать левобережье Енисея как самостоятельную (четвертую) меридиональную зону, которую предварительно можно назвать Левобережной. Она характеризуется консолидированным двухъярусным складчатым фундаментом (рифейским и дорифейским – кристаллическим). От Западной зоны Левобережная отделена Енисейским кряжем, Туруханским и Игарским выступами, что в целом и составляет Енисейский складчатый пояс. Севернее Левобережная зона существенно расширяется, охватывая север Тазовского, Гыданский полуостров и северную половину Ямала, где она совпадает с границей кратона.

Некоторыми исследователями здесь выделяются Восточно-Гыданский и Ямало-Гыданский блоки [32]. Авторы осознают, что убедительной аргументации для выделения этой зоны в качестве самостоятельной тектонической единицы сейчас недостаточно.

В западной зоне размах ундуляций также велик: две глубочайшие впадины (Присяяно-Енисейская и Курейская синеклизы) чередуются с тремя высоко поднятыми блоками (Восточно-Саянским, Енисейско-Байкитским и Турухано-Анабарским). В пределах Левобережной зоны, наоборот, преобладает пологое погружение к северу, осложненное небольшими субширотными поднятиями.

Меридиональную и широтную зональность Северо-Азиатского кратона (и Сибирской платформы, как самого крупного его элемента) по фундаменту, по-видимому, можно рассматривать как “коровые складки”, то есть результат деформаций, которые, по мнению М.В. Гзовского [20], затрагивают земную кору на всю ее глубину.

Внешними границами рассмотренных элементов является периметр Северо-Азиатского кратона. Сочленения зон представляют собой сложные структурные элементы, имеющие свою историю заложения и развития. Собственно, эти сочленения и рассматриваются как линеamentы (сутуры, тектонические фронты и др.) (рис. 2). Природу линеamentов, их роль в геодинамической истории Северо-Азиатского кратона, историю формирования и место в его современной структуре еще предстоит выяснить. Но их существование не вызывает сомнений.

Суммируя, отметим главное: современная интегральная структура Северо-Азиатского кратона (и Сибирской платформы в частности) представляет собой систему блоков, разделенных линеamentами, образованными в результате “коровой складчатости”, долгоживущими и ортогонально ориентированными в пространстве. Возможно, точнее было бы говорить о системе “ячеек”, а не “блоков”, так как не все “блоки” ограничены разломами. Более того, ряд блоков в отдельные геологические эпохи вообще не имели резких, разломных, “блоковых” ограничений, а были выражены ступенями, моноклиналями и другими пликативными структурными элементами.

В пределах Северо-Азиатского кратона можно выделить (рис. 2) следующие блоки (ячейки): Алдано-Становой, Нижневиллюйский, Оленекский, Байкало-Патомский, Верхневиллюйский, Анабарский, Саяно-Ангарский, Енисей-Байкитский, Тунгусский и Турухано-Таймырский. Отметим, что на юго-западе Сибирской платформы присутствует “лишний” Саяно-Ангарский блок, поэтому всего их выделено 10, а не 9.

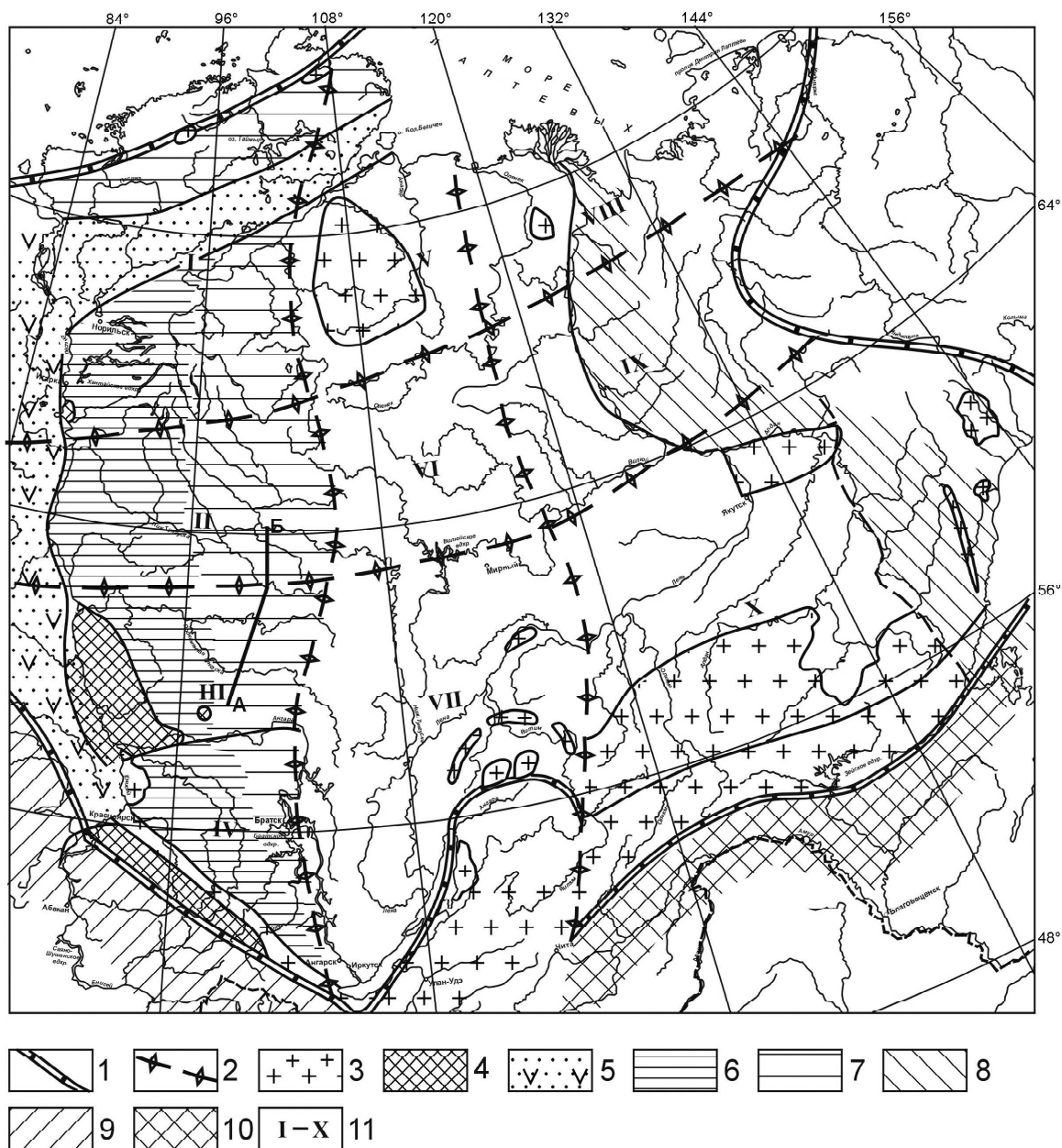


Рис. 2. Схема современной тектонической зональности Северо-Азиатского кратона.

1 – границы Северо-Азиатского кратона, 2 – границы меридиональных и широтных зон, 3 – кристаллический дорифейский фундамент на поверхности и вскрытый бурением, 4 – обнаженный добайкальский фундамент, 5 – область распространения добайкальского фундамента и верхнедокембрийско-фанерозойского чехла на левобережье Енисея, 6 – область развития интенсивных байкальских деформаций (Енисейская перикратонная система), 7 – область развития слабых байкальских деформаций, полностью затухающих в восточном направлении, 8 – область верхоянской складчатости, 9 – область герцинской складчатости, 10 – область вероятного наложения верхоянской складчатости на герцинскую, 11 – блоки (ячейки) современной тектонической зональности: I – Турухано-Гаймырский, II – Тунгусский, III – Енисей-Байкитский, IV – Саяно-Ангарский, V – Анабарский, VI – Верхневилуйский, VII – Байкало-Патомский, VIII – Оленекский, IX – Нижневилуйский, X – Алдано-Становой.

ФУНДАМЕНТ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Все имеющиеся в настоящее время материалы свидетельствуют, что в современной структуре Северо-Азиатский кратон имеет в своем основании дорифейский кристаллический фундамент. На поверхности он обнажается в пределах Восточного Саяна, Канского выступа, в Центральной зоне Таймыра, слагает Алданский, Анабарский и Оленекский щиты, в виде срединных массивов и выступов известен в миогеоцинальных зонах (Охотский, Чайский, Тонодский, Муйский, Баргузинский и др.), скважинами вскрыт на территории Байкитской, Бахтинско-Сурундаконской и Непско-Ботубинской антеклиз, Сунтарском, Якутском и других поднятиях. Многими данными его наличие подтверждается на значительном протяжении левобережья Енисея.

Кристаллический фундамент сложен преимущественно метаморфитами, образованными за счет переработки первичных магматических и осадочных образований, несомненно, дорифейского возраста и с ярко выраженным несогласием перекрыт значительно более молодыми осадочными образованиями. Многочисленные радиометрические датировки, полученные разными методами как по отдельным минералам, так и по валовым пробам, позволяют утверждать, что в фундаменте присутствуют как архейские, так и раннепротерозойские образования. Анализ многочисленных публикаций, фондовых работ и собственные исследования свидетельствуют, что фундамент Северо-Азиатского кратона окончательно оформился как покровно-складчатый, преимущественно дорифейский структурно-вещественный комплекс к началу рифея. В конце раннего протерозоя он подвергся кратонизации (континентализации) и интенсивной денудации с образованием пенеплена и кор выветривания и стал основанием, на котором заложен новый структурный план и геодинамические режимы, определившие формирование чехла и перикратонных окраин в течение неогей. Естественно, что этот фундамент испытывал на себе все тектонические события, во время которых формировались неогейские чехольные образования.

Принципиальная особенность фундамента Северо-Азиатского кратона состоит в том, что в Западной меридиональной зоне (рис. 2) и, возможно, в Левобережной под чехлом Западно-Сибирской геосинеклизы он имеет двучленное строение. Здесь дорифейский кристаллический фундамент “прирастает” вверх рифейскими (байкальскими) складчатыми комплексами. Последние выходят на поверхность в пределах Восточного Саяна (дербинская, сублукская се-

рии и др.), Енисейского кряжа и Норильско-Туруханского выступа. По данным ЗАО “Енисейгеофизика”, в Туруханском районе вдоль левого берега р. Енисея установлена интенсивно дислоцированная зона, сложенная рифейскими породами [21]. По геофизическим данным и немногочисленным пока результатам глубокого бурения [32], к западу от выходов байкальского фундамента предполагается наличие жестких массивов (Касско-Туруханского, Восточно-Гыданского и Ямало-Гыданского). По мнению одних исследователей, фундамент этих массивов дорифейский, а в чехле присутствуют постбайкальские и фанерозойские отложения [7, 8, 32], и их строение идентично строению Сибирской платформы. Байкальский складчатый комплекс Енисейского кряжа ограничивается на востоке Вельминским (Ангаро-Бахтинским, Анкиновским) вертикальным глубинным разломом, по которому на современной поверхности приходят в соприкосновение рифейские интенсивно дислоцированные толщи и совершенно не дислоцированные венд-фанерозойские. Согласно модели этих авторов, на месте современного бассейна Енисея в рифее существовал морской бассейн с океанической корой, который в результате байкальских геодинамических процессов (примерно на рубеже 0,85 млрд лет тому назад) превратился в узкую и протяженную Енисейскую складчато-покровную зону.

Согласно другим авторам [56], “океан”, который располагался в пределах современного бассейна Енисея и включал микроконтиненты (террейны) типа Касского, в результате байкальского диастрофизма закрылся, образовавшаяся байкальская покровно-складчатая система (рис. 2) вместе с Енисейским кряжем, Турухано-Норильским выступом и структурами значительной части территории левобережья Енисея причленились к Северо-Азиатскому кратону, образовав байкальский фундамент. В постбайкальское время в этом регионе осуществлялись интракратонные процессы, как и на всем Северо-Азиатском кратоне: формировалась единая с будущей Сибирской платформой чехольная плита.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭТАЖИ ЧЕХЛА

Предварительные замечания

Чехол Сибирской платформы формировался в течение длительного (около 1,5 млрд лет) периода. Используя традиционные методы тектонического анализа, можно создать модель геодинамической эволюции чехла. Однако это исследование имеет самостоятельное значение и не входит в рамки данной работы. Ограничимся выделением и кратким анали-

зом историко-геологических характеристик наиболее крупных временных (структурных) подразделений.

На рис. 3 сведены основные варианты выделения в истории Земли главных тектонических эпох, в течение которых формировались тектонические этажи континентов. Фактически, эти эпохи соответствуют тектоническим циклам Вильсона и могут трактоваться как результат геодинамической эволюции в

период между распадом суперконтинента (Пангеи) и возникновением следующего мезогейского суперконтинента [4].

Обращает на себя внимание, что во всех вариантах (каких бы идеологических позиций не придерживались их авторы) рубеж между палеозоем и мезозоем рассматривается как начало распада очередного суперконтинента.

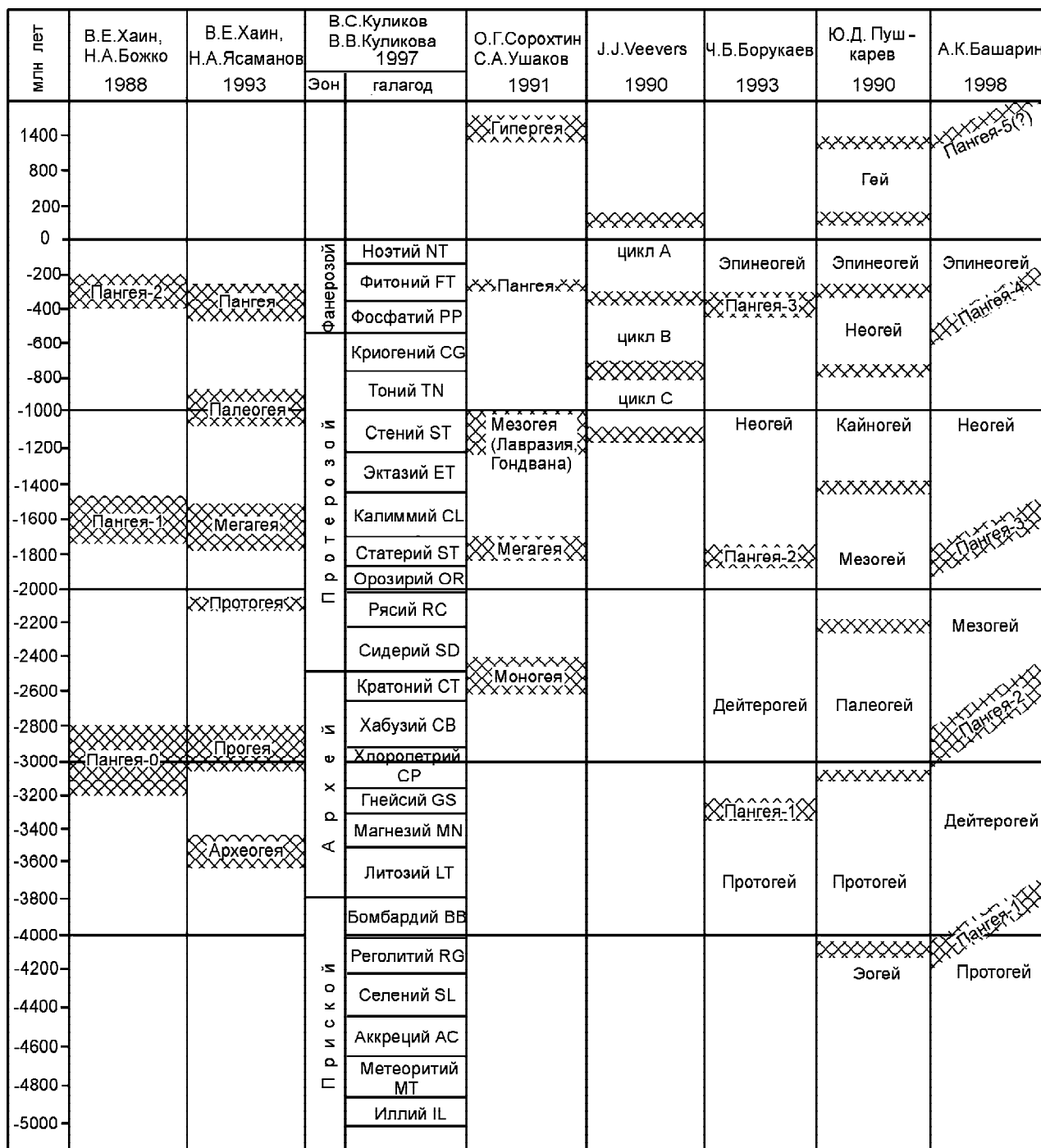


Рис. 3. Тектонические эпохи формирования суперматериков, по разным авторам [4, 9, 35, 43, 47, 55, 57, 64].

Первым таким рубежом в истории континентов является промежуток между ранним и поздним протерозоем, когда начались деструкция раннепротерозойского суперконтинента и заложение структурного плана нового тектонического этажа, одним из главных структурных элементов которого, наряду с океанами, стали неогейские кратоны (континенты) и их составные элементы – древние платформы. Таким образом, главнейшими глобальными тектоническими событиями, характеризующими неогейский тектонический цикл как эпоху деструкции Мезогейского суперконтинента, автономного существования его фрагментов и последующей аккреции их в Вегеновский суперконтинент, могут рассматриваться раннепротерозойский и герцинский диастрофизмы. Все другие тектонические события, по нашему убеждению, являются частными, проявляющимися локально, сопровождающими внутреннюю геодинамическую историю геотектонического цикла.

Резюмируя, необходимо обратить внимание на очень важный фактор: как аккреция отдельных континентов в суперконтинент, так и распад его на автономные блоки является длительным и, главное, неодновременным процессом, что и доказывается наличием разновозрастных офиолитовых комплексов по периферии древнего Северо-Азиатского континента (кратона). Такое явление под названием “скольжение тектонических границ” описано А.Л. Яншиным [50].

Мировые данные свидетельствуют, что на переломных рубежах типа палеозойско-мезозойского, или внутрипротерозойского происходит не просто распад суперконтинента на отдельные “фрагменты” – континенты, но и закладывается совершенно новый, оригинальный, резко несогласный с нижележащими этапами структурный план более молодого тектонического этажа с участием в нем новых океанов и континентов. Это обстоятельство заставляет включать в состав чехла древней Сибирской платформы только рифейско-палеозойские отложения. Мезозойско-кайнозойские толщи начинают собой уже совершенно другую структуру: чехол молодой эпигерцинской Евразийской платформы, охватывающей всю центральную часть Евразии и окаймляющейся Альпийско-Гималайско-Тихоокеанскими складчатými сооружениями, которые могут рассматриваться как запаздывающие позднегерцинские движения, окончательно оформившие новые континенты. В этом наглядно проявился принцип “скольжения тектонических границ”. Результатом такого скольжения является и разновозрастность границ Сибирской платформы: западная ее граница оформилась в конце палеозоя

(классический герцинский диастрофизм), а восточная – в конце кайнозоя (классический тихоокеанский диастрофизм). Отсюда парадокс в тектоническом положении мезозойско-кайнозойских отложений не только на севере Азии, но и, как нам представляется, на территории Китая. Дело в том, что в результате герцинской коллизии закрылся полностью Палеоазиатский океан, огромная территория консолидировалась и превратилась в Урало-Монгольский ороген, спаявший Восточно-Европейский и Северо-Азиатский кратоны. На всей этой территории в начале триаса начал формироваться чехол, наиболее полно представленный на территории Западной Сибири. Но восточную (и южную) периферии нарождающейся Евразийской платформы все еще “омывала” Палеопацифика и Палеотетис, и здесь продолжалось накопление верхоянского комплекса и его аналогов на Таймыре и в Монголо-Охотском поясе. Причем на восточной границе Северо-Азиатского кратона мезозойский комплекс естественно и непрерывно продолжал позднепалеозойский разрез пассивной континентальной окраины. На Таймыре же и в Монголо-Охотском поясе океанические окраины “тихоокеанского” сегмента (пассивные и активные) “стыковались” уже не только с Северо-Азиатским кратоном, но и с вновь возникшим герцинским орогеном, формируя на этих участках совершенно новый оригинальный и еще не описанный в мировой литературе тип окраин, который мы условно назовем – *ороокраины*. И хотя эта проблема, безусловно, заслуживает отдельного рассмотрения, здесь просто уточним: если до начала карбона все обрамление Северо-Азиатского кратона развивалось примерно однотипно, то со среднего карбона и до неогена его восточная и западная окраины характеризуются принципиально разными геодинамическими условиями.

Все вышесказанное необходимо учитывать при вертикальном (эволюционном) районировании чехла Сибирской платформы.

Вертикальное районирование чехла Сибирской платформы

В историко-геологическом разрезе Сибирской платформы четко выделяется три структурных этажа: 1 – донеогейский фундамент, 2 – неогейский (рифей–поздний палеозой) чехол древней платформы и 3 – эпинеогейский (мезозой–кайнозой) чехол молодой платформы. Границы между этими этапами являются “тектонически скользящими”, то есть разновозрастными на разных их участках. Ниже рассмотрим только структуру неогейского этажа.

Неогейский этаж на Сибирской платформе фиксируется накоплением зрелых (мономиктовых и оли-

гомиктовых) обломочных континентальных отложений, переслаивающихся с широко проявленными вулканогенными бимодальными образованиями (тейская, акитканская, улканская серии и их аналоги). Заметим, что вулканогенные толщи присутствуют не только на платформе, и не только на Сибирской, но и в обрамляющих ее подвижных областях, то есть в современном складчатом обрамлении. Примерами могут служить Лавразийская среднерифейская машакская серия Урала [28, 29, 42], Грандфатер-Маунтин, Маунт-Роджерс серии и их аналоги в Аппалачах и в других неогейских покровно-складчатых системах [2]. Как правило, эти формации имеют большие мощности и выполняют троговые структуры, которые, вероятно, являются отражением начавшегося деструктивного процесса на мезогейском суперконтиненте и заложения неогейского структурного плана. Позднее часть заложившихся в это время трогов перерастет в спрединговые зоны с образованием молодых неогейских (Япетус, Палеоазиатский и др.) океанов. Большая же часть таких трогов вверх по разрезу переходит в интракратонные и окраинно-кратонные бассейны с преимущественно терригенно-карбонатным осадконакоплением и широко проявленным магматизмом. Именно такой разрез наблюдается в рифее Северо-Азиатского кратона. Практически до венда (на западной окраине кратона до Байкаля, до 850 млн лет назад) формируются терригенно-карбонатные толщи иногда с магматитами основного и кислого состава в интракратонных или окраинно-кратонных геодинамических обстановках [2]. Следует подчеркнуть резкую структурную дифференциацию поднятий и бассейнов осадконакопления в течение этого деструктивного этапа развития. Так сформировался нижний чехольный, **рифтогенный** комплекс Сибирской платформы.

По всей вероятности, мезогейский суперконтинент окончательно распался к рубежу 0,625 млрд лет [61]. Во всяком случае, на территории почти всего Северо-Азиатского кратона с венда установился единый режим осадконакопления, который продолжался почти непрерывно до конца раннего палеозоя, а местами вплоть до среднего девона. В результате сформировалась осадочная плита, очень слабо дифференцированная по мощности, структурно перекрывающая не только территорию современной Сибирской платформы, но и ее миогеоклинальное обрамление, то есть зоны рифейских перикратонных окраин. Напомним, что такой окраинной зоной является Енисейский кряж, Игарско-Туруханское поднятие и все левобережье Енисея. И хотя, например, в современной структуре на Алданском щите или Анабарской антеклизе отложения этой плиты отсутствуют, тем не

менее, фации и мощности в их окрестностях позволяют с высокой степенью вероятности допускать быстрое перекрытие ими и этих высоко поднятых в современной структуре элементов. Такая плита, суммарной мощностью в 4.0–4.5 км, сложена морскими амагматичными тонкообломочными терригенными и тонкослоистыми карбонатными отложениями. Заметную роль в кембрийском разрезе этой плиты играют соленосные, рифовые и черносланцевые формации. Это второй, назовем его **плитным**, этаж чехла Сибирской платформы.

Уже в раннем девоне начались процессы дифференциации венд-нижнепалеозойской плиты на локальные структурные элементы. Резко изменился формационный состав отложений: среди формаций начали преобладать континентальные, эвапоритовые, молассовые [16, 17, 19, 49]. Очень широко развиты угленосные серии, несогласно перекрывающие более древние отложения. В девоне и карбоне достаточно широко проявился базальтовый и андезитовый магматизм (Ыгыттинская, Кемпендяйская, Сетте-Дабанская, Рыбинская и другие впадины). Следует обратить внимание, что, как и для венд-раннепалеозойских толщ, площади распространения средне-верхнепалеозойских комплексов не ограничиваются современными границами Сибирской платформы, а продолжают далеко за ее пределы. Особенно наглядно это проявляется в Рыбинской впадине, северо-восточная половина которой располагается в пределах Ангаро-Ленской ступени Сибирской платформы, а юго-западная – в пределах Алтае-Саянской складчатой области. Так сформировался **конструктивный** комплекс неогейского чехла Сибирской платформы.

Анализ структурных соотношений между палеозойскими и мезозойскими отложениями в пределах западной части современной Сибирской платформы показывает, что последние складкообразовательные движения здесь приходится на самый конец перми [3, 5] – пфальцскую фазу, по Г. Штилле. С этого времени практически на всей западной половине Сибирской платформы и на территории Урало-Монгольской складчатой области начал формироваться совершенно новый эпинеогейский тектонический этаж. Показательно, что его начало фиксируется мощным и широко распространенным базальтовым (трапповым) рифтогенным магматизмом. Магматиты основного состава проявились от Урала до восточной окраины Северо-Азиатского кратона, хотя интенсивность проявления на разных участках этой огромной территории различна [37–39, 48, 54]. Эти проявления весьма показательны, и их можно сравнивать с магматитами в основании рифейского

комплекса, с которого мы начинаем неогейский тектонический этаж.

Особое внимание следует обратить на верхнепалеозойско-раннемезозойский этап развития восточной половины Северо-Азиатского кратона. На Таймыре, в Верхоянье, на восточном отрезке Монголо-Охотского пояса пфальцский орогенез не проявился, и на всей восточной окраине Северо-Азиатского кратона продолжалось непрерывное осадконакопление. Следует отметить, что в конце турнейского века карбона в этой зоне характер осадконакопления изменился – накапливались исключительно терригенные, преимущественно полимиктовые окраинноконтинентальные (турбидиты верхоянского комплекса) [51] образования. Несомненно, что снос обломочного материала шел на северо-восток (в том числе и на Таймыр) со стороны поднимающегося Урало–Монгольского орогена и (в меньшей степени) оформившейся к этому времени западной части Сибирской платформы. Зона сочленения этих двух геодинамически различных областей не “подчиняется” современной структуре ни Сибирской платформы, ни ее складчатого обрамления: она простирается приблизительно от восточной окраины Алданского щита к центральной части Таймыра. Именно этим, на наш взгляд, объясняется специфика и структуры, и осадконакопления Енисей-Хатангского прогиба и Вилюйской синеклизы. Особенно ярко эта специфика проявлена в Енисей-Хатангском прогибе. Судя по имеющимся данным, в его юго-западной части, в зоне перехода к Западно-Сибирской геосинеклизе как триасовые, так и юрские отложения остаются недеформированными, то есть залегающими горизонтально и субгоризонтально. На востоке же прогиба, как на территории Таймыра, так и Лаптевско-Оленекской структуры, в Верхоянской и Монголо-Охотской системах и триасовые, и юрские толщи интенсивно дислоцированы и собраны в системы линейных складок. Чехол здесь начинается только с меловых отложений, а если подходить строго к определению платформы, то с верхнеэоценовых. Отложения средней, верхней юры и мела здесь деформированы в стиле “промежуточной” складчатости, характерной для межгорных и предгорных погибов.

В поздней юре окончательно определились границы Сибирской платформы. Учитывая все вышесказанное, Сибирскую, как и другие платформы, в том числе выделяемые на территории Китая, логичнее именовать не древними, как это традиционно принято, а неогейскими, так как чехол на этих платформах и продолжающие его осадочно-

вулканогенные толщи складчатого обрамления формировались в течение всего неогейского тектонического цикла.

Изложенные выше соображения приводят к фундаментальному выводу о том, что формирование крупных вертикальных тектонических подразделений на кратонах (континентах) – структурных этажей – предопределяется временем начала распада суперконтинента, когда начинает формироваться новый структурный этаж, когда этот этаж формируется, и временем консолидации автономных континентов в более молодой суперконтинент, когда завершается формирование этажа. Такой этаж можно рассматривать как глобальный, так как он отчетливо проявляется и устанавливается на всех современных континентах.

Несомненно, что предлагаемая структурно-вещественная модель Северо-Азиатского кратона и Сибирской платформы заметно отличается от существовавших ранее. Однако приведенные факты естественно и логично в нее укладываются, и мы предлагаем модель на обозрение и оценку коллег.

Работа выполнена при финансовой поддержке Международного российско-белорусского проекта № 04-05-81001-Бел2004а.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баженова Т.К., Филатов С.С. Геоструктурная типизация Сибирской платформы и основные закономерности размещения нефтяных месторождений // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии. Т. 2. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 8–11.
2. Башарин А.К. Деструктивные комплексы в структуре материков. Новосибирск: Наука, 1991, 237 с.
3. Башарин А.К., Беляев С.Ю., Конторович А.Э. Тектоническая история Енисей-Байкитского региона // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 4. С. 23–39.
4. Башарин А.К. К проблеме глобальных тектонических циклов // Известия отделения наук о Земле и экология. Уфа: АН Респ. Башкортостан, 1998. № 3. С. 101–118.
5. Башарин А.К., Беляев С.Ю., Ли Году. Сравнительный анализ тектоники и эволюции Енисей-Байкитской части Сибирского кратона и Таримской платформы в рифейско-фанерозойский период // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 4. С. 479–490.
6. Башарин А.К., Фрадкин Г.С. Тектоническая эволюция Лено-Вилюйского нефтегазоносного бассейна // Актуальные вопросы геологии нефти и газа Сибирской платформы. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. С. 43–62.
7. Беляев С.Ю., Башарин А.К. Современная структура, история формирования и нефтегазоносность зоны сочленения Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 4. С. 736–745.
8. Бененсон В.А., Ефимов А.С., Карапузов Н.П., Сибгатулин В.Г. О геологической природе доюрского структурного комплекса в связи с перспективами его нефтегазоносности

- сти на юго-востоке Западной Сибири // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 9. С. 50–54.
9. Борукаев Ч.Б. Периодичность образования Пангей в истории Земли // Вестник ДВО РАН. 1993. № 2. С. 59–63.
 10. Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1999. 70 с.
 11. БСЭ. Т. 15. М.: Советская энциклопедия, 1974. 631 с.
 12. Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996. 202 с.
 13. Волобуев М.И. Рифейский офиолитовый комплекс Енисейского кряжа // Геотектоника. 1993. № 6. С. 82–87.
 14. Гайдук В.В. Виллюйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: ЯФ Изд-ва СО АН СССР, 1988. 128 с.
 15. Геологическая карта Горного Таймыра. 1:500000 / Гл. ред. М.Л. Шерман. Л., ВСЕГЕИ, 1983.
 16. Геологическая карта СССР. Объясн. зап. Лист Q-46,47. Красноярск. Л., ВСЕГЕИ, 1978. 166 с.
 17. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 4. Сибирская платформа. Л.: Недра, 1987. 448 с.
 18. Геология и полезные ископаемые России. Т.3. Восточная Сибирь / Ред. Н.С.Малич. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. 388 с.
 19. Геология нефти и газа Сибирской платформы. М.: Недра, 1981. 552 с.
 20. Гзовский М.В. Новое направление изучения складок // Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 289–305.
 21. Горюнов Н.А., Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В. Байкальский складчатый комплекс и западная граница Сибирской платформы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т 1. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. С. 101–104.
 22. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–92.
 23. Дашкевич Н.Н., Каштанов В.А. Платформенные отложения палеозоя и подсолевые комплексы докембрия левобережья р. Енисей – новый объект нефтегазопроисловых работ // Докл. АН СССР. Т. 315, №5. 1990. С. 1187–1191.
 24. Евграфов А.А., Ефимов А.С., Чунихина Л.Д. Особенности геологического строения доюрских отложений Приенисейской части Западно-Сибирской низменности по сейсмическому маршруту: Вездеходная площадь (Томская обл.) – Сымская площадь (Красноярский край) // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск, 1998. С. 121–129.
 25. Журавлева И.Т. Сахайская органогенная полоса // Среда и жизнь в геологическом прошлом. Вопросы экостратиграфии. Новосибирск: Наука, 1979. С. 128–155.
 26. Зайченков В.Ю., Чернышев Н.М. Структуры растяжения Сибирской платформы // Геодинамические модели некоторых нефтегазоносных и рудных районов. Л., 1987. С. 44–53.
 27. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.1, 325 с.; кн.2, 332 с.
 28. Иванов С.Н. О байкалидах Сибири и Урала // Геотектоника. 1981. № 5. С. 47–63.
 29. Иванов С.Н. Предистория геосинклиналей // Природа. 1983. № 6. С. 60–68.
 30. Конторович А.Э., Савицкий В.Е. К палеогеографии Сибирской платформы в раннюю и среднюю кембрийские эпохи // Вопросы литологии и палеогеографии Сибири. Новосибирск, 1970. С. 95–109.
 31. Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю., Каштанов В.А., Конторович В.А., Пономарчук В.А., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф. Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение западной границы Сибирской платформы (по результатам бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 7. С. 1021–1031.
 32. Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Башарин А.К., Филиппов Ю.Ф. Геодинамическая модель формирования современной структуры Предьенисейской нефтегазоносной субпровинции Западно-Сибирской геосинеклизы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2003. С. 120–123.
 33. Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Конторович А.А., Красавчиков В.О., Мандельбаум М.М., Моисеев С.А., Сафронов А.Ф., Ситников В.С., Хоменко А.В. Тектоника венд-силурийского структурного яруса осадочного чехла Лено-Тунгусской нефтегазоносной провинции (Сибирская платформа) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 1. С. 100–109.
 34. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А., Волонтэй Г.М., Вотах О.А., Красильников Б.Н., Парфенов Л.М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964. 74 с.
 35. Куликова В.В., Куликов В.С. Галактический календарь истории Земли. Петрозаводск: Карельский НЦ РАН, 2000. 13 с.
 36. Литвинова Т.П., Шмиярова Н.П., Ермошко Л.В. Карта аномального магнитного поля СССР и соседних территорий. 1:10000000. Л.: Картфабрика “Аэрогеология”, 1978.
 37. Макаренко Г.Ф. Периодичность базальтов, биокризы, структурная симметрия Земли. М.: Геоинформарк, 1997. 96 с.
 38. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы / Ред. В.С. Сурков. М.: Недра, 1987. 204 с.
 39. Мельников Н.В., Старосельцев В.С., Хоменко А.В. Перекрытые базальтами осадочные бассейны древних платформ и их нефтегазоносность // Осадочные бассейны и газоносность. М.: Наука, 1989. С. 21–29.
 40. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойско-кайнозойского востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 41. Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 6. С. 32–43.
 42. Пейве А.В., Иванов С. Н., Нечехин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала. 1:1 000 000. М.: Наука, 1977. 120 с.
 43. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы и эволюция системы корамантия. Л.: Наука, 1990. 217 с.

44. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. №3. С. 3–21.
45. Сараев С.В., Хоменко А.В., Батурина Т.П., Карлова Г.А., Кринин В.А. Венд и кембрий юго-востока Западной Сибири: стратиграфия, седиментология, палеогеография // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. М.: ВНИИОЭНГ, 2004. № 1. С. 5–18.
46. Соколов Б.А., Егоров В.А., Накоряков В.Д. Геолого-геохимические условия формирования месторождений в древних толщах Восточной Сибири. М.: Изд-во МГУ, 1989. 191 с.
47. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Глобальная эволюция Земли. М.: Изд-во МГУ, 1991. 446 с.
48. Старосельцев В.С. Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. М.: Недра, 1989. 259 с.
49. Структура и эволюция земной коры Якутии / Отв. ред. В.В. Ковальский. М.: Наука, 1985. 247 с.
50. Тектоника Евразии / Ред. А.Л. Яншин. М.: Наука, 1966. 487 с.
51. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. 571 с.
52. Тесаков Ю.И., Предтеченский Н.Н., Лопушинская Т.В., Хромых В.Г., Базарова Л.С., Бергер А.Я., Ковалевская Е.О. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Силур Сибирской платформы. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал “ГЕО”, 2000. 403 с.
53. Толковый словарь английских геологических терминов. М.: Мир, 1977. Т. 1, 586 с.; 1978. Т. 2, 588 с.; 1979. Т. 3, 543 с.
54. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Платобазальтовый магматизм и океанообразование // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 30–48.
55. Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника. Докембрий. М.: Наука, 1988. 382 с.
56. Хаин В.Е. Циклы Вилсона и циклы Бертрана // Докл. АН СССР. 1992. Т. 325, № 3. С. 557–559.
57. Хаин В.Е., Ясаманов Н.А. Крупнейшие тектонические события и галактическая орбита // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 5. С. 594–596.
58. Хаин В.Е., Волобуев М.И., Хаин Е.В. Рифейский офиолитовый пояс западной периферии Сибирского кратона // Вестн. МГУ, сер. 4. Геология. 1993. № 4. С. 22–29.
59. Хаин В.Е. Основные проблемы современной геологии (геология на пороге XXI века). Л.-М.: Наука, 1994. 190 с.
60. Чехов А.Д. Геодинамическая природа Колымо-Омолонского супертеррейна // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии. Т. 1. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 130–134.
61. Bond G.C., Nickerson P.A., Kominz M.A. Breakup of supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories // Earth. Planet. Sci. Lett., 1984. V. 70, N 2. P. 325–345.
62. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. Circum-North Pacific Tectono-stratigraphic terrane map: U.S. Geological Survey Open-File Report 94-714, 433 pages, 2 sheets, scale 1:5 000 000; 2 sheets, scale 1:10 000 000, 1994.
63. Precambrian plate tectonics // Amsterdam e.a. / Elsevier, 1981. 781 p.
64. Veevers J.J. Tectonic-climatic supercycle in the billion-year platecontinents greenhouse // Sedimentary Geol. 1990. V. 68, N 1-2. P. 1–16.

Поступила в редакцию 12 апреля 2005 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

A.K. Basharin, S.Yu. Belyaev, A.V. Khomenko

North Asian craton and Siberian Platform: modern structure

The geological content and the relation of the fundamental concepts “craton” and “ancient platform” are considered. The principles of restriction of these elements are formulated with reference to the North Asian craton and the Siberian Platform. Three structural levels are identified and confirmed in the North Asian craton. These are the pre-Neogaeen basement, and the Neogaeen and epi-Neogaeen (Mesozoic-Cenozoic) covers. Three structural stages are distinguished in the present-day structure of the Neogaeen cover: rift, plate, and orogenic. The block structure of the craton and platform as well as the peculiarities of restriction of the identified blocks is shown.

Key words: craton, ancient platform, geodynamics, structural stage, oil and gas potential.

**ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И КИНЕМАТИКА ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ
ЕВРАЗИАТСКОЙ И АМУРСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ
(МОНГОЛО-ОХОТСКОЕ ЗВЕНО)**

Б.Ф. Шевченко, В.Б. Каплун

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

На основе интерпретации геотермических, сейсмотомаграфических, сейсмических, геоэлектрических, гравиметрических и магнитометрических данных выявлены основные особенности глубинного строения области сочленения двух литосферных плит: Евразийской и Амурской. Построена комплексная геолого-геофизическая модель литосферы исследуемого района. Она характеризуется слоисто-блоковой структурой и переменной мощностью от 100 до 170 км. Выделены четыре субгоризонтальных уровня возможных внутриплитных перемещений. Глубинная модель позволила выполнить один из этапов геодинамической интерпретации – составление кинематической схемы действующих в пределах литосферного слоя геодинамических сил.

Ключевые слова: комплексная интерпретация, глубинные модели литосферы, Амурская и Евразийская плиты, геодинамика.

ВВЕДЕНИЕ

При изучении областей сочленения современных литосферных плит в пределах континента границы между ними устанавливаются по комплексу геолого-геофизических признаков. Следует отметить, что применяемые принципы определения границ литосферных плит по зонам линейной сейсмичности, гипоцентры землетрясений которых имеют, как правило, средне- и нижнекоровый характер, не обеспечивают выделения изучаемых объектов в виде трехмерных тел.

Из-за нечеткой выраженности границ тектонических плит их современное положение определялось предшествующими исследователями по-разному. Северная граница Амурской плиты в работе [3] проводилась по поясу сейсмичности, протягивающемуся почти по середине Памира на юго-западе до Байкала и Станового хребта на северо-западе вплоть до Удской губы Охотского моря и сопрягающегося с сейсмическими зонами Сахалина, с одной стороны, и хребта Черского – с другой. Впоследствии некоторыми исследователями границы Амурской плиты были несколько изменены. Так, в работе [9] ее северная граница проводится вдоль южной границы Монголо-Охотской складчатой системы, в работе [4] по границе Амурской и

Евразийской плит выделяется буферная зона, расположенная между Становым и Монголо-Охотским разломами.

Для изучения глубинного строения области сочленения литосферных плит в пределах Тихоокеанского и Центрально-Азиатского складчатых поясов предварительно были проведены работы по выделению литосферы как трехмерного (3-D) объекта [20]. К настоящему времени 3-D модель литосферы построена для территории Дальнего Востока и Северо-Восточного Китая. Она характеризуется слоисто-блоковой структурой, состоящей из следующих элементов: глубинных поверхностей раздела (подошва земной коры, подошва литосферы), серии сейсмотомаграфических планов-срезов в интервале глубин 0–220 км [9], схем интерпретации аномального гравитационного и магнитного полей, разрезов и трехмерных блок-диаграмм (плотов). Все последующие построения проводились с учетом параметра мощности литосферы.

Глубинное строение и кинематика области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит (Монголо-Охотское звено) рассматривается на примере меридионального профиля, проходящего по линии от р. Амур (п. Джалинда) на юге до поселка Б. Нимыр на севере.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Профиль с юга на север пересекает следующие крупные тектонические структуры: Аргуно-Мамынский массив (микроконтинент), Монголо-Охотский позднепалеозойско-мезозойский орогенный пояс, Могочинский блок Селенга-Станового каледонского орогенного пояса, Становую гранит-зеленокаменную область, Алданскую гранулит-гнейсовую область. Все границы между указанными геологическими структурами имеют разрывной (разломный) характер. С юга на север это Южно-Тукурингрский, Северо-Тукурингрский, Джелтулакский и Становой разломы. Граница схождения двух современных тектонических (литосферных) плит – Евразийской и Амурской [9, 16] – в пределах профиля совпадает с Северо-Тукурингрским разломом (рис. 1). Описание геологических структур, границ между ними дано по литературным данным [14, 15].

Особенности глубинного строения Верхнего Приамурья и юга Якутии вдоль изучаемого профиля уточнены по сравнению с 3-D моделью, с учетом привлечения расчета верхних кромок аномалиеобразующих магнитных объектов (преимущественно среднекоревые глубины) [7] и интерпретации серии профилей магнитотеллурического зондирования. Для изучаемого профиля, помимо глубинных площадных параметров, были использованы результаты глубинного сейсмического зондирования методом МОВЗ и плотностного моделирования.

Глубинная двумерная модель представляет собой разрез литосферного слоя переменной мощности от 95 до 160 км (рис. 2а). Значения глубин получены по геотермическим данным и определялись как точки пересечения кривой распределения температур с линией солидуса мантии. Температура плавления мантийных пород была взята постоянной и равной 1080° С. При расчетах была использована формула расчета мощности литосферы из работы Леви К.Г. и Лысак С.Е. [6]. Внутри литосферного слоя (интервал между подошвой коры и подошвой литосферы) по сейсмотомографическим данным [19] выделены два слоя с повышенными значениями скорости продольных волн (интервалы 35–70 и 70–110 км). Подошва земной коры (поверхность М) построена по имеющимся данным ГСЗ и МОВЗ. Глубина этой границы раздела изменяется по линии профиля с юга на север от 38 до 45 км. В пределах земной коры, по данным интерпретации аномального магнитного поля, выделена поверхность распределения верхних кромок магнитоактивных тел. Глубина данной поверхности меняется от 10 км в южной части профиля до 20 км – в северной. Максимальная глубина локального по-

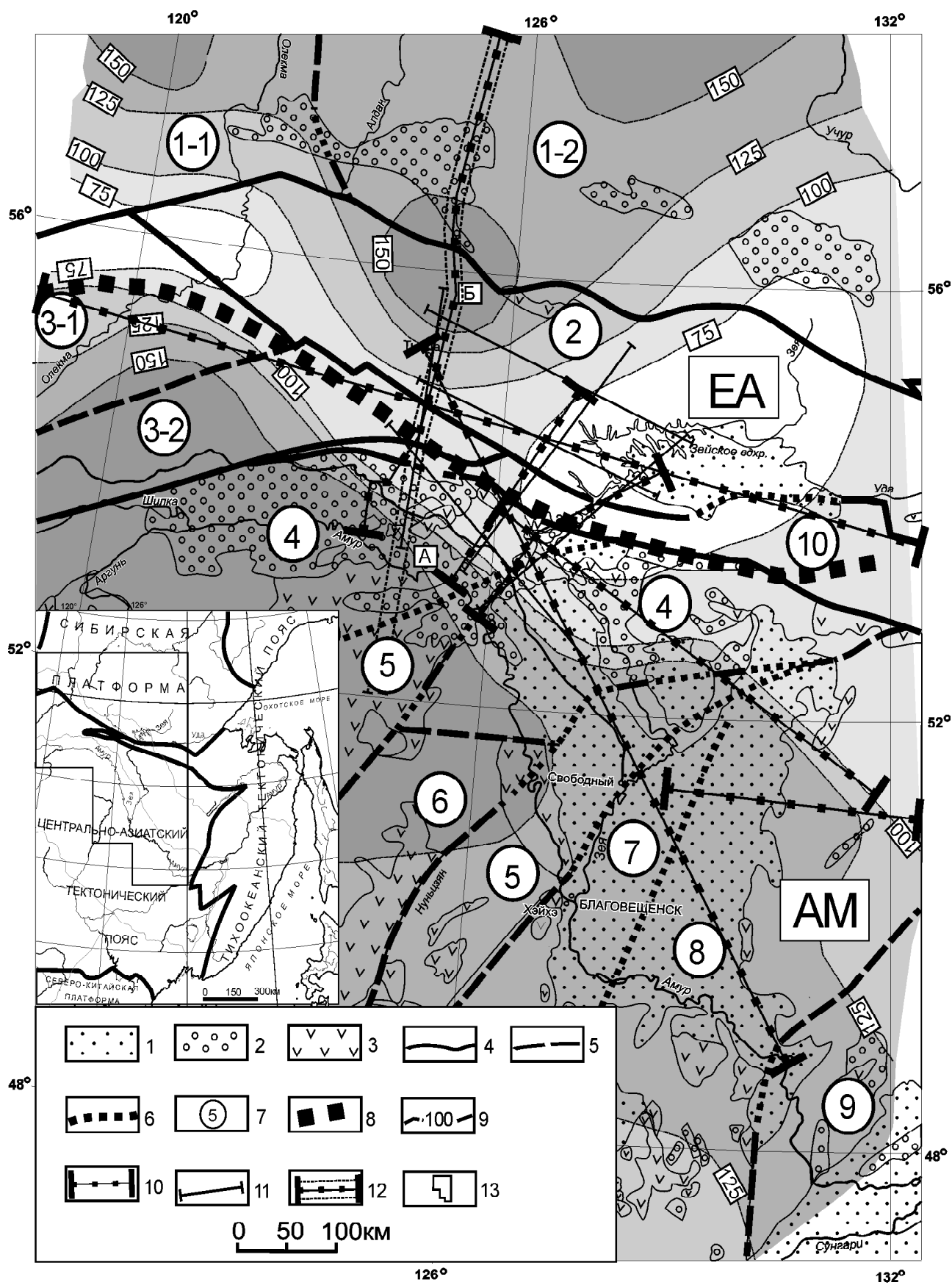
гружения поверхности составляет 30 км. На земной поверхности этому погружению на профиле соответствует интервал между Южно-Тукурингрским и Джелтулакским разломами (рис. 1).

В качестве вертикальных границ использованы зоны максимальных градиентов, установленных по профильным и площадным построениям, а в качестве горизонтальных – их перерывы. Сочетание вертикальных и горизонтальных границ разделов формирует слоисто-блоковую структуру литосферного слоя. Таким образом была получена слоисто-блоковая модель первого приближения, которая в дальнейшем детализируется другими геофизическими методами.

Геоэлектрический разрез (рис. 2б) построен по данным, полученным при изучении глубинного строения литосферы методом магнитно-теллурического зондирования (МТЗ) района трассы БАМ [12]. Интерпретация выполнялась в рамках одномерной модели по профилю длиной 290 км с 31 зондированием. Расстояние между пунктами неравномерное и в среднем составляет 10 км. Геоэлектрический разрез построен до глубины 160 км и представляет собой слоистую модель. При рассмотрении сверху вниз на разрезе выделяются несколько слоев.

Первый слой неоднородный, переменной мощности и в основном характеризуется высокими электрическими сопротивлениями. Сопротивление в пределах слоя меняется от нескольких сотен Ом·м до десяти тысяч Ом·м. Мощность его колеблется от 60 км южнее Южно-Тукурингрского разлома до 25 км севернее Джелтулакского разлома. В средней части этого слоя выделяется граница на глубинах 20–30 км, которая делит первый слой на два подслоя – верхний и нижний. Верхний подслой более высокоомный с сопротивлениями более 1000 Ом·м, а нижний – менее высокоомный, и его сопротивление составляет сотни Ом·м. Выделение пространственного положения этой границы неустойчиво, что может быть связано как с ее геоэлектрическими свойствами, так и с качеством полевого материала. Наиболее отчетливо эта граница проявлена в южной части разреза, и отдельные фрагменты – в северной части.

Второй слой геоэлектрического разреза характеризуется низкими сопротивлениями порядка нескольких десятков Ом·м. Мощность слоя в среднем составляет 15 км. Третий слой имеет сопротивление в среднем 200 Ом·м и мощность около 50 км. В его основании расположен четвертый слой низкого сопротивления (менее 100 Ом·м). Мощность четвертого слоя не определена из-за ограниченного частотного диапазона интерпретируемых кривых МТЗ.



Отличительной особенностью разреза является наличие неоднородности в его центральной части, которая проявляется в нарушении сплошности выделенных слоев и их смещении в вертикальном направлении относительно друг друга. Области геоэлектрической неоднородности соответствует на земной поверхности интервал между Северо-Тукурингским и Желтулакским разломами. Она прослеживается на всю глубину геоэлектрического разреза и характеризуется пониженными значениями электрического сопротивления.

На рис. 2б помимо геоэлектрических границ вынесены результаты сейсмических наблюдений по данным МОВЗ [2]. Структура земной коры и верхней мантии представлена авторами в виде горизонтальных сейсмических границ обмена (выделено 15 границ до глубин 130 км) и близвертикальных и наклонных границ. Вертикальные границы выделены по признаку потери корреляции при прослеживании горизонтальных сейсмических границ. Сейсмические вертикальные границы в основном представлены в авторском варианте. Там, где неоднозначность построений позволяла сделать предположение о наклонном характере вертикальных границ, было выполнено соответствующее редактирование.

Эти границы по их протяженности на глубину разделены на две категории. Первая категория – наиболее протяженные границы, вторая – менее протяженные. Сейсмическая структура литосферы вдоль разреза является слоисто-блоковой и подчеркивает слоисто-блоковую структуру, полученную по геоэлектрическим данным и иным структурным построениям (рис. 2а).

В пределах средней и нижней части литосферы установлено соответствие двух аномальных областей: исчезновение границ обмена сейсмических волн и отсутствие горизонтальных геоэлектрических границ. Первая область расположена в пределах глубин

45–70 км. На земной поверхности ей соответствует Монголо-Охотский орогенный пояс. Вторая, с относительным смещением вдоль профиля на север, расположена на глубинах 90–130 км. Источник сейсмических данных – гипоцентры землетрясений – имеют преимущественно верхне- и среднекоровую природу.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Комплексная геолого-геофизическая интерпретация вдоль изучаемого профиля приводит к построению статической, по Ю.А. Косыгину [5], глубинной геолого-геофизической модели строения литосферы. Для описания верхней части разреза, до глубин 20 км, где возможна линейная интерполяция вещественных характеристик геологических тел, использованы геологические данные о составе пород, их возрасте, характере дизъюнктивных нарушений [13–15]. Далее на глубине разрез характеризуется параметрами, полученными по результатам комплексной геофизической интерпретации с учетом плотности, скорости, геоэлектрического сопротивления. Плотностные характеристики разреза, полученные в результате решения обратной задачи гравиметрии, приведены по данным плотностного моделирования [10].

В целом, деление на блоки по разрезу получено на основании объединения субгоризонтальных границ с вертикальными границами смещения глубинных уровней разнородных моделей. С учетом разрывной тектоники, устанавливаемой геологическими методами на земной поверхности, вертикальные границы интерпретируются как границы сбросо-сдвигового типа [14, 15]. Вертикальные границы, не имеющие вертикальной амплитуды смещения на глубинных уровнях раздела, интерпретируются как сдвиговые границы. Построенный таким образом разрез представлен на рис. 3.

Геодинамическая интерпретация глубинного разреза проведена, исходя из основных задач геодинамики [17]. Алгоритм геодинамических исследова-

Рис. 1. Геолого-структурная схема района исследований (по [13], с упрощениями).

Осадочные бассейны: 1 – кайнозойские, 2 – мезозойские; 3 – фрагменты мезозойских вулканитов; разломы: 4 – межблоковые (Ст – Становой, Дж – Желтулакский, С-Т – Северо-Тукурингский, Ю-Т – Южно-Тукурингский), 5 – внутриблоковые, 6 – перекрытые осадочными отложениями; 7 – основные тектонические структуры (Алдано-Становой щит: 1–1 – Олекминская гранит-зеленокаменная область, 1–2 – Алданская гранулит-гнейсовая область; 2 – Становая гранит-зеленокаменная область. Центрально-Азиатский тектонический пояс: блоки Селенга-Станового каледонского орогенного пояса: 3–1 – Тунгирский, 3–2 – Могочинский; 4 – Аргуно-Мамынский массив (микроконтинент); 5 – Северо-Хинганский каледонский орогенный пояс; 6 – массив Дягдачи; 7 – Силамулунь-Иэньбэньский герцинский орогенный пояс; 8 – Турано-Чжангуанцайлинский массив (микроконтинент); 9 – Цзямусы-Малохинганский массив (микроконтинент); 10 – Монголо-Охотский позднепалеозойско-мезозойский орогенный пояс); 8 – современная граница схождения тектонических плит (ЕА – Евразийская, АМ – Амурская); 9 – изопахиты литосферы, в км; линии профилей: 10 – глубинного сейсмического зондирования, 11 – магнитотеллурического зондирования, 12 – полоса профиля исследований; 13 – контур района исследований на схеме тектонического районирования (врезка).

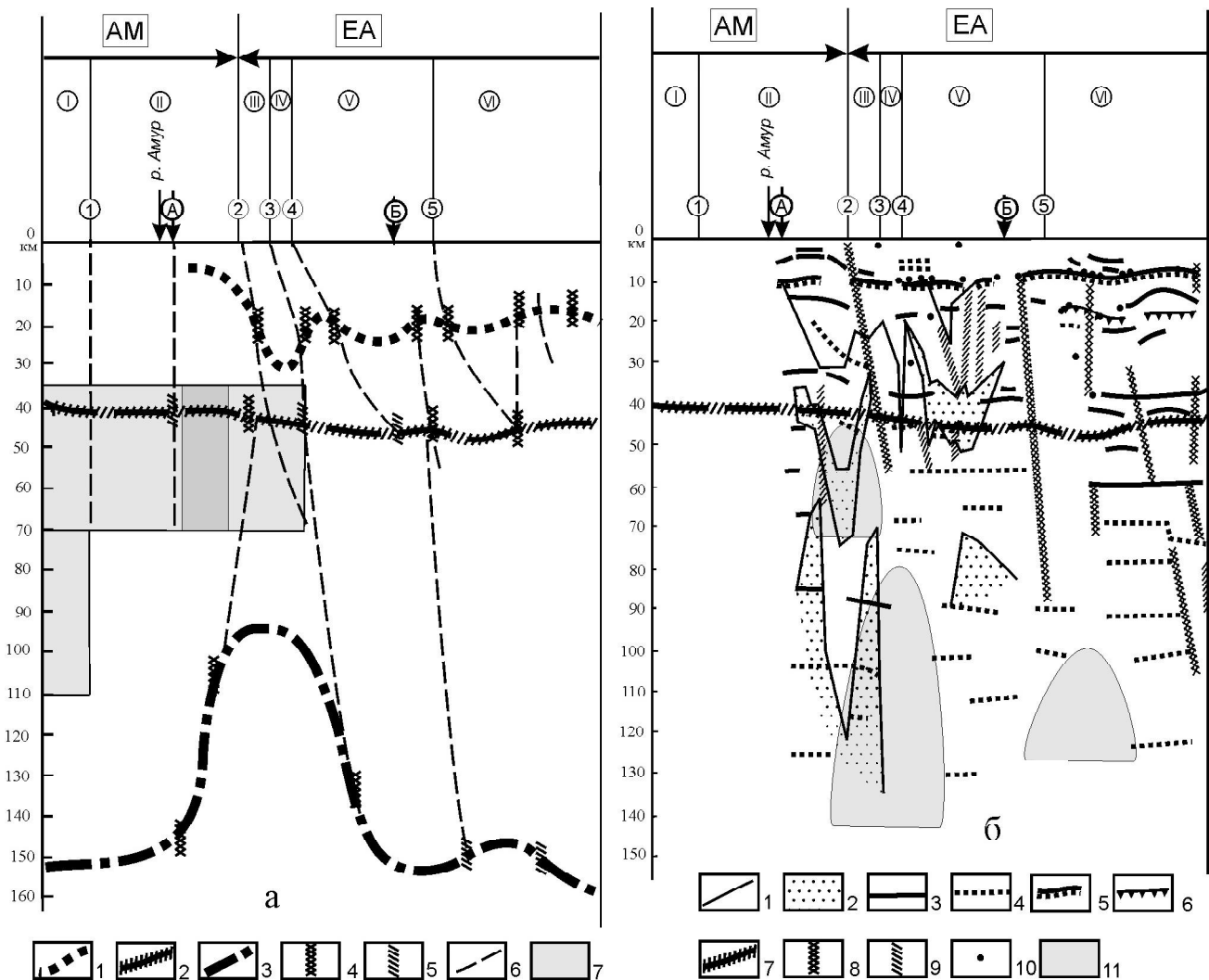


Рис. 2. Модели области сочленения литосферных плит по комплексу геофизических методов.

Плиты: АМ – Амурская, ЕА – Евразийская. Тектонические подразделения: I – Северо-Хинганский орогенный пояс, II – Аргунно-Мамынский массив, III – Монголо-Охотский орогенный пояс, IV – Селенга-Становой орогенный пояс, V – Становая гранит-зеленокаменная область, VI – Алдано-Становой щит. Разломы: 1 – Дарбиганский, 2 – Южно-Тукурингрский, 3 – Северо-Тукурингрский, 4 – Желтулакский, 5 – Становой. А и Б – южная и северная границы профиля МТЗ, соответственно.

а) Слоисто-блоковая модель по результатам сейсмического, сейсмотомографического, геотермического и магнитного методов. Глубинные поверхности раздела: 1 – верхние крошки магнитоактивных тел, 2 – подошва земной коры (поверхность Мохоровичича), 3 – подошва литосферы. Разломы: 4 – сбросового типа (зоны градиентов), 5 – сдвигового типа (трансформные); 6 – блокообразующие границы; 7 – сейсмотомографические объекты с повышенной скоростью прохождения продольных волн, интенсивность цвета соответствует увеличению относительной скорости, в %.

б) Сейсмо-геоэлектрический разрез по результатам МОВЗ и МТЗ: 1 – границы геоэлектрических слоев; 2 – области максимальной электрической проводимости; 3 – сейсмические границы интенсивных обменов волн; 4 – прочие границы обмена; 5 – горизонт в гранитном слое; 6 – граница Конрада; 7 – граница Мохо. Вертикальные и наклонные глубинные зоны разделов (блокообразующие): 8 – первой категории, 9 – второй категории; 10 – гипоцентры землетрясений; 11 – области потери границ обмена сейсмических волн.

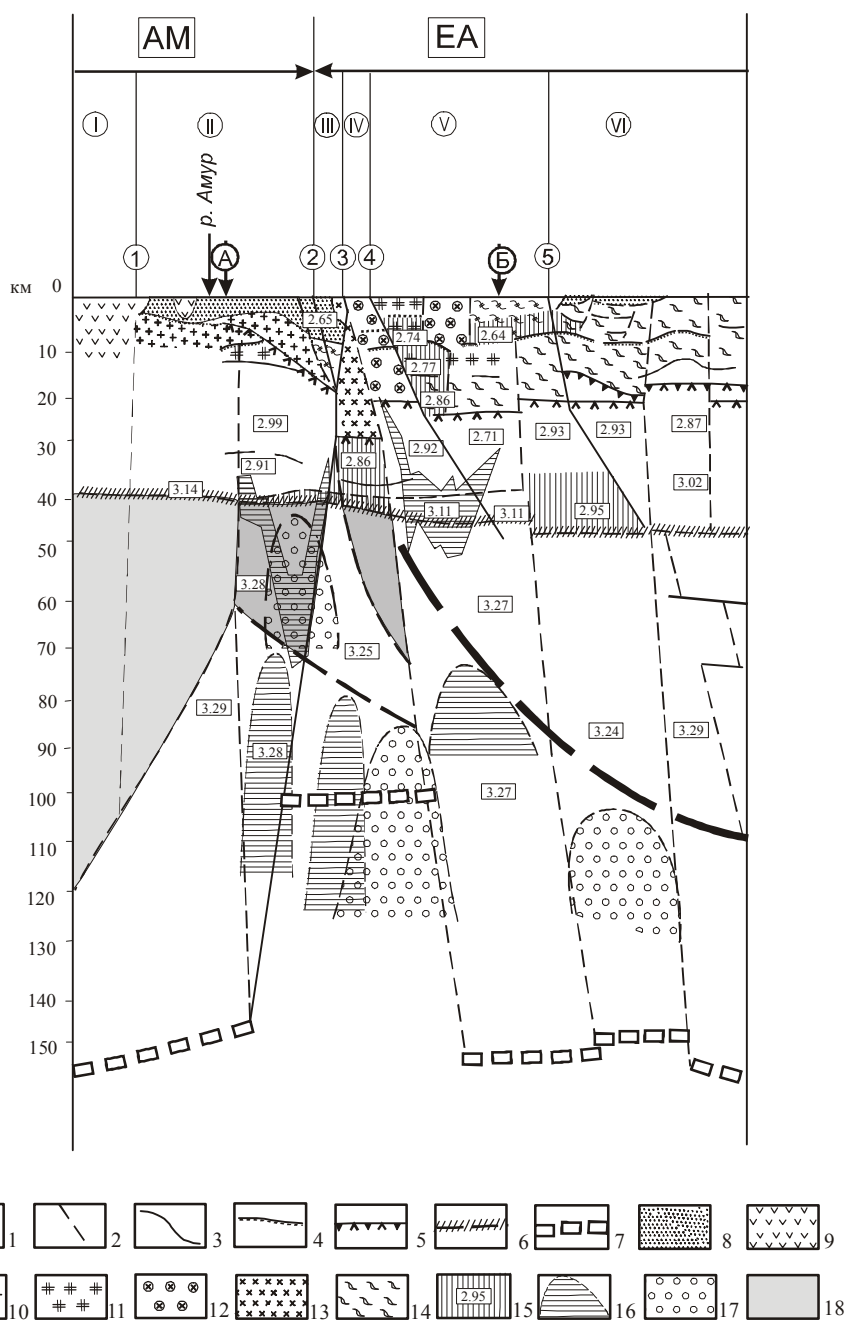


Рис. 3. Геолого-геофизический разрез области сочленения литосферных плит.

Структурные элементы: 1 – разломы земной коры; 2 – предполагаемые разломы земной коры и верхней мантии; 3 – основные горизонтальные границы раздела (в пределах верхней части земной коры – литологические, в нижней коре и в верхней мантии – фазовые); 4 – граница смены реологических свойств коры; 5 – комплексная граница между верхней и нижней корой; 6 – подошва коры; 7 – подошва литосферы. Литологические элементы: 8 – юрские осадочные образования; 9 – раннемеловые вулканиты; 10 – раннемезозойские граниты; 11 – раннепротерозойские граниты; 12 – позднеюрские граниты; 13 – триас-позднеюрские граниты; 14 – раннеархейские метаморфические комплексы. Геофизические элементы: 15 – области с относительно пониженной плотностью литосферы, цифры – расчетные значения; 16 – области повышенной геоэлектрической проводимости; 17 – области отсутствия сейсмических границ обмена волн; 18 – блоки литосферы с повышенной скоростью прохождения продольных волн, интенсивность цвета соответствует увеличению скорости в % отношении.

ний можно представить в виде следующего логического ряда: силы – напряжения – деформации – изменение состояния и свойств геологических объектов. Процедура геодинамической интерпретации глубинных моделей сводится к построению кинематических моделей, основанных на физических предпосылках возможных источников тектонических движений как в пределах литосферы (внутренние геодинамические факторы), так и вне неё (внешние геодинамические факторы).

Геодинамические факторы по отношению к литосфере, исследуемой в качестве относительно изолированного тела, можно разделить на две группы: внешние и внутренние. Понятие о внешних геодинамических факторах возникает в случае представления литосферы в виде пассивного элемента верхней оболочки Земли. Такой подход широко применяется при теоретических разработках в тектонике плит, тектонике плавающих континентов, тектонике террейнов, тектонике плюмов. В этом случае рассматривается взаимодействие конвективных, ротационных сил, проводятся построения ретроспективных и прогнозных тектонических моделей. Возможное влияние конвективных и ротационных факторов на геодинамику литосферного слоя, в силу ограниченной длины изучаемого профиля, не оценивалось.

Группа внутренних факторов отражает эволюционное саморазвитие литосферы в условиях постоянного воздействия гравитационного и теплового полей. В геолого-геофизических параметрах это проявляется в наличии аномальных характеристик в распределении скорости, плотности, электропроводности, теплового потока с глубиной, наличии в литосферном слое инверсных взаимоотношений геофизических модельных свойств, контрастных по физическим характеристикам геологических объектов. Подобными объектами могут быть разноглубинные и/или разновозрастные магматические образования, метаморфические комплексы.

Глубинное геолого-геофизическое моделирование всего объема литосферы позволяет расширить список геодинамических факторов, определяющих коллизионный характер границы сочленения тектонических плит.

Значительное влияние на неравновесное состояние литосферы и, соответственно, на геодинамику оказывает геометрия и размеры слагающих ее слоев и блоков. Возможность подобного влияния теоретически была исследована при решении геомеханических задач о распределении напряжений как источников тектонических движений [8].

Подобный подход позволяет получить представление о мгновенной кинематике литосферы в целом и отдельных, внутренних ее слоев – в частности. В итоге, с учетом вышесказанного, составлена схема кинематики литосферных блоков в пределах исследуемого разреза. Данная схема (рис. 4) отражает все возможные (по данной модели) распределения напряжений (возможную кинематику литосферных блоков) вне временного фактора. Иными словами, кинематические характеристики глубинной модели отражают как современное напряженно-деформированное состояние среды, так и возможные палеонапряжения, вытекающие из принятого нами варианта интерпретации.

РЕЗУЛЬТАТЫ

По геологическим данным граница между Евразийской и Амурской литосферными плитами в пределах профиля проходит вблизи Северо-Турурингского разлома [9]. В глубинном отношении единого разделительного элемента по нашим построениям не обнаружено. Граница сочленения двух плит является сложно построенной зоной, в пределах которой мощность литосферного слоя сокращена до 100 км. По результатам интерпретации, эта сложнопостроенная клиновидная зона выполнена в верхней части земной коры разновозрастными осадочными и магматическими комплексами. На земной поверхности этой зоне соответствует область между Южно-Турурингским разломом на юге и Желтулакским – на севере. Общая ширина зоны составляет около 50 км. На глубине, на уровне подошвы земной коры, она увеличивается до 70–80 км. Общее падение зоны – на север под углом 50° – 55° . Нижнее ограничение зоны (подошва литосферы) находится на глубинах 100–105 км.

Интерпретация структурных построений позволяет сделать заключение о выклинивании юрских дислоцированных осадочных образований на глубинах 5–6 км в пределах интервала между падающими друг другу навстречу Южно- и Северо-Турурингским разломами. Фундаментом для осадочных комплексов являются гранитоидные образования с временем становления от триаса до ранней юры [13, 15]. По нашим представлениям, их следует отнести к предколлизионным магматическим комплексам. Также не исключено присутствие фрагментов архейских метаморфических комплексов [14]. Среднеюрские гранитоидные комплексы, расположенные в интервале между Северо-Турурингским и Желтулакским разломами (рис. 3), являются продуктом постколлизионного процесса. Данная интерпретация находит подтверждение в палеотектонических построениях Л.М. Парфенова с соавторами [9]. Из наших постро-

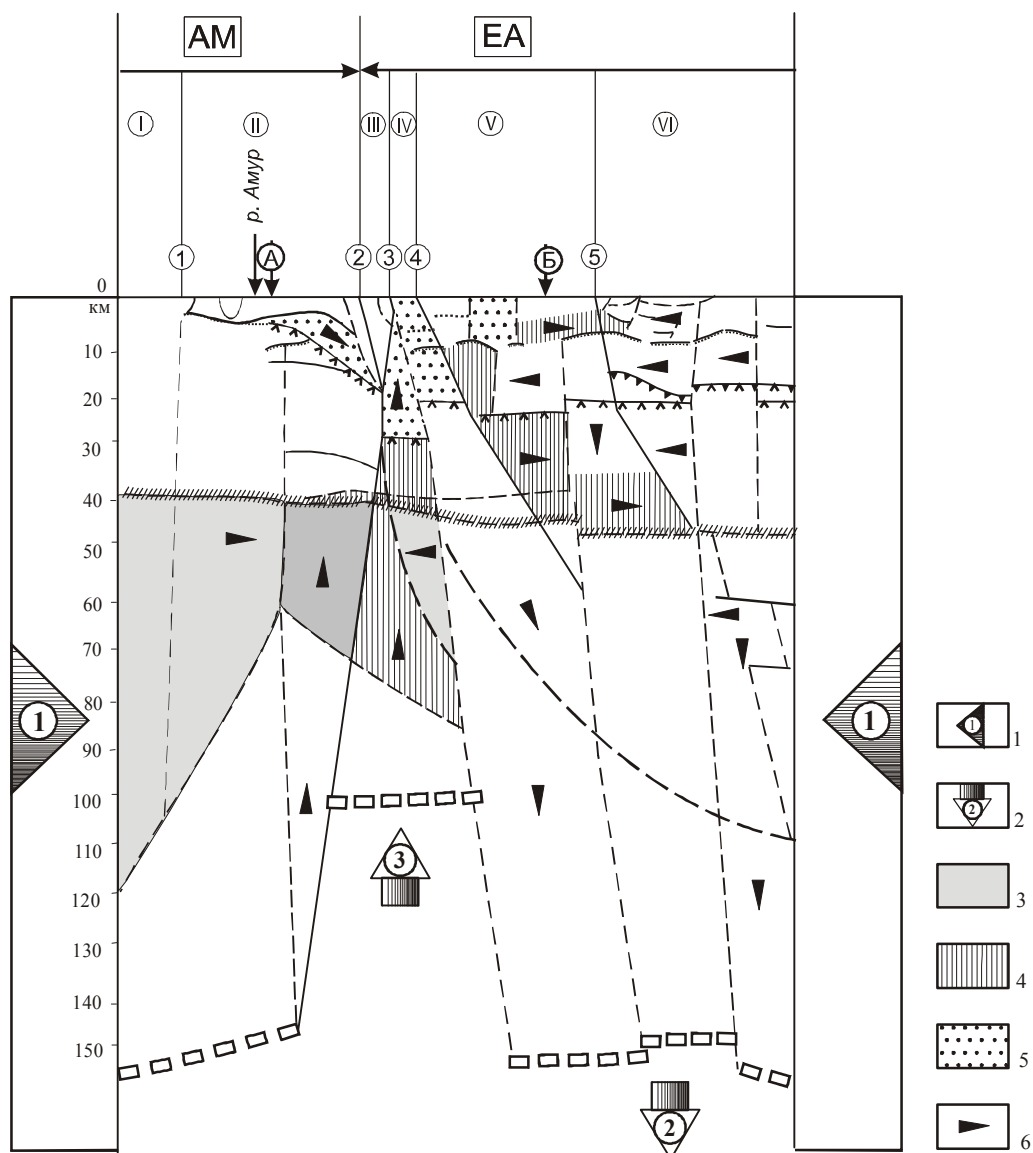


Рис. 4. Двухмерная кинематическая слоисто-блоковая модель напряженного состояния литосферы.

Региональные напряжения литосферы, обусловленные геометрическими параметрами, собственной реологией и реологией литосферы: 1 – горизонтальная составляющая, 2 – вертикальная составляющая. Современные локальные напряжения блоков литосферы: 3 – состояние сжатия (сейсмотомографические данные), 4 – состояние растяжения (расчетные плотностные характеристики); 5 – палеонапряжения, связанные с внедрением и флюидным режимом позднепалеозойских и мезозойских магматических тел; 6 – направления перемещения блоков. Остальные условные обозначения на предыдущих рисунках.

ений следует, что в настоящий момент характер сочленения литосферных плит надвиго-подвиговый. Поскольку плиты находятся в состоянии перманентного перемещения и деформации (это явление фиксируется инструментальными геодезическими измерениями), то имеет место либо подвиг Амурской плиты под Евразийскую, либо надвиг последней на Амурскую. Напряженно-деформируемое состояние литосферы установлено и по другим геологическим признакам [11, 18]. Однако наличие

разнонаправленных наклонных границ в верхней, наиболее хрупкой части земной коры (Северо-Тукурингский разлом, разлом южного обрамления Чульманской впадины) может служить свидетельством о некоторой дискретности процесса схождения двух плит и изменении преобладающего направления приложения тектонических сил. Дискретность режима схождения плит может быть также обусловлена изменением скорости перемещения плит относительно друг к другу.

Геофизические характеристики – относительно пониженные значения плотности и электрического сопротивления – по нашему мнению, свидетельствуют об областях, вдоль которых происходят как горизонтальные, так и вертикальные перемещения в пределах земной коры и подкорового пространства. Из модели следует, что горизонтальная скорость смещения верхних частей разреза, по меньшей мере в пределах земной коры, выше, чем скорость нижележащих. Всего можно выделить четыре уровня (границы) смещения литосферных слоев. Первая – на глубинах порядка 10 км, вторая – 20 км, третья – 40 км. Четвертая граница в пределах Амурской плиты прослеживается на глубинах 70–90 км. В литосферном слое Евразийской плиты четвертая граница раздела выделяется менее уверенно, по сравнению с Амурской, и расположена в интервале глубин от 70 до 110 км.

Для слоев рассматриваемой модели источником напряжений и последующих деформаций литосферы с возможными горизонтальными перемещениями является в первую очередь изменение мощности всего литосферного слоя. Векторы смещений литосферных блоков первого порядка (Евразийская и Амурская литосферные плиты) направлены навстречу друг другу, что приводит к дополнительному тектоническому напряжению. Вертикальная составляющая напряжений формируется в результате квазистатического равновесия композиции блоков литосферы относительно астеносферного слоя верхней мантии и, судя по расчетным данным геофизических параметров (эффективные значения скорости, плотности), обладает собственной современной кинематикой и палеокинематикой. Перемещение отдельных блоков в пределах земной коры подтверждает тезис о наличии в ее пределах тектонической расслоенности [17]. В ретроспективном аспекте, на геодинамические процессы в литосфере оказывали влияние разновозрастные магматические процессы. Тела внедрения, несомненно, меняли картину силового и деформационного поля. По нашим представлениям, к такого рода объектам в пределах глубинного разреза относятся блоки с относительно пониженными значениями плотности. Возможно, что с последствиями такого позднюрского магматизма связана система надвигов на осадочные образования Чульманской впадины.

Таким образом, построенная модель (рис. 4) с последующим привлечением более детальных геологических, геодезических данных (GPS наблюдения, повторное нивелирование земной поверхности) может быть основанием для последующего выяснения природы как современных, так и палеотектонических движений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования построена глубинная геолого-геофизическая модель области сочленения двух литосферных плит. Структурные и вещественные параметры модели позволили провести ее геодинамическую интерпретацию, составить схему кинематики литосферных слоев и блоков. Основные выводы проведенного исследования следующие:

1. В области сочленения двух литосферных плит не выявлено увеличение мощности литосферы Евразийской плиты, в отличие от постулированного ранее положения [1].

2. Слоистая неоднородная структура литосферы, наличие 4-х уровней, является результатом внутриплитных горизонтальных перемещений.

3. Режим схождения и дальнейшая эволюция коллизионной области сочленения носили дискретный характер, обусловленный некогерентным изменением параметров деформаций, в частности, изменением во времени скорости и направления перемещений контактирующих плит и слагающих их блоков.

4. Схема кинематики глубинного разреза отражает как современное напряженно-деформируемое состояние литосферы, так и следы палеогеодинамических событий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Ч.Б. Справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск: НГУ, 1997. 36 с.
2. Булин Н.К., Афанасьева Н.А., Проняева Е.А., Эрглис Е.И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным // Сов. геология. 1972. № 10. С. 134–140.
3. Зоненшайн Л.П., Савостин Л.А., Мишарина Л.А., Солоненко Н.В. Тектоника плит Байкальской горной области и Станового хребта // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 669–672.
4. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., Николаев В.В., Семенов Р.М. Буферные сейсмогенные структуры между Евразийской и Амурской литосферными плитами на юге Сибири // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 55–61.
5. Косыгин Ю.А. Тектоника, М.: Недра, 1983. 536 с.
6. Леви К.Г., Лысак С.Е. Температурная эволюция и мощность литосферы континентов // Основные проблемы сейсмотектоники. М.: Наука, 1986. С. 69–78.
7. Лойтер П.П., Малышев Ю.Ф. Магнитные разрезы земной коры Дальнего Востока // Третий всесоюз. съезд по геомагнетизму. Тез. докл. Киев, 1986. С. 37–38.
8. Маслов Л.А. Геодинамика литосферы Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток: Дальнаука, 1995. 199 с.
9. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.

10. Подгорный В.Я., Малышев Ю.Ф. Плотностной разрез литосферы Алдано-Станового щита // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 3. С. 3–21.
11. Семинский К.Ж. Тектонофизические закономерности деструкции литосферы на примере Гималайской зоны сжатия // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 17–30.
12. Талтыкин Ю.В., Каплун В.Б., Швалова Ю.П., Григорица Т.В. Предварительные результаты магнитотеллурических исследований в Становой области // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 105–109.
13. Тектоника, глубинное строение, металлогения области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов: Объясн. зап. к тектонической карте 1:1500000. Хабаровск – Владивосток: ДВО РАН, 2005. 264 с.
14. Тектоническая карта Дальнего Востока и сопредельных районов (на формационной основе). 1:2 000 000. Объясн. зап. 1978. Хабаровск, 1984. 56 с.
15. Тектоническая карта области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского поясов. 1:1 500 000. Хабаровск-Шэньян, 2001.
16. Хаин В.Е., Михайлов А.Г. Общая геотектоника. М.: Недра, 1985. 326 с.
17. Хаин И.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во. МГУ, 1995. 480 с.
18. Шерман С.И., Лунина О.В. Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли // Докл. АН. 2001. Т. 378. № 5. С. 672–674.
19. Van der Hilst P.-D., Engdahl E. R., Spankman W. Tomographic inversion of P and pP data for aspherical mantle structure below the Northwest Pacific region // Geophysical Journal International. December 1993. V. 115. N 3. P. 264–310.
20. Shevchenko B.F., Malyshev Yu.F., Gornov P.Yu. Geothermal evolution of the lithosphere in the area of the Central Asian and Pacific belts. The Earth's thermal field and related research methods. Proceedings of the international conference, June 17 – 20 2002. Moscow, Russia. P. 250–253.

Поступила в редакцию 20 сентября 2005 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

B. F. Shevchenko and V. B. Kaplun

Deep structure and kinematics of the Eurasian and Amur lithospheric plates junction area (Mongol-Okhotsk segment)

The main features of the deep structure of the junction area of two lithospheric plates, Eurasian and Amur, are recognized on the basis of geothermal, seismotomographic, seismic, geoelectrical, gravimetric and magnetometric data interpretation. The complex geological-geophysical model of the lithosphere of the area under study was constructed. It is characterized by the layered-block structure of a variable thickness of 100 to 170 km. Four subhorizontal layers of possible intraplate displacements are distinguished. The depth model makes it possible to perform one of the stages of geodynamic interpretation – the development of the kinematic scheme of the operating forces within the lithospheric layer.

***Key words:* comprehensive interpretation, depth models of the lithosphere, the Amur and Eurasian plates, geodynamics.**

ПЕРМСКИЙ ЭТАП ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЗАБАЙКАЛЬЯ

Л.И. ПОПЕКО*, Г.В. КОТЛЯР**, А.В. КУРИЛЕНКО***

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

** Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
г. Санкт-Петербург

*** ФГУП “Читагеолсъемка”, г. Чита

Проанализировано положение пермских образований в структурах Забайкальского звена Монголо-Охотского орогенного пояса и его обрамления. Реконструированы геодинамические обстановки их формирования. Уточнен объем региональных стратиграфических подразделений перми Забайкалья – горизонтов, пополнена их палеонтологическая характеристика. Проведена корреляция горизонтов с ярусами модифицированной Общей стратиграфической шкалы (ОСШ) пермской системы Бореальной области, подразумевающей трехчленное деление системы на отделы, а также с ярусами Глобальной стратиграфической шкалы. Выделены биостратиграфические подразделения в ранге слоев с фауной.

Ключевые слова: геодинамические обстановки, пермская система, биостратиграфия, корреляция, палеобиогеография, Монголо-Охотский орогенный пояс, Забайкалье.

ВВЕДЕНИЕ

Забайкальский регион простирается в юго-восточной части России от оз. Байкал на западе до верховьев р. Амур на востоке. Пермские отложения здесь распространены фрагментарно. Среди них присутствуют образования различного состава и генезиса: мелководно-морские терригенные, турбидиты, сформировавшиеся на континентальном склоне и его подножии, континентальные вулканогенные и осадочно-вулканогенные. Непрерывные фаунистически охарактеризованные разрезы, охватывающие более чем два–три яруса, здесь отсутствуют, также как отложения, пограничные с образованиями смежных систем.

Систематическое изучение пермских отложений началось в 60-е годы прошлого столетия. Современные знания о них получены в результате работ М.Н. Афанасова, А.С. Бякова, В.Д. Гунбина, Л.А. Козубовой, Г.В. Котляр, А.В. Куриленко, Д.Ф. Масленникова, Б.И. Олексива, Л.И. Попеко, С.М. Синицы и многих других исследователей.

Материалом для настоящей статьи послужили результаты изучения разрезов перми и обширный палеонтологический материал, полученный авторами в итоге многолетних работ в Забайкалье. Кроме того были обобщены опубликованные данные других геологов,

особенно по тем регионам, где авторы не имели возможности провести собственные исследования.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Пермские отложения Забайкалья локализованы на территории Монголо-Охотского орогенного пояса, его южного и северного обрамлений (рис. 1). Монголо-Охотский пояс, по существу, представляет собой шовную зону, которая определяется как место столкновения крупных континентальных блоков [28, 46]. В пределах пояса выделяются вытянутые на сотни километров вдоль его простиранья лентовидные террейны, которые по составу слагающих их пород и строению классифицируются как террейны аккреционного клина. Среди них различаются террейны двух типов: террейны, сложенные преимущественно турбидитами, и террейны, в составе которых преобладают преимущественно океанические образования. В пределах Забайкалья к первому типу относится Хэнтэй-Даурский террейн, ко второму – Ононский [31]. Пермские отложения известны в составе обоих этих террейнов.

Хэнтэй-Даурский террейн расположен в западной части Забайкальского региона. Он сложен интенсивно деформированными песчано-сланцевыми, час-

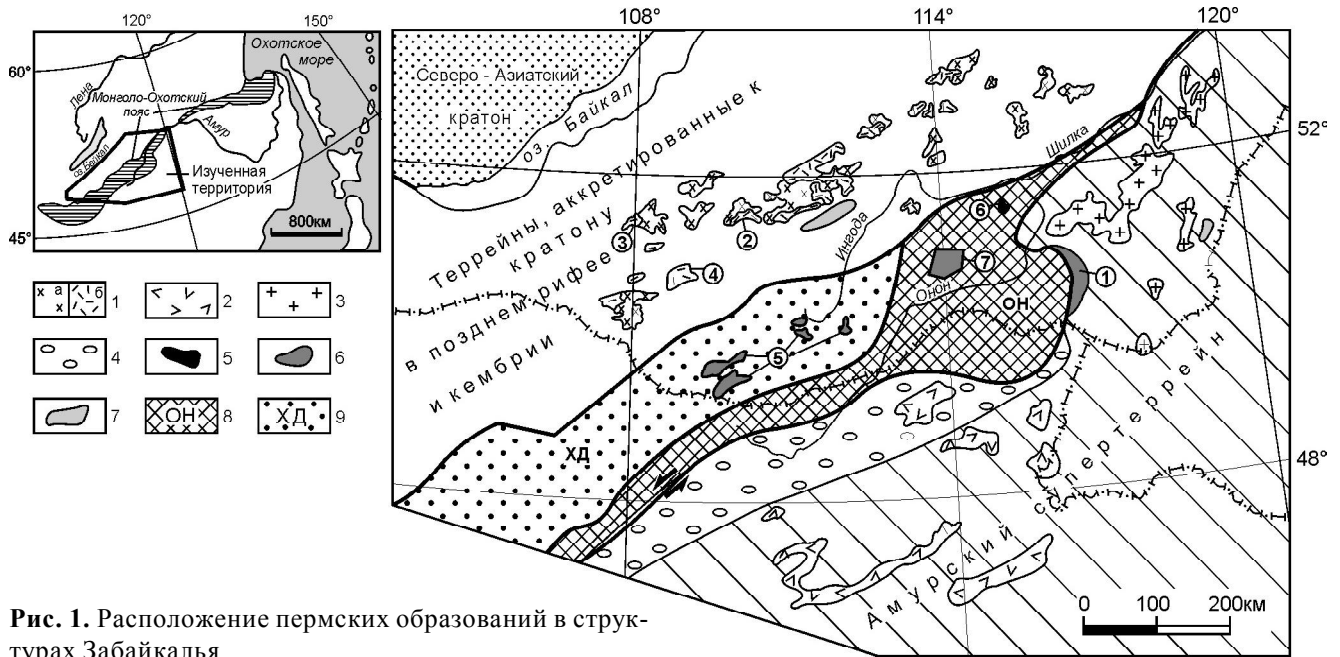


Рис. 1. Расположение пермских образований в структурах Забайкалья.

1 – Селенгинский вулcano-плутонический пояс: а – плутонические, б – вулканические породы; 2 – Восточно-Монгольский вулcano-плутонический пояс; 3 – Ундинский плутонический пояс; 4 – Северо-Гобийский преддуговой прогиб. Пермские осадочные образования: 5 – мелководно-морские, 6 – турбидиты, 7 – континентальные кластические. Террейны: 8 – Ононский, 9 – Хэнтэй-Даурский. Цифры в кружках – местоположения разрезов пермских отложений (показанных на рис. 2): 1 – р. Борзя, 2 – р. Кижинга, 3 – р. Хилок, 4 – р. Чикой, 5 – верховья р. Ингоды, 6 – р. Жипхоши, 7 – Акша-Илинский блок.

то флишоидными отложениями с подчиненными горизонтами кремнистых пород, яшм, андезитов и андезибазальтов девонского (агуцинская и горячинская свиты) и каменноугольного (ингодинская серия) возраста. На территории Монголии присутствуют также силурийские отложения, которые подстилаются офиолитами. В составе последних установлены подушечные лавы типа MORB и комплекс параллельных даек [44]. Верхняя часть ингодинской серии (верхняя подсвита рябиновской свиты) условно отнесена к нижней перми. В ней преобладают массивные песчаники с маломощными прослоями алевролитов и конгломератов. Характерно обилие растительного детрита в алевролитах

К востоку и юго-востоку от Хэнтэй-Даурского расположен Ононский террейн. Он является составной частью Агинского аккреционного клина, прослеживающегося на большей части Монголо-Охотского пояса [31]. Примечателен коленообразный в плане изгиб Ононского террейна, известный в литературе как Восточно-Забайкальская сигмоида. Форма сигмоиды свидетельствует о левостороннем сдвиговом смещении вдоль Монголо-Охотского пояса примерно на 100 км. Значительный объем террейна слагают зеленые метаморфические сланцы, в составе которых преобладают базальты типа MORB, присутствуют

кремнисто-глинистые и кремнистые породы, отмечаются песчаники и известняки (ононская и кулиндинская свиты). Характерны фрагменты офиолитов, представленные ультраосновными породами, габбро и тоналитами [7, 36]. Возраст пород недостаточно ясен. С одной стороны, находки онколитов и катаграфий в карбонатных породах [2] дают основание датировать метаморфические сланцы поздним докембрием. С другой стороны, присутствующие в Ононском террейне фаунистически охарактеризованные вулканогенно-кремнистосланцевые образования нижнего-среднего девона демонстрируют структурное единство с ононской свитой [36].

В пределах Ононского террейна известны также фаунистически охарактеризованные отложения верхнего девона, нижнего и среднего карбона, представленные преимущественно мелководными морскими обломочными отложениями – песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами, реже – риолитами, дацитами и их туфами, которые залегают несогласно на ононской свите и ниже-среднедевонских образованиях [20, 35]. Морские мелководные обломочные отложения нижней перми залегают несогласно как на каменноугольных отложениях, так и на метаморфических сланцах ононской свиты. Разрез венчается морскими отложениями верхнего триаса,

несогласно покрывающими каменноугольные толщи. Вместе с тем, здесь же установлены непрерывные разрезы верхней перми–триаса, представленные песчаниками, алевролитами, кремнистыми породами и базальтами, которые слагают самостоятельный, ограниченный разломами блок почти изометричных очертаний, примыкающий с запада к Восточно-Забайкальской сигмоиде. Этот блок получил название Акша-Илинского. Нельзя исключать, что он входит в состав Агинского аккреционного клина, а отмеченные выше мощные мелководные толщи верхнего девона, карбона и нижней перми являются накоплениями преддугового прогиба. В пользу заключения о формировании аккреционного клина в позднем палеозое и раннем мезозое свидетельствует находка на юге Восточного Забайкалья в поле распространения пород нижне-среднего девона карбонатных пород с раннепермскими тетическими фузулинидами [1].

Северным ограничением Монголо-Охотского пояса на территории Забайкалья и Монголии является коллаж террейнов, аккрецированных к Северо-Азиатскому кратону в конце позднего докембрия и раннем палеозое (рис. 1). Южным ограничением пояса является Керулено-Аргунский массив (супертеррейн), в составе которого установлены архейские кристаллические образования, разнотипные рифейские метаморфические толщи, а также мощные деформированные терригенные и карбонатные отложения кембрия. Характерны раннепалеозойские гранитные батолиты. Наряду с ними присутствуют гранитоиды позднепалеозойского и мезозойского возраста. Местами известны маломощные мелководные морские отложения девона и карбона. Л.П. Зоненшайн с соавторами [10] террейны южного обрамления Монголо-Охотского пояса объединяют в Амурский микроконтинент, который был сформирован как единое целое в конце палеозоя после замыкания Южно-Монгольской тектонической зоны.

Выделение в пределах Монголо-Охотского орогенного пояса террейнов аккреционного клина предполагает существование парных с ними магматических дуг, которые формировались в процессе субдукции и закрытия существовавшего на месте пояса океана. В северном обрамлении Монголо-Охотского пояса выделяется Селенгинский вулcano-плутонический пояс пенсильваний–раннетриасового возраста (рис. 1). Он протягивается по территории Северной Монголии и Забайкалья почти на 2000 км [5, 11, 18]. Пояс образован андезитами, трахиандезитами, дацитами, андезибазальтами, риолитами и трахириолитами, переслаивающимися с континентальными обломочными породами. Плутонические образования представ-

лены гранодиоритами, гранитами, граносиенитами, монцонитами. В отличие от натровой известково-щелочной серии, формирующейся над зоной субдукции, породы Селенгинского пояса определяются как субщелочные и характеризуются высокими содержаниями окиси калия [16]. Формирование пояса завершается в конце перми – начале триаса бимодальным щелочным магматизмом. Л.А. Козубова с соавторами [18] отмечают зональность в размещении магматических образований нижней части разреза пояса, характерную для связанных с субдукцией окраинно-континентальных магматических дуг. В юго-восточной его части, вблизи границы с Монголо-Охотским поясом они представлены полно дифференцированными известково-щелочными вулканическими и плутоническими образованиями, которые к северу сменяются породами повышенной щелочности. По-видимому можно считать, что пояс определяет древнюю активную окраину континента на границе с Монголо-Охотским океаном. Вместе с тем, нельзя не отметить сходство вулcano-плутонических образований Селенгинского пояса с магматическими образованиями, которые характерны для трансформных границ континента [40]. Повышенная щелочность пород Селенгинского пояса, возможно, определяется крутым положением зоны субдукции, которое обусловлено косым сближением океанской плиты с южной (в современных координатах) окраиной Сибирского континента. Предполагается, что с Селенгинской магматической дугой сопряжен Хэнтей-Даурский террейн аккреционного клина.

К югу от забайкальского сектора Монголо-Охотского пояса на территории Монголии расположен Восточно-Монгольский вулcano-плутонический пояс. Л.П. Зоненшайн с соавторами [10] предполагают связь его с зоной субдукции, сопряженной с Монголо-Охотским поясом. Восточно-Монгольский пояс образован андезитами, дацитами, риолитами известково-щелочной серии, трахириолитами и субщелочными гранитами [17]. Вдоль его северной окраины протягивается Северо-Гобийский прогиб, выполненный флишевыми отложениями карбона и мелководными морскими пермскими и раннетриасовыми отложениями с горизонтами вулканических пород. Этот прогиб может рассматриваться как преддуговой прогиб Восточно-Монгольской магматической дуги.

Восточнее, в Приаргунье, на простирании магматической дуги широко распространены ундинские гранитоиды, представленные батолитоподобными телами габбродиоритов, гранодиоритов, реже гранитов и лейкогранитов. Они присутствуют в гальке верхнепермских конгломератов. По своим петрохи-

мическим и геохимическим характеристикам гранитоиды соответствуют таковым активных континентальных окраин [9]. Ундинские гранитоиды Приаргунья вероятно представляют собой продолжение Восточно-Монгольского вулcano-плутонического пояса. На продолжении Северо-Гобийского прогиба Монголии расположен Борзинский прогиб, примыкающий с востока к Восточно-Забайкальской сигмоиде Монголо-Охотского пояса. Он выполнен верхнепермскими морскими песчано-алевролитовыми и конгломератовыми отложениями борзинской серии, мощность которой по разным оценкам составляет от 6000 до 8000 м, и, возможно, он также является преддуговым прогибом этой единой активной континентальной окраины. Предполагается, что Ононский террейн аккреционного клина сопряжен с Восточно-Монгольской магматической дугой.

БИОСТРАТИГРАФИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ

Пермские отложения Забайкалья расчленены на семь региональных стратиграфических подразделений в ранге горизонтов: жипхошинский, кижингинский, алентуйский, антиинский, сосучейский, тогоутуйский и забайкальский (рис. 2; табл.). Два из них (кижингинский и алентуйский) представлены континентальными образованиями, остальные – морскими [23, 34]. Корреляция всех горизонтов с ярусами Общей стратиграфической шкалы достаточно условна и может быть проведена посредством сопоставления с хорошо фаунистически охарактеризованными разрезами Северо-Востока России [12]. Ведущую роль при корреляции морских отложений играют брахиоподы и двустворки. Сопоставления с ярусами Глобальной стратиграфической шкалы еще более условны, проведены опосредованно через разрезы Северо-Востока России и частично основаны на присутствии североамериканских аммоноидей в разрезах Забайкалья и сопредельных территорий.

Недостаточно хорошая сохранность фаунистических остатков и неравномерное распределение их по разрезу затрудняют выявление непрерывных зональных последовательностей. Однако наличие характерных ассоциаций, а нередко руководящих форм и видов-индексов зон, выделенных за пределами Забайкалья по разным группам фауны, позволяют проследить эти биостратиграфические подразделения, но рассматривать их в ранге слоев.

Жипхошинский горизонт выделен Г.В. Котляр [19]. Стратотипом его является разрез одноименной свиты, расположенный на водоразделе рек Жипхоши и Берея в приустьевой части левобережья р. Ага. Свита завершает разрез верхнепалеозойских

отложений Чиронского прогиба. Она представлена переслаиванием конгломератов, песчаников и алевролитов с преобладанием аркозовых и граувакковых песчаников. Жипхошинская свита с перерывом залегает на башкирских отложениях шазагайтуйской свиты, а в краевых частях прогиба с угловым несогласием перекрывает метаморфические образования ононской свиты. В бассейне р. Зун-Шивея она слагает ряд тектонических блоков. Свита охарактеризована остатками брахиопод, двустворок, редко – мшанок и криноидей. К жипхошинскому горизонту относятся также верхняя подсвита рябиновской свиты в Хэнтей-Даурском терреине и толща базальтов и андезитов Селенгинского вулcano-плутонического пояса.

В составе жипхошинского горизонта установлены слои с *Jakutoproductus zabaikalicus* – *Anidanthus halinae*. Они выделены по появлению и широкому распространению вида *Jakutoproductus zabaikalicus* Kotlyar, раковины которого часто образуют монотаксонные захоронения и доминируют во всех разрезах. Совместно с ними встречены *Anidanthus halinae* (Kotlyar), несколько уступающие по численности и частоте встречаемости, а также *A. boikowi* (Stepanov) и *Tomioopsis laevis* Kotlyar. По присутствию и доминированию в слоях *Jakutoproductus zabaikalicus* Kotlyar, вида, чрезвычайно сходного с *J. verchoyanicus* (Fredericks), и сопутствующих ему видов слои могут быть сопоставлены с зоной *Jakutoproductus verchoyanicus* – *Spirelytha fredericksi* Южного Верхоянья, в которой первый вид также доминирует [13, 14]. В Южном Орулгане этим слоям соответствуют отложения, содержащие *Jakutoproductus verchoyanicus* (Fredericks), *Anidanthus halinae* (Kotlyar), *A. boikowi* (Stepanov) [37]. Слои выделяются в объеме большей нижней части жипхошинской свиты, служат хорошим маркирующим горизонтом. Возраст слоев с *Jakutoproductus zabaikalicus* – *Anidanthus halinae* определяется условно как сакмарский по аналогии с верхоянскими и северо-восточными подразделениями, в которых совместно с брахиоподами встречен *Bulunites* sp. [4].

Слоям с *Jakutoproductus zabaikalicus* – *Anidanthus halinae* соответствуют бивальвиевые слои с *Polidevcia jamesi*, распространенные преимущественно в бассейне р. Зун-Шивея. Кроме наиболее часто встречающегося вида-индекса *Polidevcia jamesi* Biakov, в них установлены *Palaeoneilo postolegi* Biakov, редкие *Permophorus oblongus* (Meek et Hayden), а также единичные *Polidevcia kolyvanica* Muromceva и *Cypricardina* cf. *borealis* Muromceva. Эти слои сопоставляются со средней и верхней частью бивальвиевой зоны *Palaeoneilo*

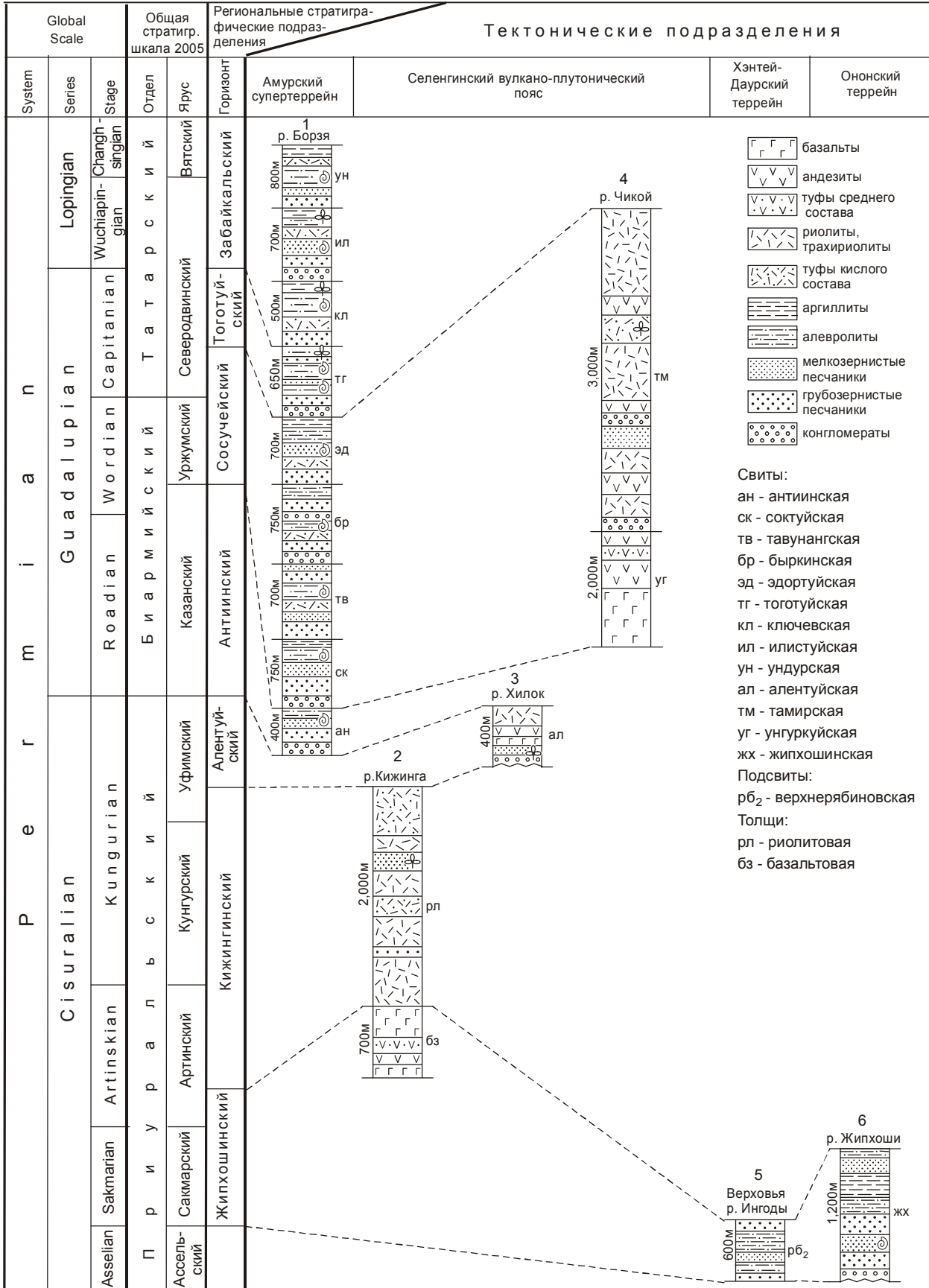


Рис. 2. Корреляция разрезов пермских отложений Забайкалья.

Таблица. Последовательность фаунистических и флористических комплексов в пермских отложениях Забайкалья.

Global Scale			Общая страт. шкала, 2005		Региональные стратиграфические подразделения, комплексы фауны и флоры					
System	Series	Stage	Отдел	Ярус	Горизонт	Брахиподы	Мшанки	Двустворчатые моллюски	Флора	
P e r m i a n	L o r i n g i a n	Changhsinian	Т а т а р с к и й	Вятский	Забайкальский	<i>Attenuatella</i> sp. indet.			<i>Zamiopteris</i> cf. <i>tajluganensis</i> Gorelova, <i>Z. pseudotriquetra</i> Neuburg, <i>Paracalamites</i> sp., <i>Cordaites</i> sp., <i>Chiropteris palmilobata</i> Zalessky, <i>Pursongia</i> sp., <i>Tatarina</i> sp.	
		Wuchia-pingian		Слой с <i>Polidevcia zabaikalica</i>						
	G u a d a l u p i a n	S a r t a n i a n	Т а т а р с к и й	Северодвинский	Тогоульский	Слой с <i>Cancrinelloides</i> cf. <i>curvatus</i>	<i>Stenopora borsiensis</i> Popeko, <i>Dyscritella spinosa</i> Romsntchuk, <i>Permofoenestella labuensis</i> Morozova	Слой с <i>Maitaia bella</i>	<i>Zamiopteris</i> cf. <i>tajluganensis</i> Gorelova, <i>Tajmyropsis</i> sp., <i>Pursongia tunguskana</i> Neuburg, <i>Samaropsis pseudotriquetra</i> Neuburg	
					Сосучейский	Слой с <i>Cancrinelloides obrutschewi</i>		Слой с <i>Merismoptera macroptera</i>	<i>Cordaites</i> cf. <i>gracilentus</i> (Gorelova) S. Meyen, <i>C. cf. incina</i> Radczenko, <i>C. angustifolius</i> (Neuburg) S. Meyen, <i>C. insignis</i> (Radczenko) S. Meyen, <i>Rufioria</i> sp.	
		Wordian	Б и а р м и й с к и й	Уржумский	Сосучейский	Слой с <i>Magadania bajkurica</i> <i>M. modotonensis</i>	Слой с <i>Maychella metaporata</i>	Слой с <i>Aviculopecten</i> cf. <i>kolymaensis</i>		
		Roadian	Б и а р м и й с к и й	Казанский	Антипийский		Слой с <i>Dyscritella turbini</i> <i>Permofoenestella olexivi</i>	Слой с <i>Kolymia plicata</i>	Слой с <i>Kolymia</i> cf. <i>inoceramiformis</i>	
	C i s u r a l i a n	K u n g u r i a n	П р и у р а л ь с к и й	Кунгурский	Уфимский	Алентуйский				<i>Crassinervia parva</i> Radczenko, <i>Petchoria maletaensis</i> Radczenko, <i>Colepcarpus quadratus</i> Radczenko
					Кижингинский				<i>Koretrophyllites</i> cf. <i>setosus</i> Radczenko, <i>Paracalamites</i> cf. <i>crassus</i> Gorelova, <i>Rufioria theodori</i> S. Meyen, <i>R. cf. derzhavini</i> S. Meyen, <i>Cordaites singularis</i> (Neub.) S. Meyen, <i>Crassinervia kuznetskiana</i> (Khachlov) Neuburg	
		Artinskian	П р и у р а л ь с к и й	Артинский						
		Sakmarian	П р и у р а л ь с к и й	Сакмарский	Жипхолинский	Слой с <i>Jakutoproductus zabaikalicus</i> <i>Anidanthus halinae</i>		Слой с <i>Polidevcia jamesi</i>		
	Asselian		Ассельский							

parenica Северо-Востока Азии, отвечающей орочскому региональному горизонту нижней части мунгуджакского надгоризонта Северо-Востока России. Эта зона сопоставляется с ассельским – нижней половиной сакмарского яруса [4], а слои с *Polidევცია jamesi*, таким образом, – с сакмарским.

Кижингинский горизонт условно относится к артинскому? – кунгурскому – низам уфимского яруса или артинскому – большей части кунгурского (без самых верхов) яруса Глобальной шкалы. Стратотипом является разрез толщи кислых вулканитов с прослоями кластических осадочных пород в бассейне р. Кижинга. Толща залегает согласно на основных вулканитах, условно отнесенных к сакмарскому ярусу – низам артинского. В прослоях вулканогенно-осадочных пород присутствуют растительные остатки *Koretrophyllites* cf. *setosus* Radczenko, *Paracalamites* cf. *crassus* Gorelova, *Rufioria theodorii* (Zalessky et Tchirkova) S. Meyen, *R.* cf. *derzhavini* (Neuburg) S. Meyen, *Cordaites singularis* (Neuburg) S. Meyen, *Crassinervia kuznetskiana* (Chachlov) Neuburg, *C. prokopiensis* (Chachlov) Radczenko. По заключению Н.Г. Вербицкой, комплекс содержит виды, характерные для ишановского, кемеровского и усятского горизонтов Кузбасса. К кижингинскому горизонту условно отнесены боргойская свита в бассейне р. Селенга и толща кислых вулканитов бассейна р. Ортинка.

Алентуйский горизонт соответствует большей части уфимского яруса (самой верхней части кунгурского яруса Глобальной шкалы) на основании присутствия в нем растительных остатков, характерных для митинского времени Кузбасса. Стратотипом горизонта является одноименная свита, распространенная на правом берегу р. Хилок. В составе свиты присутствуют конгломераты, конгломератобрекчии, трахиты, трахириолиты, трахиандезибазалты, туфопесчаники, риолиты. Туфопесчаники содержат растительные остатки: *Crassinervia parva* Radczenko, *C. ovata* Radczenko, *Petchoria maletensis* Radczenko, *Lepeophyllum* aff. *actaeanelloides* (Geinitz) Zalessky. В состав горизонта включены также гунзанская свита бассейна р. Селенги и грязинская толща района с. Нерчинский Завод.

Антиинский горизонт соответствует казанскому ярусу Общей шкалы (роадскому – нижней части вордского? яруса Глобальной шкалы). Стратотип – разрез антиинской свиты в бассейне р. Турга. Антиинская свита является нижним членом ритмично построенной борзинской серии, расчлененной на 9 согласно залегающих свит: антиинскую, тавунангскую, соктуйскую, быркинскую, эдортуйскую, тоготуйскую,

ключевскую, илистуйскую, ундурскую. Каждая из этих свит представляет собой ритм первого порядка, основание которого сложено конгломератами, гравелитами или грубозернистыми песчаниками, сменяющимися вверх по разрезу все более тонкозернистыми породами – песчаниками, алевролитами, туфами [21]. Нижний контакт серии тектонический.

Антиинский горизонт охарактеризован остатками мшанок, брахиопод, двустворчатых моллюсков, криноидей, единичных наutilus. Среди брахиопод установлены *Terrakea* sp. indet., *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchev), *Olgerdia* sp. indet., *Neospirifer* ex gr. *neostriatus* Fredericks. Криноидеи представлены единственным видом *Pentagonopternix borsjiensis* (Yeltysheva et Stukalina). Среди наutilus установлен представитель семейства *Liroceratidae*.

По мшанкам в объеме антиинского горизонта выделены слои с *Dyscritella turbini* – *Permofenestella olexivi*. Сообщество мшанок, характеризующих слои, представлено многочисленными колониями видов-индексов *Dyscritella turbini* Romantchuk, *Permofenestella olexivi* Popeko и сопутствующими им *Maychella zabaikalica* Popeko, *Fenestella intuberculata* Popeko, *Laxifenestella borealis* Popeko, *Stenopora borsiensis* Popeko, а также *Maychellina orientalis* (Popeko), *Permofenestella mushnikovi* Popeko, *P. colymaensis* (Nekhoroshev), *P. labuensis* (Morozova), *Spinofenestella antiensis* (Popeko) и другими. По присутствию и доминированию в слоях *Dyscritella turbini* Romantchuk и *Permofenestella labuensis* (Morozova) они могут быть сопоставлены со средней и верхней частями оломонского горизонта Северо-Востока России [27] и цаганульским комплексом мшанок Юго-Восточной Монголии [25, 30].

По двустворчатым моллюскам в составе антиинского горизонта выделяются слои с *Kolymia* cf. *inoceramiformis*, соответствующие нижней части антиинской свиты, и слои с *Kolymia plicata*, охватывающие верхнюю ее часть. В нижних слоях, кроме вида-индекса *Kolymia* cf. *inoceramiformis* Licharev, присутствуют другие представители рода *Kolymia*, не определимые до вида. Эти слои коррелируются с одноименными бивальвиевыми зонами Северо-Востока России, которые выделены в средней части оломонского надгоризонта и соответствуют брахиоподовым зонам *Omolonia snjatkov*, *Terrakea borealis* и *T. korkodonensis* соответственно русско-оломонского и оленьского региональных горизонтов [4]. В верхних слоях встречается только вид-индекс *Kolymia plicata* Viakov. Эти слои коррелируются с одноименной бивальвиевой зоной Северо-Востока России, отвечающей региональным зонам *Terrakea borealis* и *T. korkodonensis* [23].

Сосучейский горизонт выделен Г.В. Котляр [19]. Он объединяет соктуйскую, тавунангскую, быркинскую и эдортуйскую свиты. Стратотип его находится в бассейне р. Борзи по палям Эдортуй, Тавунанга, Бырка и на водоразделе Илустуй–Малый Соктуй. Залегаёт согласно на антиинском горизонте. Сосучейский горизонт охарактеризован многочисленными остатками брахиопод, мшанок, двустворчатых моллюсков.

В составе горизонта по брахиоподам выделяются слои с *Magadania bajkurica* – *M. modotonensis* в объеме самых низов соктуйской свиты, слагающей нижнюю часть горизонта, и слои с *Canocrinelloides obrutschewi* – *Attenuatella olexivi* в объеме верхней части соктуйской свиты, тавунангской, быркинской и эдортуйской свит, соответствующих верхней части горизонта. Комплекс брахиопод слоев с *Magadania bajkurica* – *M. modotonensis* включает вид *Magadania bajkurica* (Ustritsky), широко распространенный в Бореальной области. Помимо вида-индекса в ассоциации брахиопод обычно присутствуют *M. modotonensis* Kotlyar, *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Neospirifer subfasciger* Licharew, *N. cf. moosakhailensis* (Davidson), *Bajtugania boguchanica* Solomina. Слои соответствуют зоне *Magadania bajkurica* бочарского регионального горизонта Северо-Востока России [4] и коррелируются с зоной *Tumarinia zavadovskiyi* Западного Верхоянья [15], что в какой-то мере подтверждается залеганием тех и других на отложениях, содержащих представителей рода *Terra-kea*. Помимо упомянутых регионов, близкий комплекс брахиопод, включающий *Magadania bajkurica* (Ustritsky), известен на Восточном Таймыре в нижних 100 м верхнебайкурского подгоризонта [38]. Слои датируются условно уржумским веком модифицированной Общей стратиграфической шкалы [33] или вордским веком Глобальной шкалы.

Слои с *Canocrinelloides obrutschewi* – *Attenuatella olexivi* залегают непосредственно на слоях с *Magadania bajkurica* – *M. modotonensis*. Нижняя граница их определяется появлением вида-индекса и сопутствующего комплекса. Комплекс, характеризующий слои, включает *Canocrinelloides obrutschewi* (Licharew), *C. licharewi* Kotlyar, *Megousia zabaikalica* Kotlyar, *Olgerdia ganelini* Grigorjeva, *O. zavadovskiyi* Grigorjeva, *Cleiothyridina cf. nikolaevi* Grunt, *Crassispirifer cf. monumental* Abramov et Grigorjeva, *Attenuatella olexivi* Kotlyar. Комплексу свойственно большое таксономическое разнообразие при доминировании *Attenuatella olexivi* Kotlyar. Большинство видов встречены за пределами Забайкалья и отвечают зоне *Canocrinelloides obrutschewi* Северо-Востока Рос-

сии [4] и Верхоянья [15]. За пределами упомянутых регионов аналоги слоев установлены в ульдзинской свите Северо-Восточной Монголии по присутствию *Canocrinelloides obrutschewi* (Licharew), *C. licharewi* Kotlyar [6], в селандерской свите Шпицбергена по наличию *Spitzbergenia loweni* (Wiman), вида очень близкого к *Canocrinelloides ochotica* Zavodowsky, и *Spitzbergenia alferovi* (Miloradovich) [39]. На Новой Земле аналоги слоев устанавливаются в шадровской свите [32]. Зона *Canocrinelloides obrutschewi* выделяется за пределами России – на Северном Юконе [45]. Возраст слоев раннесеверодвинский или кептенский.

Объему брахиоподовых слоев с *Magadania bajkurica* – *M. modotonensis*, т. е. нижней части соктуйской свиты, соответствуют мшанковые слои с *Maychella metaporata*. Нижняя граница проводится по появлению и широкому распространению вида-индекса *Maychella metaporata* Romantchuk, а также *Dyscritella spinosa* Romantchuk, *Maychella tuberculata* Morozova, *Streblascopora ex gr. gracilis* Romantchuk. Их сопровождают переходящие из нижележащих отложений *Stenopora borsiensis* Popeko, *Maychellina orientalis* (Popeko), *Permfenestella mushnikov* Popeko, *P. kolymaensis* (Nekhoroshev), *P. labuensis* (Morozova). Присутствие видов *Maychella tuberculata* Morozova и *Dyscritella spinosa* Romantchuk позволяет коррелировать слои с нижними горизонтами среднеосахтинской подсвиты Среднего Приамурья [26], охарактеризованной смешанным бореально-тетическим комплексом фауны. *P. labuensis* (Morozova), *Permfenestella kolymaensis* (Nekhoroshev) и *Maychellina orientalis* (Popeko), вид, близкий к *M. nervosa* (Morozova), дают основание сопоставлять слои с верхней частью оломонского надгоризонта Северо-Востока России [27]. Первый из этих видов широко распространен также в аналогах сосучейского горизонта Монголии.

В том же объеме, что и брахиоподовые слои с *Magadania bajkurica* – *M. modotonensis*, т. е. в объеме нижних горизонтов соктуйской свиты, выделяются бивальвиевые слои с *Aviculopecten aff. kolymaensis*. Кроме вида-индекса *Aviculopecten aff. kolymaensis* Maslennikov, в них присутствуют редкие *Wilkingia bulkurensis* (Muromzeva), единичные *Merismopteria* sp. indet. По своему стратиграфическому положению эти слои отвечают бивальвиевой зоне *Kolymia multiformis* Северо-Востока России, выделенной в бочарском горизонте [4].

Остальной части соктуйской свиты отвечают бивальвиевые слои с *Merismopteria macroptera*. Кроме вида-индекса *Merismopteria macroptera* (Morris), представленного большим количеством эк-

земляков, встречаются единичные *Leptodesma indistincta* Biakov, *Cyrtorostra nana* Biakov, *Myonia* aff. *gibbosa* (Maslennikov), *Astartella* cf. *permocarbonica* (Tschernyshev), редкие *Wilkingia bulkurensis* (Muromzeva) и многочисленные *Streblopteria alenae* Biakov. Слои с *Merismopteria macroptera* сопоставляются с одноименными слоями Северо-Востока России, где они выделяются в нижней части бивальвиевой зоны *Maitaia bella*, примерно соответствуя региональной зоне (без верхней части) *Canocrinelloides obrutschewi* [23].

К сосучейскому горизонту помимо перечисленных выше свит отнесены условно унгуркуйская свита и тамирская толща, локализованные в Селенгинском вулканоплутонической поясе. Унгуркуйская свита представлена щелочными базальтами, андезитами и туфогенно-осадочными породами. Тамирская свита сложена риолитами, дацитами, трахитами, трахириолитами, их кластолавами, туфами и игнимбридами с подчиненным количеством андезитов, трахиандезитов и с редкими горизонтами конгломератов, гравелитов, песчаников. Тамирская толща охарактеризована флорой кордаитовых, среди которых М.В. Дуранте определены *Cordaites* cf. *gracilentus* (Gorelova) S. Meyen, *C.* cf. *incina* (Radczenko) S. Meyen, *C.* cf. *candalepensis* (Zalessky) S. Meyen, *C. insignis* (Radczenko) S. Meyen, *Lepeophyllum* sp. Сходный комплекс растительных остатков известен в ульдзинской свите Северо-Восточной Монголии совместно с сосучейским комплексом брахиопод [8]. Ульдзинская свита в полном объеме также может быть включена в сосучейский горизонт.

Тоготуйский горизонт является одним из характерных подразделений в мощной толще отложений Борзинского прогиба. Стратотипом горизонта является разрез тоготуйской свиты в бассейне р. Тоготуй. Он залегает согласно на сосучейском горизонте.

В объеме верхней подсвиты тоготуйской свиты, соответствующей верхней части горизонта, выделены брахиоподовые слои с *Canocrinelloides* cf. *curvatus*. Комплекс брахиопод, характеризующих слои, крайне ограничен и представлен помимо вида-индекса *Canocrinelloides* cf. *curvatus* (Tolmatchew) тремя видами – *Rhynchopora lobjaensis* (Tolmatchew), *Penzhinella micluchomaclayi* (Zavodowsky) и *Attenuatella olexivi* Kotlyar. Сообщество брахиопод содержит также многочисленных представителей рода *Neospirifer*, но они настолько плохой сохранности, что могут быть определены лишь в открытой номенклатуре. По присутствию вида-индекса и широкому распространению рода *Attenuatella* эти слои коррелируются с зоной *Canocrinelloides curvatus* верхней части гижигинс-

кого горизонта Омолонского массива [4], средней частью дулгалахского горизонта Верхоянья [41, 42] и относятся к северодвинскому ярусу модифицированной Общей шкалы [33].

Объему слоев с *Canocrinelloides* cf. *curvatus* соответствуют бивальвиевые слои с *Maitaia bella*. Слои характеризуются редкими находками вида-индекса *Maitaia bella* Biakov и многочисленными *Polidevcia zabaikalica* Biakov. Слои с *Maitaia bella* соответствуют одноименной бивальвиевой зоне Северо-Востока России, где она отвечает гижигинскому горизонту и хорошо прослеживается в разрезах практически всей Бореальной области [3, 23].

Присутствующие наряду с брахиоподами и двустворчатыми моллюсками в тоготуйском горизонте остатки мшанок – *Stenopora borsiensis* Popeko, *Dyscritella spinosa* Romantchuk, *Permfenestella kolytmaensis* (Nekhoroshev), криноидеи – *Pentagonopternix borsjiensis* (Yeltysheva et Stukalina), растительные остатки – *Zamiopteris* cf. *tajluganensis* Gorelova, *Tajmyropsis* sp., *Pursongia tunguskana* Neuburg, *Samaropsis pseudotriquetra* Neuburg в целом характерны для нижней половины татарского отдела пермской системы.

Чрезвычайно важным является нахождение в верхней части тоготуйского горизонта аммоноидей *Timorites* sp. и *Neopronorites* sp. [29]. Представители рода *Timorites* встречены на востоке России, кроме Забайкалья, в самых верхах среднеосахтинской подсвиты в Среднем Приамурье, в чандалазском горизонте Южного Приморья на уровне фузулинидовой зоны *Parafusulina stricta*, а также в Японии в разрезе верхней части региояруса Каттизава серии Канокура и в средней части формации Оякеджима, коррелируемой с серией Канокура [22]. Присутствие рода *Timorites* дает основание утверждать, что вмещающие его отложения относятся к кептенскому ярусу – времени расцвета этого рода.

Характерный комплекс брахиопод, аммоноидей и двустворок позволяет рассматривать вмещающие их слои как опорный датированный уровень, прослеживающийся во всей Бореальной области.

Забайкальский горизонт венчает разрез пермских отложений Борзинского прогиба. Он сложен ключевской, илистуйской и ундурской свитами. Стратотип его расположен в бассейнах рек Ключевская, Илистуй, Корэ-Кондуй. Залегает согласно на тоготуйском горизонте. Характеризуется резко обедненным комплексом органических остатков. Брахиоподы представлены единственным родом – *Attenuatella* sp.; двустворчатые моллюски – *Polidevcia zabaikalica* Biak., *Polidevcia* sp. indet.; растительные остатки – *Zamiopteris* cf. *tajluganensis* Gorelova,

Equisetites sp., *Paracalamites* sp., *Cordaites* sp., *Chiropteris palmilobata* Zalessky, *Pursongia* sp., *Tatarina* sp.

В составе забайкальского горизонта выделены слои с *Polidevcia zabaikalica* в объеме ключевской и илистуйской свит [23]. Они характеризуются по сути дела только видом-индексом. *Polidevcia zabaikalica* Виakov близок виду *P. magna* (Popow), характерному элементу позднехивачских сообществ Северо-Востока России.

Весь комплекс фауны и флоры характерен для самого конца пермского периода. Практически полное вымирание брахиопод и мшанок на рубеже тоготуйского и забайкальского горизонтов и присутствие в комплексе последнего лишь немногочисленных двустворок аналогично смене сообществ, отмеченной в конце перми в Верхоянье, на Северо-Востоке и в Среднем Приамурье. Это, а также стратиграфическое положение позволяют параллелизовать забайкальский горизонт с верхней частью дулгалахской свиты Верхоянья и верхнеосахтинской подсвитой Среднего Приамурья. По-видимому, он также соответствует нижней части, а возможно, и всему хивачскому горизонту Омолонского массива и условно может быть датирован концом северодвинско-вятским веком.

ПАЛЕОБИОГЕОГРАФИЯ

Фаунистические комплексы, характеризующие пермские разрезы Забайкалья, представлены типично бореальными ассоциациями. Они демонстрируют наибольшее сходство с одновозрастными комплексами Северо-Востока России и Верхоянья. Чрезвычайно характерно присутствие тетических родов амmonoидей – в тоготуйском горизонте *Timorites* sp. и в дулгалахском – *Mexioceras* (*Paramexioceras*) [24]. Оба рода имеют довольно узкое стратиграфическое распространение (ворд-кептен) и встречены преимущественно в низких широтах Тетической области. На территории Дальнего Востока России (в Среднем Приамурье и Южном Приморье) и в Японии (Южный Китаками) раковины *Timorites* встречены в ассоциации с брахиоподами и мшанками смешанного бореально-тетического типа (но амmonoидеями тетического типа). В Забайкалье они ассоциируют с брахиоподами, мшанками и двустворчатыми моллюсками бореального типа. Очевидно, в начале кептенского века тетический род *Timorites* в своем расселении достиг ангарского побережья бассейна Тетис, чему, по-видимому, способствовало потепление

климата в кептенское время и нектонный образ жизни амmonoидей.

На территории Забайкалья в перми существовала флора ангарского типа, которой свойственна листопадность и древесина с годичными кольцами. Этот факт свидетельствует о сезонном климате мест ее обитания в умеренных широтах. Такая флора обнаружена как в северном (Селенгинский вулcano-плутонический пояс), так и в южном (Восточно-Монгольский пояс и Борзинский прогиб) обрамлении Монголо-Охотского пояса. Нельзя не обратить внимание на противоречие приведенным данным результатов палеомагнитных исследований, показывающих тропические широты для морских пермских отложений Забайкалья: палеоширота жипхошинской свиты определена в 24.4°, а низов борзинской серии – 20.9° [43]. Одной из задач дальнейших исследований являются поиски причин этих противоречий.

Авторы пользуются случаем выразить глубокую благодарность А.С. Бякову за большой вклад в изучение пермских двустворчатых моллюсков Забайкалья, Н.Г. Вербицкой и М.В. Дуранте за определение растительных остатков, Б.И. Олексиву, разработавшему современную схему стратиграфии Борзинского прогиба, а также О.М. Меньшиковой за помощь в оформлении рисунков. Исследования выполнены частично при поддержке РФФИ (гранты 03-05-65118, 05-05-65234) и совместного российско-китайского фонда GFEN (грант 04-05-39005).

ЛИТЕРАТУРА

1. Амантов В.А. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья // Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья / Тр. ВСЕГЕИ, 1963. Нов. серия. Т. 81. С. 3–14.
2. Амантов В.А. Тектоника и формации Забайкалья и Северной Монголии, Л.: Недра, 1975. 223 с.
3. Бяков А.С. Два новых зональных вида иноцерампоподобных двустворок из верней перми Северо-Востока Азии // Палеонтол. журн. 1999. № 3. С. 17–19.
4. Ганелин В.Г., Бяков А.С., Караваева Н.И. Региональная стратиграфическая схема перми Северо-Востока России // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан, 2003. Т. 1. С. 125–131.
5. Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. 238 с.
6. Григорьева А.Д., Ганелин В.Г., Котляр Г.В. Семейство *Liporoductidae* // Позднепалеозойские продуктыды Сибири и Арктики. М.: Наука, 1977. С. 126–165.
7. Гусев Г.С., Песков А.И. Геохимия и условия образования офиолитов Восточного Забайкалья // Геохимия. 1996. № 8. С. 723–737.
8. Дуранте М.В. Палеонтологическое обоснование страти-

- графии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 278 с.
9. Ефремов С.В., Козлов В.Д., Дриль С.И., Сандмирова Г.П. Геохимические особенности, генезис и возраст палеозойских гранитоидов Восточного Забайкалья (на примере Верхнеундинского батолита) // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металл. совещ. с участием иностр. специалистов. Иркутск, 1998. С. 245–246.
 10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 327 с.
 11. Казимировский М.Э., Дриль С.И., Сандмирова Г.П. Геохимические свидетельства субдукционной природы палеозойских гранитоидов Западно-Становой зоны Забайкалья // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металл. совещ. с участием иностр. специалистов. Иркутск, 1998. С. 270–272.
 12. Кашик Д.С., Ганелин В.Г., Караваева Н.И. и др. Опорный разрез перми Омолонского массива. Л.: Наука, 1990. 200 с.
 13. Клец А.Г. Брахиоподы и биостратиграфия верхнего палеозоя северной части Хабаровского края: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1988. 25 с.
 14. Клец А.Г. Зоны по брахиоподам, их значение при расчленении и корреляции отложений верхнего палеозоя Южного Верхоянья // Тр. XXXVI сессии ВПО. Пределы точности биостратиграфической корреляции М.: ПИН РАН, 1995. С. 37–47.
 15. Клец А.Г. Верхний палеозой окраинных морей Ангариды (стратиграфия, фауна, межрегиональная корреляция, палеогеографические обстановки): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Новосибирск, 2004. 40 с.
 16. Коваленко В.И., Моссаковский А.А., Ярмолук В.В. Проблема реконструкции геодинамических обстановок и петрохимическая зональность (на примере позднепалеозойского вулканического пояса Монголии) // Геотектоника. 1983. № 6. С. 13–29.
 17. Коваленко В.И., Ярмолук В.В. Эволюция магматизма в структурах Монголии // Эволюция геологических процессов и металлогения Монголии. М., 1990. С. 23–54.
 18. Козубова Л.А., Абрамович И.И., Клушин И.Г. Магматизм и плитная тектоника Монголо-Забайкальской складчатой системы и ее обрамления // Корреляция эндогенных процессов Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, 1982. С. 120–127.
 19. Котляр Г.В. Биостратиграфия верхнепалеозойских отложений Забайкалья по брахиоподам: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Л., 1967. 18 с.
 20. Котляр Г.В., Попеко Л.И. Биостратиграфия, мшанки и брахиоподы верхнего палеозоя Забайкалья. Чита, 1967. 323 с. (Зап. Забайкал. филиала Географ. об-ва СССР. Вып. XXVIII).
 21. Котляр Г.В., Попеко Л.И., Олексив Б.И., Афанасов М.Н. Новые данные по биостратиграфии верхнепермских отложений Борзинского прогиба Восточного Забайкалья // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Хабаровск, 1990. С. 122–124.
 22. Котляр Г.В., Захаров Ю.Д., Попеко Л.И. и др. Слои с *Timorites* на востоке Азии // Тихоокеан. геология, 1997. Т. 16, № 3. С. 41–50.
 23. Котляр Г.В., Бяков А.С., Попеко Л.И., Куриленко А.В. Пермская система // Атлас фауны и флоры палеозоя – мезозоя Забайкалья. Новосибирск: Наука, 2002. С. 271–314.
 24. Кутыгин Р.В., Будников И.В., Бяков А.С., Клец А.Г. Слои с аммоноидеями пермской системы Верхоянья // Отеч. геология. 2002. № 4. С. 66–71.
 25. Мананков И.Н. Опорный разрез и зональное расчленение верхнепермских отложений Юго-Восточной Монголии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 1. С. 56–65.
 26. Морозова И.П. Мшанки поздней перми. М.: Наука, 1970. 347 с.
 27. Морозова И.П. Позднепалеозойские мшанки Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1981. 119 с.
 28. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизийная тектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
 29. Окунева Т.М., Захаров Ю.Д. Первые находки пермских аммоноидей в бассейне р. Борзя (Забайкалье) // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 4. С. 142–144.
 30. Павлова Е.Е., Мананков И.Н., Морозова И.П. и др. Пермские беспозвоночные Южной Монголии // Тр. совместной Советско-Монгольской палеонтологической экспедиции. М.: Наука, 1991. Вып. 40. 173 с.
 31. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 24–43.
 32. Пермские отложения Новой Земли. Л.: Наука, 1981. 152 с.
 33. Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Вып. 36. Санкт-Петербург, 2006 (в печати).
 34. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск: ХГГП, 1994.
 35. Рутштейн И.Г. (ред.). Геологическая карта Читинской области. 1:500 000. 1992.
 36. Рутштейн И.Г., Чабан Н.Н. (отв. ред.). Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте м-ба 1:500 000. Чита, 1997. 239 с.
 37. Соломина Р.В. Некоторые раннепермские продуктиды Верхоянья и их стратиграфическое значение // Палеонтол. журн. 1981. № 2. С. 71–81.
 38. Устрицкий В.И. О распределении брахиопод в верхнепалеозойских отложениях Шпицбергена // Верхний палеозой и мезозой островов и побережья арктических морей СССР. Л.: Наука, 1979. С. 126–133.
 39. Устрицкий В.И., Черняк Г.Е. Биостратиграфия и брахиоподы верхнего палеозоя Таймыра. Л.: Недра, 1963. 185 с.
 40. Ханчук А.И. Геодинамика и металлогения палеотрансформных границ Азиатского континента и Тихого океана на Дальнем Востоке России // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона и орогенных поясов его обрамления: Материалы II Всерос. металл. совещ. с участием иностр. специалистов. Иркутск, 1998. С. 415–416.
 41. Budnikov I.V., Klets A.G., Grinenko V.S., Kutugin R.V.

- Permian of East Yakutia // Permophile. 1996, N 28. P. 27–29.
42. Budnikov I.V., Klets A.G., Grinenko V.S., Kutugin R.V. Permian deposits of the Barai River, West Verkhoyanie // Permophile. 1998, N 30. P. 26–27.
43. Kravchinsky V.A., Cogne J-P., Harbert W. P. Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol-Okhotsk suture zone, Siberia // Geophysical Journal International. 2002. 148. P. 34–57.
44. Tomurtogoo O. A new tectonic scheme of the Paleozooids in Mongolian // Geoscientist. 1997. N 3. P. 12–19.
45. Waterhouse J.B. The Permian Brachiopods genus *Terrakea* Booker, 1930 // Smithsonian contributions to Paleobiology. 1971. V. 3. P. 347–362.
46. Ziegler A.M., Rees P.M., Rowley D.B. et al. Mesozoic assembly of Asia: constraints from fossil floras, tectonics, and paleomagnetism // The tectonic evolution of Asia. Cambridge University Press. 1996. P. 371–400.

Поступила в редакцию 1 ноября 2005 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

L.I. Popko, G.V. Kotlyar, A.V. Kurilenko

The Permian stage of the geologic history of the Transbaikal region

The position of Permian assemblages in the structures of the Transbaikal segment of the Mongol-Okhotsk orogenic belt and its framing is analyzed. The geodynamic settings of their formation are reconstructed. The volume of the regional stratigraphic units of the Permian in the Transbaikal region – horizons, is specified, and their paleontological characteristics are supplemented. Correlation is made between the horizons and the stages of the modified General stratigraphic chart of the Permian system of the Boreal realm, which implies the 3-member division of the system into series. Correlation is also made between the horizons and the stages of the Global stratigraphic chart. Biostratigraphic units are distinguished in the rank of layers with fauna.

***Key words:* geodynamic settings, Permian system, biostratigraphy, correlation, paleobiogeography, Mongol-Okhotsk orogenic belt, Transbaikal region.**

**КЕМСКИЙ ТЕРРЕЙН (ВОСТОЧНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ) – ФРАГМЕНТ РАННЕМЕЛОВОЙ
ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ***А.И. Малиновский, В.В. Голозубов, В.П. Симаненко, А.Н. Митрохин*

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В статье рассматриваются строение, состав и обстановки формирования баррем (?)–альбских вулканогенно-осадочных образований Кемского террейна (Восточный Сихотэ-Алинь), которые интерпретируются как отложения задугового бассейна Монероно-Самаргинской островодужной системы. Их генетический состав указывает на присклонную обстановку формирования, осложненную вулканическими процессами. Изучение ориентировок оползневых складок свидетельствует о гравитационном скольжении обломочного материала с юго-востока на северо-запад. Судя по вещественному составу терригенных пород, основным источником обломочного материала была энсиалическая островная вулканическая дуга, а петрохимия базальтов говорит об их приуроченности к ее тыловой части. Фундаментом островной дуги служил выдвинутый в сторону океана вдоль системы разломов Тан-Лу фрагмент континентальной коры, включающий юрскую–раннемеловую аккреционную призму.

Ключевые слова: островная дуга, ранний мел, террейн, базальты, геодинамические обстановки, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Раннемеловое время – эпоха геологических событий, во многом определивших современный облик структур северо-западного обрамления Тихого океана. Следы этих событий мы наблюдаем в террейнах, аккрецированных к Евразийскому континенту.

Для палеогеографических реконструкций мелового этапа развития восточной окраины Азии особое значение имеет изучение седиментационных бассейнов, генетически связанных с вулканическими островными дугами, фрагменты которых известны на Сихотэ-Алине, Сахалине и в Японии. Изучение строения, состава и обстановок формирования слагающих островодужные бассейны образований позволяет восстановить их геологическую историю, а также понять механизмы формирования Сихотэ-Алинского орогенного пояса как сложной аккреционной системы на границе Азии с Тихим океаном.

Раннемеловая Монероно-Самаргинская островодужная система была выделена В.П. Симаненко [16, 17] в результате обобщения обширных геолого-геофизических материалов и данных по петрохимии вулканитов. Основанием для ее выделения послужило наличие в ряде районов Дальнего Востока комплекса вулканических образований, имеющих островодужную природу. Такие образования известны на

востоке Сихотэ-Алиня (Кемский террейн), на острове Хоккайдо (горы Кабата), на островах Ребун, Монерон и Сахалин (Камышовый хребет) [3, 4, 15, 16, 28, 34]. Все эти образования имеют общие черты: раннемеловой возраст, значительную мощность, широкое развитие известково-щелочных вулканитов, присутствие в терригенных породах значительной примеси пирокластики.

Кемский террейн как фрагмент островодужной системы в структуре Восточного Сихотэ-Алиня выделяется достаточно давно [20]. Его природа была установлена, главным образом, на основании исследований вулканитов, петрохимически сходных с островодужными базальтами. Сведения же о строении и составе его осадочного выполнения до настоящего времени были схематичны и малочисленны, что не позволяло идентифицировать конкретный тип островодужного бассейна и, с другой стороны, определить его пространственное расположение в ряду раннемеловых структур восточной окраины Азии.

Для решения этих вопросов нами проведены исследования строения, состава и обстановок формирования терригенных и вулканических пород Кемского террейна, осуществлено их сопоставление с аналогичными по возрасту образованиями в соседних тектонических структурах.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Современная тектоническая структура Сихотэ-Алиня представляет собой коллаж разнотипных терреинов, причлененных к восточной окраине Азиатского материка в палеозое и мезозое [2, 12, 14, 20]. Большая часть территории Восточного Сихотэ-Алиня образована юрскими и раннемеловыми террейнами, имеющими различную геодинамическую природу. С запада на восток здесь выделяются следующие террейны (рис. 1).

Самаркинский террейн – фрагмент юрской аккреционной призмы, представляет собой пакет тектонического переслаивания разновозрастных и генетически разнородных образований. Терригенные породы матрикса содержат обломки, глыбы и тектонические пластины, сложенные палеозойскими и раннемезозойскими кремнями, песчаниками, базальтами, габброидами и известняками [20]. Аналогами Самаркинского террейна в Японии являются террейны Мино, Тамба, Ашио и др. [40].

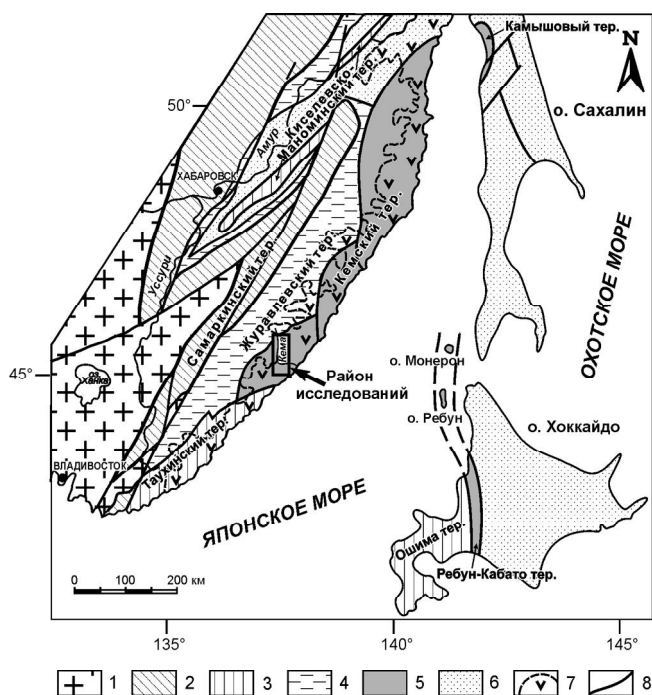


Рис. 1. Схема террейнов юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий [6, 20].

1–6 – террейны: 1 – домезозойские; 2 – юрской аккреционной призмы; 3–5 – раннемеловые: 3 – аккреционной призмы, 4 – окраинно-континентального синдвигового бассейна, 5 – островодужные; 6 – ранне-позднемеловые и кайнозойские; 7 – позднемеловой Восточно-Сихотэалинский вулканический пояс; 8 – разломы.

Таухинский террейн – фрагмент позднеюрско-раннемеловой аккреционной призмы, образован тремя перекрывающимися друг друга тектоническими пластинами, сложенными турбидитами и олистостромами с глыбами и пластинами палеозойских и раннемезозойских известняков, кремней, базальтов и терригенных пород [1]. Террейн коррелируется с террейнами Южный Чичибу в юго-восточной Японии и Ошима – на Хоккайдо [40].

Кемский террейн расположен в восточной части хребта Сихотэ-Алинь, протягиваясь полосой шириной до 80 км вдоль побережья Японского моря (рис. 1). Доступные для наблюдения участки Кемского террейна обнажаются в эрозионных окнах среди вулканитов позднемелового Восточно-Сихотэалинского пояса. В строении террейна принимают участие баррем (?)–альбские образования, среди которых широко развиты турбидиты, присутствуют горизонты вулканогенно-осадочных пород, микститов, а также пласты основных вулканитов [6].

Кемский террейн надвинут [2] на расположенный западнее раннемеловой *Журавлевский террейн*, берриас-валанжинская часть разреза которого сложена алевролитами, содержащими редкие потоки базальтов, а готерив-альбская – песчаниками и турбидитами. Террейн рассматривается как фрагмент окраинно-континентального синдвигового бассейна [1].

Раннемеловой (баррем-альбский) *Киселевско-Маноминский террейн* представляет собой пакет тектонических пластин, образованных юрскими и раннемеловыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами с телами базальтов и известняков, а также раннемеловыми алевролитами, аргиллитами и турбидитами [5, 9]. Террейн рассматривается нами как фрагмент аккреционной призмы Монероно-Самаргинской островодужной системы.

Восточнее Кемского, в *Камышовом* и *Ребун-Кабато террейнах*, расположенных на островах Сахалин, Монерон, Ребун и Хоккайдо, распространен раннемеловой комплекс образований, состоящий из лав и гиаокластитов островодужных базальтов и андезитов, а также горизонтов вулканогенно-осадочных пород [3, 4, 15, 16, 28, 34]. Террейны рассматриваются как фрагменты осевой части островной вулканической гряды.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Объектами исследования были раннемеловые вулканогенно-осадочные образования, расположенные в южных частях Кемского террейна. Изучено 10 разрезов общей протяженностью более 20 км. Разре-

зы располагаются в береговых обнажениях р. Кемы и ее притоков (рис. 2). Условия залегания и текстуры кластитов изучались в обнажениях и ориентированных пришлифованных образцах.

Петрографический состав пород исследовался с помощью поляризационного микроскопа. Содержания основных породообразующих компонентов подсчитывались точечным методом на интеграционном столике. В каждом шлифе подсчитывалось не менее 200 зерен. Тяжелые минералы песчаников извлекались с помощью тяжелой жидкости после дробления проб до 0,25 мм и отмучивания в дистиллированной воде фракции меньше 0,01 мм. Минеральный состав тяжелой фракции определялся и подсчитывался в проходящем и поляризованном свете под микроскопом с помощью иммерсионных жидкостей. Химический состав тяжелых минералов определен на рентгеновском микроанализаторе JXA-5A. Содержания петрогенных элементов в терригенных и вулканических породах определялись традиционным химическим методом; микроэлементы (Ni, Co, Cr, V, Pb, Cu, Zn, Sn) определены количественным спектральным анализом; Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Nb в большинстве образцов определены рентгено-флюоресцентным методом. Все анализы выполнены в лабораториях ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). В части образцов крупнокатионные элементы, а также Hf, Ta, Th, U и редкоземельные элементы (REE) определены методом плазменной спектрометрии (ICP-MS) в аналитическом центре СИБ ГЕОХИ РАН (г. Иркутск). Возраст палинокомплексов, выделенных из осадочных пород, определен в БПИ ДВО РАН В.С. Маркевич.

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ОТЛОЖЕНИЙ

Стратиграфическая последовательность и состав отложений, слагающих Кемский террейн, следующие (рис. 2).

Залегающая в основании видимого разреза **меандровская свита** (более 1100 м) образована пачками турбидитов с мощностями ритмов от 3–30 см до 50–100 см. Кроме того, отмечаются алевролиты с прослоями песчаников, подводноползневые образования, а также массивные и градиционно отсортированные песчаники и гравелиты. Остатки ауцеллин и аммонитов, собранных в разное время из отложений меандровской свиты, свидетельствует об их баррем (?)–раннеаптском возрасте [10].

Вышележащая **кемская свита** расчленена на три подсвиты.

Нижнекемская подсвита (более 1500 м) представлена мелкогалечными конгломератами, гравелитами, песчаниками, а также разнообразными по со-

ставу, размерности и строению микститами. Редки пакеты турбидитов, горизонты подводноползневых образований и туфов, единичны потоки базальтов (до 10 м). Для подсвиты характерны пачки (до 80 м), состоящие из ритмослоев мощностью 2–6 м, в которых лежащие в основании мелкогалечные конгломераты и гравелиты к кровле плавно переходят в мелкозернистые песчаники и алевролиты.

Среднекемская подсвита (770 м) сложена базальтами, их туфами, тефроидами, вулканомиктовыми песчаниками, а также редкими пачками турбидитов, горизонтами микститов, в том числе подводноползневых образований.

Облик *верхнекемской подсвиты* (до 1700 м) определяют мощные (30–330 м) пачки турбидитов с мощностью ритмов от 3–10 до 60–100 см. Турбидиты прерываются редкими горизонтами алевролитов, песчаников, микститов и часто осложнены подводноползневыми деформациями.

На основании находок ауцеллин и аммонитов возраст кемской свиты установлен как раннеаптский–позднеальбский [10]. На этот же возрастной диапазон указывают и комплексы палинофлоры, выделенные из отложений ее нижней и верхней подсвит [6].

Таким образом, особенностями строения и состава баррем (?)–альбских образований меандровской и кемской свит бассейна р. Кемы является: 1) широкое развитие вулканических пород, приуроченных к средней части разреза; 2) тесная ассоциация с грубообломочными породами; 3) насыщенность терригенных пород пирокластикой; 4) преобладание в нижней и верхней частях разреза турбидитов; 5) значительная (до 5000 м) мощность отложений.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ТЕРРИГЕННЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Терригенные породы

Детально изучался вещественный состав песчаников – пород, наиболее информативных для определения состава и тектонической принадлежности источников питания палеобассейнов. Как дополнительный привлекается материал по алевролитам и псефитам.

По породообразующим компонентам изученные песчаники довольно однообразны и в целом относятся к полимиктовым. Обломочная часть занимает 60–80% их объема и представлена кварцем, полевыми шпатами, обломками терригенных, кремневых и эффузивных пород, вулканическим стеклом и рудными минералами. На классификационной диаграмме В. Шутова [22] (рис. 3, А) песчаники образуют единое

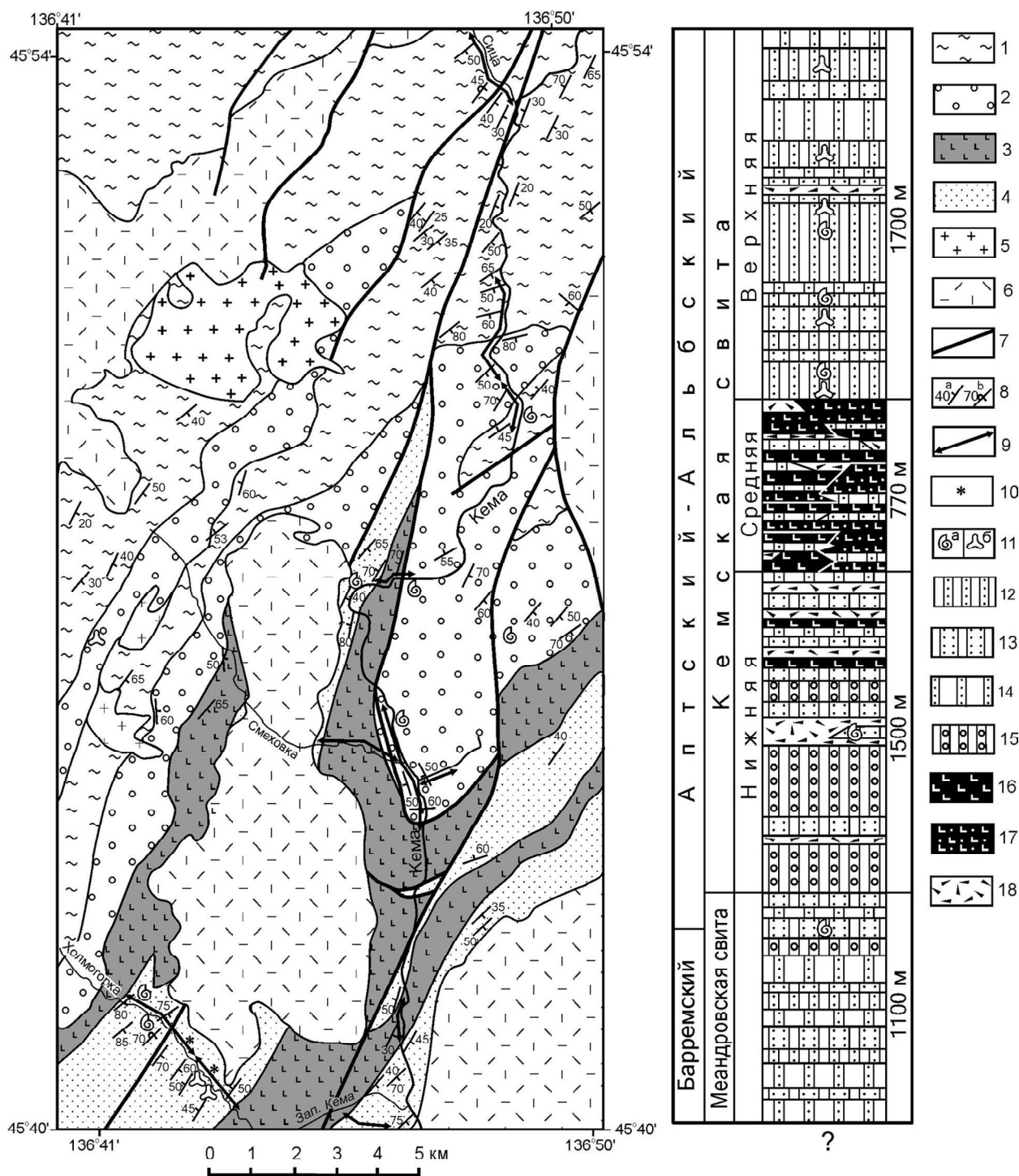


Рис. 2. Схема геологического строения и литолого-стратиграфическая колонка бассейна р. Кемы.

На схеме: 1–4 – свиты: 1 – меандровская; 2–4 – кемская, подсвиты: 2 – нижняя, 3 – средняя, 4 – верхняя; 5 – поздне-меловые гранитоиды; 6 – поздне-меловые вулканы Восточно-Сихотэалинского пояса; 7 – разрывные нарушения; 8 – элементы залегания: а – нормальное, б – опрокинутое; 9 – расположение изученных разрезов; 10 – расположение участков с макроползновыми структурами; 11 – места находок ископаемой фауны (а) и спорово-пыльцевых комплексов (б).

На колонке: 12–14 – ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов: 12 – с равным их соотношением, 13 – с преобладанием алевролитов, 14 – с преобладанием песчаников; 15 – ритмичное переслаивание гравелитов, песчаников и алевролитов; 16 – базальты и андезитобазальты; 17 – основные туфы и тефроиды; 18 – микститы.

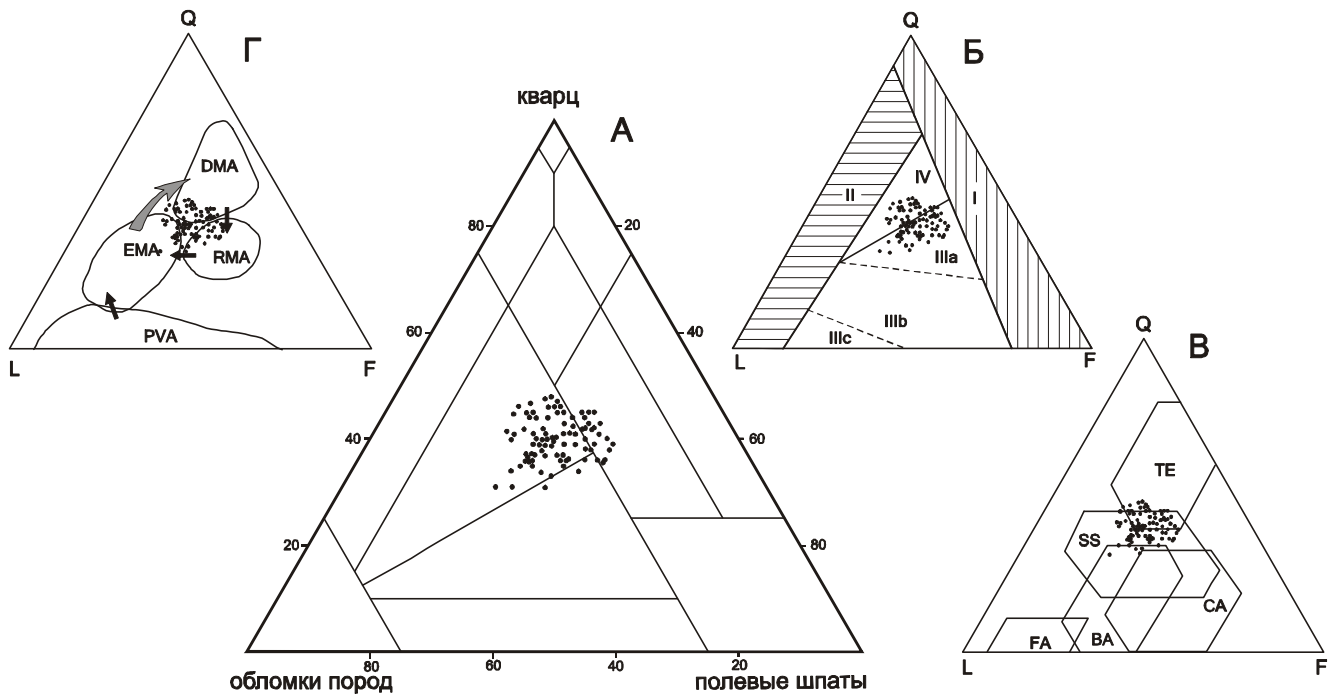


Рис. 3. Породообразующие компоненты песчаников бассейна р. Кемы и их палеогеодинамическая интерпретация.

А – классификационная диаграмма типов пород [22]. Б – типы источников питания [25]: I – континентальные блоки, II – ремобилизованные орогены, III – магматические дуги (IIIa – расчлененные, глубоко эродированные, IIIb – переходные, IIIc – нерасчлененные, слабо эродированные), IV – смешанные источники питания. В – типы бассейновых обстановок [33]. Пассивные обстановки: TE – интерконтинентальные рифты и авлакогены. Бассейны активных континентальных окраин, сопряженные: со сдвиговыми дислокациями (SS); с окраинно-континентальной магматической дугой (CA); с океанической вулканической дугой (бассейны: FA – преддуговые и BA – задуговые). Г – типы магматических дуг [31]. Черные стрелки показывают процессы развития и вызревания, серая – указывает на размыв верхних частей дуг и их расчленение в результате эрозии. Типы дуг: PVA – вулканические, примитивные; магматические: EMA – развитые и зрелые, DMA – эродированные, RMA – обновленные.

поле, относясь главным образом к полевошпатово-кварцевым и кварцево-полевошпатовым грауваккам и, меньше, к полевошпатовым аркозам.

Кварц – наиболее часто встречающийся компонент песчаников (табл. 1). Чаще всего встречается монокристаллический эффузивный кварц. Обычно это чистые, часто с волнистым погасанием неправильные, остроугольные, вытянутые, слабо окатанные зерна. Значительно реже встречается тонкозернистый поликристаллический кварц. Среди полевых шпатов наиболее распространены кислые плагиоклазы: альбит и олигоклаз, а среди калиевых полевых шпатов – пелитизированный ортоклаз, значительно реже встречается микроклин. Обломки пород представлены кремневыми, глинистыми, основными и, иногда, кислыми эффузивными породами. Обломки метаморфических пород редки. Таким образом, можно предполагать, что источники питания отложений бассейна р. Кемы были сложены комплексом осадочных и вулка-

нических пород. Важным фактором, постоянно влиявшим на седиментацию, были вулканические извержения, поставлявшие в осадочные бассейны большое количество пирокластики.

Палеогеодинамическая интерпретация состава порообразующих компонентов песчаников осуществлена по широко известным методикам, предложенным В. Диккинсоном, Дж. Мейнардом, К. Сучек и др. На диаграмме В. Диккинсона и К. Сучек [25], выявляющей тектонические типы источников питания (рис. 3, Б), песчаники попадают главным образом в поле расчлененных, глубоко эродированных, скорее всего эпиконтинентальных, островных дуг (IIIa), и, в меньшей степени, в поле, характеризующееся смешанным составом источников питания: ремобилизованных орогенов и зрелых островных дуг (IV). Вероятно, песчаники формировались за счет разрушения гранитоидных интрузий корневых частей дуг, а также вулканических образований, их “бронирующих”.

Таблица 1. Содержания порообразующих компонентов в песчаниках бассейна р. Кемы, (%).

Компонент	Меандровская свита (21)	Кемская свита		
		Нижняя подсвита (27)	Средняя подсвита (15)	Верхняя подсвита (17)
Кварц монокристаллический	31–46	33–52	31–48	36–47
	40±4,1	42±4,7	38±4,3	41±3,4
Кварц поликристаллический	2–4	3–5	2–6	3–7
	3±1,1	4±1,2	3±1,2	4±1,2
Калишпаты	1–7	1–10	2–11	1–4
	4±1,9	6±3,1	4±2,9	3±1,3
Основные и средние плагиоклазы	2–11	2–26	7–27	2–12
	6±1,4	11±6,4	12±6,5	7±3,6
Кислые плагиоклазы	19–33	4–30	6–31	19–34
	25±3,9	14±8,1	19±9,7	26±5,1
Основные и средние вулканыты	4–20	3–19	14–39	4–13
	11±3,8	9±3,8	17±6,6	6±1,8
Кислые вулканыты	1–6	2–5	2–7	1–5
	2±1,5	3±1,1	3±1,7	2±1,4
Метаморфические породы	0–4	0–3	0–2	0–3
	1±1,2	1±0,8	1±0,8	1±0,8
Кремни	5–24	6–27	5–29	4–19
	15±4,4	17±4,6	13±7,1	12±3,9
Терригенные породы	4–16	3–13	3–15	4–16
	9±3,2	6±3,3	8±4,2	9±3,7

Примечание. В каждой пробе подсчитывалось не менее 200 зерен. В числителе – пределы содержаний, в знаменателе – средние значения и величины среднеквадратичных отклонений. В скобках – количество образцов, в которых производился подсчет.

Геотектонические обстановки самих бассейнов раннемеловой седиментации реконструируются при помощи диаграммы Дж. Мейнарда и его соавторов [33] (рис. 3, В), на которой точки песчаников попадают одновременно в три поля: межконтинентальных рифтов и авлакогенов (TE), бассейнов активных континентальных окраин, осложненных сдвиговыми деформациями по трансформным разломам (SS), и частично – задуговых бассейнов океанических островных дуг (BA). Без привлечения дополнительных данных эта диаграмма не дает однозначного ответа на вопрос, в каком тектоническом типе бассейна накапливались осадки, поскольку поля на ней сильно перекрываются. На диаграмме (рис. 3, Г), предложенной Ф. Кумоном и К. Кимирами [31], предпринята попытка по порообразующим компонентам распознать тип магматических (островных) дуг. Кемские песчаники соответствуют главным образом развитым, зрелым и сильно эродированным дугам.

Известно, что различным тектоническим обстановкам седиментации свойственны свои ассоциации тяжелых минералов [9, 36]. Тяжелые обломочные минералы кемских песчаников с известной долей условности разделяются на две минералогические

ассоциации. В первой, в среднем составляющей до 29 % общего количества минералов тяжелой фракции, преобладают типичные представители островодужной вулканокластике (орто- и клинопироксены, роговая обманка, хромит, магнетит), а во второй, достигающей в среднем 60 % – сиалические минералы (циркон, гранат, турмалин, эпидот, апатит, сфен, рутил).

Анализ ассоциаций тяжелых минералов из песчаников р. Кемы на диаграммах MF–MT–GM и Орх–Нь–Срх (рис. 4) [9, 36], показывает, что они формировались под влиянием двух главных источников сноса. Положение большинства точек соответствует энсиалической дуге и (или) активной континентальной окраине при малом угле конвергенции плит. Размывались островодужные вулканыты, формировавшие “вулканическую” ассоциацию тяжелых минералов. Источником “сиалической” ассоциации, вероятно, был выдвинутый в сторону океана фрагмент континентальной коры, слагавший фундамент дуги.

Тип вулканического источника питания можно установить по химическому составу тяжелых минералов (табл. 2). На диаграммах составов клинопироксенов (рис. 5, б) сопоставлены минералы из песчани-

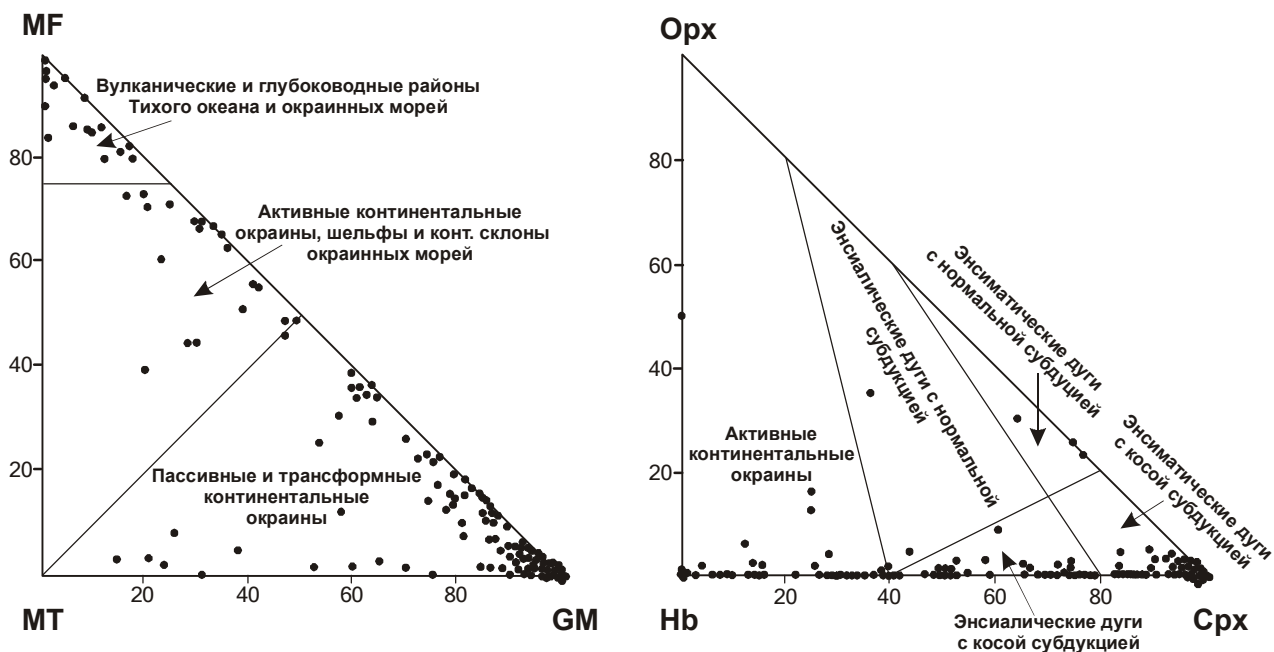


Рис. 4. Сравнение состава тяжелой фракции песчаников бассейна р. Кемы с современными осадками из различных геодинамических обстановок [9, 36].

MF – сумма содержаний оливина, орто- и клинопироксенов, зеленой роговой обманки; *MT* – сумма содержаний эпидота, граната, сине-зеленых амфиболов; *GM* – сумма содержаний циркона, турмалина и андалузита. *Orx* – ортопироксен, *Hb* – роговая обманка, *Crx* – клинопироксен.

ков меандровской и кемской свит, а также из базальтов, широко развитых в кемской свите. Клинопироксены из песчаников на всех диаграммах образуют единое поле и соответствуют клинопироксенам из кемских базальтов. На диаграмме *Mg–Ca–Fe* (рис. 5, А) все они группируются в полях авгита, диопсида и салита. На дискриминационной диаграмме Е. Нисбета и Дж. Пирса [37] (рис. 5, Б) большинство кемских клинопироксенов попадают в поля, соответствующие базальтам островных вулканических дуг и, частично, базальтам океанического дна. Дискриминационные диаграммы *Ti – Ca+Na*, *Ti+Cr – Ca* и *Ti – Al* (рис. 6) [32] позволяют с вероятностью более 80 % различать пироксены базальтов из различных геодинамических обстановок. На диаграмме А клинопироксены (в том числе и из базальтов) группируются вблизи линии, разграничивающей клинопироксены щелочных базальтов и толеитовых. Формально они принадлежат щелочным базальтам, но довольно низкие содержания титана и натрия не позволяют уверенно относить их к этой группе пород. На диаграмме Б, разделяющей нещелочные базальты на базальты *MORB* и известково-щелочные и толеитовые базальты окраинно-континентальных островных дуг, клинопироксены попадают либо приближаются к области

островных дуг. На диаграмме В, разграничивающей островодужные базальты на известково-щелочные и толеитовые, видно, что источником исследуемых пироксенов были известково-щелочные базальты, характерные для тыловых частей островных дуг. На диаграмме составов обломочных *хромитов* из кемских песчаников (рис. 7) [23] большая часть точек попадает в поле базальтов островных дуг, а незначительная – соответствует хромитам из высокощелочных внутриплитных базальтов. На преимущественно островодужный характер источников обломочного материала осадков указывает также и состав *амфиболов*, обнаруженных в тяжелой фракции, которые близки амфиболам из вулканических пород островных дуг (рис. 8) [35]. *Гранаты* из песчаников относятся, главным образом, к альмандину, и лишь изредка в них присутствует гроссуляровый либо спессартитовый компонент. Они происходили, скорее всего, из размывавшихся кислых интрузивных и эффузивных пород, хотя метаморфические породы также не исключаются. Источником гранатов, вероятно, был фундамент островной дуги, образованный сиалической континентальной корой.

По химическому составу песчаники бассейна р. Кемы [7] довольно однородны: SiO_2 в них от 65 до

Таблица 2. Химический состав (вес. %) аксессуарных минералов из песчаников бассейна р. Кемы.

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
Клинопироксены											
КМ-766/1	51,40	0,56	2,95	-	8,63	0,20	13,80	21,53	0,41	0,02	99,51
КМ-766/2	49,53	0,83	5,16	0,28	6,80	0,15	14,02	22,14	0,30	0,02	99,23
КМ-770/1	52,77	1,03	1,58	0,03	21,81	0,84	2,60	10,11	8,99	0,01	99,78
КМ-770/2	51,81	0,60	4,57	0,65	5,18	0,08	14,90	22,29	0,30	-	100,38
КМ-770/3	47,99	2,02	9,19	-	7,70	0,08	13,40	18,57	0,75	-	99,72
КМ-770/4	48,71	2,12	9,15	-	7,79	0,10	13,38	18,78	0,73	-	100,75
КМ-770/5	52,40	0,48	3,75	0,24	4,05	0,06	16,19	22,11	0,29	-	99,57
КМ-832/1	51,81	0,52	3,92	1,12	5,02	0,09	17,10	21,27	0,21	0,01	101,07
КМ-832/2	50,26	0,77	4,59	0,04	8,21	0,19	15,08	20,95	0,31	0,01	100,42
КМ-832/3	52,52	0,30	2,20	0,35	4,69	0,07	16,75	22,24	0,21	-	99,33
КМ-832/4	53,16	0,32	2,14	0,38	4,22	0,04	18,05	21,98	0,17	0,01	100,47
КМ-832/5	52,41	0,44	4,08	0,04	14,44	0,50	14,09	12,76	0,58	0,19	99,54
КМ-838/1	51,33	0,78	3,36	0,08	8,33	0,25	14,38	20,58	0,42	-	99,51
КМ-838/2	50,17	0,94	3,93	0,04	8,48	0,26	14,28	20,59	0,29	-	98,99
КМ-839/1	51,37	0,67	2,78	0,26	5,50	0,25	15,84	22,67	0,19	-	99,54
КМ-839/2	50,25	0,55	3,88	0,17	6,22	0,18	14,61	23,19	0,21	-	99,25
КМ-839/3	50,66	0,63	2,56	0,04	7,96	0,40	15,38	20,69	0,35	-	98,67
КМ-839/4	51,87	0,97	1,51	0,01	22,47	0,70	2,69	9,88	9,57	-	99,67
КМ-7	50,46	0,52	3,98	0,41	6,13	0,12	16,67	21,80	0,30	-	100,39
КМ-10	50,72	0,64	3,04	-	8,32	0,30	15,90	21,52	0,29	-	100,74
КМ-15	53,14	0,41	2,89	0,10	6,12	0,17	15,48	22,86	0,23	-	101,41
КМ-13/1	53,65	0,72	3,00	0,21	7,71	0,28	15,07	20,76	0,28	-	101,69
КМ-13/2	52,05	0,80	5,20	0,53	5,96	0,21	14,54	21,56	0,30	-	101,14
КМ-23	51,87	0,68	2,72	-	8,38	0,29	15,71	21,70	0,30	-	101,66
КМ-43	48,86	0,75	5,10	0,36	7,29	0,16	14,70	21,86	0,28	0,01	99,38
КМ-51/1	49,81	0,82	4,12	0,27	7,35	0,17	15,01	22,08	0,32	0,01	99,96
КМ-51/2	50,99	0,51	3,49	0,06	8,56	0,33	14,99	20,73	0,39	-	100,04
КМ-52/1	53,20	0,48	2,85	0,86	5,37	0,23	16,64	20,96	0,33	-	100,91
КМ-52/2	53,09	0,51	2,91	0,78	4,33	0,17	16,02	22,67	0,24	-	100,72
КМ-67/1	51,42	0,60	3,55	0,07	5,51	0,13	15,36	23,73	0,18	-	100,56
КМ-67/2	53,04	0,53	2,70	0,28	5,22	0,14	16,21	22,25	0,31	-	100,68
КМ-68/1	50,11	0,74	2,60	0,15	8,01	0,24	18,02	20,09	0,34	-	100,31
КМ-68/2	50,83	0,72	2,90	0,75	5,12	0,14	18,93	21,32	0,22	-	100,92
КМ-68/3	49,63	0,87	3,14	0,14	8,54	0,19	16,92	20,53	0,40	-	100,37
КМ-77	50,57	1,04	3,90	-	9,62	0,25	14,23	20,71	0,37	0,01	100,71
КМ-78/1	51,65	0,86	2,79	0,04	7,81	0,25	14,17	21,96	0,32	-	99,86
КМ-78/2	51,78	0,61	3,60	0,29	7,04	0,13	14,63	22,47	0,30	-	100,86
КМ-223/1	49,30	0,90	3,03	0,04	8,59	0,27	15,55	22,10	0,34	-	100,12
КМ-223/2	51,11	0,96	2,28	0,02	8,01	0,33	16,79	21,38	0,32	-	101,20
КМ-796/1	51,66	0,51	2,13	0,07	9,04	0,26	16,28	18,84	0,19	-	98,98
КМ-796/2	52,18	0,38	3,28	0,13	3,96	0,04	16,59	22,49	0,17	-	99,22
КМ-815/1	50,27	0,65	2,50	0,09	8,55	0,38	15,58	20,79	0,19	-	99,00
КМ-815/2	50,72	0,56	2,57	0,13	9,44	0,43	15,94	19,50	0,26	-	99,54
КМ-815/3	51,97	0,36	1,66	0,28	3,92	0,24	16,80	22,80	0,14	0,01	98,16
КМ-815/4	50,29	0,75	2,40	-	9,76	0,49	15,33	20,14	0,30	0,01	99,46
КМ-819А/1	51,14	0,59	2,44	-	7,10	0,20	15,11	20,96	0,29	0,01	97,85
КМ-819А/2	52,06	0,47	2,02	-	8,81	0,39	14,80	20,71	0,29	0,01	99,59
КМ-822/1	50,15	0,38	6,77	0,07	14,45	0,49	13,44	13,52	0,57	0,39	100,23
КМ-822/2	52,73	0,28	2,56	0,05	18,26	0,50	12,61	13,35	0,52	0,50	101,35
КМ-824/1	52,44	0,28	1,72	0,12	4,48	0,12	17,06	22,53	0,09	-	98,83
КМ-824/2	52,48	0,31	1,89	0,64	4,45	0,13	16,79	21,80	0,12	-	98,62
КМ-824/3	52,66	0,26	1,86	0,53	3,64	0,12	17,09	22,94	0,11	-	99,20
КМ-825/1	51,32	0,59	4,57	-	6,85	0,13	16,29	20,73	0,34	-	100,82

Таблица 2. (Продолжение).

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
KM-825/2	50,78	0,80	3,93	0,07	7,93	0,24	15,94	19,86	0,28	0,01	99,82
KM-825/3	51,04	0,62	2,32	0,04	9,29	0,31	16,27	19,68	0,17	-	99,74
KM-825/3	51,04	0,62	2,32	0,04	9,29	0,31	16,27	19,68	0,17	-	99,74
KM-82/2	51,88	0,37	3,05	0,28	5,39	0,12	16,43	22,02	0,19	-	99,75
KM-97/1	53,56	0,34	1,42	0,53	4,42	0,14	17,17	22,93	0,24	0,01	100,75
KM-97/2	52,43	0,84	1,85	0,13	8,79	0,25	16,06	20,12	0,34	-	100,80
KM-97/3	52,28	0,75	1,26	0,07	9,02	0,30	15,65	21,28	0,41	0,01	101,03
KM-109/1	52,31	0,71	1,43	0,04	7,98	0,29	15,04	21,35	0,26	0,01	99,42
KM-109/2	51,78	0,78	1,53	0,04	8,30	0,28	15,74	21,11	0,51	0,01	100,06
KM-109/3	50,95	1,09	2,49	0,06	9,52	0,27	14,23	20,73	0,40	-	99,74
KM-109/4	51,11	0,95	2,90	0,07	9,26	0,25	14,77	20,96	0,41	-	100,68
KM-125/1	50,43	0,76	2,55	0,02	8,39	0,26	13,78	22,28	0,29	-	98,77
KM-125/2	49,84	0,87	3,00	-	8,74	0,21	13,32	23,03	0,40	-	99,43
KM-125/3	50,66	0,72	1,88	0,06	8,90	0,25	13,99	21,72	0,31	-	98,49
KM-139/1	50,40	1,42	3,11	0,07	8,28	0,20	13,95	21,30	0,41	-	99,14
KM-139/2	51,07	0,94	2,22	0,04	8,42	0,24	14,04	20,97	0,48	-	98,41
KM-139/3	50,79	0,87	2,67	0,13	8,01	0,21	14,87	21,35	0,28	-	99,16
KM-139/4	51,64	0,92	1,86	0,12	10,98	0,28	14,40	19,61	0,22	-	100,02
KM-142/1	50,38	0,90	3,52	0,03	8,87	0,33	14,01	20,93	0,41	-	99,38
KM-142/2	51,51	0,61	3,39	1,31	2,78	0,12	14,19	25,74	0,16	-	99,79
KM-142/3	50,27	0,56	3,73	0,08	6,09	0,18	15,22	25,02	0,13	-	101,28
KM-142/4	51,09	0,27	2,82	0,57	3,43	0,10	14,87	26,45	0,04	-	99,64
KM-187/1	49,36	0,51	4,50	0,18	6,87	0,17	15,11	23,86	0,14	0,03	100,74
KM-187/2	49,11	0,66	5,07	0,20	5,76	0,15	12,37	25,43	0,15	-	98,90
Амфиболы											
KM-770	46,61	1,86	6,24	0,09	19,61	0,26	10,34	9,71	3,27	0,35	98,33
KM-779/1	43,20	1,03	12,58	0,03	13,97	0,13	12,21	10,40	1,95	0,35	95,85
KM-779/2	42,93	1,16	13,16	-	14,18	0,13	12,18	10,06	1,93	0,38	96,12
KM-832	41,92	1,64	12,32	0,02	12,90	0,26	14,37	11,82	2,03	1,18	98,45
KM-838	43,81	1,32	12,42	0,02	13,46	0,53	12,75	9,88	1,84	0,82	96,85
KM-839	47,97	0,66	5,05	0,05	19,56	0,30	11,73	9,96	2,15	0,11	97,64
KM-7	44,49	0,59	10,20	0,10	14,83	0,27	13,14	12,30	1,50	1,06	98,47
KM-10	46,12	0,84	12,15	0,14	13,05	0,22	13,37	12,19	1,14	0,50	99,71
KM-11/1	44,54	1,32	10,64	0,05	15,04	0,40	11,09	11,71	1,75	1,23	98,58
KM-11/2	43,43	0,56	15,22	0,09	14,20	0,23	11,96	11,39	1,57	0,36	99,00
KM-11/3	44,28	0,82	14,70	0,07	14,10	0,17	11,11	8,88	1,49	0,23	95,84
KM-11/4	42,91	0,80	14,92	0,14	13,99	0,24	11,21	10,93	1,68	0,31	97,13
KM-15	43,77	1,36	13,32	0,05	16,25	0,33	8,91	11,15	1,36	0,94	97,45
KM-18	42,14	1,15	12,70	-	19,94	0,56	9,26	11,95	1,60	1,82	101,11
KM-23	44,11	0,70	15,54	0,10	14,20	0,18	12,18	11,05	1,68	0,32	100,04
KM-52/1	42,35	1,25	11,88	-	19,11	0,48	8,65	11,77	1,55	1,78	98,82
KM-52/2	46,46	0,60	9,98	0,03	13,10	0,31	12,46	12,18	1,46	0,82	97,41
KM-59/1	45,22	0,79	14,48	0,01	13,51	0,19	10,88	10,87	1,66	0,32	97,94
KM-59/2	47,50	0,86	12,15	0,05	12,60	0,24	11,59	11,79	1,36	0,54	98,68
KM-59/3	44,33	0,96	9,92	0,22	15,66	0,29	12,23	11,24	1,87	1,12	97,84
KM-59/4	43,97	0,85	10,00	0,24	15,55	0,36	11,81	11,56	1,74	1,33	97,39
KM-67/1	46,18	0,63	4,67	0,32	13,50	0,31	16,71	11,23	1,08	0,82	95,45
KM-67/2	42,27	0,96	7,85	0,43	14,28	0,30	16,02	10,71	1,65	1,30	95,78
KM-72/1	46,32	0,93	7,82	0,23	14,68	0,33	12,53	11,71	1,39	1,05	96,99
KM-72/2	42,40	0,68	10,92	0,06	18,53	0,30	9,83	11,26	1,36	1,33	96,65
KM-77/1	44,67	0,83	15,03	0,01	13,75	0,31	10,84	10,50	1,48	0,27	97,68
KM-77/2	47,96	0,39	7,54	0,15	12,38	0,28	15,13	12,01	0,94	0,69	97,46
KM-78	44,29	0,97	9,82	0,25	15,50	0,30	11,76	11,39	1,46	1,14	96,87
KM-201/1	48,54	0,77	5,83	0,03	14,94	-	12,93	10,95	0,43	0,22	94,63

Таблица 2. (Продолжение).

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
КМ-201/2	44,88	1,27	8,58	0,04	15,15	-	12,99	10,32	1,32	0,51	95,06
КМ-223/1	45,42	1,04	10,88	0,05	19,40	-	7,88	11,05	1,55	0,88	98,12
КМ-223/2	47,70	0,62	8,65	0,07	13,15	-	13,54	11,57	1,44	0,81	97,55
КМ-819А	51,46	0,51	2,95	0,02	15,36	0,51	14,76	13,67	0,34	0,09	99,65
КМ-824/1	41,74	3,15	10,34	0,06	12,74	0,32	13,49	11,10	2,31	0,93	96,19
КМ-824/2	41,87	3,15	10,74	0,05	12,70	0,28	13,26	10,61	2,40	0,94	96,01
КМ-825/1	45,61	1,11	10,97	0,09	14,85	0,23	12,03	11,08	2,11	0,29	98,37
КМ-825/2	43,91	1,00	13,14	0,06	14,87	0,23	12,96	10,36	1,90	0,37	98,81
КМ-82	41,76	0,93	14,01	0,05	15,84	0,34	10,01	11,04	1,24	0,74	95,95
КМ-108/1	45,15	0,84	14,33	0,05	13,61	0,24	11,30	10,65	1,60	0,36	98,14
КМ-108/2	45,77	0,93	9,28	0,20	15,49	0,34	12,02	11,90	1,56	1,19	98,68
КМ-108/3	45,33	0,84	13,46	0,03	13,57	0,21	11,27	10,74	1,50	0,34	97,28
КМ-109/1	40,11	2,56	7,26	0,02	18,02	0,41	10,69	11,33	3,62	1,56	95,59
КМ-109/2	43,43	1,47	9,80	0,34	20,04	0,35	8,38	11,75	1,90	1,08	98,55
КМ-125/1	46,59	0,45	8,35	0,08	12,81	0,25	13,11	13,09	1,32	0,72	96,77
КМ-125/2	46,87	0,47	7,92	0,03	12,70	0,27	12,97	12,77	1,34	0,78	96,12
КМ-571	43,15	1,48	10,18	-	17,37	0,26	9,37	11,85	2,14	0,52	96,31
КМ-142/1	43,05	1,21	10,70	0,26	14,80	0,35	10,41	12,98	1,99	1,44	97,20
КМ-142/2	43,13	1,04	11,28	0,28	14,61	0,34	10,23	12,94	1,75	1,21	96,81
Хромиты											
КМ-759/1	н.а.	0,43	14,44	48,35	28,09	0,38	8,70	н.а.	н.а.	н.а.	100,40
КМ-759/2	н.а.	0,36	9,71	53,78	28,83	0,45	7,59	н.а.	н.а.	н.а.	100,72
КМ-759/3	н.а.	0,47	12,20	51,13	28,70	0,40	8,50	н.а.	н.а.	н.а.	101,41
КМ-776/1	н.а.	0,62	14,60	48,74	22,92	0,24	13,57	н.а.	н.а.	н.а.	100,70
КМ-776/2	н.а.	1,73	21,89	38,28	28,47	0,22	11,22	н.а.	н.а.	н.а.	101,82
КМ-835/1	н.а.	0,63	12,42	52,40	24,63	0,24	10,57	н.а.	н.а.	н.а.	100,90
КМ-835/2	н.а.	1,45	30,65	29,80	26,99	0,11	12,78	н.а.	н.а.	н.а.	101,79
КМ-835/3	н.а.	1,61	20,34	38,49	31,61	0,30	5,92	н.а.	н.а.	н.а.	98,28
КМ-835/4	н.а.	1,45	24,05	38,57	22,38	0,15	13,18	н.а.	н.а.	н.а.	99,80
КМ-839/1	н.а.	0,52	6,62	61,22	21,35	0,29	9,91	н.а.	н.а.	н.а.	99,92
КМ-839/2	н.а.	0,93	14,77	42,82	30,53	0,22	10,81	н.а.	н.а.	н.а.	100,08
КМ-10	н.а.	0,49	19,72	46,65	24,96	0,03	8,50	н.а.	н.а.	н.а.	100,36
КМ-34/1	н.а.	0,51	3,24	62,94	22,55	0,03	8,99	н.а.	н.а.	н.а.	98,26
КМ-34/2	н.а.	0,70	13,80	42,77	28,50	0,02	13,33	н.а.	н.а.	н.а.	99,12
КМ-41/1	н.а.	0,33	11,98	47,22	26,50	0,02	13,22	н.а.	н.а.	н.а.	99,29
КМ-41/2	н.а.	0,40	15,13	53,52	20,31	0,02	10,87	н.а.	н.а.	н.а.	100,26
КМ-51/1	н.а.	0,57	14,30	47,80	21,44	0,22	14,44	н.а.	н.а.	н.а.	98,78
КМ-51/2	н.а.	0,30	11,39	55,70	14,40	0,19	16,09	н.а.	н.а.	н.а.	98,08
КМ-67/1	н.а.	0,28	22,99	30,91	32,41	0,02	12,66	н.а.	н.а.	н.а.	99,27
КМ-67/2	н.а.	0,28	19,48	36,21	32,55	0,02	12,85	н.а.	н.а.	н.а.	101,40
КМ-68/1	н.а.	0,30	7,54	55,71	20,94	0,32	14,48	н.а.	н.а.	н.а.	99,30
КМ-68/2	н.а.	0,26	9,47	55,50	19,59	0,32	13,84	н.а.	н.а.	н.а.	98,99
КМ-78/1	н.а.	0,56	16,54	48,03	19,95	0,22	14,09	н.а.	н.а.	н.а.	98,60
КМ-78/2	н.а.	0,57	13,53	49,19	27,95	0,32	8,82	н.а.	н.а.	н.а.	100,39
КМ-797/1	н.а.	0,87	13,13	48,97	30,71	0,37	6,19	н.а.	н.а.	н.а.	100,24
КМ-797/2	н.а.	0,38	4,18	64,52	21,62	0,31	9,32	н.а.	н.а.	н.а.	100,33
КМ-797/3	н.а.	0,36	23,79	44,30	18,02	0,24	13,21	н.а.	н.а.	н.а.	99,93
КМ-797/4	н.а.	0,70	7,76	56,71	29,29	0,48	6,79	н.а.	н.а.	н.а.	101,74
КМ-801/1	н.а.	0,82	7,65	54,33	29,03	0,37	8,30	н.а.	н.а.	н.а.	100,51
КМ-801/2	н.а.	0,93	10,70	49,85	29,21	0,29	9,86	н.а.	н.а.	н.а.	100,87
КМ-801/3	н.а.	0,93	14,60	44,89	30,73	0,30	8,48	н.а.	н.а.	н.а.	99,93
КМ-816/1	н.а.	0,90	25,82	40,52	17,56	0,15	15,13	н.а.	н.а.	н.а.	100,09
КМ-816/2	н.а.	0,68	36,91	29,00	16,90	0,11	16,98	н.а.	н.а.	н.а.	100,59

Таблица 2. (Окончание).

Номер пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO*	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма
КМ-816/3	н.а.	1,73	7,91	50,08	34,40	0,42	6,36	н.а.	н.а.	н.а.	100,91
КМ-819А	н.а.	0,58	8,82	54,73	22,67	0,27	12,16	н.а.	н.а.	н.а.	99,23
КМ-824/1	н.а.	0,89	14,96	44,54	29,27	0,29	11,22	н.а.	н.а.	н.а.	101,18
КМ-824/2	н.а.	0,66	9,72	54,71	22,63	0,30	12,65	н.а.	н.а.	н.а.	100,68
КМ-825/1	н.а.	0,19	21,22	50,54	16,04	0,23	12,89	н.а.	н.а.	н.а.	101,11
КМ-825/2	н.а.	1,74	18,76	42,49	30,94	0,35	7,20	н.а.	н.а.	н.а.	101,49
КМ-109/1	н.а.	0,76	11,03	52,89	21,13	0,28	13,53	н.а.	н.а.	н.а.	99,64
КМ-109/2	н.а.	1,08	7,71	53,41	30,75	0,36	6,95	н.а.	н.а.	н.а.	100,31
КМ-571	н.а.	0,75	8,42	52,63	26,28	0,19	11,54	н.а.	н.а.	н.а.	99,83
КМ-142	н.а.	0,71	11,36	47,36	32,87	0,41	8,43	н.а.	н.а.	н.а.	101,13
КМ-143/1	н.а.	0,44	7,92	57,79	21,86	0,33	12,52	н.а.	н.а.	н.а.	100,87
Гранаты											
КМ-759/1	37,96	0,23	20,45	0,04	31,35	1,20	5,86	2,05	0,01	0,01	99,16
КМ-759/2	37,60	0,19	21,11	0,07	34,63	3,61	2,44	1,17	0,06	0,01	100,90
КМ-759/3	38,51	0,18	20,34	0,12	33,14	1,24	4,49	1,25	0,02	0,01	99,30
КМ-776/1	38,55	0,07	18,96	-	29,05	8,99	0,56	3,15	0,01	0,01	99,37
КМ-776/2	39,09	0,13	19,86	-	33,94	0,52	3,62	2,06	-	0,01	99,23
КМ-776/3	38,33	0,11	20,18	0,04	33,47	0,69	5,38	0,87	0,07	-	99,15
КМ-838/1	38,58	0,15	22,00	0,08	29,71	0,62	7,99	1,15	0,01	0,01	100,30
КМ-838/2	38,10	0,15	21,40	0,14	31,76	1,33	5,48	1,20	-	-	99,56
КМ-839/1	37,50	0,10	20,30	0,02	32,95	0,50	3,80	2,93	0,02	-	98,13
КМ-839/2	36,59	0,08	20,93	0,04	33,41	2,15	3,14	2,16	0,04	0,01	98,55
КМ-839/3	36,03	0,16	19,80	0,04	27,52	12,88	2,55	0,69	0,03	0,01	99,70
КМ-35	38,05	0,28	21,87	0,06	35,65	0,35	4,12	0,57	0,02	-	100,98
КМ-43	37,76	0,36	20,34	0,09	29,81	1,45	1,63	8,80	0,01	-	100,26
КМ-78	41,48	0,17	20,27	0,09	27,33	0,63	9,60	0,92	0,01	-	100,51
КМ-813/1	36,65	0,10	20,92	0,05	29,02	4,53	1,60	3,63	0,03	-	96,54
КМ-813/2	37,27	0,21	20,09	-	25,31	15,73	0,52	0,17	0,09	0,01	99,41
КМ-813/3	37,11	0,11	20,00	-	28,20	10,22	0,91	0,62	0,06	-	97,23
КМ-815/1	38,47	0,23	19,65	0,03	34,67	0,80	2,85	3,38	0,01	-	100,01
КМ-815/2	39,16	0,35	19,81	0,03	29,62	0,78	8,21	2,75	-	0,01	100,72
КМ-815/3	38,38	0,22	19,70	0,11	34,32	0,70	4,74	1,08	0,04	0,01	99,30
КМ-815/4	38,10	0,45	19,41	0,10	34,23	1,34	5,28	1,51	-	0,02	100,42
КМ-819А/1	37,29	0,17	20,60	0,01	24,09	17,84	-	0,42	0,04	0,02	100,47
КМ-819А/2	37,96	0,08	20,86	0,01	34,46	1,34	3,25	1,25	0,05	0,01	99,26
КМ-819А/3	38,73	0,07	21,28	0,02	31,59	0,98	5,71	0,98	0,02	0,02	99,40
КМ-819А/4	36,88	0,11	19,51	-	29,72	11,89	0,18	0,34	0,06	0,01	98,71
КМ-825/1	38,82	0,31	18,21	0,11	21,52	14,18	1,30	6,77	0,06	0,01	101,29
КМ-825/2	39,20	0,18	17,57	0,04	32,74	0,86	0,96	7,52	0,04	0,01	99,14
КМ-825/3	38,77	0,54	14,08	0,06	17,30	22,22	0,69	5,64	0,05	0,02	99,37
КМ-94/1	38,39	0,20	21,69	0,07	30,96	0,56	7,30	1,22	0,07	0,02	100,46
КМ-94/2	38,53	0,25	21,12	0,09	32,88	1,52	5,04	1,18	0,06	-	100,67
КМ-94/3	39,29	0,23	21,21	0,01	24,04	1,20	8,49	6,13	0,06	0,01	100,68
КМ-109/1	40,08	0,22	20,98	0,05	31,80	0,94	5,06	1,60	-	-	100,73
КМ-109/2	41,42	0,15	20,99	0,08	26,93	2,10	5,68	4,42	-	-	101,78
КМ-109/3	37,70	0,06	0,89	0,03	28,24	0,28	-	31,99	-	-	99,20
КМ-571/1	37,90	0,33	19,44	0,08	36,02	1,15	3,39	0,84	-	0,01	99,15
КМ-571/2	36,29	0,15	19,74	0,04	25,37	16,42	0,17	1,16	-	-	99,35
КМ-173/1	38,91	0,33	21,45	0,14	33,16	0,98	5,21	1,32	-	0,01	101,50
КМ-173/2	38,94	0,29	20,72	0,04	31,03	0,90	7,09	1,59	0,07	0,02	100,68

Примечание. FeO* – общее железо. Прочерк – не обнаружено, н.а. – не анализировалось. Анализы выполнены на рентгеновском микроанализаторе JXA-5 в ДВГИ ДВО РАН В.И. Сапиным и Н.И. Екимовой.

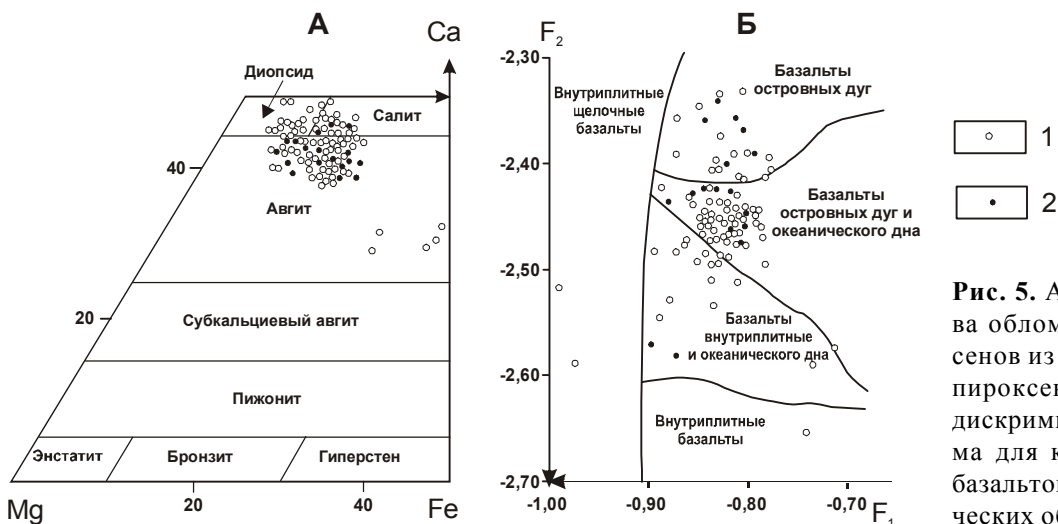


Рис. 5. А – диаграмма состава обломочных клинопироксенов из песчаников и клинопироксенов из базальтов. Б – дискриминационная диаграмма для клинопироксенов из базальтов различных тектонических обстановок [37].

1 – клинопироксены из песчаников, 2 – клинопироксены из базальтов.

$$F_1 = -0.012 \times \text{SiO}_2 - 0.0807 \times \text{TiO}_2 + 0.0026 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0012 \times \text{FeO} - 0.0026 \times \text{MnO} + 0.0087 \times \text{MgO} - 0.0128 \times \text{CaO} - 0.0419 \times \text{Na}_2\text{O};$$

$$F_2 = -0.0496 \times \text{SiO}_2 - 0.0818 \times \text{TiO}_2 - 0.02126 \times \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.0041 \times \text{FeO} - 0.1435 \times \text{MnO} - 0.0029 \times \text{MgO} - 0.0085 \times \text{CaO} + 0.0160 \times \text{Na}_2\text{O}.$$

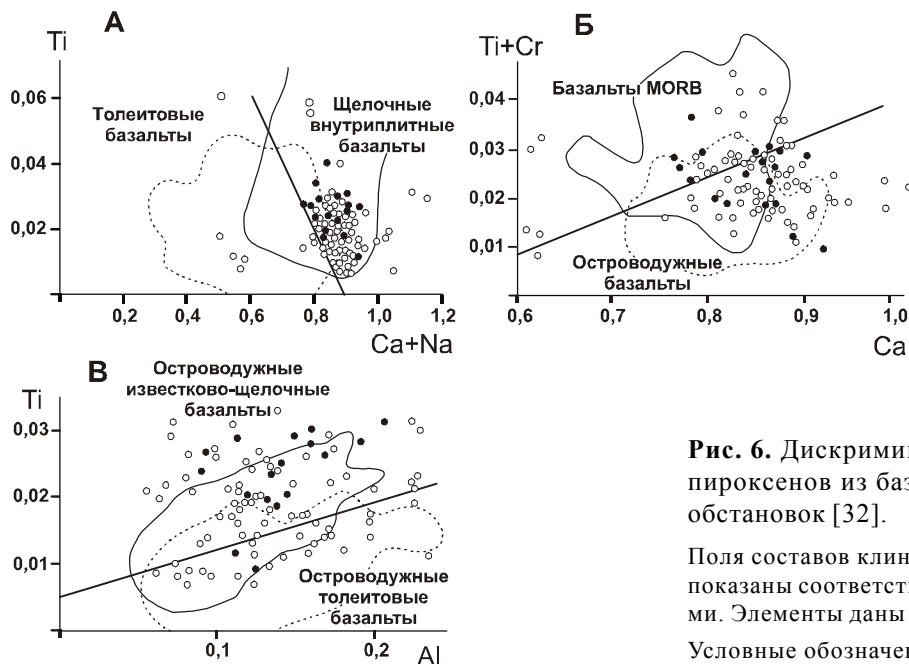


Рис. 6. Дискриминационные диаграммы для клинопироксенов из базальтов различных тектонических обстановок [32].

Поля составов клинопироксенов из различных базальтов показаны соответственно сплошной и пунктирной линиями. Элементы даны в формульных единицах.

Условные обозначения см. рис. 5.

83 %, TiO_2 – 0,12–0,66 %, Al_2O_3 – 6,30–13,92 %, $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ – 0,98–5,52%, MgO – 0,20–3,12%, Na_2O – 1,06–2,80 %, K_2O – 0,94–3,50 %. Такой состав характерен для песчаников, занимающих промежуточное положение между аркозами и граувакками. Генетическая интерпретация химического состава песчаников приведена на дискриминационных диаграммах (рис. 9). На диаграммах М. Бхатиа [24] (рис. 9, а), используемых для разделения песчаников из бассейнов различных тектонических обстановок, большинство песчаников попадает либо приближается к полям бассейнов активных континентальных окраин и к

полям бассейнов, сопряженных с дугами, развитыми на зрелой континентальной коре. Не совсем точное попадание точек в поле континентальных островных дуг, вызванное низким содержанием в песчаниках суммарного железа и магния, объясняется высокой “зрелостью” пород, связанной с обогащением кварцем и кремневыми породами. На диаграмме Дж. Мейнарда [33] (рис. 9, б) песчаники, несмотря на разброс точек, ближе всего к пескам из бассейнов, связанных с пассивными континентальными окраинами, либо окраинно-континентальными дугами. Отклонение фигуративных точек песчаников от полей бас-

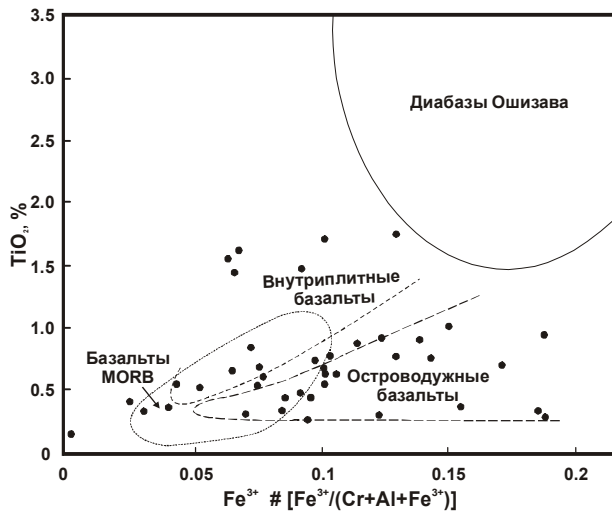


Рис. 7. Дискриминационная диаграмма состава обломочных хромитов из песчаников р. Кемы и из базальтов различных тектонических обстановок [23].

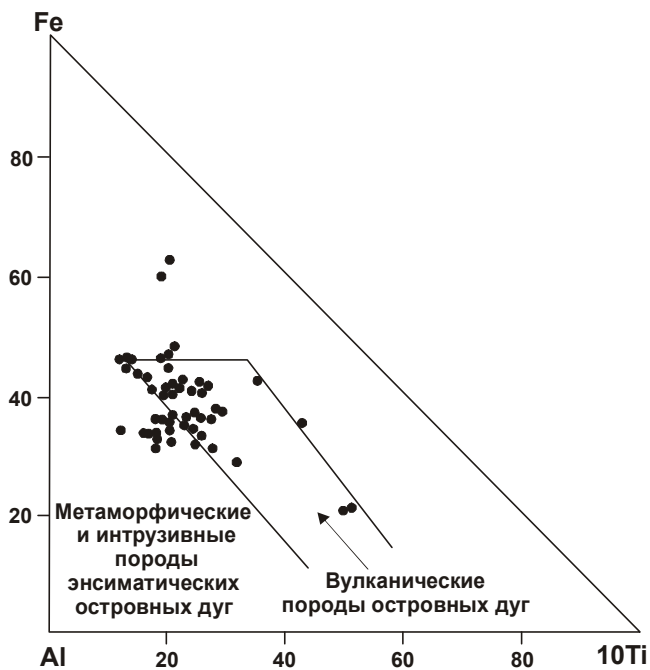


Рис. 8. Диаграмма состава обломочных амфиболов из песчаников р. Кемы и их вероятных вулканических источников [35].

сейнов активных континентальных окраин и окраинно-континентальных дуг объясняется в целом не характерным для данного типа песчаников преобладанием К над Na, что обусловлено большим содержанием в них обломков высококалийных базальтов (шошонитов).

Химический состав глинистых пород [7] близок составу ассоциирующихся с ними песчаников, отли-

чаясь от них меньшими содержаниями SiO₂ (от 56,54 до 72,23 %) и CaO (0,15–3,76 %), но большими – TiO₂ (0,27–0,84 %), Al₂O₃ (9,25–17,72 %), FeO+Fe₂O₃ (3,4–7,27 %), MgO (0,48–4,43 %), Na₂O (0,78–3,56 %) и K₂O (1,19–4,86 %). Палеотектоническая интерпретация химического состава (рис. 9, в) не противоречит сделанной по составу песчаников, отличаясь даже несколько большей определенностью. Большинство точек глинистых пород группируются в полях бассейнов активных континентальных окраин и островных дуг, развитых на континентальной коре.

Грубообломочные породы (конгломераты и гравелиты) несут достаточно богатую информацию о составе и тектонической природе источников питания, позволяя достоверно установить весь спектр слагающих эти источники пород, а иногда и их возраст. Среди обломков гравелитов и конгломератов, известных на разных уровнях изученного разреза, встречаются кремни с триасовыми и юрскими радиоляриями [7], что предполагает участие в фундаменте островной вулканической дуги юрской–раннемеловой аккреционной призмы, аналогичной призмам Самаркинского и Таухинского террейнов Сихотэ-Алиня [6, 21].

Вулканические породы

Вулканогенная часть разреза изученных отложений сложена лавами базальтов, а также разнообразными по размерности и сортированности туфами и тефроидами, содержащими отдельные горизонты турбидитов, песчаников и микститов. Базальты часто имеют текстуру пиллоу-лав с подушечными обособлениями размером до 0,5–2,5 м в диаметре. В основаниях потоки обычно насыщены включениями осадочного материала, а в кровле приобретают массивную текстуру. Маломощные потоки базальтов, вероятно в результате соприкосновения с морской водой, растрескивались и расщеплялись на сегменты, трещины между которыми заполнялись алевритовым материалом, временами “выплескивавшимся” на поверхность этих потоков. С другой стороны, в алевролитах наблюдаются включения базальтовых “капель” или “бомб”, по краям которых образуются стекловатые корки или цеолитовые оторочки.

Базальты хорошо раскристаллизованы и содержат от 10 до 35 % вкрапленников темноцветных минералов и плагиоклаза, размером до 8 мм. Среди пиллоу-лав встречаются амигдалоидные базальты с миндалинами 1–5 мм, выполненными хлоритом, кальцитом, редко цеолитами. Преобладают толеитовая, витрофировая, интерсертальная, микролитовая структуры основной массы; редко встречается диабазовая структура. По количеству и соотношению вкрапленников различаются клинопироксен-плагиок-

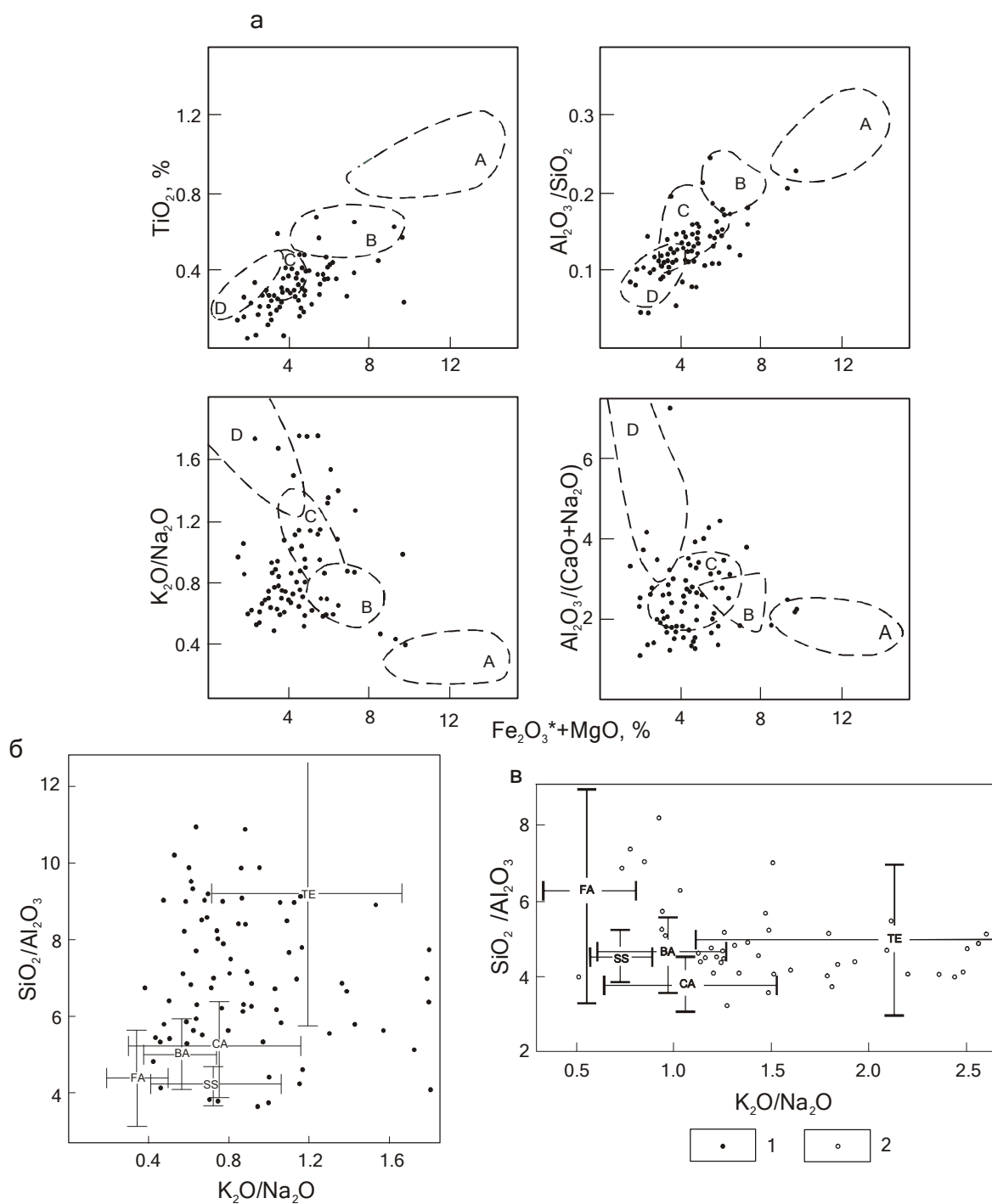


Рис. 9. Диаграммы химического состава песчаных и глинистых пород из различных геодинамических обстановок.

а – типы бассейнов [24]. Пунктирные линии – поля значений геохимических параметров древних песчаников из бассейнов, сопряженных с: А – океаническими, В – континентальными островными дугами, С – активными, D – пассивными континентальными окраинами. $Fe_2O_3^*$ – общее железо. б и в – бассейновые обстановки (б – для песчаников, в – для глинистых пород) [33]. Пересекающиеся линии – стандартные отклонения от средних составов современных глубоко-водных песков и глин из различных геодинамических обстановок. Аббревиатуры см. на рис. 3.

1 – песчаники; 2 – глинистые породы.

лазовые, оливин-клинопироксен-плаггиоказовые, оливин-клинопироксеновые и двупироксеновые базальты. Пироксен-плаггиоказовые базальты содержат вкрапленники плаггиоклаза (50–65%), клинопироксена (35–50%) и единичные выделения оливина и буровато-зеленой роговой обманки. В оливин-клинопироксен-плаггиоказовых базальтах содержание оливина возрастает до 1–2%. Оливин-клинопироксеновые базальты содержат оливин (5–7%), плаггиоклаз (10–20%) и клинопироксен (60–65%). Двупироксеновые базальты наряду с другими минералами содержат вкрапленники ортопироксена (до 5%).

Ядра зерен клинопироксенов в оливин-клинопироксеновых базальтах соответствуют диопсиду или салиту (рис. 5, А), а краевые части – авгиту. В других разновидностях базальтов преобладает авгит. Ядра фенокристаллов клинопироксена обычно имеют магнезиальность ($m\#$) 0,84–0,89, а края – 0,75–0,72. Клинопироксены замещаются амфиболами актинолит-тремолитового ряда, агрегатами хлорита с рудной пылью и карбонатами. Оливины и ортопироксены полностью замещаются вторичными минералами: хлорит-серпентин-прениновыми агрегатами, карбонатами, тальком и бурым веществом типа хлорофейта. Плаггиоклазы образуют идиоморфные кристаллы и гломерокристаллы с оливином и клинопироксеном. Некоторые зерна плаггиоклаза содержат включения остаточного стекла. Ядра зерен плаггиоклазов имеют состав An_{75-86} , а края – An_{50} . Остаточное стекло из включений в плаггиоклазе имеет состав (в мас. %): SiO_2 – 61,92; TiO_2 – 0,62; Al_2O_3 – 18,58; Cr_2O_3 – 0,40; FeO – 1,92; MnO – 0,07; MgO – 0,50; CaO – 1,60; Na_2O – 1,66; K_2O – 9,98.

Основная масса базальтов состоит из микролитов плаггиоклаза, ортоклаза, клинопироксена, магнетита и вулканического стекла. Оливин-клинопироксеновые базальты в мезостазице содержат чешуйки биотита. Клинопироксены мезостазица обладают низкой магнезиальностью ($m\# = 0,62$), микролиты (An_{45-50}) мезостазица близки плаггиоклазам из краевых зон вкрапленников, ортоклаз имеет состав $An_{40}Ab_{38}Or_{22}$. Вулканическое стекло мезостазица по кремнекислотности близко андезиту ($SiO_2 = 56,4-56,9\%$), обладает высоким содержанием глинозема ($Al_2O_3 = 17,6-20,8\%$) и щелочей ($K_2O = 2,4-3,1\%$, $Na_2O = 3,8-4,5\%$). Стекло мезостазица замещается хлоритом и карбонатами, в отдельных участках по стеклу развиваются цеолиты и анальцим.

По химическому составу [18] кемские базальты характеризуются низкими содержаниями SiO_2 (44–50%) и TiO_2 (0,7–1,25%), умеренными содержаниями MgO (3,9–8,9%), высокими содержаниями Al_2O_3

(15,1–19,1%) и K_2O (1,6–3,9%). По соотношению щелочей и кремнезема [39] базальты относятся к высококальциевой известково-щелочной и субщелочной сериям. Оливин-клинопироксеновые и двупироксеновые базальты соответствуют абсарокитам, а оливин-клинопироксен-плаггиоказовые и клинопироксен-плаггиоказовые базальты отвечают либо шошонитовым базальтам с пониженными содержаниями магния ($MgO < 5\%$), либо высококальциевым базальтам. Отношение FeO^*/MgO в абсарокитах составляет 0,86–1,48 и увеличивается в пироксен-плаггиоказовых базальтах до 1,6–1,9. Сходство и различие микроэлементного состава базальтов наглядно демонстри-

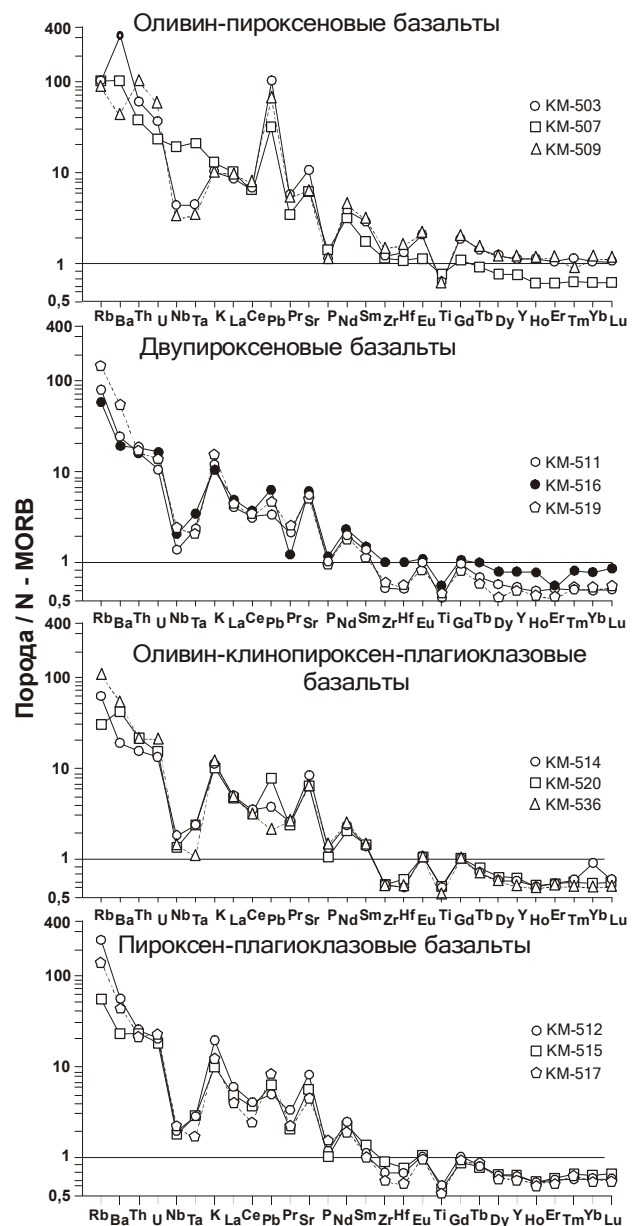


Рис. 10. Спайдер-диаграммы микроэлементов, нормированных к базальтам N-MORB [44].

рируют спайдер-диаграммы (рис. 10), на которых содержание микроэлементов нормировано к N-MORB [44]. На диаграммах отчетливо видна обогащенность кемских базальтов относительно N-MORB крупноионными литофильными элементами (LIL) и обедненность высокозарядными (HFS) и тяжелыми редкоземельными (HREE) элементами. Все типы пород имеют положительные аномалии по Rb, Ba, Th, U, K, Pb, Sr и отрицательные аномалии по Ta, Nb, P, Zr, Hf и Ti. При этом, оливин-клинопироксеновые базальты (абсарокиты) относительно других петрографических типов базальтов богаче LIL, HFS и HREE элементами. С одной стороны, это указывает на образование всей

кемской базальтовой серии из наиболее примитивных абсарокитовых магм путем дифференциации с фракционированием оливина и пироксена, а с другой – на надсубдукционную природу магм. Другие диаграммы [41], некоторые из которых приведены на рис. 11, и величины индикаторных отношений микроэлементов однозначно указывают на принадлежность кемских базальтов к островодужному типу магм. На диаграммах $TiO_2 - FeO^*/MgO$ и $V - Ti$ (рис. 11, Б и В) составы пород располагаются в полях базальтов задуговых бассейнов.

ДИСКУССИЯ

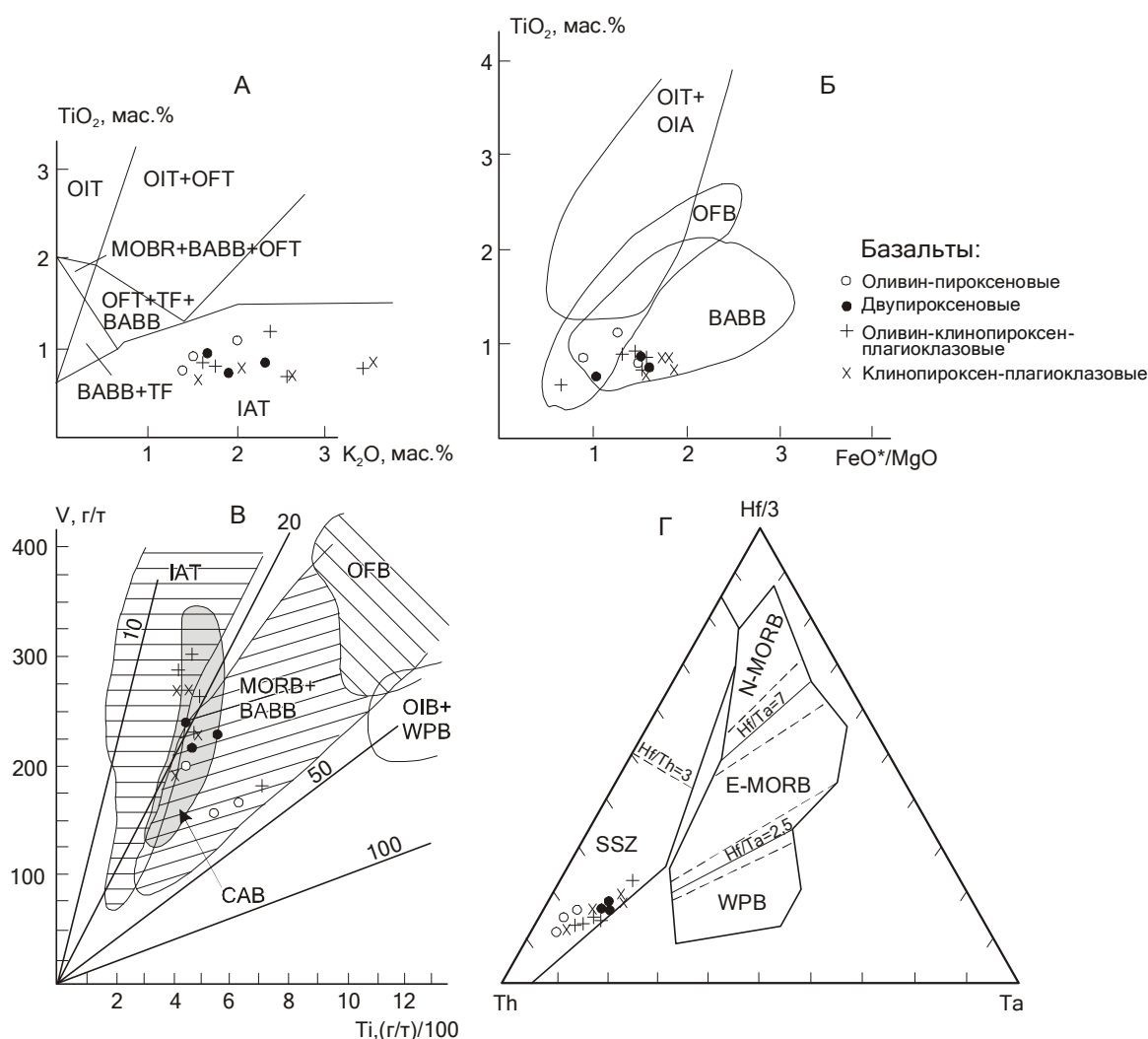


Рис. 11. Вариационные диаграммы для кемских базальтов: А – $TiO_2 - K_2O$ [11]; Б – $TiO_2 - FeO^*/MgO$ [29]; В – $V - Ti$ [43]; Г – дискриминационная диаграмма $Hf/3 - Th - Ta$ [45].

BABB – базальты задуговых бассейнов; OFB – базальты океанического дна; OIT – толеиты океанических островов; OFT – толеиты океанического дна; OIA – щелочные базальты океанических островов; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; WPB – внутриплитные базальты; IAT – островодужные толеиты; SSZ – базальты островных дуг; CAB – известково-щелочные базальты; TF – базальты трансформных разломов.

Обстановки формирования образований Кемского террейна

Характерной особенностью терригенных отложений меандровской и кемской свит является преобладание пачек ритмичного переслаивания песчаников и алевролитов, обладающего всеми типичными признаками турбидитов [6]. Турбидиты нередко ассоциируют с микститами, песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами, формирование которых происходило высокоплотными зерновыми и дебризными потоками. Редкие горизонты алевролитов с тонкими прослоями песчаников относятся, по-видимому, к доннотечениевым образованиям. Такой генетический состав отложений предполагает их накопление в нижней части и у подножья подводного склона, а также на прилегающих участках бассейновой равнины.

На аптском уровне разреза располагаются горизонты базальтов и их туфов. Условия залегания этих базальтов, их ассоциация с турбидитами и подводно-оползевыми образованиями свидетельствуют об их формировании в результате извержений подводных вулканов. Градационная отсортированность в туфах и их преимущественно грубообломочный состав указывают на эксплозивный характер извержений и переработку пирокластического материала в водной среде, а также предполагают близость вулканических построек. О значительном влиянии вулканизма на формирование турбидитов свидетельствуют приведенные выше данные по минералогическому и химическому составу терригенных пород. Геохимические особенности базальтов позволяют относить их к субщелочной (шошонитовой) и высококальциевой известково-щелочной сериям, формирование которых происходило в тыловой части островной дуги на заключительном этапе ее становления [18].

Таким образом, можно предполагать, что накопление образований Кемского террейна происходило в обстановке склона задугового бассейна, при этом турбидитовая седиментация сопровождалась проявлениями синхронного базальтового вулканизма. Главными агентами транспортировки обломочного материала были гравитационные потоки различной плотности, состава и происхождения. Выяснить направления движения этих потоков позволяют особенности подводно-оползевых дислокаций, наблюдавшихся нами на различных уровнях разреза меандровской и кемской свит [6]. Так, в бассейне р. Холмогорка, на северо-западном крыле синклинали (рис. 2) обнажен ритмослой, фронтальная часть которого деформирована при оползании осадка (рис. 12, А). Более литифицированный слой песчаника основания ритма смят в

каскад опрокинутых микроскладок, наползающих друг на друга. На юго-восточном крыле этой же синклинали, приблизительно на том же стратиграфическом уровне, также встречен горизонт лежащих ополз-

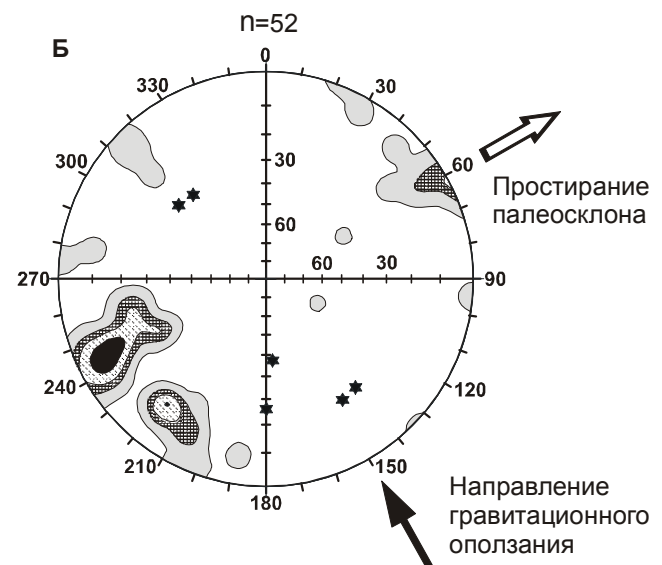
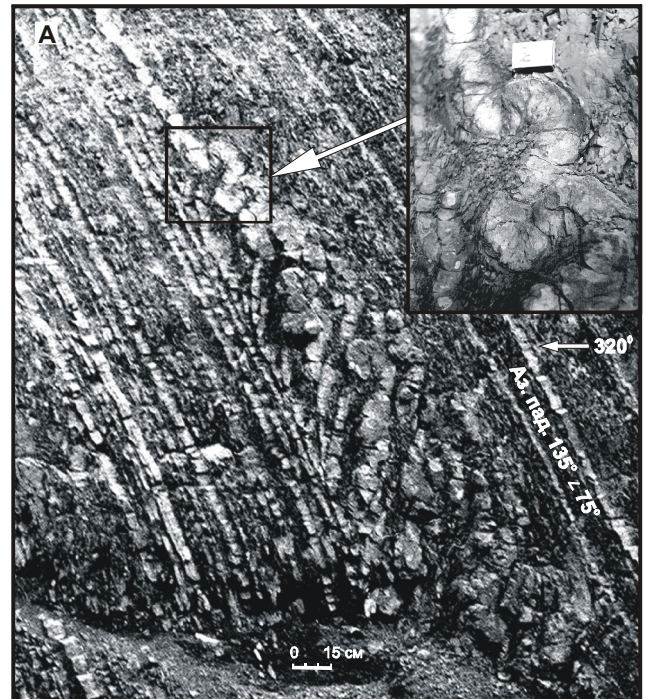


Рис. 12. А – Макрооползевые дислокации в верхне-кемской подсвите (левый берег руч. Холмогорка). Расположение обнажений см. на рис. 2.

Б – Диаграмма ориентировок шарниров оползевых складок бассейна р. Кемы. Сетка Вульфа, верхняя полусфера.

Изолинии плотности: 2–7–11–18 %. Звездочками обозначены полюса поверхностей напластования горизонтов, включающих оползневые складки.

невых складок. Шарниры таких микроскладок во всех наблюдавшихся случаях (таких наблюдений более 50) строго горизонтальные или близкие к горизонтальным (рис. 12, Б), что указывает на то, что простираание подводного склона приблизительно совпадало с северо-восточным простираанием синклинали. Вергентность микроскладок на обоих крыльях синклинали, как и во всех наблюдавшихся случаях, говорит о гравитационном скольжении материала с юго-востока на северо-запад. При реконструировании палеосклона следует учесть, что первичные простираания складчатых структур были близкими к широтным ($70-80^\circ$) [19]. Современные северо-восточные простираания слоев являются результатом их вращения против часовой стрелки в процессе более поздних перемещений вдоль серии окраинно-континентальных левых сдвигов север-северо-восточного простираания. Таким образом, снос обломочного материала происходил не с северо-запада, со стороны Азиатского континента, а с юго-востока, со стороны выдвинутого в сторону океана вдоль одного из разломов системы Тан-Лу фрагмента континентальной коры, включающего юрско-раннемеловую аккреционную призму, который служил фундаментом островной дуги. Этот фрагмент должен был быть достаточно крупным, чтобы обеспечить поставку большого количества сиалического материала, а его поверхность, по крайней мере частично, располагалась выше уровня моря, о чем свидетельствует наличие в терригенных породах значительного количества остатков наземной растительности.

Формирование разновозрастных терригенных комплексов Журавлевского террейна, примыкающего к Кемскому с запада, происходило, как известно, в совершенно иной обстановке – в пределах окраинного синсдвигового бассейна [1, 2]. Совмещение в пределах Сихотэ-Алиня двух резко различающихся разновозрастных террейнов является, по-видимому, вторичным явлением и может быть объяснено крупномасштабными перемещениями вдоль сдвигов системы Тан-Лу. Для восстановления первичного расположения палеобассейнов необходимы палеогеодинамические реконструкции.

Палеотектонические реконструкции

Имеющиеся к настоящему времени палеорекострукции восточной окраины Азии для раннемелового времени, составленные с учетом важной роли левосторонних перемещений по системе окраинно-континентальных сдвигов северо-восточного простираания [5, 13, 42 и др.), являются слишком схематичными, что связано с отсутствием данных о конкретных масштабах перемещений террейнов в рассматриваемый

отрезок времени. Нами предпринята попытка реконструировать положение изучаемой островной системы с использованием данных о распределении раннемеловой (доальбской) флоры. По данным Кимуры [30], в пределах восточной окраины Евразии существуют три типа флор, отвечающих раннемеловым климатическим зонам: типа Тетори (холодолюбивая), типа Риосеки (субтропическая и тропическая) и смешанный тип флор. Эти зоны в континентальной части окраины Азии достаточно выдержаны и имеют близкие к широтным границы. Вдоль границы континент-океан эта зональность значительно нарушена – во Внешней Японии, например, комплекс флор Риосеки выдвинут вплоть до северной оконечности о. Хонсю (не менее, чем на 15° севернее границы появления этой зоны на материке); во Внутренней Японии эти флоры непосредственно соприкасаются с флорами Тетори, а комплекс промежуточных флор здесь отсутствует вообще [30, 38]. Западнее, в пределах возвышенности Ямато, в раннемеловых угленосных бассейнах южного Сихотэ-Алиня, а также в берриас-валанжинских турбидитах Таухинского террейна вновь появляются флоры типа Риосеки [8, 26], что еще больше осложняет общую картину распределения флор. В пределах Кемского террейна В.С. Маркевич исследовала палинокомплексы из отложений нижнекемской подсвиты (апт) и пришла к выводу, что он также близок по своему таксонометрическому составу комплексу Риосеки. Их объединяет сходство доминирующих группировок: обилие глейхениевых, цитатеевых и диксониевых, а среди голосеменных – таксодиевых [6]. Северная граница распространения этих флор располагалась на широте приблизительно 30° с.ш., то есть Кемский палеобассейн первоначально располагался на этих или даже на более южных палеоширотах.

На составленной с учетом этих данных палеорекострукции (рис. 13) показано, что Монероно-Самаргинская островодужная система, являясь достаточно локальной, располагалась на участке излома простираания края континента. Располагающийся южнее Южно-Китайский участок окраины простираался в северо-восточном направлении (около 45°), в то время как севернее граница континент-океан имела простираание, близкое к меридиональному. В условиях перемещения прилегающей океанической плиты Изнаги в северном направлении, вдоль Восточно-Китайского участка окраины, можно предполагать косую субдукцию, в то время как севернее располагался участок трансформных скольжений, где накапливались турбидиты Журавлевского палеобассейна. Именно на участке излома континентальной плиты происходило, по-видимому, выдвигание в сторону

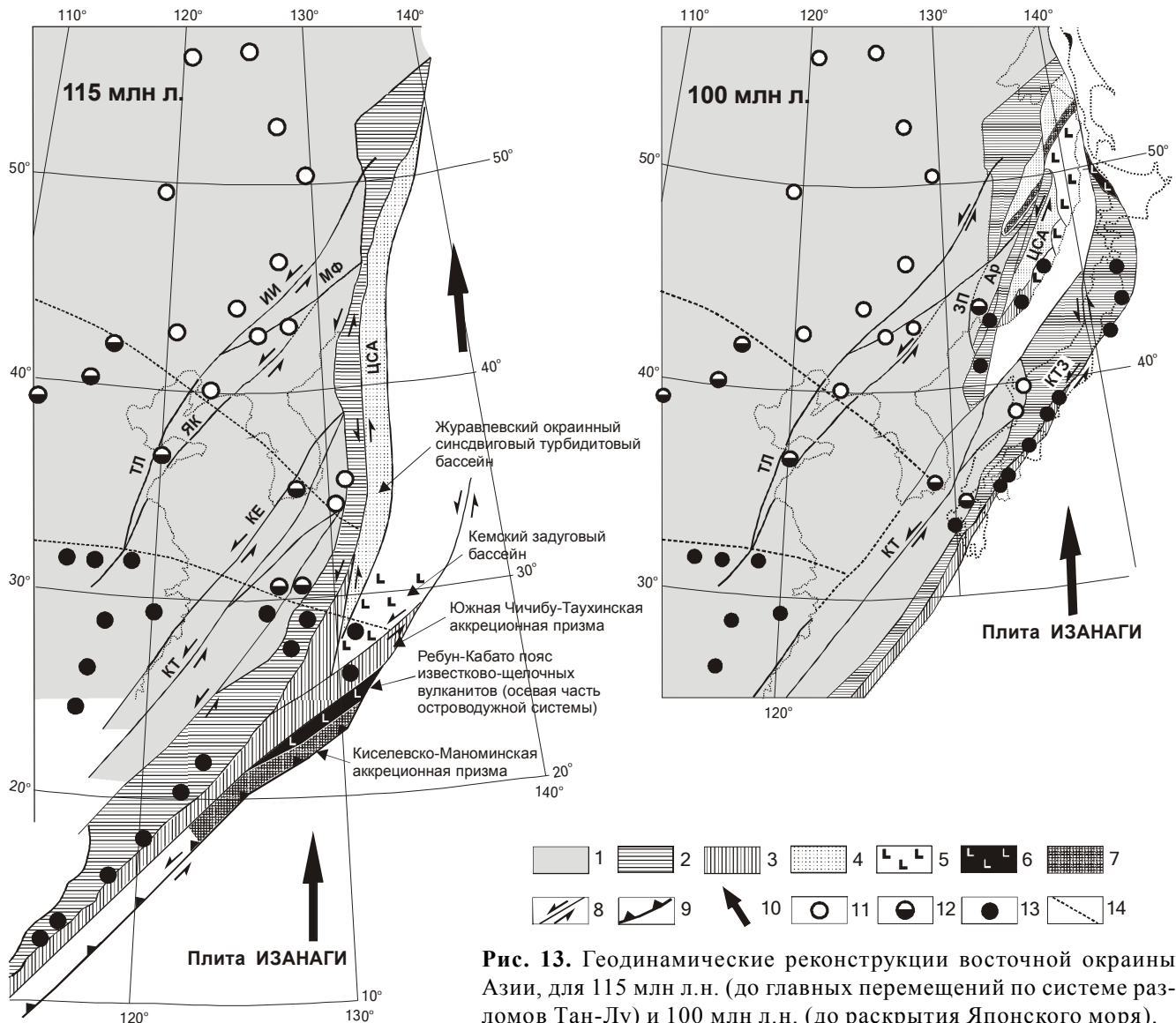


Рис. 13. Геодинамические реконструкции восточной окраины Азии, для 115 млн л.н. (до главных перемещений по системе разломов Тан-Лу) и 100 млн л.н. (до раскрытия Японского моря).

1 – доюрский континент; 2 – юрские террейны – фрагменты аккреционной призмы; 3 – позднюрско-раннемеловые террейны – фрагменты аккреционной призмы; 4–7 – раннемеловые террейны – фрагменты: 4 – окраинно-континентального синдвигового бассейна, 5 – задугового бассейна, 6 – осевой части дуги, 7 – баррем-альбской аккреционной призмы; 8 – левые сдвиги системы Тан-Лу, в том числе: ИИ – Илань-Итунский, МФ – Мишань-Фушунский, Ар – Арсеньевский, ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ЗП – Западно-Приморский, ЯК – Ялуджиан-Квиндао, ТЛ – Тан-Лу, КЕ – Конджу-Ендонг, КТ – Корейско-Тайванский; 9 – зоны субдукции; 10 – направления перемещения плиты Изанаги, 11–13 – флористические комплексы: 11 – Тетори, 12 – смешанный, 13 – Риосеки; 14 – границы палеоклиматических зон. КТЗ – тектоническая зона Куросегава.

океана фрагмента этой плиты, о котором говорилось выше, и который стал фундаментом Монероно-Самаргинской островодужной системы. Осевой частью этой системы являлся пояс известково-щелочных вулканитов Ребун-Кабато, а родственная этой дуге аккреционная призма образует Киселевско-Маноминский террейн Северного Сихотэ-Алия [2]. Современное расположение последнего в тыловой части относительно Кемского террейна связано, по-видимому, с

более поздними синаккреционными деформациями. Киселевско-Маноминский террейн образует ядро мегаскладки с крутопадающим шарниром, формирование которой связано с альбской фазой левосдвиговых перемещений вдоль разломов системы Тан-Лу, в частности, с выдвиганием в северо-восточном направлении Алчанского выступа ранних палеозоид (2, 21). Перемещения Киселевско-Маноминского террейна на северо-восток весьма значительны (превышают

2500 км), однако, с учетом очень высоких (более 20 см/г) скоростей движения океанической плиты Изагаги на север-северо-восток относительно мало подвижной Евразии в течение позднего апта–альба [27], такие перемещения представляются вполне вероятными.

Кемский палеобассейн, согласно предлагаемой реконструкции (рис. 13), располагался в непосредственной близости от выдвинутого фрагмента континентальной коры и замещался по латерали Журавлевским турбидитовым бассейном.

Таким образом, в баррем-альбское время вдоль восточной границы Евразии, южнее широты 30°, существовала островодужная система, включающая задуговой бассейн (Кемский террейн), осевую часть дуги (Камышовый террейн на о. Сахалин, пояс вулканитов Ребун-Кабато) и аккреционную призму (Киселевско-Маноминский террейн). Формирование современной структуры рассматриваемой окраины в основных чертах завершилось в конце альба–начале сеномана – до образования пояса поздне меловых надсубдукционных вулканитов (Восточно-Сихотэ-алинский вулканический пояс).

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 98-05-65328, 01-05-64602 и 02-05-65326).

ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана: Автореф. дис.... докт. геол.-минер. наук. М., 2004. 42 с.
3. Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика Юго-Восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинское книжн. изд-во, 2004. 192 с.
4. Зябрев С.В. Брагин Н.Ю. Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 6. С. 1443–1445.
5. Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постааккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
6. Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые отложения р. Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
7. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П. Состав и обстановки накопления нижнемеловых терригенных пород бассейна р. Кемы (Восточный Сихотэ-Алинь) // Литология и полезн. ископаемые. 2005. Т. 40, № 5. С. 429–447.
8. Маркевич В.С. Меловая палинофлора севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
9. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья. Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
10. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 300 с.
11. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314, № 6. С. 1484–1487.
12. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
13. Нечаев В.П., Мусашино М., Ли Д.У. Юрско-нижнемеловая геодинамическая эволюция восточной окраины Азии: реконструкция по изменению ассоциаций тяжелых минералов осадочных пород. // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 21–35.
14. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 195 с.
15. Пискунов Б.Н., Хведчук И.М. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 3. С. 647–650.
16. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
17. Симаненко В.П. Базальт-андезитовые ассоциации островных дуг палеозоя и мезозоя // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Недра, 1991. С. 58–72.
18. Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 30–51.
19. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методы их изучения. М.: Наука, 1980. 144 с.
20. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д., Голозубов В.В., Гонохова Н.Г. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 82 с.
21. 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.
22. Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезн. ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.
23. Arai S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry // Mineralogical Magazine. 1992. V. 56. P. 173–184.
24. Bhatia M.R. Plate tectonic and geochemical composition of sandstones // J. Geol. 1983. V. 91, № 6. P. 611–627.
25. Dickinson W.R., Suczek C.A. Plate tectonics and sandstone composition // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1979. V. 63, № 12. P. 2164–2182.
26. Golozubov V.V., Markevich V.S., Bugdaeva E.V. Early

- Cretaceous changes of vegetation and environment in East Asia // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1999. V. 153. P. 139–146.
27. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the northern Pacific basin // *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*. 1985. V. 206. 59 p.
 28. Ikeda I., Komatsu M. Early Cretaceous volcanic rocks of Rebun Island, North Hokkaido, Japan // *Monograph. Assoc. Geol. Collab. Japan*. 1986. V. 31. P. 51–62.
 29. Kimura G., Sakakibara M., Okamura M. Plumes in central Panthalassa? Deductions from accreted oceanic fragments in Japan // *Tectonics*. 1994. V. 13. P. 905–916.
 30. Kimura T. Early Cretaceous climatic provinces in Japan and adjacent regions on the basis of fossil land plants // Okada H., Mather N.J. (Ed.) *Cretaceous Environments of Asia* / Elsevier, Amsterdam. 2000. P. 155–161.
 31. Kumon F., Kiminami K. Modal and chemical compositions of the representative sandstones from Japanese Islands and their tectonic implications // *Proc. 29th Int. Geol. Congr, Part A*. 1994. P. 135–151.
 32. Leterrier J., Maury R.C., Thonon P. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 139–154.
 33. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Leggett J.K. (Ed.), *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins* / Blackwell Scientific Publications, Oxford. 1982. Part 2. P. 551–61.
 34. Nagata M., Kito N., Niida K. The Kumaneshiri Group in the Kabato Mountains: the age and nature as an Early Cretaceous volcanic arc // *Monograph. Assoc. Geol. Collab. Japan*. 1986. V. 31. P. 63–79.
 35. Nechaev V.P. Evolution of the Philippine and Japan Seas from the clastic sediment record // *Marine Geol.* 1990. V. 97. P. 167–190.
 36. Nechaev V.P., Isphording W.C. Heavy-mineral assemblages of continental margins as indicators of plate-tectonic environments // *J. Sediment. Petrol.* 1993. V. 63, N 6. P. 1110–1117.
 37. Nisbet E.G., Pearce J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 63. P. 149–160.
 38. Ohana T., Kimura T. Late Mesozoic phytogeography in Eastern Eurasia, with special reference to the origin of angiosperms in time and site // *Proceedings of 15th International Symposium of Kyungpook National University*. 1995. P. 293–328.
 39. Peccerillo R., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81.
 40. Pre-Cretaceous terranes of Japan. In Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Yao A. (eds.). *Pub. of IGCP Project N 224*. 1990. Osaka. 382 p.
 41. Rollinson H.R. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
 42. Sengor A.M., Natal'in B.A. *Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis*. // *The tectonic evolution of Asia*. Cambridge University Press. 1996. P. 486–640.
 43. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth and Planetary Sci. Lett.* 1982. V. 59. P. 101–118.
 44. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders A.D., Norry M.J. (Ed.), *Magmatism in the oceanic basins* / Geological Society. London. 1989. P. 313–345.
 45. Wood D.A. The Application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.

Поступила в редакцию 20 сентября 2005 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

A.I. Malinovsky, V.V. Golozoubov, V.P. Simanenko, A.N. Mitrokhin

Kema terrane (East Sikhote-Alin Range) – a fragment of the Early Cretaceous island-arc system of the East Asian margin

The paper deals with the structure, composition and depositional environment of the Barremian (?)–Albian volcanogenic-sedimentary assemblages of the Kema terrane (East Sikhote-Alin), which are interpreted as deposits of the back-arc basin of the Moneron-Samarga island-arc system. The compositional features of the different-type deposits indicate a near-slope depositional environment influenced by volcanic processes. The study of slump folds orientation testifies to the gravitational sliding of accumulated material from southeast to northwest. Judging by compositional peculiarities of terrigenous rocks, an ensialic volcanic island arc was the major source for detrital material. Petrochemical characteristics of basaltic rocks indicate that the formations studied were confined to the rear part of the arc.

Key words: island arc, Early Cretaceous, terrane, basalts, geodynamic environment.

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ТРЕТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПАВЛОВСКОГО УГОЛЬНОГО ПОЛЯ (ПРИМОРЬЕ)

Б.И. Павлюткин, Т.И. Петренко, И.Ю. Чекрыжов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

На основе новых геологических и палеоботанических данных пересмотрена стратиграфическая позиция угленосных отложений, объединяемых в составе павловской свиты (нижний–средний миоцен, по официально принятой точке зрения). Согласно материалам изучения микро- и макрофлоры, возраст указанной свиты отвечает интервалу от позднего эоцена до позднего олигоцена включительно. Подтверждено наличие продолжительных стратиграфических перерывов в третичной составляющей общего разреза кайнозоя Павловки, валидизирована павловская свита, дана характеристика ее типового разреза (лектостратотипа).

Ключевые слова: стратиграфия, палеоген, неоген, Приморье, Россия.

ВВЕДЕНИЕ

Павловское угольное поле (=Павловка) объединяет группу наложенных кайнозойских впадин южной окраины Ханкайского массива, выполненных третичными отложениями с промышленной угленосностью (рис. 1). Согласно схеме, принятой геологами-угольщиками, оно подразделяется на два сектора: восточный, более известный как Павловка-1, и западный – Павловка-2. В свою очередь, в составе Павловки-1 различают три основные угленосные впадины-мульды: Южную, Северную и Восточную; Павловка-2 в структурном плане приурочена к более обширной Чихезской (=Павловской) впадине. Отдельную позицию занимают мульды Лузановская и Поисковая (рис. 2).

В настоящее время добыча угля ведется в пределах “апофизы” мульды Восточная (Павловка-1) и на участках № 1 и № 2 разрезной траншеи (Павловка-2), на ее продолжении к северу осуществляются подготовительные работы (участок Северная депрессия), остальные объекты отработаны. С учетом последнего обстоятельства, естественно поставить под сомнение целесообразность дальнейшего изучения угленосных отложений Павловского угольного поля. Однако не стоит забывать, что уже начато освоение близкого по геологическим условиям Раковского буроугольного месторождения, географически связанного с тем же районом. Кроме того, угленосная Павловка традиционно рассматривается в качестве своеобразного по-

лигона при разработке стратиграфии третичного комплекса юга Дальнего Востока России. Она фигурирует в региональной Стратиграфической схеме как один из ключевых районов территории Приморья. Наконец, третичные угленосные отложения Павловки включают крупное месторождение германия [23, 26], а также проявления золотоплатиновой и редкоземельной минерализации [40, 49].

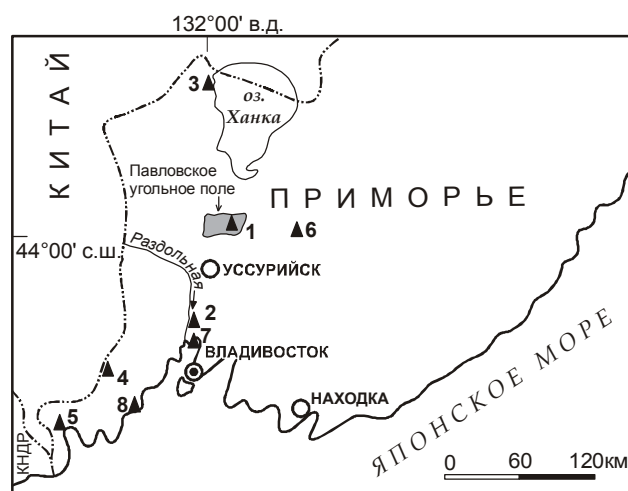


Рис. 1. Типовые местонахождения основных третичных флор Приморья.

Флоры: 1 – Павловки; 2 – усть-суйфунская; 3 – ханкайская; 4 – Синего Утеса; 5 – Краскино; 6 – Реттиховки; 7 – п-ова Речной; 8 – п-ова Янковский.



Рис. 2. Общая схема Павловского угольного поля.

1 – границы впадин-мульд; 2 – границы секторов; 3 – скважины; 4 – точки: а) отбора проб для спорово-пыльцевого анализа, б) сбора макрофитофоссилий; 5 – радионуклидные даты (трековый метод) и возраст в млн лет. Впадины-мульды: I – Южная, II – Восточная, III – Северная, IV – Поисковая, V – Лузановская, VI – Павловская, VII – Северная депрессия.

Анализ принимаемых в последние десятилетия Стратиграфических схем [38, 39] со всей очевидностью вскрывает кризисное состояние региональной стратиграфии третичных отложений континентальной части юга Дальнего Востока России. Это в полной мере относится и к Павловскому угольному полю. Причины, породившие кризис, будут рассмотрены ниже. Здесь хотелось бы только отметить, что без критического осмысления накопленного фактического материала по стратиграфии третичного комплекса рассматриваемого района и прилегающей территории трудно рассчитывать на приемлемое решение существующих проблем. Поиск такого решения – основная цель исследований, послуживших основой для данной работы.

В качестве фактического материала помимо информации, содержащейся в опубликованных работах и производственных геологических отчетах по различным аспектам геологии и угленосности Павловского угольного поля, авторы привлекают собственные данные по вышеупомянутым мульдам (кроме участка Южный), полученные в ходе полевых исследований, начиная с 1982 года. Описание и опробование разрезов, включая сборы растительных остатков, проведено Б.И. Павлюткиным и И.Ю. Чекрыжовым, спорово-пыльцевой анализ выполнила Т.И. Петренко, определения макрофитофоссилий сделаны Б.И. Павлюткиным.

ИСТОРИЧЕСКИЙ ЭКСКУРС

Не имея возможности в полном объеме рассмотреть все этапы формирования взглядов на стра-

тиграфию угленосных отложений Павловского угольного поля, остановимся лишь на основополагающих работах. До начала 70-х годов прошлого столетия преобладала точка зрения, согласно которой возраст угленосной толщи Павловки отвечает олигоцену. Этот вывод основывался на находках в кернах скважин немногочисленных, но стратиграфически важных макрофитофоссилий. К ним несомненно относятся *Trochodendroides*, *Nordenskioldia* – формальные роды, характерные для флор раннего кайнофита. Палинологи, ознакомившись с комплексами микрофлоры из различных разрезов угленосных отложений Павловки, обратили внимание на сходство изученных спектров со спектрами третичных свит п-ова Речной (окрестности г. Владивостока). Впервые эта мысль высказана Н.С. Громовой [15].

Ситуация резко изменилась в начале 70-х годов, когда начались вскрышные работы на уч-ке Южный одноименной мульды, позволившие геологам и палеоботаникам получить непосредственный доступ к третичным угленосным отложениям. По результатам изучения макрофитофоссилий появились первые сообщения сначала в виде тезисов, а затем публикаций в региональных изданиях, где соответствующая флора оценивалась как неогеновая [1–3]. Следует заметить, что фитокомплекс из междупластия угольных пластов **Мощный / Второй*** уч-ка Южный, по таксономическому составу и структурным особенностям, действительно соответствовал в большей степени миоценовым флорам, чем известным на тот период палеогеновым флористическим комплексам. Полученные данные были поспешно и без какого-либо серьезного анализа экстраполированы на все Павловское угольное поле. Это послужило основанием для более общего вывода о молодом (миоценовом) цикле угленакопления в Приморье, помимо уже известного палеогенового этапа. При этом все иные материалы, не укладывающиеся в новую схему, попросту игнорировались.

Одновременно изучение ископаемых растений из угленосных отложений мульды Южная проводилось Р.С. Климовой. Судя по результатам обработки коллекции, представленным, к сожалению, в неопубликованном варианте (Климова, 1973 г.), таксономический состав и облик соответствующей флоры довольно близки аналогичным характеристикам палеофлоры, изученной А.Г. Аблаевым. Более достоверные суждения о степени сходства высказать сложно из-за отсутствия

*Пласт **Второй** уч-ка Южный по стратиграфическому положению не соответствует пластам того же наименования других уч-ков Павловки.

описаний и изображений ископаемых растений. По мнению Р.С. Климовой, флора, добытая из угленосных отложений мульды Южная, обнаруживает определенное сходство с миоценовыми флористическими комплексами Японии и Кореи. Позднее этот тезис нашел отражение в публикациях [21, 22].

Полученные локальные данные, несмотря на отсутствие полноценных работ с описаниями и изображениями ископаемых растений из коллекций, собранных в мульде Южная, склонили чашу весов в пользу признания исключительно миоценового (ранне-среднемиоценового) возраста угленосных отложений всей Павловки [38]. К позднему олигоцену были отнесены только маломощные подугольные слои (базальные брекчи). Весь комплекс пород, выполняющих как основную, Чихезскую депрессию, так и мульды Павловки-1, исключая туфогенную толщу (в интерпретации Л.А. Баскаковой [7]), галечники суйфунской свиты и вышезалегающие четвертичные суглинки, было предложено рассматривать в объеме так называемой **павловской свиты**.

Однако по мере освоения других участков Павловского угольного поля появились новые материалы, которые вступили в очевидное противоречие с официально принятой точкой зрения, в основу которой были положены данные вышеупомянутых специалистов по листовым флорам. Первыми о наличии палеогеновых отложений в составе третичного угленосного комплекса Павловки высказались палинологи, дублировавшие изучение некоторых разрезов с целью взаимоконтроля и достижения большей достоверности результатов. Так, согласно данным Т.И. Петренко [29] и Т.Н. Болотниковой [9, 10], палиоспектры продуктивной толщи (мульды Восточная, Северная, Лузановская, а также Павловка-2) отвечают интервалу от эоцена (более вероятно, позднего) до позднего олигоцена–раннего миоцена. Тем не менее, выводы специалистов по микрофлорам не были приняты во внимание оргкомитетом 4-го Стратиграфического совещания, в Решениях которого за павловской свитой был сохранен ранне-среднемиоценовый возраст [39]. Не получило должного резонанса и предложение Л.А. Баскаковой (ВСЕГЕИ) рассматривать возраст павловской свиты в более широком диапазоне, включая весь олигоцен. Реакция на него свелась, в сущности, к ремарке в итоговом документе совещания в разделе **Особые мнения**. Между тем, это предложение базировалось на представительном материале по микро- и макрофлоре угленосной толщи мульды Восточная.

Еще большее “безразличие” было проявлено к сообщению В.К. Седых [12] о находке макрофито-

фоссилий (отпечатков листьев) в керне скв. 2505 (Павловка-2, рис. 2). В составе собранной им коллекции (определения Р.С. Климовой) преобладают растения, впервые описанные в олигоценовой флоре о-ва Хоккайдо [50]. Обнаружены также листья *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry. Однако никакой реакции на это сообщение не последовало [39], в том числе и со стороны Р.С. Климовой, принимавшей непосредственное участие в подготовке геологических материалов по территории Приморья к 4-ому Совещанию.

На наш взгляд, такого рода “административные” методы вряд ли могут способствовать решению сложных стратиграфических проблем. Более поздние исследования лишь подтвердили справедливость высказанной нами ранее точки зрения [32] о наличии в третичном угленосном комплексе Павловского угольного поля как миоценовых, так и палеогеновых отложений, причем именно с последними связана промышленная угленосность этой структуры. Ниже излагаются результаты исследований.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Общие положения

Прежде всего необходимо заметить, что основные разногласия в оценке возраста угленосных отложений Павловки ведут свое начало от схемы стратиграфического расчленения третичного комплекса п-ова Речной, разработанной Г.М. Власовым и принятой в качестве официальной [37]. Напомним, согласно этой схеме, возраст стратонов, выделенных на Речном, соответствовал: позднему эоцену–раннему олигоцену (угловская свита), позднему олигоцену (надеждинская свита), раннему–среднему миоцену (усть-давыдовская свита). Позднее обнаружилось, что макро- и микрофлоры усть-давыдовской свиты имеют четко выраженный палеогеновый (эоценовый, эоцен-раннеолигоценный) облик [5, 19, 25, 30]. Естественно, в таком случае палеогеновый возраст автоматически распространяется на флоры подстилающих надеждинской и угловской свит. К настоящему времени можно с достаточной уверенностью датировать возраст флор всех трех третичных свит Речного эоценом. Что касается дополнения **раннеолигоценный**, то оно уже превратилось в своеобразный рудимент. Возраст аналогичных флор Японии (группа Харутори о-ва Хоккайдо), с которыми сравнивались флоры Речного и которые ранее рассматривались в ряду олигоценных [50], давно уже пересмотрен. Признано, что весь этот флористический ряд отвечает позднеэоценовому интервалу: фитогоризонты 4 и 5, по схеме Т. Tanaï [53].

Таким образом, мнение палинологов, высказанное на ранней стадии изучения угленосной толщи Павловки, о сходстве содержащейся в ней микрофлоры с микрофлорой надеждинской и усть-давыдовской свит Речного получило неожиданное продолжение. Коль скоро указанные свиты охарактеризованы микрофлорой палеогенового типа, находящейся к тому же в полном соответствии с данными по листовым флорам, то логично рассматривать похожие палинокомплексы угленосных отложений Павловки в ряду палеогеновых. Однако этот вывод противоречил результатам изучения макрофлоры мульды Южная.

Чтобы понять источник разногласий, необходимо обратиться к еще одной узловой проблеме стратиграфии третичного комплекса Приморья. Речь идет о флорах из так называемых “энгельгардиевых” слоев, известных в японской палеоботанической литературе как *Engelhardia-beds*. В Приморье им соответствуют маломощные толщи туфодиатомитов и туфоалевролитов Реттиховки и Краскино. Ранее они считались олигоценовыми, одновозрастными литологически похожей надеждинской свите Речного, несмотря на то что соответствующие флоры имели принципиальные различия. В начале 70-х годов возраст реттиховского и краскинского фитокомплексов был пересмотрен [1–3, 20] главным образом под впечатлением обобщающей работы по третичным флорам Кореи [45]. Их, как и корейские аналоги, стали рассматривать в ряду неогеновых, якобы отвечающих так называемому главному климатическому оптимуму миоцена, и сопоставлять с известной термофильной миоценовой флорой Японии *Daijima*. Несложно понять, что на территории Приморья в результате такой ревизии вкупе с пересмотром стратиграфии третичного комплекса Речного оказался полностью “утерянным” олигоцен.

Следует заметить, что японские палеоботаники довольно скоро пересмотрели возрастную позицию корейских палеофлор. В частности, в новой интерпретации “энгельгардиевой” флоре вернули олигоценый (раннеолигоценый) возраст [52, 54], которым она датировалась изначально [47]. Необходимость сделать то же самое в отношении Приморских аналогов указанной флоры обоснована Б.И. Павлюткиным [34, 35].

Возраст Приморских “энгельгардиевых” флор, как и их корейских и японских аналогов, отвечает раннему олигоцену. От предшествующих позднеоценовых флор они унаследовали в качестве реликтов целый ряд видов – около 10 % от общего списочного состава [30]. Флоры эти отвечают раннетур-

гайскому типу; они относятся к группе термофильных, переходных от теплоумеренных к субтропическим. Однако сравнительно скоро на смену им приходят умеренно теплые, а затем и умеренные флоры позднего олигоцена.

О резком и значительном похолодании глобального масштаба в олигоцене свидетельствуют многочисленные данные. Так, на палеотемпературной кривой, построенной по результатам изотопного анализа для акватории Северного моря [43], отчетливо прослеживается температурный спад уже в начале рюпеля, минимум достигается на рубеже рюпель/хатт, а дальше начинается медленный подъем. Аналогичные результаты получены для районов Северной Пацифики по материалам изучения листовых флор [55]. Абсолютный минимум (в %) участия в их составе видов с цельнокрайной листовой пластинкой (один из самых объективных индикаторов термофильности) в третичных флорах Аляски приходится на середину олигоцена.

В олигоценовых флорах Приморья вышеназванный переход отчетливо зафиксирован в разрезе Реттиховской мульды [20, 36]. Термофильная флора пачки туфодиатомитов с *Castanopsis*, *Lauraceae*, *Cyclobalanopsis*, *Corylopsis*, *Fothergilla* и другими теплолюбивыми растениями довольно резко сменяется в вышележащей слабоугленосной толще умеренным фитокомплексом с преобладанием (в группе цветковых) ореховых, ивовых, березовых, а в группе хвойных – метасеквойи, таксодиума, лиственницы, сосен.

Дальнейшее преобразование флор, сформировавшихся в раннем олигоцене, происходило на фоне продолжительной климатической депрессии, носившей глобальный характер [13]. Оно сопровождалось постепенной утратой последних элементов флор раннего кайнофита. Позднеолигоценовые флоры трудно отличимы от раннемиоценовых, что, кстати, отмечено и в других районах. С.Г. Жилин [17], располагая набором подробно изученных им эталонных флор рюпеля–хатта–аквитана для территории Приаралья (Казахстан), пришел к выводу, что “... граница между рюпелем и хаттом по изменению флоры устанавливается значительно легче, чем граница между хаттом и аквитаном, т.е. между олигоценом и миоценом (палеогеном и неогеном)” (с. 64). Это обстоятельство, по его мнению, немаловажно для практической стратиграфии, с чем трудно не согласиться.

Возвращаясь к проблеме возраста флоры из междупластия **Мощный / Второй** и надугольной составляющей разреза мульды Южная, мы полагаем, что она в равной степени может оказаться как ранне-

миоценовой, так и позднеолигоценовой, причем последний вариант более вероятен. Однако прежде чем приступить к анализу разрезов угленосных отложений Павловки и содержащейся в них фитобиоты, необходимо кратко остановиться на некоторых основных критериях, позволяющих отличать неогеновые палинофлоры от палеогеновых.

Данная проблема достаточно подробно рассмотрена в ряде публикаций [4, 8, 16, 18, 24, 27]. В перечисленных работах отчетливо прослеживается мысль об одновременной (в геологическом масштабе) смене флор раннего кайнофита флорами тургайского типа на всем огромном пространстве бореальной Азии. Эта смена, начавшись примерно на рубеже поздний эоцен/олигоцен или даже несколько раньше, завершилась к середине олигоцена. Новый тип палинофлор уже не содержит пыльцы формальных родов, определяемых по искусственной системе, разработанной Пфлугом [48]. Практически исчезает так называемый полтавский элемент, представленный такими широко распространенными в эоцене видами букковых, как *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Q. conferta* Boitz., *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil., *Castanea crenatoformis* Samig., *Castanopsis pseudocingulum* (R. Pot.) Elsik., хотя отдельные таксоны из этой группы единично еще встречаются. Резко сокращается содержание пыльцы термофильных родов *Corylopsis*, *Fothergilla*, *Disanthus*, *Engelhardia*, *Sterculia*, *Cardiospermum*, *Reevesia*, повсеместно отмечаемой в эоценовых–раннеолигоценых палинофлорах различных регионов; не встречается пыльца древних ильмоподобных (*Ulmoideipites krempii* And., *U. planeraeformis* And., *U. tricostatus* And.).

Анализ разрезов

Анализ имеющихся материалов по стратиграфии и флоре Павловки логично начать с разрезов мульды Южная, данные по которой послужили в свое время основой для ревизии возраста угленосных отложений. К сожалению, большинство известных материалов не опубликовано, и потому судить о них мы можем, опираясь только на производственные отчеты и списочные составы коллекций. Кроме статьи, посвященной морфологическим особенностям ископаемого ликвидамбара [2], все остальные материалы при публикации не сопровождалась изображениями ископаемых растений.

По сообщению А.Г. Аблаева [3], в коллекции, собранной им на участке Южный из слоя алевролита между пластами **Мощный** и **Второй**, наиболее обильны макроостатки *Glyptostrobus*, *Ulmus*, *Alnus*, *Carpinus*. Отмечено присутствие *Liquidambar*, *Fagus*, *Quercus*, *Tilia*, *Kalopanax*. Р.С. Климова [21] при ха-

рактеристике фитокомплекса из продуктивной толщи мульды Южная указывает на преобладание *Cercidiphyllum*, *Populus*, *Alnus*, *Ulmus*, реже встречаются *Carpinus*, *Carya*, *Salix*, *Acer*. Среди хвойных доминируют *Metasequoia*, *Taxodium*, *Glyptostrobus*, единично отмечены сосновые. Также с оценкой **единично** присутствуют *Fagus*, *Quercus*. Нетрудно видеть, что родовой спектр отражает умеренный–теплоумеренный облик флоры угленосной толщи мульды Южная.

В контексте приведенных данных, весьма странно выглядят заключения авторов вышеуказанных работ о сходстве комплекса флоры мульды Южная с “энгельгардиевой” флорой Реттиховки и тем самым о принадлежности той и другой, якобы, фитоуровню Daijima, отражающему главный климатический оптимум миоцена. Между тем, сравниваемые флоры весьма различны типологически. Все доминирующие роды цветковых растений флоры мульды Южная (кроме ольхи) в реттиховской и родственной ей краскинской флорах или отсутствуют, или представлены единичными экземплярами, к тому же, как правило, другой видовой принадлежности. По степени термофильности эти флоры также не сопоставимы.

Коренные различия в структуре флор вышеупомянутые авторы объясняют либо экологическими причинами (реттиховская флора – горная, а флора Павловки – равнинная), либо принадлежностью флороносных слоев разным литофациям. Однако подобные утверждения нуждаются в независимых (от состава сравниваемых флор) аргументах, в противном случае одновозрастными можно объявить любые флоры, что, к сожалению, имеет место в палеоботанической практике. В данном случае даже нет необходимости обращаться, например, к литологическим особенностям вмещающих отложений. Достаточно поставить вопрос: каким образом “равнинная” флора Павловки оказывается гораздо более умеренной, чем “горная” реттиховская флора, учитывая, что расположены они на одной широте в непосредственной географической близости, а флороносные слои приурочены к одному и тому же гипсометрическому уровню? Более правдоподобным представляется заключение Р.С. Климовой [22] о сходстве флоры мульды Южная с флорой п-ова Янковский (рис. 1): по крайней мере, между этими фитокомплексами не наблюдается разительного контраста.

Согласно результатам спорово-пыльцевого анализа проб из угленосной толщи мульды Южная (скв. 1725), выполненного Т.И. Демидовой (ПГУ Приморгеология), палиноспектры обнаруживают значительное сходство со спектрами усть-давыдовской свиты

п-ова Речной [12], возраст которой, как отмечено выше, датируется поздним эоценом, в крайнем случае, поздним эоценом–ранним олигоценом. Оценить степень этого сходства трудно, не имея возможности провести контрольный анализ из-за отработанности участка и выполненных рекультивационных мероприятий. Заключение о возрасте можно строить только, опираясь на данные по другим мульдам Павловки с похожими типами разрезов и сходными флорами.

В мульде Восточная угленосная толща максимальной мощностью ≈ 50 м включает два угольных пласта: **Первый** и **Второй** (рис. 3). Пласт **Первый**, основной рабочий, залегает либо непосредственно на докайнозойском основании, либо на маломощном слое алевролитов, подстилаемых базальной брекчий. Литологическая характеристика разреза (т. 9026а, рис. 3) приведена ранее [29]. Результаты спорово-пыльцевого анализа слагающих его пород, включая базальную брекчию, свидетельствуют об их палеогеновом возрасте [9, 29, 32]. Из слоя мелкозернистых песчаников в междупластии **Первый/Второй** Б.И. Павлюткиным были отмыты карпологические остатки, анализ которых позволил П.И. Дорофееву (БИН АН СССР) высказаться об эоценовом (возможно раннеолигоценовом) возрасте вмещающей толщи [29]. Из этого же слоя проведены сборы макрофитофоссилий (коллекция Б.И. Павлюткина, 242 экземпляра отпечатков листьев). Согласно предварительным определениям Р.С. Климовой, в составе коллекции обнаружилось значительное количество видов, характеризующих позднеэоценовые (олигоценовые – в ранней интерпретации японских палеоботаников) флоры о-ва Хоккайдо. В повторном заключении таксономический состав указанного фитокомплекса был откорректирован с учетом более поздних сборов, проведенных Р.С. Климовой из того же интервала разреза (рис. 4, т. 9026б).

В новой редакции объединенный фитокомплекс мульды Восточная (т. 9026а, б) предстает аналогом флоры Реттиховки и, естественно, включается Р.С. Климовой в серию миоценовых флор. Недоступность коллекции для повторного изучения не позволяет нам комментировать полученные результаты, можно лишь оценить верхний возрастной рубеж фитокомплекса мульды Восточная: согласно нашим представлениям о возрасте флор “энгельгардиевого” типа, он отвечает уровню раннего олигоцена, не моложе. Важно, что в коллекции обнаружены отпечатки листьев **Trochodendroides-type**, отнесенные Р.С. Климовой к *Cocculus heteromorphus* (Knowlton) R.W. Brown. О стратиграфической значимости этой находки речь пойдет ниже.

Разрезы угленосной толщи мульды Северная (рис. 3) отличаются увеличением общей мощности до 100 м главным образом за счет подугольных слоев, хотя принадлежность последних в полном объеме к третичным отложениям не бесспорна, и усложнением строения продуктивной части, включающей три угольных пласта (снизу): **Первый**, **Второй** и **Третий**. Ниже приведено послышное описание (по данным авторов, т. 9111) угленосной части разреза мульды Северная (снизу вверх, мощность в м):

1. Уголь бурый с пластинчатой отдельностью (пласт **Первый**) 8
2. Алевролит светло-серый, по трещинам слегка желтоватый за счет лимонитизации, без явно выраженной слоистости, с включением растительного детрита, мелких древесных остатков, слепков раковин моллюсков и отпечатков листьев; при высыхании распадается на угловатый изометричный щебень 1.7
3. Тонкое переслаивание серых алевролитов и желтовато-серых алевропесчаников; на поверхностях слоев – скопления обугленного растительного детрита; переход к следующему слою резкий 1.0
4. Алевролит коричнево-серый, при высыхании светло-серый с легким налетом лимонитизации по трещинам; по всему слою – мелкий растительный детрит, редкие обломки лигнитизированной древесины 2.0
5. Уголь бурый (пласт **Второй**) с прослоями углистого алевролита, насыщенного углефицированным растительным детритом; мощность прослоев – до 20 см; верхняя граница резкая (размыв) 5.0
6. Песчаник слабо сцементированный желтовато-серый среднезернистый с мелким гравием, глинистый полимиктовый с горизонтально-линзовидной слоистостью; в средней части слоя – линза углистого алевролита, в основании – песчаник лимонитизированный 8.0
7. Уголь бурый (пласт **Третий-а**) 2.5
8. Алевролит буровато-черный комковатый с линзочками угля; переход в следующий слой резкий (размыв) 0.2
9. Пачка тонкого переслаивания алевролитов светло-серых и бурых с редкими лигнитизированными древесными остатками; слоистость тонкая волнисто-горизонтальная; верхняя граница постепенная 3.0
10. Уголь бурый (пласт **Третий-б**) 1.0
11. Глина аргиллитоподобная светло-серая с легким желтоватым оттенком 2.5

Общая мощность: >34.9 м

Выше залегает маломощная (первые метры) пачка галечников, перекрытая толщей (до 10 м) бурых суглинков. В алевролитах слоя 2 обнаружены единичные отпечатки листьев *Trochodendroides-type* (табл. 1, фиг. 4).

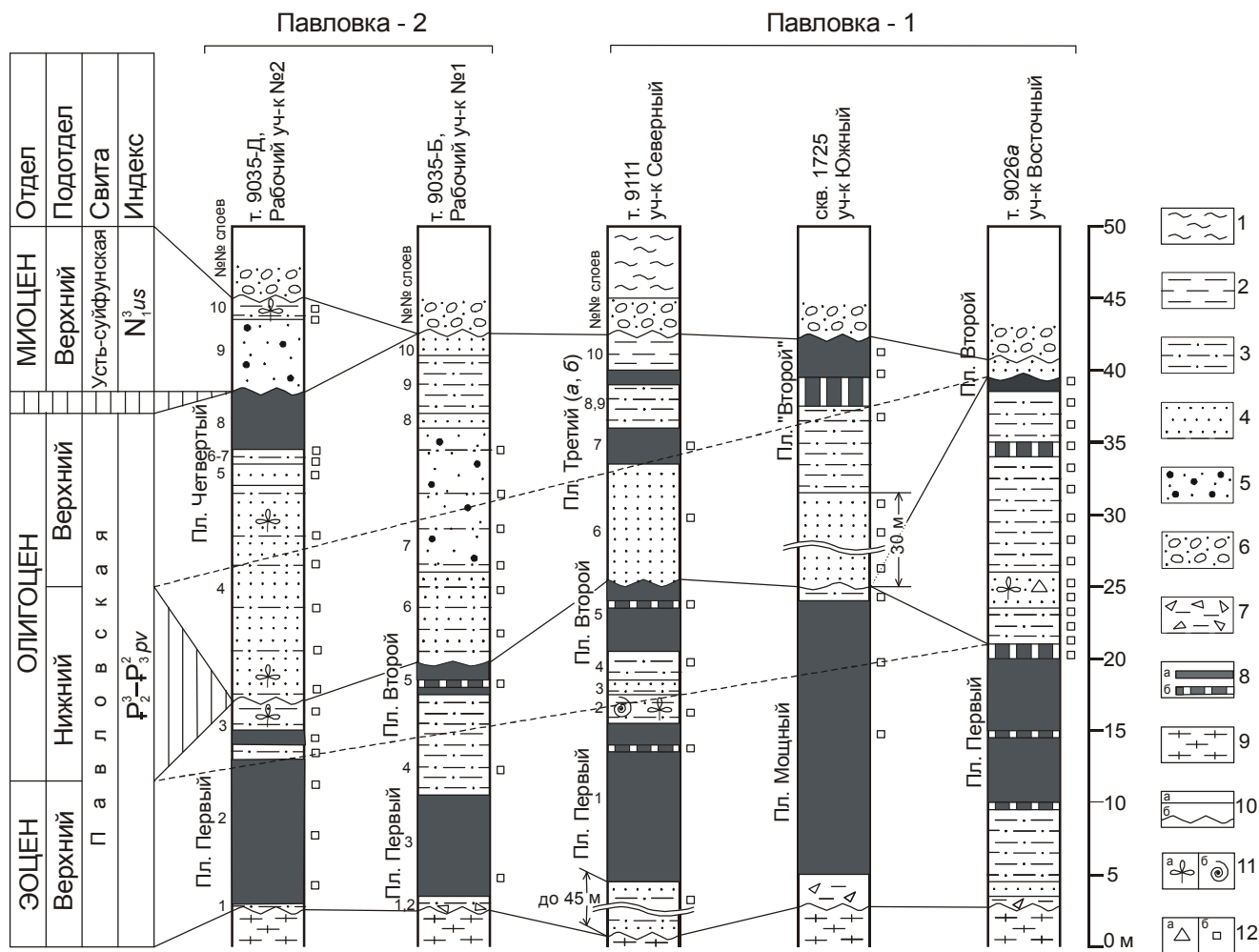


Рис. 3. Литологические колонки третичных отложений Павловского угольного поля

1 – “бурые суглинки”; 2 – глины аргиллитоподобные, аргиллиты; 3 – алевролиты; 4 – песчаники, пески плотные; 5 – гравийники; 6 – галечники; 7 – щебень, дресва в глинистом заполнителе; 8 – а) угли бурые, б) алевролиты углистые; 9 – докайнозойские породы; 10 – границы: а) литологические, б) несогласные; 11 – органические остатки: а) отпечатки листьев, б) слепки раковин моллюсков; 12 – то же: а) плоды, семена, б) споры и пыльца. Пунктирной линией показана непосредственная проекция на общую геохронологическую шкалу стратиграфического интервала, представленного только в разрезе мульды Восточная и отсутствующего в других разрезах.

Краткая характеристика спорово-пыльцевого комплекса угленосной толщи дана нами ранее [32]. В спектрах из угольных пластов **Первый** и **Второй**, а также разделяющего их междупластия присутствует пыльца *Quercus graciliformis*, *Q. conferta*, *Quercites sparsus*, *Castanopsis*, *Hamamelis*, *Corylopsis*, *Fothergilla*, *Liquidambar*, *Engelhardia*, *Cardiospermum notabile* I. Kulkova, *Loranthus elegans* I. Kulkova, cf. *Palmae*, а также таксонов, определяемых по искусственной классификации: *Triatriopollenites* sp., *Tricolpollenites liblarensis* (Thoms.) Pfl., *Triporopollenites* sp., *Rhoipites* sp., *Virrutricolpites* sp. Представители перечисленных родов, как уже отмечено выше, ха-

рактерны для палеогеновых (эоцен-раннеолигоценых) палинофлор различных регионов бореальной Азии, включая Приморье.

В спектрах из вышележащей части разреза (окрестности пласта **Третий**) перечисленная выше группа таксонов представлена весьма ограниченно: *Hamamelis*, *Corylopsis*, *Platanus*. Кроме того меняется сама структура спектров: резко увеличивается (почти вдвое) содержание пыльцы голосеменных главным образом за счет представителей семейства сосновых (*Tsuga*, *Picea*), а в группе покрытосеменных отмечается возрастание роли березовых (*Betula*, *Alnus*) и ореховых (*Juglans*). Аналогичные спектры,

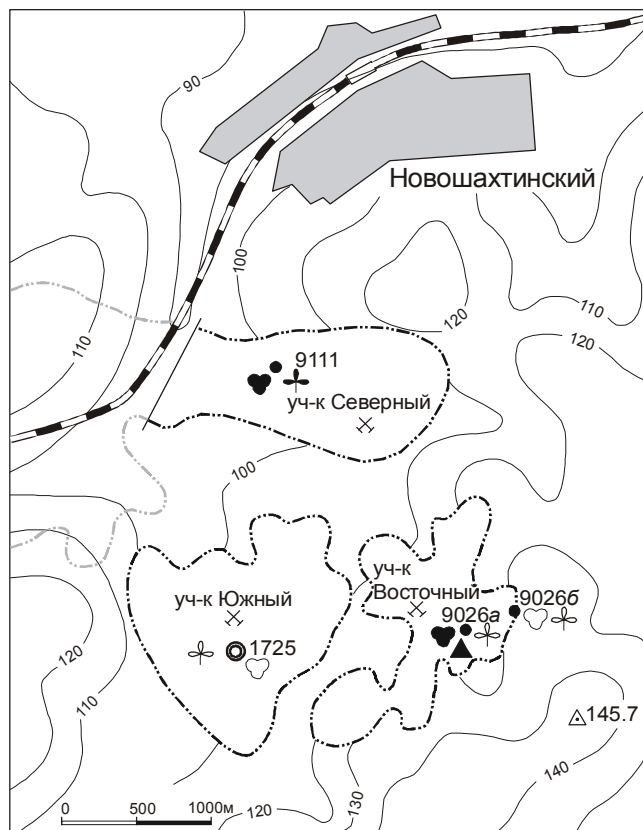


Рис. 4. Расположение изученных разрезов Павловки-1 (условные обозначения см. рис. 5).

по данным Т.И. Демидовой [12], получены из междупластия **Мощный/Второй** в разрезе мульды Южная.

Столь резкая смена облика палинофлоры в разрезе мульды Северная дает основание для предположения о наличии стратиграфического перерыва между пластом **Второй** и вышезалегающей пачкой песчаников. Возраст группы слоев ниже этой границы отвечает, по нашим данным, позднему эоцену, вышележащая составляющая – позднему олигоцену. На ранний олигоцен, более вероятно, приходится перерыв в осадконакоплении.

На Павловке-2 (разрезная траншея) угленосная толща изучена нами в четырех пересечениях, в двух из них (рабочие участки № 1 и 2) наиболее полно (рис. 3, 5). На участке № 1 (т. 9035-Б) послонный разрез по состоянию на июнь 1991г. выглядит следующим образом (снизу):

1. Дресва кварца с желтовато-белым суглинистым заполнителем с редкими обугленными растительными остатками 0.5
2. Алевролит желтовато-белый с мелкой рассеянной дресвой кварца, нечетко-слоистый, в верхней части буроватый из-за тонкодисперсной органики 1.2

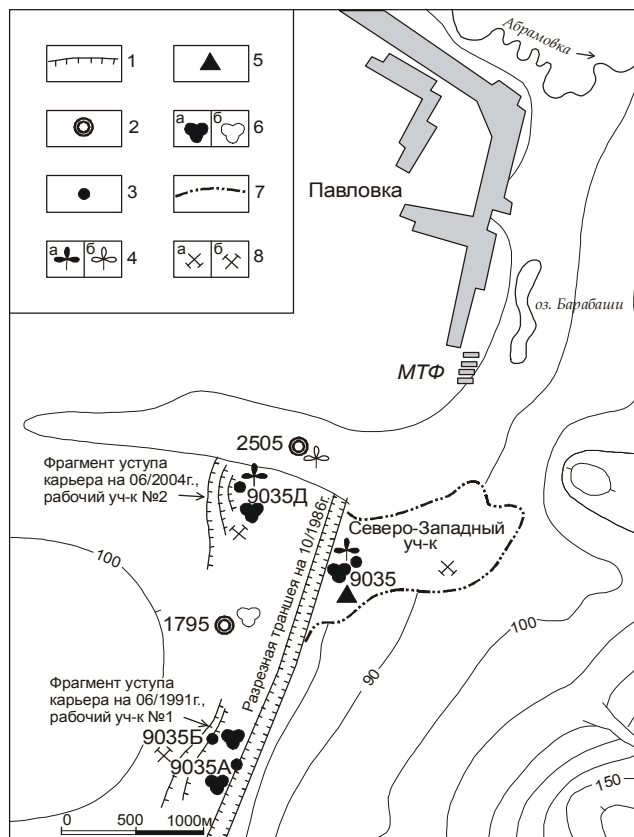


Рис. 5. Расположение изученных разрезов Павловки-2.

1 – уступы карьеров с указанием даты состояния; 2 – скважины; 3 – геологические точки; 4 – листовая флора (здесь и далее, залитые знаки – данные авторов, незалитые – предшествующих исследований); 5 – карпологическая флора; 6 – палинологическая флора; 7 – контур отработанного участка; 8 – состояние участков: а) отработаны, б) эксплуатируются.

3. Уголь бурый пластинчатый, с маломощными (5–10 см) прослоями буровато-коричневого алевролита, насыщенного углефицированными древесными остатками (пласт **Первый**) 6.0–7.0
4. Алевролит светло-серый с неровным, волнистоподобным изломом с примазками углистой органики, слегка ожелезненный по трещинам 3.0–7.0
5. Уголь бурый с прослоями коричнево-серого туфоалевролита (пласт **Второй**) 2.5
6. Алевропесчаник коричнево-серый с прослоями алевролита светло-серого с неровным волнистым изломом; в алевропесчанике – углефицированные древесные остатки 5.0–6.0
7. Песчаник слабосцементированный серый с гравием кислых эффузивов и черных кремнистых пород; граница с подстилающим слоем резкая (размыв ?) ... 10.0
8. Песчаник слабосцементированный зеленовато-серый мелкозернистый 0.6
9. Туфоалевролит желтовато-белый 4.0

10. Песчаник зеленовато-серый мелко-среднезернистый глинистый 0.5

Общая мощность: до 39.3 м

Выше с резким контактом (размыв) залегают галечники суйфунской свиты. Слои приведенного разреза полого (до 10°) наклонены к северу, северо-востоку; подстилающие породы представлены выветрелыми до состояния дресвы лейкократовыми гранитами.

Ниже приведено послойное описание разреза 9035-Д (рабочий участок № 2, по состоянию на июнь 2004 г.):

1. Алевролит желто-белый с дресвой кварца 0.5

2. Уголь бурый с пластинчатой отдельностью, с линзовидными прослоями буровато-серого алевролита, насыщенного углефицированными древесными остатками (пласт **Первый**) 12.0

3. Алевролит светло-серый, с легким коричневым оттенком, с волнистоподобным изломом; отпечатки листьев 1.0–2.0

4. Пачка переслаивания алевролитов и песчаников; песчаники мелкозернистые полимиктовые с обилием мелких древесных остатков, образующих скопления на границах слоев; отпечатки листьев и плодов 15.0

5. Песчаник светло-серый, переходящий в песок, волнисто-слоистый за счет частого чередования с тонкими прослойками пепельно-серых алевролитов, насыщенных мелкими углефицированными древесными остатками, образующими скопления на контактах слоев; отпечатки листьев 1.0

6. Алевролит буровато-коричневый, насыщенный углефицированным растительным шламом 0.4

7. Алевролит светло-серый с желтоватым налетом по трещинам 0.4

8. Уголь бурый пластинчатый (пласт **Четвертый**) 4.0

9. Песок светло-серый, в основании слоя – буроватый, преимущественно среднезернистый, кварцевый косослоистый с линзочками гравия, приуроченными к поверхностям наслонения; гравийные обломочки представлены темно-серыми кремнистыми породами 8.0

10. Пачка алевролитов, переходящих к основанию слоя в крепко сцементированные песчаники охристые лимонитизированные с растительным детритом и отпечатками листьев 2.0

Общая мощность: до 45.3 м

Третичные отложения подстилаются выветрелыми до состояния дресвы палеозойскими гранитами и перекрываются эоплейстоценовыми галечниками суйфунской свиты. По данным специалистов геологической службы карьера, угольные пласты **Второй** и **Третий** в данном разрезе не представлены. Возможно, они образуют с пластом **Первый** единую уголь-

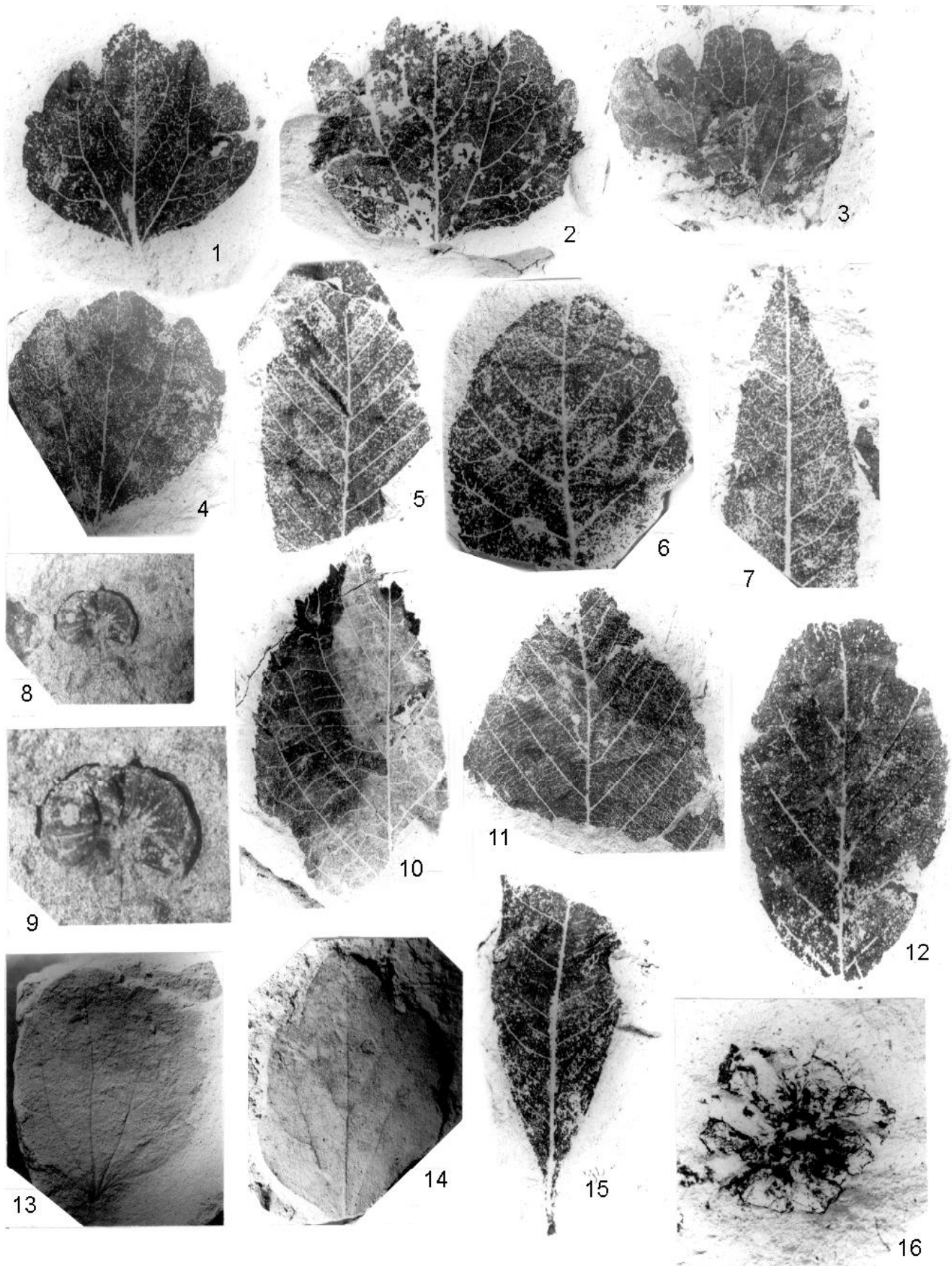
ную залежь. Угленосная толща объединяет слои 1–8 приведенного разреза, выше залегают косослоистые гравелистые пески с линзовидными прослоями алевролитов и песчаников (слои 9, 10), отнесенные нами к верхнемиоценовой усть-суйфунской свите. Они отчетливо выраженным размывом ложатся на угольный пласт **Четвертый**. Угленосная толща выполняет мульдообразное понижение в фундаменте, сложенном лейкократовыми гранитами. Углы наклона пласта **Первый** на флангах мульды достигают 20–25°; здесь пласты **Первый** и **Четвертый** сливаются в единый пласт, причем **Четвертый** в отличие от **Первого** залегает субгоризонтально на всем протяжении.

Характеристика ископаемой фитобиоты

В разрезе 9035-Д на четырех уровнях нами обнаружены отпечатки листьев и плодов. Коллекция из слоя 3 включает многочисленные листья *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry – типичного вида-индекса флор раннего кайнофита. Значительно реже отмечаются такие характерные для позднего эоцена о-ва Хоккайдо [50, 53] виды, как *Carya ezoensis* Tanai, *Carpinus kushiroensis* Tanai, *Alnus ezoensis* Tanai, *A. subezoensis* Tanai, *Corylus palaeomaximowicziana* (Endo) Tanai (таблица 1). Весьма интересна находка раскрытого плода (многолисточка) архаичного рода *Trochodendron*, представленного в современной флоре единственным видом *T. aralioides* Siebold – эндемиком Восточной Азии. Показательно присутствие *Lithocarpus chaneyi* Huz. et Takahasii – вида, впервые установленного в японской эоценовой флоре Ube [44]. Большое стратиграфическое значение имеет находка И.Ю. Чекрыжовым плодов *Nordenskioldia borealis* Heer – характерного элемента флор раннего кайнофита, также нигде не зафиксированного в бесспорно миоценовых флорах. Полиморфный (вероятно, сборный) вид *Trochodendroides arctica* представлен в коллекции 9035Д формой *cocculifolia* – типовой и центральной для всех морфотипов “троходендроидных” листьев, с которой, как считается [11], связаны все остальные морфотипы.

К формальному роду *Trochodendroides* необходимо дать некоторые пояснения. Напомним, что самостоятельность его не признается, в частности, японскими палеоботаниками. Согласно их представлениям [51], этот ископаемый морфотип объединяет представителей нескольких родов, в т. ч. рода *Cocculus* (сем. Menispermaceae). Напротив, палеоботаники российской и американской научных школ считают *Trochodendroides* и *Cocculus* самостоятельными родами, принадлежащими разным семействам. Сложность заключается в том, что ископаемые *Cocculus*

Таблица 1.



представлены двумя основными формами: **Cocculus-like**, имеющие морфологически сходные (по листовой пластинке) виды в составе современного рода *Cocculus*, насчитывающего 6–8 видов, и **Trochodendroides-like**, не имеющие таких аналогов и ничем не отличающиеся от листьев собственно *Trochodendroides*. Попытки сформулировать такие различия вряд ли можно признать удачными. Скорее всего, ошибочной была сама идея разграничить “троходендронидные” листья на принадлежащие роду *Trochodendroides* и роду *Cocculus*.

Заметим, что вид *Cocculus ezoensis*, описанный Т. Tanaï [50] в составе олигоценых (теперь уже **позднеэоценовых**) флор о-ва Хоккайдо, ничем не отличается от *T. arctica* из коллекции 9035Д, так же как последний – от представителей того же вида из верхних слоев усть-давыдовской свиты Речного (таблица 1, фиг. 13, 14).

Однако вышеупомянутая идея имела далеко идущие последствия для стратиграфии. В составе третичной североамериканской флоры Latah (штат Washington), данные по которой опубликованы на рубеже первой и второй четверти прошлого столетия [46], описан новый вид тополя – *Populus heteromorpha* Knowlt. Позднее для него была предложена новая комбинация – *Cocculus heteromorphus* (Knowlt.) R.W. Brown. Эта операция была бы, в сущности, рутинной, если бы не некоторые обстоятельства. Дело в том, что *C. heteromorphus* был “подозрительно” похож на *Trochodendroides*, к тому же в совместном захоронении с ним обнаружены плоды *Nordenskioldia borealis*. Но самое главное заключалось в том, что возраст флоры Latah датировался миоценом [46]. Таким образом “появился на свет” **миоценовый** (!) троходендронидовидный *Cocculus*. Поскольку он ничем не отличался от своих “собратьев” из эоцена и базального олигоцена, создалось свободное поле для различной интерпретации возраста ископаемых флор, в состав которых входили “троходендронидные” листья с лопастным краем. В зависимости от поставленной задачи эти листья рассматривались либо в объеме видов *Cocculus ezoensis*, *C. schischkinii*, *C. mariae* (и

тогда возраст флоры датировался палеогеном), либо причислялись к *Cocculus heteromorphus*, что позволяло относить соответствующую флору к ряду миоценовых. Итак, вместо тщательной ревизии возрастной позиции флоры Latah (а провести такую ревизию, как показал наш опыт с разрезами Павловки, не просто) был выбран более удобный вариант с “миоценовыми” *C. heteromorphus* и *Nordenskioldia borealis*.

После сделанных пояснений вернемся к флоре из разреза 9035-Д. Таксономический состав коллекции из нижней части слоя 4 изменился. Листья *Trochodendroides* встречаются в ней единично; напротив, редкие в слое 3 опадающие побеги *Metasequoia occidentalis* (Newb.) Chaney входят в доминирующую группу вместе с *Alnus* и *Lithocarpus*. Отпечатки листьев углефицированы, расположены на плоскостях наслоения с перекрытием, образуя подобие листовых кровель, что затрудняет их идентификацию. Эта тенденция еще больше усиливается при переходе к коллекции из верхней части слоя 4. Листья *Trochodendroides*, как и термофильного *Lithocarpus*, полностью исчезают; зато резко возрастает роль представителей умеренных родов: *Metasequoia*, реже *Glyptostrobus* – в группе хвойных и *Liquidambar*, *Betula*, *Alnus*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Populus* – в группе цветковых. Отпечатки листьев формируют настоящие многослойные кровли; листовая ткань углефицирована; размер листовых пластинок заметно увеличивается по сравнению с захоронениями из нижележащих интервалов слоя, причем это относится и к хвойным. Так, длина хвой метасеквойи достигает 3.0 см.

И наконец, совершенно по-иному выглядит фитокомплекс из слоя 10 интервала разреза, отнесенного нами к усть-суйфунской свите. Листья расположены вдоль поверхностей наслоения дискретно, без перекрытия; листовая ткань фоссилизирована; ее цвет меняется от желтовато-белого, почти не отличимого от цвета вмещающей породы, до коричнево-бурого. Некоторые таксоны представлены очень крупными индивидами. Например, длина листьев тополя достигает 20 см. В составе коллекции определены следующие виды: *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Cercidi-*

Таблица 1. Отпечатки листьев и плодов из палеогеновых угленосных отложений Южного Приморья; все изображения даны в натуральную величину, кроме специально отмеченных.

Фиг. 1–4, 13, 14 – *Trochodendroides arctica* (Heer) Berry: экз. 9035Д/43, /27, /37, (Павловка-2), экз. 9111/2 (Павловка-1, мульда Северная), экз. 9143/16, /13 (п-ов Речной, усть-давыдовская свита); фиг. 5, 11 – *Carpinus kushiroensis* Tanaï: экз. 9035Д/11, /28 (здесь и далее – Павловка-2); фиг. 6 – *Corylus palaeomaximowicziana* (Endo) Tanaï: экз. 9035Д/71; фиг. 7 – *Carya ezoensis* Tanaï: экз. 9035Д/14; фиг. 8, 9 – *Nordenskioldia borealis* Heer: экз. 9035Д/66, ×1.5, то же, ×3.0; фиг. 10 – *Alnus subezoensis* Tanaï: экз. 9035Д/39; фиг. 12 – *Alnus ezoensis* Tanaï: экз. 9035Д/38; фиг. 15 – *Lithocarpus* (= *Pasania*) *chaneyi* Huz. et Takahasii: экз. 9035Д/48; фиг. 16 – *Trochodendron* sp. (fructus): экз. 9035Д/51.

phyllum crenatum (Unger) R.W. Brown, *Ulmus carpinoideus* Goepf., *U. suiifunensis* Klimova, *Betula kryshfovichii* Akhmet., *B. palaeoschmidtii* Pavlyutkin, *Betula* sp., *Alnus schmalhauseni* Grubov, *Carpinus* cf. *lanceolata* Akhmet., *C. macrophylla* Pavlyutkin, *Juglans* sp., *Populus ustsuiifunensis* Pavlyutkin, *Populus* sp., *Styrax* sp., *Spiraea* sp., *Acer rotundatum* Huz., *A. ezoanum* Oishi et Huz., *Lonicera* sp., “*Pterostyrax*” *rarinervis* Baik.

Коллекция небольшая, она насчитывает всего 60 экземпляров отпечатков листьев. Относительно чаще встречаются *Alnus schmalhauseni* и *Acer rotundatum*. Все растения (кроме *Styrax* sp. и *Spiraea* sp.) известны в составе типовых усть-суйфунских флор [6, 34]. Отсутствие буковых и крайне низкая роль хвойных – также наиболее четко выраженные признаки усть-суйфунской флоры нижнего фитостратиграфического уровня [34].

Спорово-пыльцевые спектры сгруппированы в три палинокомплекса (рис. 6). Первый (снизу) получен из слоев 2 и 3. Для него характерно преобладание пыльцы покрытосеменных растений (до 72.8%), при низком участии спор (не более 8%). В группе голосеменных (до 42% в сумме) ведущую роль играют *Pinus* subg. *Haploxyylon* и *P.* subg. *Diploxyylon*, таксодиевые несколько уступают им (до 14%). В группе покрытосеменных нет четко выраженных доминантов: относительно больше пыльцы *Alnus*, *Ulmus*, *Fagus*. Заметны мириковые, ореховые (включая *Engelhardtia*), березовые. Однако самым характерным признаком является присутствие специфических буковых (*Q. graciliformis*, *Q. conferta*, *Q. forestdalensis*, *Quercites sparsus*, *Castanopsis*), таксонов формальной классификации (*Pokrovskaja*, *Tricolpopollenites*), а также группы термофильных гаммелидовых (*Fothergilla*, *Corylopsis*, *Hamamelis*) и стеркулиевых (*Reevesia*), не встречающихся в палинофлорах из бесспорно миоценовых свит Приморья (таблица 2).

Второй палинокомплекс получен из слоев 4–7. Для него характерно возрастание роли голосеменных (примерно вдвое), причем в их составе заметно участие темнохвойных представителей сосновых (до 10%). Споровые растения по-прежнему немногочисленны (3–4%). В группе покрытосеменных произошли существенные изменения. Из спектров выпадают элементы формальной таксономии, практически исчезают компоненты полтавской флоры, почти на нет сходит присутствие термофильных Hamamelidaceae. Среди ореховых заметен *Juglans*, а среди березовых – *Betula*.

Спектры из слоев 3 и 7 аномальные, они отличаются высоким содержанием ольхи. Причины этого могут быть разными: 1) господство на заболоченной

низменности ольшаников, которые наряду с таксодиевыми играли роль основных углеобразователей в третичное время; 2) результат попадания в соответствующие отложения раскрытых пыльников ольхи.

Третий палинокомплекс (слой 10) характеризуется преобладанием голосеменных, преимущественно сосновых с явным доминированием *Picea*, *Tsuga*, *Abies*. Роль таксодиевых существенно снижается, а споровых растений, напротив, возрастает. Группа покрытосеменных значительно обедняется: в ее составе преобладают *Juglans*, *Carpinus*, *Corylus*, *Betula*, *Ulmus*. Никаких термофильных элементов, присутствующих в первом и втором палинокомплексах, не обнаружено. Палинокомплекс практически идентичен таковым из типовых разрезов усть-суйфунской свиты.

Интерпретация результатов

Исходя из результатов изучения листовой и палинологической флор, мы предлагаем следующую возрастную интерпретацию разреза 9035-Д. Нижняя его часть (слои 1–3) относится к позднему эоцену; этот интервал соответствует верхним слоям усть-давдовской свиты п-ова Речной. Средняя часть (слои 4–8) – к олигоцену, исключая самый ранний его этап, которому отвечают “энгельгардиевые” слои. Наконец, верхняя часть (слои 9, 10) – к позднему миоцену (аналог усть-суйфунской свиты).

Необходимо подчеркнуть, что в центральной части Чихезской депрессии разрезы третичных отложений представлены более полно; их общая мощность (по данным бурения) увеличивается до 300–350 м, причем около половины приходится на нижнюю, угленосную составляющую. Последняя имеет здесь трехчленное строение: нижняя и верхняя угленосные составляющие разреза разделены безугольной толщей так называемых алевролитов надеждинского типа. На ранней стадии изучения третичного комплекса угленосной Павловки безугольная толща сопоставлялась нами по традиции [32] с надеждинской свитой Речного. Теперь ясно, что это сопоставление было ошибочным: более вероятно принадлежность ее уровню алевролитовой толщи мульты Восточная (т. 9026).

В миоценовой части разреза, помимо аналогов усть-суйфунской свиты, представлены отложения нижнего и среднего миоцена, характеризующиеся высокой туфогенностью и наличием пластов низкомарочных сажистых углей непромышленной мощности. Эта часть Чихезской депрессии изучалась не раз [7, 10, 31]. Подчеркнем, что полученные, в том числе и нами [31], палеоботанические данные, указывающие на ранне-среднемиоценовый возраст вмещающих от-

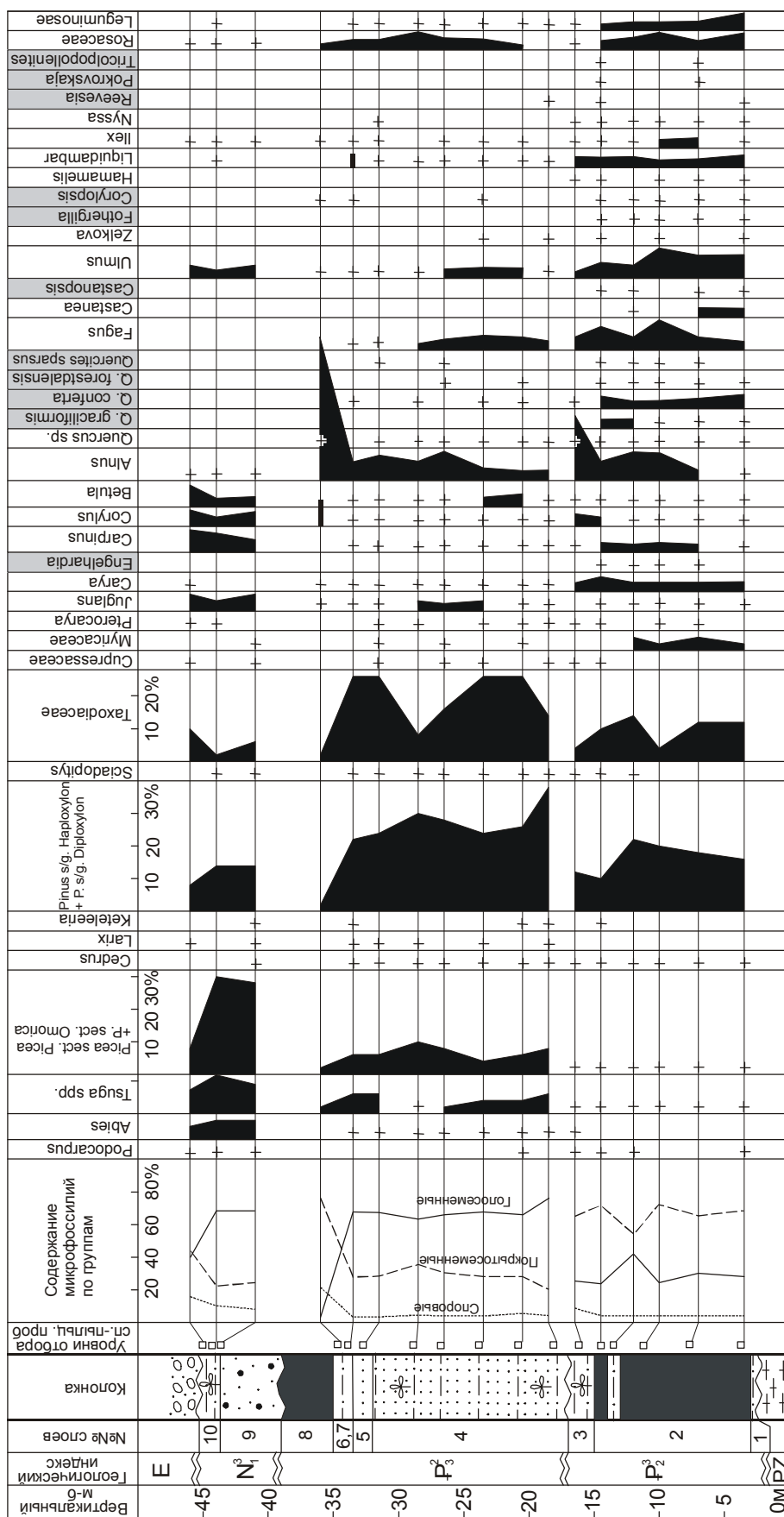


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма третичных отложений Павловки-2 (разрез 9035-Д, условные обозначения см. рис. 3).

Таблица 2.

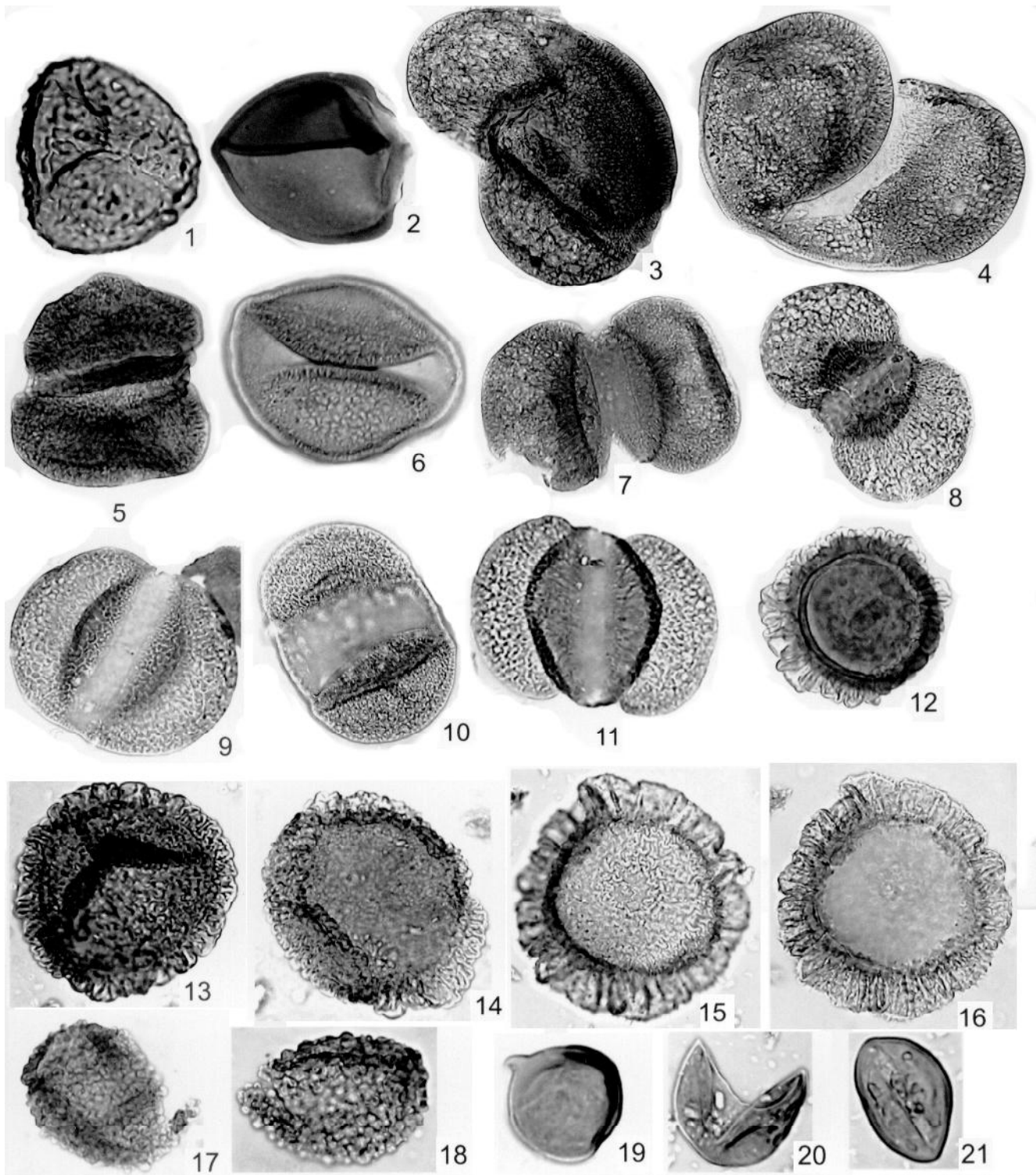
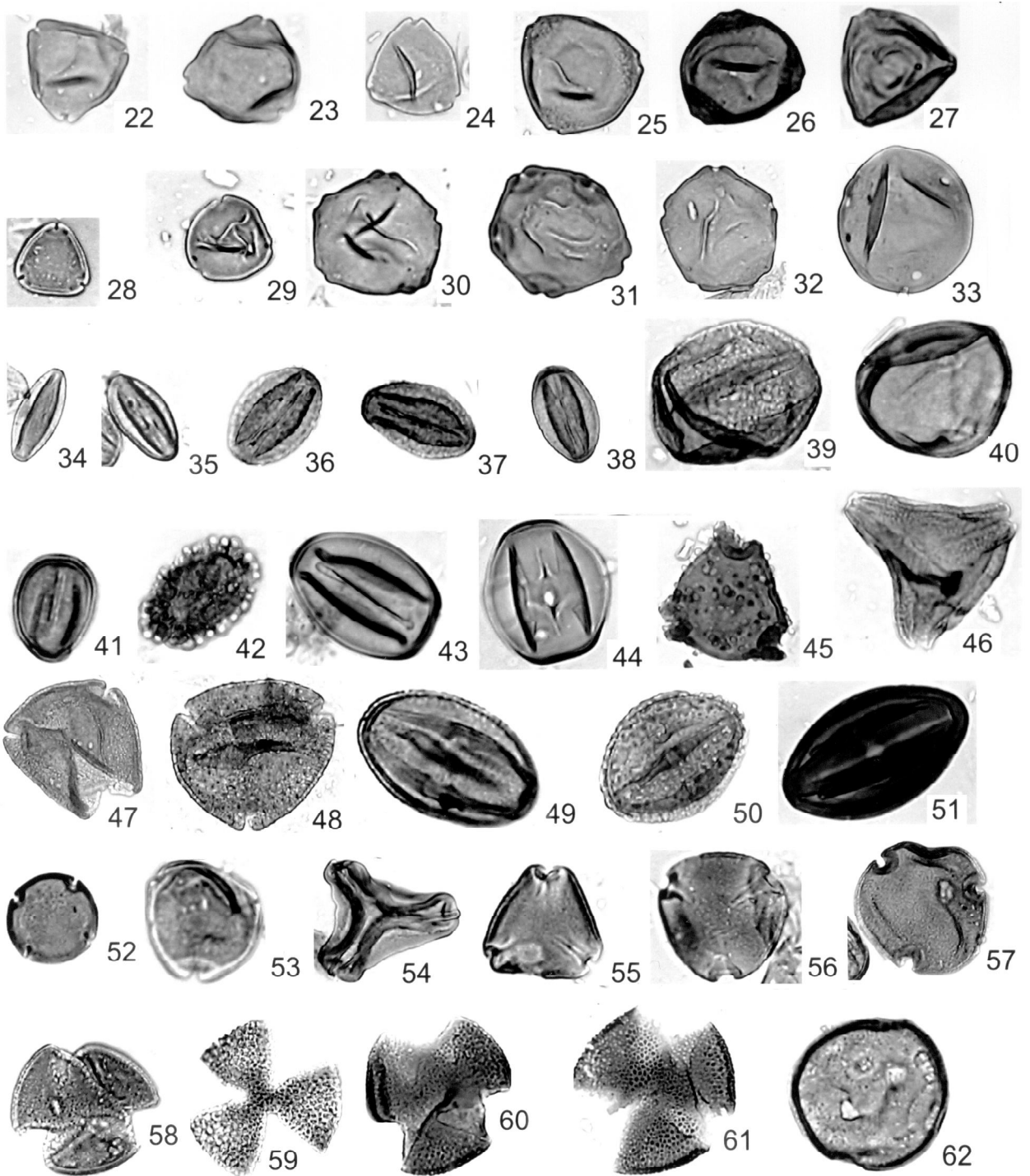


Таблица 2. Споры и пыльца из палеогеновых угленосных отложений Павловки (т. 9035-Д).

1–20, $\times 400$: 1 – *Hepaticae* gen. indet.; 2 – *Lygodium* sp.; 3 – *Abies* sp.; 4 – *Picea* sect. *Omorica*; 5 – *Cedrus* sp.; 6 – *Pinaceae* gen. indet.; 7, 8 – *Podocarpus* sp.; 9 – *Pinus mirabilis* (Rudolph) Anan.; 10 – *Pinus* subgen. *Haploxyton*; 11 – *P.* subgen. *Diploxyton*; 12 – *Tsuga minima* Krutsch; 13, 14 – *T. canadensis* (L.) Carr.; 15, 16 – *T. saueriae* Brutman; 17, 18 – *Sciadopitys* sp.; 19 – *Sequoia* sp.; 20 – *Taxodium* sp.; 21–62, $\times 600$: 21 – *Ginkgo* sp.; 22–24 – *Myrica* sp.; 25, 26 – *Comptonia* sp.;



27 – *Triporopollenites* sp.; 28 – *Engelhardtia quietus* (R. Pot.); 29 – *Engelhardtia* sp.; 30, 31 – *Pterocarya* sp.; 32 – *Juglans* sp.; 33 – *Carya* sp.; 34 – *Quercus gracilis* Boitz.; 35 – *Q. graciliformis* Boitz.; 36, 37 – *Q. conferta* Boitz.; 38 – *Quercus* sp.; 39 – *Fagus grandifoliiformis* Panova, 40 – *Fagus* sp.; 41 – *Quercites sparsus* (Mart.) Samoil.; 42 – *Ilex* sp.; 43, 44 – *Eucommia* sp.; 45 – *Boisduvalia* sp.; 46 – *Cardiospermum notabile* I. Kulkova; 47, 48 – *Lonicera* sp.; 49 – *Partenocissus* sp.; 50 – *Sterculia* sp.; 51 – *Pokrovskaja* sp.; 52 *Reevesia* sp.; 53 – *Eucaliptus* sp.; 54 – *Loranthus* sp.; 55 – *Camptotheca* sp.; 56 – *Nyssa* sp.; 57 – *Tilia* sp.; 58 – *Corylopsis* sp.; 59 – *Hamamelidaceae* gen. indet.; 60 – *Fothergilla* sp.; 61 – *F. gracilis* Lubm.; 62 – *Liquidambar* sp.

ложений, подтверждены радиоизотопными датировками (рис.2, скв. 20).

Таким образом, в разрезе 9035-Д, как и в приведенных выше других, зафиксированы довольно продолжительные стратиграфические перерывы. Пожалуй, первой на этом акцентировала внимание Т.Н. Болотникова [10]. Наличие таких перерывов и связанных с ними стратиграфических несогласий не является чем-то необычным, по крайней мере, в разрезе континентальных отложений. Несогласия носят скрытый характер и обычно не проявляются в резком изменении литологического типа пород, наличии кор выветривания и других геологических признаках, зато прекрасно отражаются в скачкообразной смене облика фитобиоты. Это выявилось еще на ранней стадии изучения разрезов на Северо-Западном участке Павловки-2 (рис. 5, т. 9035), где слабоугленосные слои павловской свиты, представленные в грубообломочных литофациях, непосредственно перекрываются галечниками суйфунской свиты [28]. Здесь указанная граница маркируется абсолютно резкой сменой типов палинологических, карпологических и листовых флор, хотя в обнажении она выглядит довольно “невзрачно” и потому различима далеко не всеми, в чем мы убедились во время совместной полевой экскурсии с коллегами.

Завершая рассмотрение проблем стратиграфии третичных отложений Павловского угольного поля, нельзя не остановиться на вопросе наименования их угленосной составляющей, более известной как павловская свита. Ранее мы уже касались его [32]. Согласно справочным изданиям [42], авторство в выделении свиты приписывается Ю.Я. Громову, но без указания на **непосредственный** (!) источник, где это было бы четко зафиксировано. Анализ литературных материалов показал, что ни в одной из работ (включая неопубликованные, в т.ч. диссертацию к.г.-м.н.) указанного исследователя название **павловская свита** не упоминается. Оно не фигурирует и в сводной работе по геологии Приморья [14], где учтены даже неопубликованные данные. В геологическую практику понятие **павловская свита** введено явочным порядком, по инициативе Л.А. Баскаковой [38]. И хотя соответствующая процедура не отвечала требованиям Стратиграфического кодекса СССР [41], павловская свита, оставаясь, в сущности, невалидным стратонимом, широко использовалась в региональных стратиграфических построениях и в практике геологосъемочных работ.

Исходя из сказанного, упразднение этого “незаконнорожденного” стратона, на наш взгляд, было бы

неверным. Более правильным будет валидизировать павловскую свиту на базе приведенного выше разреза 9035-Д. Последний предлагается в качестве лектостратотипа свиты (координаты – 44°05' с.ш. и 132°05' в.д.). Во-первых, он находится в пределах стратотипической местности, в непосредственной близости от с. Павловка – географического пункта, от которого происходит название свиты; во-вторых, он в наибольшей степени отвечает требованиям, предъявляемым к стратотипам, и на сегодняшний день является наиболее полно и комплексно изученным. Стратиграфический перерыв, приходящийся на ранний олигоцен (аналоги “энгельгардиевых” слоев) и фиксируемый в мульдах Южная, Северная (Павловка-1) и в разрезной траншее (Павловка-2), компенсируется разрезом мульды Восточная, в котором указанный интервал представлен достаточно полно. В центральной части Чихезской впадины ему, вероятно, отвечает толща алевролитов “надеждинского типа”.

Автором свиты предлагается считать Л.А. Баскакову, не раз обсуждавшую ее в своих публикациях. Что касается нашего вклада в изучение павловской свиты, то он ограничивается ее валидизацией, выбором типового разреза и пересмотром возрастной позиции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение необходимо сказать несколько слов о связи полученных результатов со стратиграфией третичного комплекса некоторых других ключевых районов Приморья. В частности, павловская свита, по нашему мнению, наращивает разрез эоценовых отложений п-ова Речной, являясь непосредственным продолжением усть-давыдовской свиты, возраст которой мы датировем поздним эоценом. В Краскинской впадине ей эквивалентна верхняя часть позднеэоценовой хасанской свиты и, по-видимому, большей части олигоценовой фаташинской свиты. В разрезах Нижнебикинской впадины ей соответствуют средняя и верхняя части бикинской угленосной свиты. Разумеется, эти корреляционные построения носят пока предварительный характер. Каждое из них – отдельная тема; их мы надеемся раскрыть в наших последующих работах.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны Людмиле Павловне Постоялкиной – главному геологу разреза Новошахтинский и ветерану угольной геологии Приморья Федору Нестеровичу Фицуку за содействие в проведении полевых исследований на заключительном их этапе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аблаев А.Г. О неогеновой эпохе угленакопления в Приморье // Тез. докл. Второй Дальневост. геол. конф. геологов-угольщиков. Артем, Приморского края: 1974. С. 43–44.
2. Аблаев А.Г. Дополнительные данные по морфологии ископаемых листьев ликвидамбара Дальнего Востока // Вопросы биостратиграфии советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 113–117.
3. Аблаев А.Г. Флора угленосных неогеновых отложений Приморья // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 54–58.
4. Александрова А.Н., Ясаманов Н.А. Климаты раннего кайнозоя юго-запада Сибирской платформы // Климаты Земли в геологическом прошлом. М.: Наука, 1987. С. 181–190.
5. Ахметьев М.А. Фитостратиграфия континентальных отложений палеогена и миоцена внетропической Азии. М.: Наука, 1993. 143 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 475).
6. Байковская Т.Н. Верхнемиоценовая флора Южного Приморья. Л.: Наука, 1974. 196 с.
7. Баскакова Л.А. Критерии литостратиграфической корреляции олигоцен-миоценовых отложений Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 14–21.
8. Бойцова Е.П., Панова Л.А. Палеогеновые флоры и растительность на территории Евразийской ботанико-географической области // Палинология кайнофита. М.: Наука, 1973. С. 42–47.
9. Болотникова Т.Н. Палинологическая характеристика угленосных отложений Восточного участка Павловского месторождения // Тихоокеан. геология. 1993. № 6. С. 102–110.
10. Болотникова Т.Н. Палиностратиграфия кайнозойских отложений Павловского бурогоугольного месторождения // Тихоокеан. геология. 1994. № 1. С. 71–81.
11. Буданцев Л.Ю., Мохов Е.Р. Морфологическая изменчивость листьев и таксономия рода *Trochodendroides* в раннеэоценовой флоре Западной Камчатки // Проблемы палеоботаники. Л.: Наука, 1986. 19–27.
12. Варнавский В.Г., Седых А.К., Рыбалко В.И. Палеоген и неоген Приамурья и Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 182 с.
13. Геологические и биотические события позднего эоцено-раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 2. Геологические и биотические события. М.: ГЕОС, 1998. 250 с. (Тр. ГИН РАН. Вып. 507).
14. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1969. 695 с.
15. Громов Ю.Я., Громова Н.С. Стратиграфия угленосных отложений палеогена и неогена Ханкайской межгорной впадины в Южном Приморье // Геология и полезные ископаемые Дальнего Востока: Информ. сб. ВСЕГЕИ. Л.: 1960. № 38. С. 57–66.
16. Жежель О.Н. К вопросу о границе эоценовых и олигоценовых отложений на северном Устюрте по палинологическим данным // Палинологический метод в стратиграфии. Л.: Наука, 1973. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 195).
17. Жилин С.Г. Основные этапы формирования умеренной лесной флоры в олигоцене–раннем миоцене Казахстана. Л.: Наука, 1984. 112 с. (Комаровские чтения. Вып. 33).
18. Заклинская Е.Д. Пыльца покрытосеменных и ее значение для обоснования стратиграфии верхнего мела и палеогена. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 256 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 74).
19. Климова Р.С. О возрасте стратотипов надеждинской и усть-давыдовской свит // Информ. сб. ПГУ. Владивосток, 1971. № 7. С. 38–40.
20. Климова Р.С., Крамчанин А.Ф., Демидова Т.И. Новые данные по стратиграфии Реттиховского угольного разреза // Стратиграфия кайнозойских отложений Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977. С. 66–75.
21. Климова Р.С. Флора и фитостратиграфия миоцена Приморья: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток. 1981. 28 с..
22. Климова Р.С. Миоценовая флора и фитостратиграфические горизонты Приморского края // Палеоботаника и фитостратиграфия Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983. С. 65–76.
23. Костин Ю.П., Мейтов Е.С. К генезису месторождений высокогерманиеносных углей и критериям их поисков // Изв. АН СССР. Серия. геол. 1972. № 1. С. 112–119.
24. Кулькова И.А. Палинологические исследования эоценовых отложений Яно-Индибирской низменности. Новосибирск: Наука, 1973. 96 с.
25. Кундышев А.С. О возрасте угловской, надеждинской и усть-давыдовской свит Южного Приморья в стратотипическом разрезе // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. 4-го Дальневост. регион. стратигр. совещания. Хабаровск, 1990. С. 279–280.
26. Левицкий В.В., Седых А.К., Ульмясбаев Ш.Г. Германий-угольные месторождения Приморья // Отеч. геология. 1994. № 7. С. 61–67.
27. Любомирова К.А. Палинологическая характеристика чеганского горизонта на севере Западной Сибири // Палинологические исследования. Л.: 1976. С. 33–44 (Тр. ВНИГРИ; Вып. 374).
28. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И., Белянина Н.И. Новые данные о возрасте суйфунской и усть-суйфунской свит (Западное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1988. № 4. С. 92–100.
29. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Палеогеновые отложения мульты Восточной Павловского бурогоугольного месторождения // Кайнозой Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 116–120.
30. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. Новые материалы по стратиграфии третичных отложений п-ова Речной (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 42–50.
31. Павлюткин Б.И., Ганзей С.С., Пушкарь В.С., Петренко Т.И. Палеоботаническая характеристика и радиометрическое датирование неогеновых отложений Южного Приморья // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 6. С. 40–47.
32. Павлюткин Б.И., Петренко Т.И. К стратиграфии третичных угленосных отложений юго-восточной окраины Ханкайского массива // Тихоокеан. геология. 1994. № 2. С. 18–29.
33. Павлюткин Б.И. Некоторые термофильные буковые в третичной флоре Краскино (Приморье) и проблема ее возраста // Палеонтол. журн. 2002. № 5. С. 106–114.
34. Павлюткин Б.И. Позднемиоценовая флора юга Приморья. Владивосток: Дальнаука, 2002. 192 с.
35. Павлюткин Б.И. Проблемы корреляции третичных крас-

- кинской и ханкайской флор Приморья // Палеонтол. журн. 2005. № 2. С. 101–108.
36. Пименов Г.М. Об объеме приханкайского горизонта в Приморье // Тихоокеан. геология. 1987. № 3. С. 117–119.
 37. Решения Межведомственного совещания по выработке унифицированных стратиграфических схем для Дальнего Востока. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 51 с.
 38. Решения Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою Дальнего Востока СССР (Владивосток, 1978 г.): (Препр.). Магадан: ГКП СВПО, 1982. 182 с.
 39. Решения 4-го Межведомственного стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.): (Препр.). Хабаровск: ХГГПИ, 1994. 124 с.
 40. Середин В.В. Au-PGE-минерализация на территории Павловского бурогольного месторождения, Приморье // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 46. № 1. С. 43–73.
 41. Стратиграфический кодекс СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1977. 80 с.
 42. Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, Неоген, Четвертичная система. Л.: Недра, 1982. 616 с.
 43. Buchgard V. Oxyden isotope palaeotemperatures from the Tertiary period in the nord sea area // Nature. 1978. V. 275. P. 121–123.
 44. Huzioka K., Takahasi E. The Eocene flora of the Ube coal-field, south-west Honshu, Japan // J. Min. Akita Univ. Ser. A. 1970. V. 4. N 5. P. 1–88.
 45. Huzioka K. Tertiary Floras of Korea // J. Min. Coll. Akita Univ. Ser. A. 1972. V. 5. N 1. P. 1–83.
 46. Knowlton F.H. Flora of the Latah formation of Spokane, Washington, and Coeur d'Alene, Idaho // U. S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1926. N 140-A. P. 17–82.
 47. Oishi S. A Note on Engelhardtia genus, and its occurrence in the Palaeogene of Korea // J. Geol. Soc. Japan. 1936. V. 43. P. 56–59.
 48. Pflug H.D. Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollen in der Erdgeschichte // Palaeontographica. Abt. B. 1953. Bd. 95. Lf. 4–6. S. 60–171.
 49. Seredin V.V. REE-bearing coals from Russian Far East deposit // Int. J. Coal. Geol. 1996. V. 30. P. 101–129.
 50. Tanai T. The Oligocene floras from the Kushiro coal field, Hokkaido, Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1970. V. 14. N 4. P. 383–514.
 51. Tanai T. The revision of the so-called Cercidiphyllum leaves from the Paleogene of the North Japan // Bull. Natn. Sci. Mus., Tokyo. Ser. C. 1981. V. 19. N 4. P. 451–484.
 52. Tanai T., Uemura K. Engelgardia fruits from the Tertiary of Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4. 1983. V. 20. N 2-3. P. 249–260.
 53. Tanai T. Revision of the so-called "Alangium" leaves from the Paleogene of Hokkaido, Japan // Idem. 1989. V. 15. N 4. P. 121–149.
 54. Tanai T., Uemura K. Lobes oak leaves from the Tertiary of East Asia with reference to the oak phytogeography of the Northern Hemisphere // Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S. 1994. N 173. P. 343–365.
 55. Wolfe J.A., Hopkins D.M. Climatic changes recorded by Tertiary land floras in northwester North America // Tertiary Correlations and Climatic Changes in the Pacific: Pacific Sci. Congr. 11th. Tokyo, 1967. P. 67–76.

Поступила в редакцию 14 октября 2005 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

B.I. Pavlyutkin, T.I. Petrenko, I.Yu. Chekryzhov

The problems of the stratigraphy of the Pavlovka coal-field Tertiary deposits, Primorye

The stratigraphical position of the Pavlovka Suite (Lower–Middle Miocene, by the official standpoint) on the basis of the new geological and paleobotanical data is revised. According to the analyzed data of micro- and macroflora, the age of the Pavlovka Suite falls in the range from Late Eocene through Late Oligocene. Long stratigraphical hiatuses in the Tertiary deposits of the Pavlovka general Cenozoic section is confirmed; the Pavlovka Suite is validated; and its typical section (lectostratotype) is characterized.

***Key words:* stratigraphy, Paleogene-Neogene, Primorye, Russia.**

НОВЫЕ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ОЛОВЯННОГО ОРУДЕНЕНИЯ КАВАЛЕРОВСКОГО РАЙОНА (ПРИМОРЬЕ, РОССИЯ)

В.Г. Гоневчук*, Г.А. Гоневчук*, А.М. Кокорин*, В.А. Лебедев, А.А. Орехов***

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

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

По результатам изотопно-геохронологического (К-Аг) исследования впервые определен вероятный временной интервал (72,5–61,6 млн лет) формирования оловянного месторождения Искра в Кавалеровском рудном районе. Получены новые датировки для магматических комплексов района, с которыми предполагается связь оруденения. Результаты исследования, в совокупности с выявленными авторами ранее минералого-геохимическими особенностями руд и пород дайкового комплекса, тесно связанного с рудообразованием, позволяют предполагать формирование месторождения при взаимодействии разных по составу магматических очагов. Ведущая роль в этом процессе отводится гранитоидному очагу. Высказано предположение о большом значении в рудоформировании смены общего геодинамического режима в регионе.

Ключевые слова: минерализация оловянная, магматизм рудоносный, датирование изотопное, Сихотэ-Алинь, Кавалеровский рудный район.

ВВЕДЕНИЕ

Изотопное датирование рудно-метасоматических образований и магматических пород – необходимый элемент исследования, имеющего целью построение моделей разноранговых рудообразующих (рудно-магматических) систем. Особенно важно это при исследовании систем сложного полиэтапного развития, примером которых является Кавалеровский рудный район. Формирование магматической и сопутствующей ей рудной ассоциаций этого района происходило в интервале 130–40 млн лет [2, 3, 7, 11, 13], охватывающем разные геодинамические (тектонно-магматические) этапы эволюции региона. Отнесение к одному из этих этапов отдельных месторождений или выделение соответствующих рудно-магматических этапов на отдельных месторождениях важно не только в теоретическом (построение моделей), но и в практическом отношении, поскольку рудно-магматические системы (РМС) разных этапов имеют разную рудную продуктивность.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЯ

Объект исследования – оловорудное месторождение Искра, детальное описание которого дано нами

ранее [4], расположено в крайней юго-западной части Кавалеровского района в прилегающей к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому Березовской сдвиговой зоне [14] (рис. 1, 2). Особенность этой площади – совмещение разновозрастных магматических образований, сопровождающихся разноформационной оловянной, а в самой южной части – медно-молибденово-золотой минерализацией. Некоторые исследователи ставят под сомнение принадлежность этих образований к рудно-магматической системе Кавалеровского рудного района, что предопределяет особую значимость полученных нами результатов.

Рудное поле месторождения слагают терригенные породы светловоднинской свиты в составе раннемелового Журавлевского турбидитового террейна [1]. Переслаивающиеся алевролиты, алевропесчаники и песчаники верхней из трех слагающих свиту пачек вмещают главную рудоносную структуру месторождения – зону Виктория (рис. 3). За пределами месторождения эти же сдвиговая зона и свита контролируют локализацию ряда месторождений и рудопроявлений, составляющих Арсеньевско-Соболиную металлогеническую зону района.

Магматические породы рудного поля месторождения и его ближайшего обрамления, по данным ис-

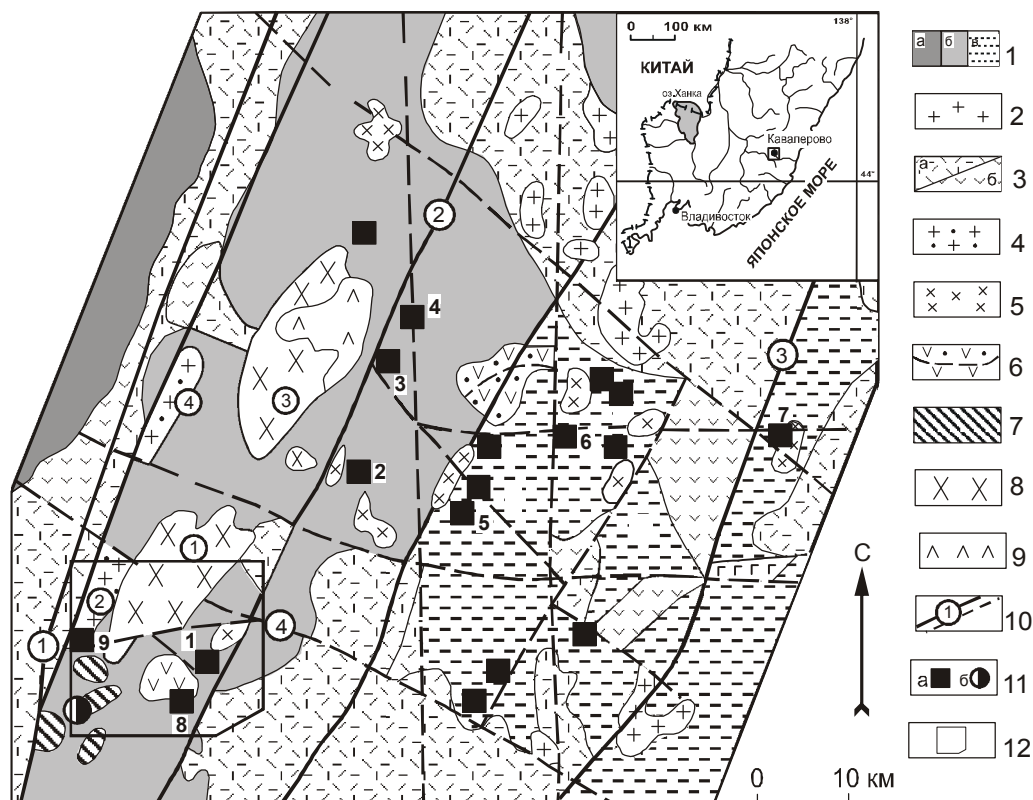


Рис. 1. Геолого-металлогеническая схема Кавалеровского рудного района, [по 2].

1 – терригенный (аккреционный) комплекс Самаркинского (а), Журавлевского (б), Таухинского (в) террейнов; 2 – гранит-порфиры якутинского комплекса (богопольские); 3 – риолиты, дациты (а), дациандезиты (б) и их туфы (богопольские, дорфеевские, сияновские); 4 – граниты и лейкограниты шумнинского комплекса; 5–6 – угловский комплекс: 5 – интрузивная фация; 6 – эффузивная фация, в т.ч. Угловской ВТС – с точкой; 7 – интрузивные тела золотонной ассоциации; 8–9 – трахиандезит-монцитонитовый (березовско-араратский) комплекс: 8 – интрузивная фация, 9 – эффузивная фация; 10 – разломы, в т.ч.: 1 – Центральный Сихотэ-Алинский, 2 – Березовский, 3 – Суворовский, 4 – Павловский); 11 – проявления минерализации: а – оловянной (месторождения, рудопоявления), в т.ч. месторождения: 1 – Искра, 2 – Новогорское, 3 – Арсеньевское, 4 – Ивановское, 5 – Дубровское, 6 – Хрустальное, 7 – Высокогорское; рудопоявления: 8 – кл. Кривого, 9 – кл. Фановского; б – золотой (Падь Соболиная); 12 – границы рисунка 2. На схеме цифрами обозначены интрузивные массивы: 1 – Араратский, 2 – Антоновский, 3 – Березовский, 4 – Шумнинский.

следований [4, 9, 12], представляют все известные в районе магматические комплексы (табл. 1).

На северном фланге главная рудоносная структура месторождения “затухает” в роговиках экзоконтакта Араратского интрузива монцитонитов, которые считаются фациальным аналогом монцитонит-сиенитовой ассоциации Березовского массива [2, 10] и выделяются в составе березовско-араратского комплекса. С этим комплексом, по представлениям некоторых исследователей, в районе связан ранний этап оловянного рудообразования – колчеданно-оловянный с турмалином тип руд [16]. Вблизи восточного контакта Березовского массива, в позиции, аналогичной позиции месторождения Искра по отношению к

Араратскому массиву, локализовано месторождение Арсеньевское – одно из крупнейших в России месторождений олова (рис.1).

На северо-востоке Араратский массив контактирует с гранитами Антоновского интрузива, которые считаются заключительной фазой шумнинского гранит-лейкогранитного комплекса и сопоставляются с лейкогранитами, обнаруженными на глубине под месторождениями Дубровским, Хрустальным, Перевальным [2, 16]. Характерная для этих гранитов оловянно-редкометалльная специализация проявлена здесь образованием слабооловоносных (\pm молибденит) сидерофиллит-мусковитовых с топазом и флюоритом грейзенов.

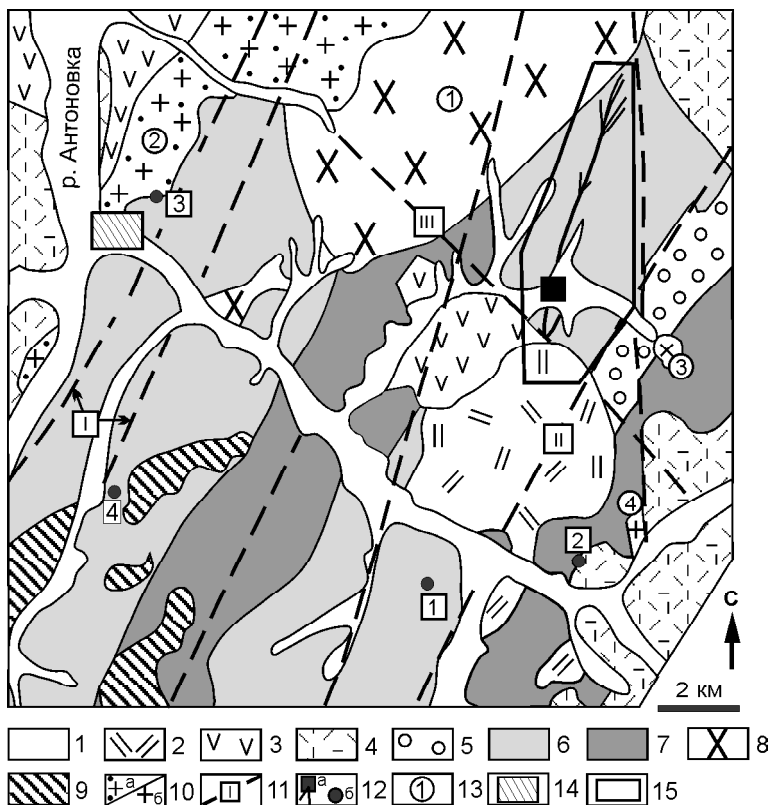


Рис. 2. Схематическая геологическая карта юго-западной части Кавалеровского рудного района. По [4] с изменениями.

1 – аллювиальные отложения речных долин; 2 – 4 – вулканические породы: 2 – кислого состава, преимущественно лавы (богопольские), 3 – среднего состава (синанчинские), 4 – кислого состава, преимущественно туфы (сияновские); 5–7 – терригенные породы (Журавлевский террейн): 5 – лужкинская свита, 6 – светловоднинская свита, 7 – усть-колумбинская свита; 8 – монцитониты березовско-араратского комплекса; 9 – гранодиориты золотоносной ассоциации; 10 – граниты и лейкограниты палеогеновые: а – шумнинские, б – богопольские; 11 – зоны разломов: I – Центрального Сихотэ-Алинского, II – Березовского, III – Ключевого; 12 – а – месторождение Искра, б – рудопроявления: Соболиное-1 (1), Кл. Кривого (2), Кл. Фановского (3), Порубское (4); 13 – интрузивные тела: Араратское (1), Антоновское (2), кл. Ветвистого (3), кл. Кривого (4); 14 – пос. Ленино; 15 – границы рис. 3.

Рис. 3. Геологическая схема рудного поля месторождения Искра. По [4] с изменениями.

1 – отложения речных долин; 2 – риолиты богопольской свиты (K_2-P_1); 3 – андезиты и их туфы синанчинской свиты (K_2); 4 – разномерные полимиктовые песчаники и алевролиты верхней пачки светловоднинской свиты (K_1); 5 – алевролиты средней пачки светловоднинской свиты (K_1); 6 – дайки базальтов; 7 – дайки риолитов, риодацитов; 8 – дайки дацитов; 9 – дайки гранодиоритов; 10 – монцитониты и монцогранодиориты Араратского интрузива; 11 – дайки андезитов; 12 – контактово-ороговикованные породы; 13 – тектоническая зона Ключевого разлома и его оперение; 14 – прочие разрывные нарушения; 15 – рудоносные зоны; 16 – скрытые гранитоидные купола по геофизическим данным.

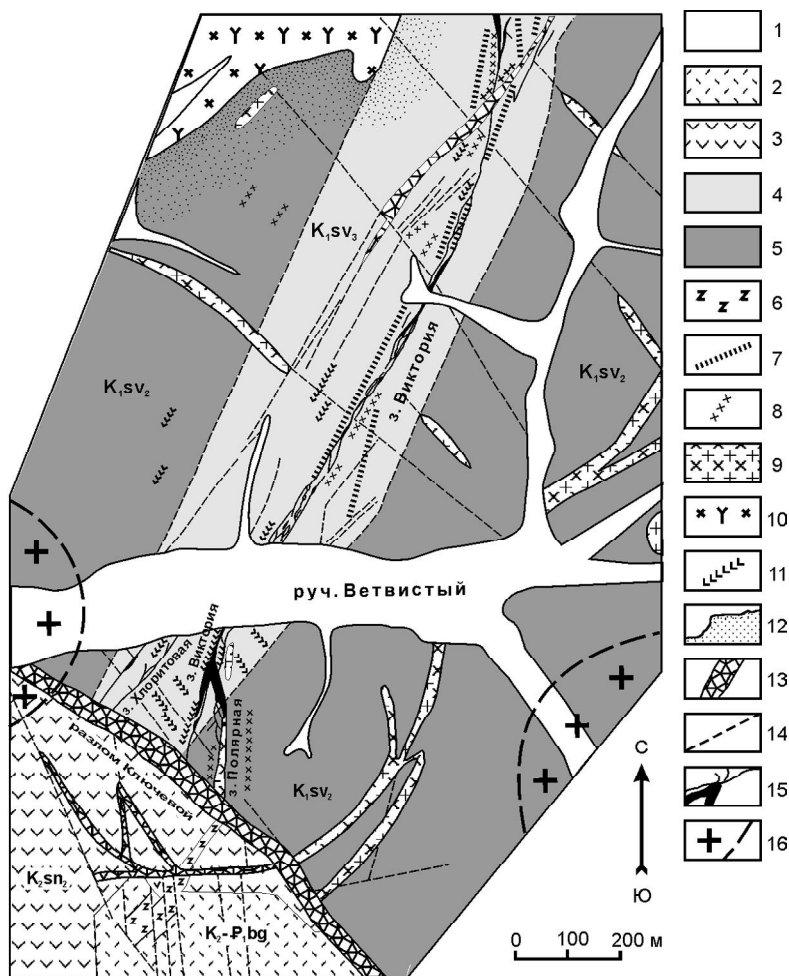


Таблица 1. Химический состав главных типов пород и возраст магматических комплексов Кавалеровского рудного района (по [2]).

Комплекс	Березовско-Аралатский				Новогорский			Шумнинский		Дайковый	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	59,65	60,05	65,07	72,46	60,27	63,03	74,57	73,78	76,34	62,04	75,76
TiO ₂	0,76	0,78	0,60	0,24	0,75	0,68	0,19	0,10	0,04	0,60	0,12
Al ₂ O ₃	14,90	15,60	15,27	13,50	15,73	15,87	12,83	13,12	12,68	17,18	12,30
Fe ₂ O ₃	3,00	2,45	1,57	1,38	3,46	2,39	1,28	0,48	1,13	2,89	1,27
FeO	4,95	4,50	3,86	1,76	4,15	3,23	1,43	0,71	0,22	3,03	1,14
MnO	0,15	0,19	0,10	0,08	0,08	0,11	0,01	0,05	0,03	0,16	0,05
MgO	2,81	2,88	1,74	0,82	2,32	2,12	0,47	0,45	0,03	1,44	0,57
CaO	3,25	3,92	2,57	0,88	4,24	3,51	1,14	0,56	0,26	3,24	0,46
Na ₂ O	3,10	3,32	3,12	2,07	3,29	3,18	2,94	3,43	3,40	3,39	0,55
K ₂ O	4,08	4,80	5,19	6,17	2,15	3,21	4,10	4,39	4,65	2,37	6,59
F	0,05	0,02	0,08	0,02	0,06	0,04	0,03	0,13	0,20	0,07	0,12
Li	11	25	28	5	10	30	80	40	45	12	25
Rb	140	168	250	150	85	120	190	310	520	80	252
Sr	407	486		200	372	311	110	130	16	356	113
Ba	412	505		410	563	530	350	307	12	433	258
Ni	31	28	19	30	67	27	17	11	4	8	5
Co	14	10	24	3	27	12	4	2	2	4	1
Cr	45	49	30	26	195	45	21	13	4	13	7
V	120	113	151	28	175	104	65	30	4	47	6
Cu	55	64	12	58	55	47	50	28	10	31	12
Sn	4	5	5,5	6	2	5	5	10	13	4	11
Pb	14	31	19	50	8	31	157	26	81	34	36
Zn	50	54	28	17	58	84	234	47	100	65	42
B	57	40	18	40	80	92	19	14	20	60	23
Zr	190	169	43	223	162	135	120	131	93	169	130
Nb	24	12		22	6	4	15	22	50	8	16
Y	3	15	22	18	29	16	19	26	46	13	28
NK	7,18	8,12	8,31	8,24	5,44	6,39	7,04	7,82	8,05	5,76	7,14
K/NK	0,57	0,59	0,62	0,75	0,40	0,50	0,58	0,56	0,58	0,41	0,92
Возраст*	115–95 млн лет				100–85 млн лет			85–60 млн лет		70–60 млн лет	

Примечание. Здесь и далее в таблицах содержания оксидов и фтора приведены в мас. %, микроэлементов – в г/т; тире – содержание ниже чувствительности метода; пропуск – отсутствие данных. 1 – трахиандезиты, 2 – монциты, 3 – граносиениты, 4 – аплитовые граниты; 5 – андезиты, 6 – гранодиориты, 7 – граниты; 8 – граниты биотитовые, 9 – лейкограниты; 10 – глиноземистые андезиты, 11 – ультракалийевые риолиты.
*По данным обобщений: [2, 6]. NK=Na₂O + K₂O, K / NK = K₂O / Na₂O + K₂O.

Распространение рудоносных структур месторождения Искра на южном фланге ограничено зоной Ключевого разлома – одного из тектонических элементов Широкопадинской ВТС [12]. Эта вулканотектоническая структура сложена андезитами (дациандезитами) ранне-позднемиоценового синанчинского вулканического комплекса Сихотэ-Алиня. “Синанчинскими” предполагаются также некоторые до- и внутрирудные дайки дациандезитов – андезибазальтов месторождения. В центральной части рудного района в обрамлении Угловской ВТС, аналогичной

Широкопадинской, расположены многие проявления оловянной минерализации, в т. ч. месторождения Юбилейное, Левицкое. Интрузивная фация этого комплекса, которая часто описывается как новогорский интрузивный комплекс, представлена на большинстве месторождений района дайками и штоками кварцевых диоритов и гранодиоритов, тесно ассоциирующимися в пространстве и времени с рудными телами. Не является исключением по этому признаку и месторождение Искра: единичные дайки кварцевых диоритов, диоритовых и андезитовых порфири-

тов присутствуют в южной, наиболее важной в промышленном отношении части рудного поля. Скрытый на глубине >300 м шток кварцевых диоритов–гранодиоритов выявлен также в центральной части рудного поля (данные бурения). На незначительном удалении к востоку от месторождения (рис. 2) породы аналогичного состава слагают мощные дайки (штоки) на дневной поверхности. Некоторые из этих интрузивных тел сопровождаются минерализованными эксплозивными брекчиями с турмалином и незначительным (до 0,15%) содержанием олова. По геологическим признакам интрузивные тела новогорского комплекса на месторождении Искра имеют пред- и внутрирудное положение.

Более поздними, судя по пересечениям даек диоритовых порфиритов, являются дайки андезитов. Состав таких даек не постоянен – даже в пределах одного тела он может меняться от дациандезитового до андезибазальтового, хотя преобладают андезиты. В зальбандах даек андезитов обнаружены эллипсоидные включения (0,1–5,0 см), ориентированные длинной осью вдоль контакта. Они составляют до 10% объема породы и выполнены кварцем, кальцием и гидроксидами железа. Постмагматические минералы (карбонаты, хлорит, эпидот, пирит) в андезитах, независимо от положения даек относительно рудных тел, распределены приблизительно равномерно. Подобное распределение продуктов постмагматических процессов характерно для даек ассоциации высокоглиноземистых андезибазальтов–ультракалиевых риолитов [8, 11] (табл. 1). Ультракалиевые риодациты, особенности химизма которых, по-видимому, не связаны с их постмагматическим преобразованием, также присутствуют в рудном поле месторождения. Установлено, что эта контрастная ассоциация даек отмечает в районе палеогеновый этап магматизма и синхронна формированию руд важнейшей для него касситерит-силикатно-сульфидной формации [10, 13, 16]. В этой связи отметим, что на месторождении Искра неоднократно фиксировалось пересечение дайками андезитов (андезибазальтов) жил касситерит-кварц-хлоритового состава и пересечение самих даек поздними кварц-пиритовыми и кварц-карбонатными прожилками. Иногда эти дайки являются естественным ограничением рудных тел. В то же время, ультракалиевые порфиновые риодациты (риолиты) обнаруживают признаки грейзенизации и рассеяны прожилками кварц-касситеритового состава, т. е. предшествуют формированию раннего рудного парагенезиса. Возрастное и генетическое положение этой магматической ассоциации в районе однозначно не определено. По мнению В.К. Финашина [16], она является производной остаточных

очагов угловского (новогорского) комплекса. Основным фактом в пользу этой версии автор ее отмечает присутствие пород аналогичного состава в верхней части разреза эффузивной толщи Угловской ВТС.

А.П. Матюнин [7] описывает высокоглиноземистые андезиты как горнореченский комплекс района – возрастная аналогия регионального сияновского комплекса Сихотэ-Алиня (70–55 млн лет). Калиевые риолиты и гранит-порфиры он считает более древними, связывая их образование с взаимодействием очагов андезитовых (новогорско-угловской комплекс) и риолитовых (шумнинский комплекс) магм.

В. В. Поповиченко [10, 11] выделяет самостоятельную магматическую ассоциацию высокоглиноземистых андезибазальтов – ультракалиевых риолитов, отделяя ее от предшествующих высокоглиноземистых андезитов угловского комплекса. При этом он отмечает, что высокоглиноземистые андезибазальты, присутствующие на большинстве месторождений Кавалеровского района, “предшествуют оловянному оруденению или внедряются после формирования оловянных руд, но до завершения рудного процесса” [10, с. 55].

Немногочисленные, выявленные в южной (вовлеченной в эксплуатацию) части и на флангах месторождения пострудные дайки базальтов и андезибазальтов могут рассматриваться в составе суворовского комплекса Сихотэ-Алиня (45–55 млн лет).

Покровные риолиты и риодациты поздний палеоцен-эоценового богопольского комплекса к югу от ограничивающего рудоносные структуры месторождения Ключевого разлома в пределах Широкопадской ВТС перекрывают синанчинские андезиты.

Дайки этого комплекса – риолиты, реже дациты – присутствуют, по геологическим наблюдениям, на северном фланге рудного поля. К востоку (юго-востоку) от месторождения известны штоки гранит (гранодиорит)-порфиров этого комплекса. Со скрытой интрузией таких гранитоидов некоторые исследователи предполагают связь оловянного оруденения. По геофизическим данным, купола гранитоидного состава фиксируются непосредственно у восточной и на удалении 2–3 км от западной границ рудного поля (рис. 2).

По составу руд, околорудных метасоматитов и отдельных слагающих их минералов [4] месторождение Искра является представителем главенствующего в Кавалеровском рудном районе хлоритового типа касситерит-силикатно-сульфидной формации. Наиболее существенная и очевидная особенность – наличие рудных тел (зоны Хлоритовая, Полярная) с высоким содержанием халькопирита (Cu до 15–25%

масс.), при относительно низком содержании обычных на месторождениях этого типа арсенопирита, галенита и сфалерита. При этом халькопирит обнаруживает сложные возрастные соотношения с касситеритом, что интерпретировано нами как свидетельство относительной кратковременности рудообразования.

Хлоритизация, как основной вид изменения вмещающих рудные тела пород, развита неравномерно и относительно слабо, особенно в пределах главной рудоконтролирующей структуры (зона Виктория). На разведанных до 400 м и вовлеченных в эксплуатацию до 200 м от поверхности уровнях не выявлена также и турмалинизация, характерная для большинства месторождений района. При этом в наиболее глубинной части рудных тел, а также на южном фланге, при слабом общем фоне, более интенсивно проявлена серицитизация и калишпатизация. Иногда в этих рудах присутствует также топаз. Флюорит, обычный в рудах аналогичных по типу минерализации месторождений, встречен в единичных прожилках во вмещающих породах юго-западной части рудного поля.

Отмеченные особенности, а также аномально высокие для района содержания индия и скандия в касситерите, индия в халькопирите месторождения Искра позволили нам высказать предположение о связи его формирования с деятельностью очага гранитоидной магмы. Индикатором такого очага, по нашему мнению, с наибольшей вероятностью могут быть палеогеновые граниты Антоновского массива, имеющие отчетливую редкометалльную специализацию (рис. 1, табл. 1).

МЕТОД И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для определения возраста минерализации и магматических пород – индикаторов очагов, с которыми эта минерализация могла быть связана, нами использован метод К-Аг изотопного датирования по валовым и мономинеральным пробам.

В подборе проб для анализа (табл. 2) мы исходили из того, что, в соответствии с приведенным выше описанием, на месторождении присутствуют до-, пред-, син- и пострудные магматические породы.

Как несомненно “дорудные” мы рассматривали в исследовании монцонитоиды Араратского массива, для которых ранее [2] К-Аг методом по фракциям биотита был определен возраст 113 ± 5 млн лет для габбромонцонитов и 103 ± 5 – для монцонитов.

Более близкими к оруденению – предрудными и внутрирудными – по геологическому положению и характеру постмагматических преобразований

предполагаются кварцевые диориты (гранодиориты, диоритовые порфириды) даек и штоков (пробы ГВ-427, 693). Аналогичное соотношение с оруденением (пред- и внутрирудные) предполагалось для даек риолитов (дацитов) в южной (промышленной) части месторождения, которые в исследовании представлены пробой серицитизированных и калишпатизированных (грейзенизация) риодацитов (обр. ГВ-418, рис. 4).

Внутрирудные андезиты (порфириды) были представлены пробой хлоритизированных с серицитом разностей (ГВ-706), а их пострудные, менее измененные (карбонатизация, эпидотизация) разности – пробой андезибазальтов из дайки, пересекающей (срезающей) рудное тело (обр. ГВ-698, рис. 5).

Расположенные за пределами рудного поля кварцевые диориты штоков ключа Ветвистого (проба А-106), сопровождаемых приконтактовыми турмалинитами с незначительным (до 0.15 %) содержанием олова, исследовались как вероятные аналоги кварцевых диоритов–диоритовых порфиридов месторождения.

С учетом приведенного выше предположения о возможной связи минерализации месторождения Искра с гранитами, проведено также определение изотопного возраста гранитов (лейкогранитов) Антоновского и Шумнинского массивов (пробы А-185 и ГВ-722, ГВ-725).

Исследование проводилось в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН (г. Москва) на масс-спектрометре МИ-2101ИГ методом изотопного разбавления с применением в качестве трассера моноизотопа ^{38}Ar . Содержание в пробах калия определялось методом пламенной спектрометрии. При расчете возраста использованы константы: $\lambda_{\text{K}} = 0.581 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$, $\lambda_{\text{Rb}} = 4.962 \cdot 10^{-10} \text{год}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167$ (ат. %).

Возможности К-Аг метода изотопного датирования, включая его вариант – метод $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, в последние годы существенно расширились как за счет разработки и применения новых методик, например, лазерного зондирования *in situ* отдельных зерен минералов в шлифах и аншлифах, так и совершенствования масс-спектрометрической аппаратуры. В то же время, традиционный вариант К-Аг метода в настоящее время не утратил своей актуальности и часто по-прежнему является единственным инструментом при датировании магматических пород и рудных образований. Как известно, для определения возраста докайнозойских горных пород предпочтительным является использование мономинеральных фракций слюд, амфиболов и полевых шпатов. Однако во многих ситуациях изучаемые пробы (особенно в случае

Таблица 2. Химический состав исследованных пород.

№ проб	A-117	ГВ-35	*ГВ-725а	ГВ-722	A-185	A-106	ГВ-693	ГВ-418	ГВ-706	ГВ-427	ГВ-698
SiO ₂	65,27	76,10	72,72	69,15	71,60	62,67	55,70	66,50	47,10	56,83	54,4
TiO ₂	0,63	0,21	0,17	0,35	0,15	1,19	0,68	0,40	0,58	0,78	0,72
Al ₂ O ₃	16,28	12,34	15,51	15,46	11,93	14,01	16,15	16,37	16,58	17,76	16,91
Fe ₂ O	2,81	1,13	? 2,31	1,43	2,84	3,87	2,56	4,11	4,05	5,29	1,56
FeO	1,44	0,73		1,73	1,91	2,49	4,20	1,10	14,13	2,22	3,82
MnO	0,06	0,01	0,08	0,12	0,07	0,17	0,17	0,34	0,60	0,19	0,11
MgO	1,95	0,21	0,29	0,63	0,6	1,98	2,72	2,62	7,47	3,48	3,98
CaO	2,73	1,11	1,56	1,50	1,00	5,15	6,70	0,33	0,34	4,17	4,86
Na ₂ O	3,71	2,50	3,69	4,30	4,23	3,58	3,34	0,39	0,02	3,39	3,94
K ₂ O	3,97	4,35	3,55	4,10	3,72	2,95	2,63	3,93	0,96	2,25	3,00
ппп	0,13	0,35		0,61	1,45	0,18	4,20	3,69	7,25	3,28	6,02
H ₂ O	0,67	0,85		0,23	0,14	1,28	0,48	0,10	0,38	0,07	0,24
F	0,078	0,015		0,11	0,59	0,071	0,045	0,14	0,33	0,12	0,11
Сумма	99,93	100,05	99,93	99,72	100,24	99,80	99,57	99,91	99,89	99,78	99,58
Rb	155	148	311	384	467	87	61	230	51	88	144
Sr	706	177	95	96	21	498	547	36	16	530	717
Ni	7	6	6	6	<4	20	17	13	184	35	6
Co	2	-	3	<5	16	21	<5	38	36	7	
Cr	13	7	12	<2	31	18	7	581	16	39	
V	57	40	48	<5	138	140	34	224	101	10	
Cu	30	9	12	78	44	25	73	3	43	8	
Sn	9	36	Ок.1д	12	<2	3	13	32	3	2	
Pb	54	41	170	17	14	12	74	26	18	12	
Zn	33	58	93	97	97	101	90	358	211	1100	
Nb	13	6	23	34	174	14	9	11	6	16	8
Y	21	16	73	120	243	24	25	16	21	30	18
Zr	160	167	125	278	217	123	136	116	83	138	150

Примечание. А-117 – кварцевый монцодиорит–монцогранодиорит, Араратский массив; ГВ-35 – аплитовый гранит с турмалином и хлоритизированным биотитом, там же; ГВ-725-а – биотитовый гранит, Шумнинский массив; ГВ-722 – то же, слабо грейзенизированный и альбитизированный; А-185 – обогащенная биотитом разность лейкогранитов, Антоновский массив; А-106 – биотит-роговообманковый кварцевый диорит верховьев кл. Ветвистого; ГВ-693 – дорудный диорит (диоритовый порфирит) слабо хлоритизированный и сульфидизированный, рудное поле месторождения Искра в южной промышленной части; ГВ-418 – предрудный риодацит пропицитизированный (грейзенизированный), там же; ГВ-706 – синрудный диоритовый порфирит сильно хлоритизированный с сульфидами, там же; ГВ-427 – синрудный кварцевый диоритовый порфирит (андезит) хлоритизированный с сульфидами, там же; ГВ-698 – пострудный андезибазальт относительно слабо хлоритизированный, карбонатизированный, с вкрапленностью пирита, там же. Силикатный и количественный спектральный (эмиссионный) анализы выполнены в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН. Содержание породообразующих окислов в пробе ГВ-725 определено рентгено-флуоресцентным методом в ИГЕМ РАН (Москва).

вулканических пород или пород основного состава) не содержат калиевых минералов, имеют афировую структуру или вследствие других причин не пригодны для минеральной сепарации. Это обстоятельство вынуждает использовать для изотопного анализа валовые пробы пород; критериями достоверности получаемых при этом изотопных датировок являются петрографические и стратиграфические факторы, такие как “свежесть” пород, совпадение значений возраста для проб пород одной геологической формации, согласие датировок с наблюдаемыми геологическими взаимоотношениями разновозрастных магматических образований и др. При соблюдении этих условий и корректной интерпретации получае-

мых результатов использование валовых проб пород для датирования рудных объектов является вполне оправданным подходом. Одним из свидетельств этого может служить хорошее соответствие полученных В.К. Финашиным с соавторами [15] датировок по валовым пробам и мономинеральным фракциям для пород месторождений Кавалеровского рудного района. Хорошей иллюстрацией информативности и достоверности калий-аргонового датирования магматических и связанных с ними постмагматических образований могут быть также результаты нашего исследования в Баджалском рудном районе [5]. Все это позволяет нам рассматривать полученные результаты (табл. 3) объективно и, в пределах возможностей ме-

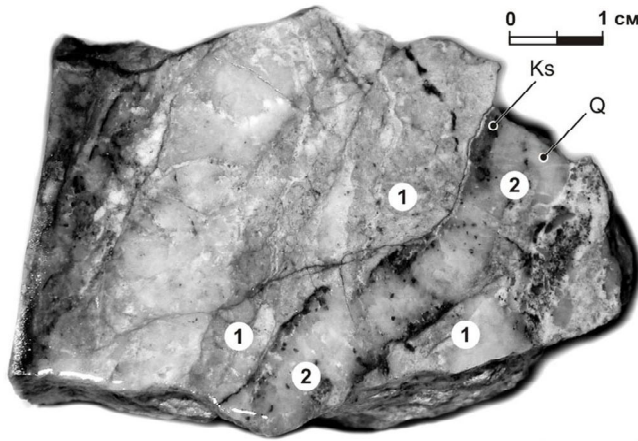


Рис. 4. Измененный (грейзенизация, пропилитизация) предрудный риодацит (1) рассечен прожилком кварца с касситеритом (2).

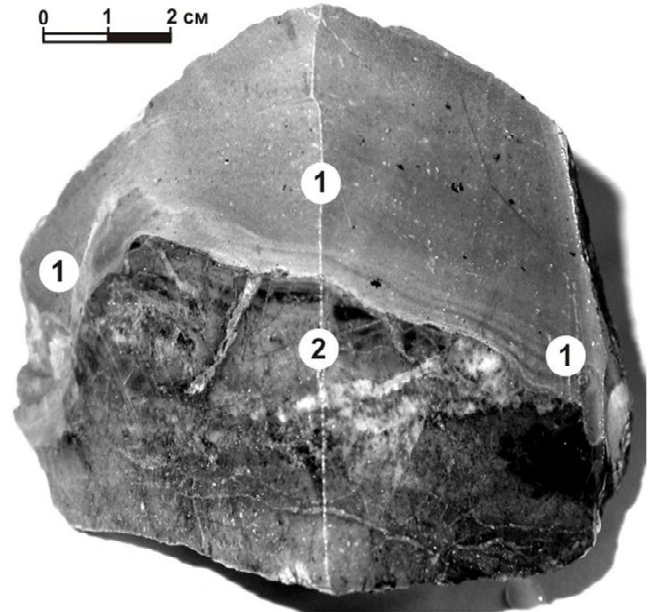


Рис. 5. Пострудный андезибазальт (1) пересекает (срезает) зону минерализации (2).

Таблица 3. Результаты изотопного датирования магматических пород и метасоматитов.

№ п/п	Анализируемый материал. Авт. №	Калий, % ± σ	⁴⁰ Ar _{рад} (нг/г) ± σ	Возраст, млн лет ± 2 σ	Привязка, порода
1	Биотит А-117	7,29±0,07	51,1±0,3	98,3±2	Арагатский м-в. Кварцевый монцодиорит–монцогранодиорит
2	Гидрослюда ГВ-35	2,03±0,03	11,20±0,14	78,0±3	То же. Апогранит с хлоритизир. биотитом и с турмалином.
3	Биотит ГВ-725	6,41±0,06	34,50±0,15	76,0±1,5	Шумнинский м-в. Гранит наименее измененный.
4	Биотит ГВ-722	6,33±0,07	31,85±0,14	71,1±1,7	То же. Гранит слабо грейзенизированный, альбитизир.
5	Биотит А-185	6,08±0,06	28,1±0,5	65,0±2	Антоновский м-в. Лейкогранит с биотитом.
6	Амфибол А-106	0,69±0,015	4,94±0,05	100,5±4	Искра, кл. Ветвистый. Кварцевый. диорит слабо измененный.
7	Вал А-106	2,20±0,02	11,68±0,08	75,0±1,7	То же.
8	Вал ГВ-693	1,99±0,02	10,77±0,17	76,5±3	Искра. Дорудный диорит (диор. порфирит) слабо хлоритизирован., сульфидизированный.
9	Вал ГВ-418	2,96±0,03	15,14±0,08	72,5±1,5	Искра. Предрудный риодацит пропилитизированный.
10	Вал ГВ-706	0,61±0,015	2,79±0,06	64,5±3	Искра. Синрудный диоритовый порфирит сильно измененный.
11	Вал ГВ-427	1,90±0,02	8,50±0,09	63,5±2	Искра. Синрудный кв. диоритовый порфирит (андезит).
12	Вал ГВ-698	2,51±0,03	10,90±0,08	61,6±1,7	Искра. Пострудный андезибазальт.

тогда, достоверно характеризующими время и последовательность геологических событий.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

В интерпретации полученных результатов мы, исходя из предположения о том, что исследуемый

объект является элементом рудно-магматической системы Кавалеровского рудного района, использовали сведения об эволюции области генерации (магматизм) и области концентрирования (рудообразование) РМС, в т.ч. графического обобщения результатов изотопно-геохронологических исследований (рис. 6).

Изотопная дата по биотиту для кварцевых монцидиоритов–гранодиоритов Араратского массива (табл. 1) хотя и отличается от полученных нами ранее результатов, вполне соответствует времени формирования березовско-араратского комплекса по данным обобщений. При этом необходимо учитывать, что в Араратском массиве это поздняя интрузивная фаза. Еще более “молодой” для этого комплекса возраст турмалинсодержащих аплитов может быть обусловлен тем, что исследовался интенсивно измененный (хлоритизация, гидратирование) биотит. Однако обратим внимание на близость этой изотопной даты с датами, полученными для шумнинских гранитов и незначительно измененных кварцевых диоритов рудного поля.

Значительно различаются даты, полученные по амфиболу и валу (А-106) для кварцевых диоритов штока верховьев ключа Ветвистого (рис. 2). Исходя из общих принципов изотопно-геохронологического исследования, как вероятный “собственный” возраст этих пород необходимо рассматривать дату 100 млн лет. Дата 75 млн лет, полученная “по валу”, может фиксировать время последующего преобразования пород, которое проявлено почти полной хлоритизацией биотита, альбитизацией и перекристаллизацией до гранобластовой роговиковоподобной структуры основной массы. Вновь отметим близость полученной даты изотопному возрасту шумнинских гранитов.

Совпадает с возрастом шумнинских гранитов возраст слабо измененных дорудных кварцевых диоритов рудного поля (ГВ-693), которые по химическому и минеральному составу аналогичны породам штока Ветвистого и вместе с ними рассматриваются представителями новогорского комплекса.

Следующими по возрасту среди магматических пород рудного поля определены пропилитизирован-

ные (грейзенизированные) риодациты (ГВ-418), которые по геологическим наблюдениям характеризуются как прерудные. Их изотопная дата ($72,5 \pm 1,5$) может считаться ограничивающей возраст минерализации “снизу”, хотя очевидно, что истинный возраст оруденения должен быть более молодым. Вероятно, он близок к возрасту внутрирудных диоритовых порфиритов и андезитов – $64,5$ – $63,5$ млн лет (ГВ-706 и ГВ-427), которые в рудном поле редко вмещают оловянную минерализацию, но всегда хлоритизированы, содержат вкрапленность и прожилки поздних сульфидов.

Отметим, что риодациты (дациты) по определенному нами возрасту не могут быть признаны представителями ассоциации ультракалийевых риолитов–андезибазальтов дайковой серии Кавалеровского района (табл.1). В.К. Финашин [16] и А.П. Матюнин [6, 7] рассматривали такие риолиты в составе новогорского комплекса индикаторами его остаточного очага. Характерно, что, по нашим данным [4], эти магматические породы среди всех образований рудноносной структуры имеют самое высокое (>110 г/т) содержание бора. Бороносные же брекчии (турмалиниты) сопровождают шток кварцевых диоритов ключа Ветвистого, которые по геохимическим признакам и возрасту признаются новогорскими. Риолиты, вероятные аналоги исследованных, по нашим наблюдениям, присутствуют в экзоконтактной зоне этого штока.

С другой стороны, определенный изотопный возраст риодацитов вероятнее всего фиксирует время их пропилитизации (грейзенизации). В этом случае, показательна близость его к возрасту грейзенизированных шумнинских гранитов ($71,1 \pm 1,7$; ГВ-722), которая может указывать на “гранитный” источник грейзенизирующих флюидов и сменяющих их во времени рудоносных гидротерм. Близость (аналогичность) возраста поздней фазы шумнинского комплекса – лейкогранитов Антоновского массива (65 ± 2 ; А-185), сопровождающихся слабооловоносными сидерофиллитовыми с флюоритом и топазом грейзенами, к возрасту внутрирудных даек в этом отношении также показательна.

Андезибазальтовые порфириты из дайки, пересекающей рудное тело и ограничивающей таким образом рудообразование “сверху” (ГВ-698), имеют изотопный возраст $61,6 \pm 1,7$ млн лет. Вместе с близкими им по возрасту и составу породами внутрирудных даек они могут быть представителями указанной выше дайковой серии Кавалеровского оловорудного района. Возраст их соответствует завершению синанчинского и началу богопольского магматизма Сихотэ-Алиня.

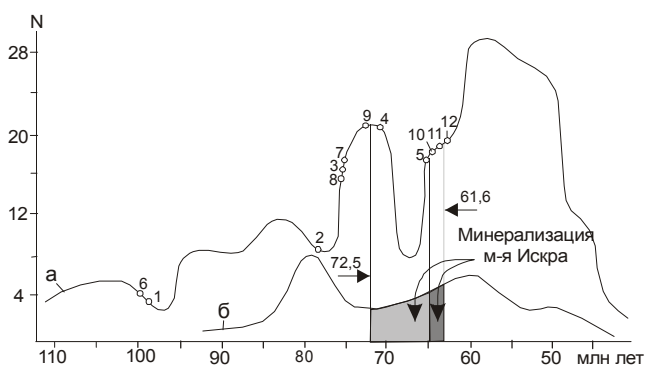


Рис. 6. Положение полученных результатов (табл. 3) на кривых распределения изотопных дат магматических пород (а) и оловянного оруденения (б) Кавалеровского рудного района, по [6].

Сопоставляя полученные результаты с графическим обобщением данных аналогичных исследований по Кавалеровскому району в целом, отметим, что они, в основном, вполне логично располагаются вблизи максимумов или на максимумах кривой возраста магматических пород (рис. 6). Нелогичным кажется приуроченность интервала 72,5–64,5 млн лет минерализации месторождения Искра к “затуханию” магматизма до минимума и близкому к “фоновому” положению кривой рудообразования. Это подчеркивает обоснованность нашего замечания о том, что ограничение возраста оруденения “снизу” возрастом измененных риодацитов весьма условно. Более вероятна дата около 65 млн лет.

Результаты исследования заставляют внимательнее отнестись к мнению об активной роли в формировании оловянной минерализации Кавалеровского района гранитоидных очагов [3, 6, 7], производными которых среди исследованных пород могут быть граниты Шумнинского и Антоновского массивов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Результаты калий-аргонового изотопного датирования даек, ограничивающих минерализацию оловорудного (медно-оловянного) месторождения Искра “снизу” и “сверху”, фиксируют время его формирования в интервале 72,5–61,6 млн лет. Это подтверждает ведущую роль выделяемого большинством исследователей поздней мел–раннепалеогенового этапа оловянного рудообразования в Кавалеровском рудном районе и Сихотэ-Алине в целом.

2. Возрастное соотношение исследованных магматических и рудных образований, с учетом их геохимических особенностей, позволяет предполагать участие в рудообразовании месторождения разных по составу магматических очагов. Одна из моделей такого взаимодействия, в основе которой лежит представление об активизации обогащенных рудными и летучими компонентами остаточных гранитоидных магм интрузиями базитовых расплавов, предложена А.П. Матюниным [6] и находит подтверждение в результатах нашего исследования. Эта особенность характеризует месторождение как полигенное и, по данным эксплуатационных работ на подобных объектах, высокоперспективное.

3. С учетом особенностей геологического положения исследованных нами образований, формирование оловянной и сопутствующей ей медной минерализации месторождения Искра могло быть относительно кратковременным – в интервале 65,0–1,6 млн лет. Приуроченность этого интервала в современных геодинамических схемах эволюции региона к перио-

ду смены режима активной субдукционной окраины андийского типа на режим трансформной окраины калифорнийского типа [17], по нашему мнению, не является случайной и требует целенаправленного анализа имеющихся и получения новых сведений по этому вопросу на других объектах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проект № 04-05-65270) и Президиума ДВО РАН (проекты № 05-1-ОНЗ-104 и № 05-3-Г-08-090).

ЛИТЕРАТУРА

1. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) – фрагменты раннемеловой азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13–25.
2. Гоневчук В.Г. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 297 с.
3. Зональность и глубинность оловянного оруденения (На примере Кавалеровского района) / Ред. Е.А. Радкевич. М.: Наука, 1980. 179 с.
4. Кокорин А.М., Гвоздев В.И., Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Коростелев П.Г., Семеняк Б.И. Месторождение Искра – новый объект Кавалеровского оловорудного района (геология, состав руд, генезис) // Рудные месторождения континентальных окраин. Вып. 1. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 226–247.
5. Лебедев В.А., Аракелянц М.М., Гольцман Ю.В., Олейникова Т.И. Геохронология процессов магматизма, метасоматоза и рудообразования в Верхнеурмийском рудном поле (Хабаровский край, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 1. С. 70–83.
6. Матюнин А.П. Магматизм Кавалеровского и Верхне-Арминского оловорудных районов: Дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 1988. 206 с.
7. Матюнин А.П. Магматизм как фактор контроля оловянного оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 59–66.
8. Некрасов И.Я., Попов В.К. О ступенчатом механизме концентрации рудного вещества на примере Арсеньевского оловорудного месторождения // Докл. АН СССР. 1990. Т. 15, № 6. С. 1437–1442.
9. Орехов А.А., Гоневчук В.Г. Магматизм как фактор формирования контрастной оловянно-золотой минерализации Кавалеровского рудного района (Приморье) // Тезисы докл. Второй Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2004. С. 131–132.
10. Поповиченко В.В. Взаимоотношения магматизма и оруденения в Кавалеровском рудном районе // Генетические модели месторождений и прогнозирование в оловорудных районах. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 45–57.
11. Поповиченко В.В. Эволюция магматизма Кавалеровского рудного района (Приморье): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1992. 32 с.

12. Сахно В.Г., Матюнин А.П., Чащин А.А. Магматизм Широкопадинской рудно-магматической системы (Южное Приморье) // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С. 74–91.
13. Томсон И.Н., Тананаева Г.А., Полохов В.П. Взаимоотношения различных типов оловянного оруденения в южном Сихотэ-Алине (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 4. С. 357–372.
14. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
15. Финашин В.К., Литаврина Р.Ф., Косенко В.И. и др. Об абсолютном возрасте оловянного оруденения Кавалеровского рудного района // Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978. С. 71–80.
16. Финашин В.К. Оловорудные месторождения Приморья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1986. 175 с.
17. Ханчук А.И., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция япономорского региона в мезозое // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 6. С. 94–108.

Поступила в редакцию 29 августа 2005 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

V.G. Gonevchuk, G.A. Gonevchuk, A.M. Kokorin, V.A. Lebedev, A.A. Orekhov

New isotope-geochronological data, and some genesis problems of tin mineralization of Kavalerovo district (Primorye, Russia)

The probable period of formation (72.5–61.6 million years) of the Iskra tin deposit in the Kavalerovo ore district is determined for the first time based on the results of isotope-geochronological (K-Ar) investigation. New datings for magmatic complexes were obtained, which are presumably related to mineralization of the district. The results of the investigation together with the mineralogical and geochemical features of the ores and rocks of the dike complex closely connected with ore formation, which were earlier recognized by the authors, allow us to suggest the formation of the deposit from the interaction of different-composition magmatic chambers. The granitoid chamber is the most significant in this process. The change of the general geodynamic regime in the region under study is assumed to strongly influence ore formation.

***Key words:* tin mineralization, ore magmatism, isotope dating, Sikhote-Alin, Kavalerovo ore district.**

ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО БЛОКА (ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)**И.А. Александров***Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

На основании новых микронзондовых анализов минералов проведена геотермобарометрия пород амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока Восточной Сибири. Установлено, что метаморфизм пород зейского и станового комплексов происходил в интервале температур 600–700°C. Оценки литостатического давления для пород станового комплекса варьируют в пределах 6.5–9 кбар, а зейского – от 9 до 13–14 кбар. Метаморфизм Джугджуро-Станового блока связывается с переработкой Алдано-Станового щита в позднем палеопротерозое (~1.9 млрд лет назад). С позиции геодинамики причиной этих преобразований могла послужить субдукция (или частичный поддвиг в процессе коллизии) Становой плиты под южную часть Алданского щита.

Ключевые слова: метаморфизм, геотермобарометрия, геодинамика, THERMOCALC, Алдано-Становой щит.

ВВЕДЕНИЕ

Традиционно считалось, что гранулиты Алданского щита являются как более древними, так и более глубинными образованиями по сравнению с породами амфиболитовой фации Станового мегаблока. Однако И.В. Козыревой и соавторами [12] для пород амфиболитовой фации восточной части Джугджуро-Станового блока были сделаны примерные оценки давления, которые превысили значения, полученные для наиболее глубинных гранулитов юга Алданского щита. Позднее на основании данных [12], обработанных при помощи программы THERMOCALC [33], были рассчитаны P и T образования этих пород, подтверждающие предположения о большой глубинности их метаморфизма [4]. Эти расчеты позволили предложить новую геодинамическую модель формирования и высокобарного метаморфизма Джугджуро-Станового блока в результате субдукции Становой плиты под южную часть Алданского щита [4]. Тем не менее, высокие давления метаморфизма пород амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока требуют подтверждения на основе нового материала. Таким образом, целью данной работы является расчет новых достоверных P-T параметров главного этапа метаморфизма блока и выяснение тектонических со-

бытий, приведших к глобальной перестройке Алдано-Станового щита в позднем палеопротерозое.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОСТРУКТУР АЛДАНО-СТАНОВОГО ЩИТА

Алдано-Становой щит охватывает бассейны верхнего течения правых притоков Лены – Витима, Олекмы и Алдана, Становой хребет, бассейны верхнего течения левых притоков Амура – Ольдоя и Зеи, а также частично левобережье Уды [7]. В его составе традиционно выделяют две крупные структуры: Алданский мегаблок (или Алданский щит) на севере и Становой мегаблок (иногда называемый Становым поясом) на юге (рис. 1). Центральную, наиболее крупную часть Алданского мегаблока, представляет собственно Алданский блок, ограниченный с запада Олекминским и с востока Батомгским блоками. Алданский блок (Алданская гранулитогнейсовая область) представляет собой древнейшее консолидированное ядро Алдано-Станового щита – Алданский кристаллический протомассив. Остальные структуры щита составляют более позднее его обрамление. Южная часть Алдано-Станового щита – Становой мегаблок – разделяется на два блока: западный – Селенго-Становой и восточный – Джугджуро-Становой, причем последний огра-

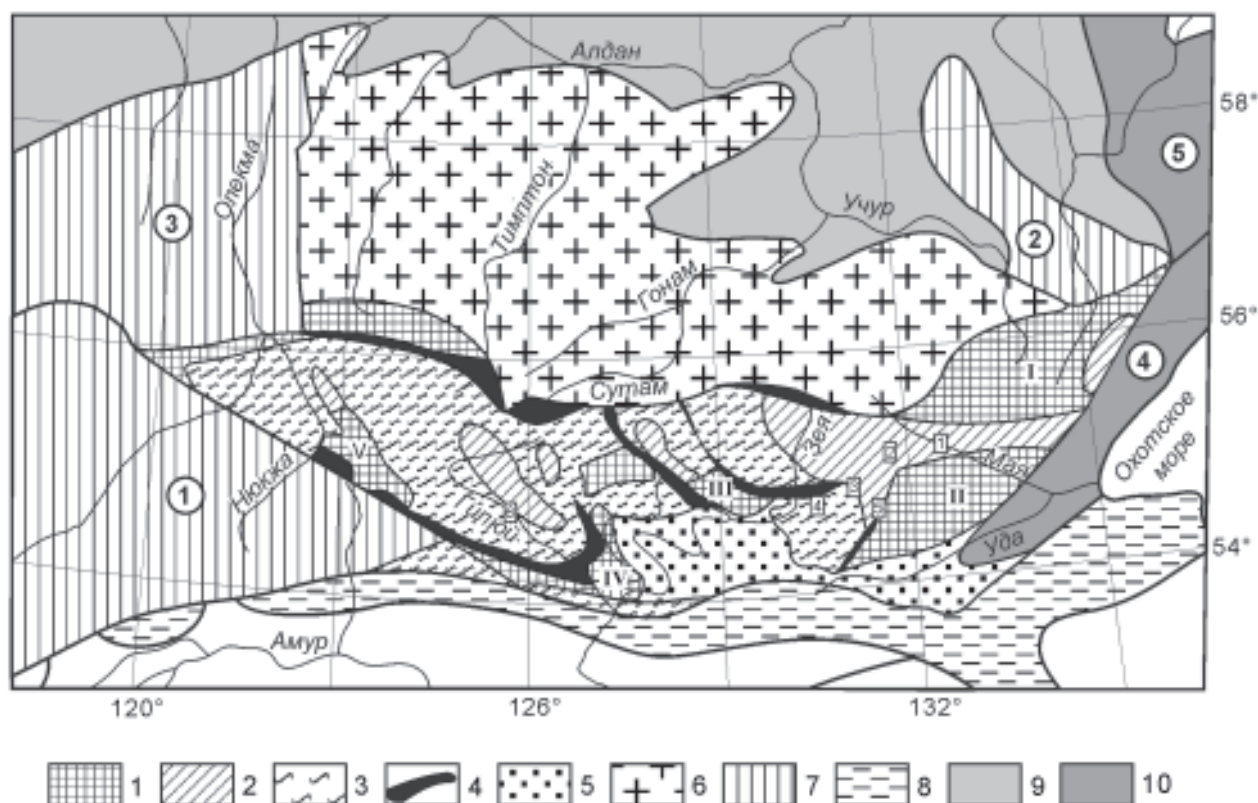


Рис. 1. Структурно-фациальная схема фундамента Джугджуро-Станового блока и граничных структур (компиляция по [7, 11, 12]).

1–5 – образования Джугджуро-Станового блока: 1 – гранулиты зверевско-чогарского комплекса (блоки: I – Джугджурский, II – Чогарский, III – Сивакано-Токский, IV – Дамбукинский, V – Ларбинский); 2–3 – породы амфиболитовой фации (2 – зейский комплекс, 3 – становой комплекс); 4 – гилуйский и желтулакский комплексы; 5 – мезозойско-кайнозойские отложения. 6 – Алданский блок (гранулитогнейсовая область). 7 – другие блоки Алдано-Станового щита (цифры в кружках: 1 – Селенго-Становой, 2 – Батомгский, 3 – Олекминский). 8 – Монголо-Охотская складчатая система; 9 – Алданская плита; 10 – перикратонные прогибы (цифры в кружках: 4 – Аяно-Шевлинский, 5 – Юдомо-Майский).

Цифры в прямоугольниках – места отбора образцов (см. табл. 1).

ничивается с юга Алданский блок на всей его протяженности.

ПОРОДЫ ФУНДАМЕНТА ДЖУГДЖУРО-СТАНОВОГО БЛОКА

Важной особенностью Джугджуро-Станового блока является наличие в его структуре гранулитовых блоков разного размера среди преобладающих метаморфических пород амфиболитовой фации (рис. 1). Границы между этими гранулитовыми блоками и вмещающими породами всегда имеют тектоническую природу. От окружающих пород они отделены широкими зонами диафторитов и бластомилонитов и не имеют переходных зон метаморфизма до условий амфиболитовой фации. Гранулиты объе-

динены в зверевско-чогарский комплекс и отличаются обилием в разрезе кристаллических сланцев основного состава с низким содержанием калия, а также наличием высокомагнезиальных кристаллосланцев [10].

Метаморфические породы амфиболитовой фации составляют значительную часть Джугджуро-Станового блока и первоначально были объединены в единый становой комплекс [19]. Позднее Л.П. Карсаковым [11] из состава станового комплекса были выделены зейский и гилуйский комплексы.

Породы зейского комплекса представлены биотитовыми, биотит-роговообманковыми, гранат-биотитовыми, гранат-биотит-роговообманковыми, двуслюдяными, гранат-эпидот-биотитовыми плагиогнейсами,

гнейсами и сланцами, амфиболитами (в том числе гранатовыми). Реже встречаются цоизит-клинопироксеновые кристаллические сланцы, биотит-клинопироксен-амфиболовые и цоизит-биотитовые гнейсы, прослои и линзы кварцитов, мраморов и кальцифиров. Отличительной чертой данного комплекса является частое присутствие в породах эпидота и цоизита.

Отложения станового комплекса характеризуются достаточно однообразным составом. В комплексе преобладают биотитовые, роговообманковые, биотит-роговообманковые, роговообманково-биотитовые кристаллические сланцы и гнейсы, гранат-биотитовые и двуслюдяные гнейсы, амфиболиты. Породы часто гранатсодержащие, иногда с кианитом и силлиманитом.

Стратиграфия и состав “трогового” [11] гиллойского комплекса изучены слабо. Слагающие его породы метаморфизованы в условиях от эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фаций.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ОЦЕНКИ ВОЗРАСТА И УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА

Согласно принятым представлениям, гранулиты зверевско-чогарского комплекса считаются древнейшими отложениями на территории Джугджуро-Станового блока и, в соответствии с [17], относятся к нижнему алданию. Породы зейского и станового комплексов также картируются как нижнеархейские – верхний алданий и становий, соответственно.

К сожалению, детальные геохронологические и изотопно-геохимические исследования в пределах Джугджуро-Станового блока проводились только на относительно небольшом участке – в низовьях р. Гиллой в области залегания пород иликанской и дамбукинской серий станового и зверевско-чогарского комплексов, соответственно (район Дамбукинского гранулитового блока). И хотя эти, полученные за последние полтора десятилетия, данные значительно “омолаживают” породы фундамента Джугджуро-Станового блока, вопрос о возрасте супракрустальных образований, распространенных на остальной его территории, остается. Особенно это актуально для плохо изученной восточной части блока.

Большая работа по геохронологии пород Алдано-Станового щита при помощи метода SHRIMP выполнена Натманом с коллегами [30]. В тоналитовых гнейсах и секущих их метабазитах в бассейне р. Гиллой ими обнаружены две группы цирконов. Для цирконов из тоналитовых гнейсов получен возраст 2.75–2.79 млрд лет. По данным Натмана [30], секущие тоналиты дайки метабазитов не пересекают окружающие стратифицированные породы зверевско-чогар-

ского и станового комплексов. Следовательно, возраст протолита этих метаморфических комплексов не может превышать 2.8 млрд лет. Вторая, более молодая группа цирконов имеет возраст 1.92–1.96 млрд лет и была обнаружена только в ассоциации зеленая роговая обманка+плагиоклаз+кварц. Таким образом, цифры 1.92–1.96 млн лет, скорее всего, датируют время метаморфизма амфиболитовой фации пород Джугджуро-Станового блока. Сходные U-Pb оценки получены для цирконов из метагранитоидов Дамбукинского блока [8]. Возраст этих пород оказался равным ~2.83 млрд лет, а датировки последующих двух этапов высокотемпературного метаморфизма оцениваются в 2.65 и 1.88 млрд лет. Последняя цифра совпадает с оценкой (Sm-Nd метод по гранату) возраста заключительного этапа метаморфизма, проявленного в двупироксеновых кристаллических сланцах Мульмугинского блока (север центральной части Джугджуро-Станового блока) [8]. Протерозойским возрастом, близким к 1.9 млрд лет, датируются также некоторые породы граничных Селенго-Станового [30] и Алданского [21, 25, 30] блоков. Эта оценка, по мнению [30], отражает возраст глобальных преобразований Алдано-Станового щита.

Гранулитовые породы юга Алданского щита, выделенные А.А. Маракушевым [13] в составе сутамской фации, считались наиболее глубинными метапородами в пределах всего Алданского щита. Последующие количественные оценки P-T параметров показали, что условия метаморфизма сутамских гранулитов не выдержаны по литостатическому давлению, максимальная величина которого не превышает 9.5 кбар [2, 4, 31]. Гранулиты, распространенные в пределах изучаемого Джугджуро-Станового блока, также метаморфизованы неравномерно. Максимальные P-T оценки получены для пород Сивакано-Токского и Чогарского блоков (рис. 1), где температура метаморфизма достигала 1000°C, а давление – 10–11 кбар [11]. Наиболее слабометаморфизованными являются гранулиты Дамбукинского блока, где давление оценивается величиной 7 кбар при температуре, достигавшей по разным оценкам 750–800°C [5] и 650°C [20].

Метаморфизм амфиболитовой фации Джугджуро-Станового блока, вероятно, также был сильно дифференцирован по давлению, но при достаточно равномерном температурном режиме – в пределах 580–700°C [1, 4, 11, 12, 14, 20, 22]. Верхняя температурная граница (700°C) подтверждается полным отсутствием в минеральных ассоциациях ортопироксена. Давление при метаморфизме большинством исследователей [11, 14, 20] оценивалось в 7–7.5 кбар,

причем эти оценки носили полуколичественный характер. Вероятно, полученные величины давления являются справедливыми для наиболее хорошо изученных центральной и западной частей Джугджуро-Станового блока. Для восточной части описываемой структуры (Удско-Майский блок, между Джугджурским и Чогарским гранулитовыми блоками) И.В. Козыревой и соавторами [12] предполагается более высокое давление (до 10 кбар) метаморфизма пород зейского комплекса, обусловившее специфику минеральных парагенезисов метаморфических пород. В более поздней работе [4] с использованием программы THERMOCALC [33] были пересчитаны данные И.В. Козыревой и др. [12] и получены значения давления для пород зейского комплекса в диапазоне 9–11.5 кбар и станового – 7–8.1 кбар.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ

Для оценки физико-химических условий образования метаморфических пород станового и зейского комплексов нами были выполнены новые микронзондовые исследования в 25 образцах*. Краткая характеристика образцов, использованных для целей термобарометрии, приведена в таблице 1. Для исследований отбирались образцы с наиболее многоминеральными парагенезисами, не затронутые вторичными изменениями.

Для породообразующих минералов изученных пород характерны широкие вариации состава. Гранаты представлены существенно альмандиновыми разновидностями (от 44.1 до 69.3% альмандина) с подчиненными содержаниями гроссулярового (12.1–37.7%), пиропового (2.9–24.1%) и спессартинового (0.6–22.4%) минералов (табл. 2). Подавляющее большинство гранатов обнаруживает различные виды зональности, преобладающим из которых является уменьшение доли MnO от центра кристаллов к краям (табл. 2). Амфиболы изученных парагенезисов относятся к группе кальциевых амфиболов: к ряду гастингсит-ферропаргасит-магнезиогастингсит ($K+Na_A > 0.5$) для пород зейской серии, и – феррочермакит-чермакит ($K+Na_A < 0.5$) для становой серии, с общим преобладанием железистых разновидностей (табл.2). Биотиты отличаются относительно высоким содержанием титана (2.5–3.94 мас.% TiO_2), а их железистость колеблется в пределах 35.4–64% (табл. 2). Эпидоты варьируют по железистости ($Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al)$) от 0.15 до 0.28. В

*Анализы выполнены в Институте вулканологии ДВО РАН на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax, кроме образца ОГ-6, проанализированного на микронзонде JXA-5A в ДВГИ ДВО РАН. Результаты анализов использованных в работе образцов могут быть высланы по первому требованию.

Таблица 1. Характеристика исследованных пород.

№№	Порода	Комплекс	Место отбора	Минеральный парагенезис												
				Grt	Hb	Ep	Bt	Pl	Q	Ap	Sph	Zr	Kfs	Chl	рудный	
40	Grt-Bt гнейс	зейский	р.Эдугу-Чайдах (1)*	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Mgt
91в	Grt-Bt гнейс	зейский	р.Мая, р.Салга (2)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
505	Bt гнейс	зейский	верховье р.Луча (3)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Mgt
513а	Bt-Hb кр. сланец	зейский	р.Луча, р.Ноякан (3)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
518	Bt-Hb кр. сланец	зейский	исток р.Ноякан (3)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Mgt
519в	Grt-Hb гнейс	зейский	исток р.Ноякан (3)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
584	Bt-Hb гнейс	зейский	р.Луча (3)	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Ru
620	Hb-Bt гнейс	становой	р.Луча, р.Долгусмар (4)	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	-
621а	Grt амфиболит	становой	р.Луча, р.Долгусмар (4)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Mgt, Ilm
628	Grt-Bt гнейс	становой	р.Луча, р.Долгусмар (4)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Mgt
784	Grt-Bt гнейс	зейский	р.Уддыхын (5)	+	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Ti-Mgt, Ilm
792б	Grt амфиболит	зейский	р.Уддыхын (5)	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	+	Ilm
ОГ-6	Grt амфиболит	становой	р.Гиллой (6)	+	+	-	-	+	+	+	+	+	+	+	+	+

Примечание. «+» – наличие минерала, «+++» – минерал проанализирован. Обозначения минералов: Grt – гранат, Hb – амфибол, Ep – эпидот, Bt – биотит, Pl – плагиоклаз, Q – кварц, Ap – апатит, Sph – сфен, Zr – циркон, Kfs – КФШ, Chl – хлорит, Mgt – магнетит, Ti-Mgt – титаномагнетит, Ru – рутил, Ilm – ильменит. *Цифры в скобках – места отбора образцов (рис. 1).

Таблица 2. Результаты гранат-биотитовой и гранат-амфиболовой термометрии пород при P=9 кбар.

№	X_{Mg}^{Grt}	X_{Fe}^{Grt}	X_{Mn}^{Grt}	X_{Ca}^{Grt}	X_{Mg}^{Bt}	X_{Fe}^{Bt}	lnK_D^{Grt-Bt}	X_{Mg}^{Hb}	X_{Fe}^{Hb}	lnK_D^{Grt-Hb}	T1*	T2	T3	T4	T5	T6
40	центр	0,051	0,481	0,133	0,336	0,442	0,456	0,349	0,639	1,646	510	535	514	564	689	697
	край	0,068	0,465	0,113	0,354			0,367	0,615	1,402	565	585	586	618	771	773
91в	центр	0,103	0,550	0,078	0,270	0,416	0,437	0,431	0,569	1,401	613	624	639	619	694	702
	край	0,090	0,501	0,042	0,367			0,411	0,587	1,357	607	609	654	629	796	796
505	центр	0,029	0,450	0,143	0,377	0,230	0,640	0,221	0,762	1,492	598	626	568	598	767	769
	край	0,040	0,488	0,130	0,342			0,225	0,757	1,280	646	669	626	649	796	797
513а	центр	0,089	0,561	0,070	0,280	0,368	0,481	0,403	0,589	1,468	623	631	645	603	686	694
	край	0,083	0,568	0,068	0,281			0,424	0,569	1,629	607	616	628	567	646	656
518	центр	0,083	0,488	0,099	0,331	0,389	0,470	0,365	0,631	1,228	621	637	645	662	802	802
	край	0,093	0,515	0,069	0,323			0,361	0,627	1,164	633	642	666	679	815	814
519в	центр	0,130	0,451	0,064	0,355	-	-	0,568	0,427	1,534	-	-	-	588	735	739
	край	0,119	0,466	0,052	0,363			0,581	0,412	1,711	-	-	-	550	697	703
584	центр	0,187	0,633	0,010	0,170	0,452	0,354	-	-	-	646	640	679	-	-	-
	край	0,160	0,664	0,015	0,161			-	-	-	606	600	634	-	-	-
620	центр	0,060	0,441	0,224	0,274	0,323	0,533	-	-	-	641	689	613	-	-	-
	край	0,056	0,458	0,191	0,294			-	-	-	619	659	598	-	-	-
621а	центр	0,172	0,623	0,038	0,167	-	-	0,447	0,548	1,086	-	-	-	701	682	693
	край	0,169	0,607	0,033	0,191			0,438	0,556	1,041	-	-	-	714	719	728
628	центр	0,077	0,543	0,069	0,311	0,298	0,545	0,369	0,622	1,427	672	681	694	613	724	730
	край	0,086	0,554	0,054	0,305			0,358	0,633	1,287	693	698	723	647	759	763
784	центр	0,085	0,684	0,038	0,193	0,322	0,532	-	-	-	622	623	633	-	-	-
	край	0,091	0,693	0,026	0,190			-	-	-	634	632	650	-	-	-
792б	центр	0,070	0,662	0,007	0,261	-	-	0,278	0,720	1,299	-	-	-	644	714	721
	край	0,075	0,659	0,006	0,259			0,325	0,673	1,446	-	-	-	608	672	682
ОГ-6	центр	0,233	0,596	0,050	0,121	-	-	0,587	0,407	1,305	-	-	-	642	578	597
	край	0,241	0,586	0,050	0,123			0,597	0,397	1,296	-	-	-	645	582	601

Примечание. $X_i^{Grt} = i / (Fe + Mn + Mg + Ca)$, $X_i^{Bt} = i / (Fe + Mg + Mn)$, $K_D = (X_{Fe}^{Hb} / X_{Mg}^{Hb})^\alpha / (X_{Fe}^{Grt} / X_{Mg}^{Grt})^\beta$. * Температура (°C) согласно термометрам: T1, T2, T4 – формулы 3, 4 и 7 в [16]; T3 – [23]; T5 – [26]; T6 – [32].

центральных частях некоторых кристаллов эпидота отмечаются повышенные содержания Се-РЗЭ (до 10%). Плаггиоклаз преимущественно кислый; содержание анортитового минала изменяется от 14.8 до 48.5%. Более подробная характеристика минералогии и петрохимии пород Джугджуро-Станового блока приведена в работе [12].

ГЕОТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Термометрия

Для определения температуры образования исследуемых пород использовалась гранат-биотитовая и гранат-амфиболовая геотермометрия (табл. 2). Предварительно была проведена оценка более десятка существующих калибровок гранат-биотитового термометра. В итоге наиболее адекватные результаты были получены при использовании трех из них (колонки Т1-Т3 в табл. 2). Расчет температуры проводился при давлении 9 кбар. При колебании давления ± 3 кбар показания термометров Т1 и Т2 изменяются менее чем на 20°C, а термометра Т3 – не более чем на 5°C.

Существуют три варианта калибровки гранат-амфиболового геотермометра. Температуры, полученные для наших пород в результате расчета по этим уравнениям, приведены в таблице 2 (Т4-Т6). Уравнения Т5 и Т6 незначительно отличаются друг от друга. Рассчитанные с их помощью температуры близки между собой и несколько завышены.

Как видно из таблицы 2, ни один из рассмотренных гранат-биотитовых и гранат-амфиболовых геотермометров не может быть использован в качестве наиболее подходящего, т.к. каждый дает некорректные оценки температуры для каких-либо образцов. Тем не менее, пиковые (максимальные для каждого образца) температуры, полученные с помощью уравнений Т1-Т4, примерно укладываются в интервал 600–700°C и, следовательно, отражают общую картину температурного режима образования пород Джугджуро-Станового блока.

Согласно рассчитанным данным, температура образования ядер кристаллов минералов ряда образцов выше температуры образования оболочек, что свидетельствует о регрессивном этапе метаморфизма, охватившем часть изученных образований.

Барометрия

Для определения давления образования метабазитов Джугджуро-Станового блока использовались два варианта амфибол-гранат-плаггиоклазового барометра. Первый вариант геобарометра [29] основан на термодинамическом расчете двух минеральных реакций, учитывающих обмен Mg (1) и Fe (2) между ам-

фиболом и гранатом в присутствии плаггиоклаза и кварца. Результаты расчетов по этому барометру для разных температур представлены в таблице 3. Ошибка данного барометра с учетом аналитической неточности и неопределенности температуры не должна превышать 0.5 кбар, если составы минералов попадают в принятые границы [29]. Нами были рассчитаны давления для всех образцов, содержащих амфибол, гранат и плаггиоклаз, но состав минералов в некоторых образцах не отвечает ограничивающим критериям (табл. 3). Основным отличием от предложенных в [29] критериев является высокая калиевоность роговой обманки ($K > 0.4$ ф.ед., табл. 3), а также повышенное содержание альбита в плаггиоклазе ($Ca < 0.15$ ф.ед., обр. 40, край) и повышенная марганцовистость граната ($Mn > 0.45$ ф.ед., обр. 505, край). Тем не менее, по нашему мнению, барометр [29] показывает близкие к реальным величины давлений и для равновесий отличающихся от заданных составов минералов. Об этом свидетельствует их совпадение со значениями давления для валидных образцов и небольшой разброс оценок давления между собой. Для температуры в 650°C этот барометр показывает интервал давлений для зейского комплекса от 12 до 14 кбар (кроме обр. 513а), а для станового – 6–10 кбар (табл. 3).

Второй вариант амфибол-гранат-плаггиоклазового геотермобарометра Дэйла и соавторов [24] основан на четырех равновесиях, причем первые три уравнения служат барометрами, а последнее (без участия плаггиоклаза) представляет собой термометр [24]. Отличительной чертой данного геотермобарометра является то, что в его рамках предложена новая, наиболее многокомпонентная на сегодня модель твердого раствора амфибола. Еще одна важная особенность – расчет среднего P с учетом неопределенности по давлению (1 кбар), температуре (50°C) и составу амфибола (1.5 мас. %). Методика этих расчетов описана в Приложении 2 [24]. Результаты применения данного геотермобарометра показаны в таблице 4. Расчет производился методом итерации. Исходные P_0 и T_0 замещались полученными $P_{\text{средн.}}$ и T_4 , соответственно, до достижения равенства между начальными значениями и результатами. С целью исключения влияния неверных оценок температуры в таблице 4 представлены также средние P , рассчитанные для $T=650^\circ\text{C}$.

Как и в случае с предыдущим геобарометром, для данного геотермобарометра имеются ограничения по составу минералов, слагающих парагенезис. Показания для валидных образцов вполне приемлемы и с учетом рассчитанной погрешности дают неплохую сходимость с барометром [29]. Однако наиболее вы-

Таблица 3. Результаты расчета давления (кбар) метаморфизма исследуемых пород при помощи барометра [29] для температур (в скобках) амфиболитовой фации.

№	K ^{Hb**}	I/mK _{eq}		P (550°C)		P (600°C)		P (650°C)		P (700°C)	
		Mg***	Fe	Mg	Fe	Mg	Fe	Mg	Fe	Mg	Fe
40	центр	0,461	7,001	11,5	10,9	11,9	11,5	12,2	12,2	12,2	12,6
	край	0,385	8,612	13,7	11,7	14,2	12,3	14,6	13,0	15,1	13,7
91В	центр	0,421	8,738	13,4	11,7	13,8	12,4	14,2	13,0	14,7	13,7
	край	0,414	9,597	14,4	12,2	14,9	12,9	15,4	13,5	15,9	14,2
505	центр	0,406	6,883	12,6	10,7	13,0	11,3	13,4	12,0	13,8	12,6
	край	0,412	6,749	12,7	10,6	13,1	11,2	13,5	11,8	13,9	12,4
513а*	центр	0,319	3,248	9,9	8,6	10,1	9,1	10,3	9,5	10,6	10,0
	край	0,276	3,241	9,7	8,7	9,9	9,1	10,1	9,6	10,3	10,1
518	центр	0,434	7,169	12,9	10,7	13,3	11,3	13,7	11,9	14,1	12,5
	край	0,428	8,326	13,6	11,3	14,1	12,0	14,5	12,6	15,0	13,2
519В*	центр	0,262	7,678	13,0	11,2	13,4	11,8	13,7	12,4	14,1	13,0
	край	0,209	7,856	12,9	11,4	13,3	12,0	13,6	12,6	14,0	13,2
621а*	центр	0,180	1,093	8,6	7,2	8,7	7,6	8,8	7,9	9,0	8,3
	край	0,165	0,811	8,6	7,1	8,7	7,4	8,8	7,7	9,0	8,1
628*	центр	0,252	2,769	9,8	8,3	10,0	8,8	10,2	9,2	10,4	9,7
	край	0,264	2,530	9,8	8,1	10,0	8,5	10,2	8,9	10,4	9,4
7926*	центр	0,218	7,436	12,5	10,9	12,9	11,5	13,3	12,1	13,7	12,7
	край	0,242	6,644	11,8	10,5	12,2	11,1	12,6	11,7	12,9	12,2
ОГ-6*	центр	0,071	-1,756	6,4	5,8	6,3	6,0	6,3	6,2	6,3	6,5
	край	0,052	-1,276	6,7	6,1	6,7	6,3	6,7	6,5	6,7	6,8

Примечание. * Образцы, отвечающие критериям геобарометра по составу минералов. ** Содержание калия в амфиболе (ф.ед.) *** Mg и Fe – значения константы равновесия и давления, рассчитанные по реакциям между Mg- и Fe-минералами, соответственно (см. текст).

Таблица 4. Результаты расчета P-T (кбар-°C) параметров при помощи термобарометра [24].

№		P ₀ **	T ₀	P ₁	±2σ	P ₂	±2σ	P ₃	±2σ	T ₄	±8σ	P _{средн.}	P (650°C)
40	центр	8,6	559	8,0	2,78	10,4	7,75	9,1	3,74	559	65	8,6	10,0
	край*	12,4	701	13,7	1,13	12,3	2,16	9,4	1,72	701	77	12,4	11,5
91в	центр	12,3	619	10,7	2,66	16,4	31,69	12,7	1,31	619	80	12,3	12,8
	край	14,4	694	13,7	2,66	16,2	9,07	14,5	1,49	694	84	14,3	13,6
505	центр	8,2	621	8,0	2,94	12,9	33,46	8,5	6,82	621	65	8,1	8,6
	край	10,0	675	9,0	2,88	-	-	11,1	2,99	675	71	-	-
513а*	центр	9,9	656	10,4	1,71	9,2	2,57	9,1	3,88	656	64	9,9	9,8
	край	9,4	623	10,0	1,69	8,5	2,27	8,3	4,15	623	59	9,4	9,8
518	центр	11,9	695	11,6	1,30	13,2	6,11	12,3	1,75	695	78	11,9	11,1
	край	11,9	707	12,2	1,23	12,9	4,11	11,2	1,23	707	85	11,8	10,9
519в*	центр	13,6	685	13,9	1,19	13,1	2,48	13,2	1,68	685	81	13,6	13,0
	край	13,9	674	14,3	1,08	12,7	3,36	13,2	1,81	674	75	13,9	13,5
621а*	центр	8,0	720	7,4	1,34	7,9	0,58	8,3	1,02	720	97	8,0	7,2
	край	8,2	742	7,1	1,33	8,2	0,42	8,5	0,90	742	100	8,2	7,2
628	центр	7,7	723	9,0	1,07	7,6	0,60	4,7	2,50	723	80	7,7	6,8
	край*	5,2	590	5,6	1,14	5,2	0,67	4,2	1,62	590	64	5,2	5,8
792б*	центр	8,6	586	8,7	1,35	8,2	1,79	8,8	1,61	586	65	8,6	9,7
	край	9,9	644	10,2	1,24	9,8	1,40	9,9	0,82	644	76	9,9	10,0
ОГ-6*	центр	7,6	616	6,7	1,48	7,5	0,50	8,0	0,99	616	93	7,6	7,9
	край	7,9	644	7,4	1,40	7,9	0,51	8,2	1,06	644	95	7,9	8,0

Примечание. * Образцы, отвечающие критериям термобарометра по составу минералов. ** P₀ и T₀ – исходные значения; P₁, P₂, P₃ и T₄ – параметры, рассчитанные по разным реакциям [24], P_{средн.} – среднее P; P (650°C) – среднее P при T=650°C.

сокие оценки давления (превышающие 11,5 кбар), согласно [24], могут быть несколько завышены. На основании показаний двух геобарометров можно оценить величины давления метаморфизма пород зейского комплекса в 9–14 кбар, а станového – 6–9,5 кбар.

ОЦЕНКА P-T ПАРАМЕТРОВ ПРИ ПОМОЩИ ПРОГРАММЫ THERMOCALC.

Кроме традиционной термобарометрии, расчет параметров метаморфизма метабазитов Джугджуро-Станového блока производился про помощи программы THERMOCALC (<http://www.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/thermocalc.html>). В программе реализован разработанный ее авторами метод “средних P-T” [33]. Подробное описание метода может быть найдено в первоисточнике [33]. Суть работы программы THERMOCALC сводится к тому, что на основе внутренне согласованной термодинамической базы данных [28] рассчитываются P-T параметры для независимого набора минальных реакций. При этом методом наименьших квадратов исходные величины (ак-

тивности и энтропии образования миналов) варьируются пропорционально их неопределенностям таким образом, чтобы линии реакций пересеклись в одной точке – точке средних P-T [33]. Основные принципы практической работы с программой описаны в нашей статье [4].

Исходными данными для программы THERMOCALC являются активности миналов, которые можно вычислять при помощи специально предназначенной для этого программы AX тех же авторов (<http://www.esc.cam.ac.uk/astaff/holland/ax.html>). Кроме расчета самих активностей, AX выдает также неопределенности их вычисления, которые используются при дальнейшей работе в THERMOCALC. Наличие большого количества статистических параметров вообще является характерной особенностью этого программного комплекса. В данной работе будут упомянуты три таких параметра – σ , ρ_{PT} и σ_{fit} , где σ (в программе – sd) – сигма, стандартное отклонение (например, P или T); ρ_{PT} (cor) – коэффициент корреляции между давлением и температурой; σ_{fit} (sigfit) – величина отклонения исходных значений энтропии и

активности от использованных в расчете, нормализованного к их сигмам. Если σ_{fit} не превышает рассчитанного программой критерия хи-квадрат (χ^2), то результаты расчета находятся внутри 95% доверительного интервала.

Возможности программы THERMOCALC позволяют рассчитывать средние P-T только для парагенезисов с достаточным набором минеральных реакций. В противном случае можно производить расчет давления по заданной температуре или наоборот. Еще одной важной особенностью программы является возможность расчета P и T в присутствии водноуглекислого флюида с выбираемым соотношением активностей H_2O и CO_2 .

Нами использовалась программа THERMOCALC версии 3.2. В первую очередь была сделана оценка средних P-T в тех парагенезисах, где набор минеральных реакций позволил рассчитать оба этих параметра одновременно. Расчет производился по всем проанализированным в образце минералам (табл. 1) с участием фаз постоянного состава (главным образом кварца). Вычисления производились при условии избытка флюида разного состава (xH_2O/xCO_2). Результаты представлены в таблице 5. Из таблицы видно, что состав флюида сильно влияет на P и T образования парагенезиса. Разница между температурами образования парагенезиса при взаимодействии с чисто водным ($xH_2O=1$) и максимально углекислотным (здесь – $xH_2O=0.2$) флюидами приближается к $100^\circ C$, а для давления различие достигает 1.8 кбар. В работе [3] на основе изучения газовой фазы из минералов станового метаморфического комплекса был сделан вывод о наличии существенного количества углерода и CO_2 в метаморфическом флюиде. В связи с этим, целесообразно оценить условия P-T при $xH_2O=0.5$, имея в виду указанные смещения оценок в зависимости от состава флюида. Таким образом, все изученные образцы попадают в поле P-T с границами по температуре от 550 до $700^\circ C$ и давлению – от 7 до 14 кбар, причем давления свыше 10 кбар достигают только образцы зейской серии (табл. 5).

Для того, чтобы исключить влияние неверных расчетов T и рассмотреть изменение давления с температурой, нами были сделаны расчеты среднего давления для температур в диапазоне амфиболитовой фации при $xH_2O=0.5$. Результаты представлены в таблице 6. Интересно, что разброс в оценках давления для образцов зейского комплекса заметно меньше, чем для станового, и меньше неопределенность этих оценок. При $T=650^\circ C$ полученные значения давления ко-

леблются для пород зейского комплекса от 9 до 13.1 кбар, а станового – от 5.9 до 10.3 кбар.

ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как следует из полученных оценок P-T, метабазиты Джугджуро-Станового блока по условиям метаморфизма отвечают амфиболитовой фации повышенных давлений. Примерные области P-T параметров метаморфизма изученных пород нанесены на рис. 2. Как видно из рисунка, приблизительные глубины максимального захоронения пород станового комплекса составляют 20–27 км, а зейского комплекса – 27–40 км. Интересно, что область P-T пород станового комплекса располагается в районе геотермы стабильной континентальной коры (рис. 2), тогда как породы зейского комплекса образовывались в условиях, сочетающих умеренные температуры и высокие давления, что характерно для зон субдукции. Причем породы зейского комплекса восточной части Джугджуро-Станового блока были метаморфизованы в более высокobarических условиях, чем гранулиты сутамского и, частично, зверевско-чогарского комплексов.

Геодинамическая модель, объясняющая взаимоотношения Алданского щита и Джугджуро-Станового блока с учетом повышенных давлений зейского комплекса, была предложена нами ранее [4]. Суть этой модели сводится к тому, что протерозойская перекристаллизация гранулитов юга Алданского щита и метаморфизм Джугджуро-Станового блока происходили одновременно, причем породы Джугджуро-Станового блока были субдуцированы под Алданский щит или фрагментарно подвинуты под него в результате коллизии. Различные субдукционные и коллизионные гипотезы уже не раз выдвигались в качестве причины докембрийского магматизма и регионального метаморфизма на территории современного Алдано-Станового щита [6, 8, 15, 20]. Однако общей их чертой является признание пород зверевско-чогарского комплекса, слагающих гранулитовые блоки в пределах Станового мегаблока (рис. 1), фундаментом для окружающих пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации (становой и зейский комплексы). По нашему мнению, исходя из новых оценок давления, блоки пород гранулитовой фации могут, напротив, представлять собой остатки бывшей архейской кровли, находившейся над погружающейся Становой плитой во время ее метаморфизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлено, что исследованные породы метаморфизованы в условиях температур типичной амфи-

Таблица 6. Результаты расчетов среднего давления (кбар) при помощи программы THERMOCALC для температур (в скобках) амфиболитовой фации при $x_{H_2O}=0.5$.

		P (550°C)			P (600°C)			P (650°C)			P (700°C)			χ^2
		P	σ_P^*	σ_{fit}	P	σ_P	σ_{fit}	P	σ_P	σ_{fit}	P	σ_P	σ_{fit}	
40	центр	9,2	0,64	1,0	10,5	0,68	0,7	11,9	0,72	0,7	13,3	0,76	0,9	1,39
	край	8,7	1,11	1,8	10,0	0,92	1,4	11,4	0,81	1,1	12,7	0,84	1,1	1,39
91в	центр	10,4	1,78	2,4	11,6	1,50	1,9	12,9	1,41	1,7	14,1	1,56	1,8	1,45
	край	10,5	1,50	2,1	11,8	1,30	1,7	13,1	1,24	1,6	14,5	1,33	1,6	1,35
505	центр	8,7	0,69	1,1	9,9	0,73	1,1	11,1	0,97	1,4	12,4	1,30	1,8	1,35
	край	8,5	0,99	1,6	9,7	0,94	1,4	10,8	1,16	1,6	12,0	1,53	2,1	1,42
513а	центр	8,0	1,02	1,3	8,5	0,94	1,1	9,1	0,95	1,1	9,6	1,05	1,1	1,49
	край	7,9	0,94	1,2	8,5	0,94	1,1	9,0	1,04	1,2	9,6	1,22	1,3	1,49
518	центр	8,5	1,05	1,8	9,7	0,85	1,4	10,9	0,79	1,2	12,2	0,88	1,3	1,35
	край	8,6	1,24	2,1	9,9	1,02	1,6	11,1	0,86	1,3	12,4	0,86	1,2	1,35
584	центр	8,5	2,63	2,3	9,3	2,23	1,8	10,1	1,82	1,4	10,9	1,42	1,0	1,96
	край	8,2	1,58	1,4	9,0	1,25	0,9	9,7	1,32	0,5	10,5	1,40	0,2	1,96
620	центр	7,7	1,21	1,8	8,9	1,03	1,4	10,1	1,15	1,5	11,4	1,51	1,9	1,49
	край	7,9	1,28	1,9	9,1	1,07	1,5	10,3	1,15	1,5	11,5	1,49	1,9	1,49
621а	центр	5,8	3,30	3,0	6,1	2,95	2,5	6,4	2,62	2,1	6,7	2,32	1,8	1,61
	край	4,9	2,43	2,8	5,4	2,13	2,3	5,9	1,88	1,9	6,4	1,69	1,6	1,54
628	центр	6,6	0,82	1,7	7,7	0,73	1,4	8,8	0,74	1,3	10,0	0,83	1,4	1,42
	край	7,5	0,86	1,7	8,6	0,84	1,6	9,8	0,90	1,6	10,9	1,04	1,7	1,42
784	центр	9,6	1,11	1,9	10,7	0,70	1,1	11,8	0,67	0,9	13,0	0,95	1,3	1,54
	край	8,6	1,08	2,1	9,6	0,71	1,3	10,7	0,57	0,9	11,9	0,71	1,2	1,54
792б	центр	8,4	0,73	1,4	9,8	0,61	1,1	11,3	0,62	1,0	12,8	0,77	1,2	1,45
	край	8,3	0,68	1,3	9,7	0,54	0,9	11,1	0,58	0,9	12,6	0,64	1,1	1,45
ОГ-6	центр	6,2	1,02	1,2	7,2	0,91	0,9	8,2	1,10	1,1	9,3	1,56	1,5	1,54
	край	5,9	1,17	1,3	6,8	0,92	0,9	7,7	0,97	0,8	8,7	1,16	1,1	1,54

Примечание. * σ_T , σ_P , ρ_{PT} , σ_{fit} , χ^2 – статистические характеристики (описание см. в тексте).

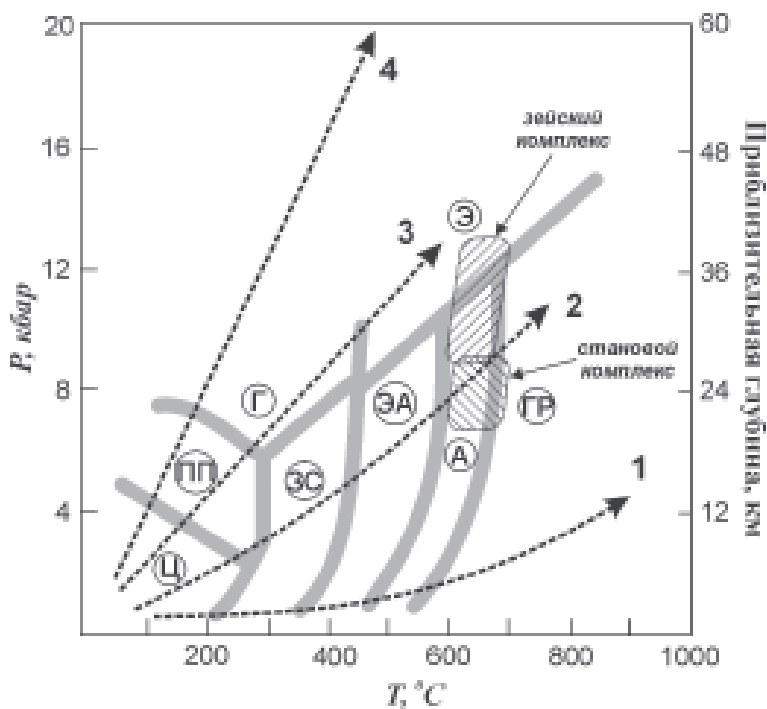


Рис. 2. Примерные области P-T метаморфизма пород становой и зейского комплексов на схеме фаций [18].

Пунктиром изображены геотермы, характерные для разных геодинамических обстановок: 1 – островных дуг и зон “горячего” рифтогенеза; 2 – в пределах стабильной континентальной коры; 3 – в зоне субдукции горячей океанической коры; 4 – в зоне субдукции остывшей океанической коры. Буквы в кружках – индексы метаморфических фаций: цеолитовой (Ц), пренит-пумпеллиитовой (ПП), зеленосланцевой (ЗС), глаукофансланцевой (Г), эпидот-амфиболитовой (ЭА), амфиболитовой (А), гранулитовой (ГР) и эклогитовой (Э).

болитовой фации (600–700°C), но при повышенных давлениях. Давление во время пика метаморфизма пород станового комплекса варьировало в пределах 6.5–9 кбар. Изученные породы зейского комплекса восточной части Джугджуро-Станового блока метаморфизованы при давлениях от 9 до 13 кбар, а, возможно, и более. Большая величина соотношения градиентов давления и температуры (dP/dT), в условиях которых образовались метабазиты зейского комплекса (рис. 2), может говорить о субдукционном генезисе данных пород.

Полученные новые данные подтверждают ранее высказанную нами точку зрения, что метаморфизм пород Джугджуро-Станового блока, происходящий в условиях повышенных давлений, вероятно, обусловлен субдукцией или поддвигом Становой плиты под Алданский щит [4]. Для более достоверного обоснования этого предположения и реальной реконструкции тектонических процессов, обусловивших преобразование Алдано-Станового щита в протерозое [30], необходимы дополнительные детальные геотермометрические, геохимические и геохронологические исследования всей территории Джугджуро-Станового блока, являющегося, по нашему мнению, ключевой структурой в составе щита.

БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ – 99-05-64487-а и 01-05-06075-мас.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авченко О.В. Минеральные равновесия в метаморфических горных породах и проблемы геотермометрии. М.: Наука, 1990. 181 с.
2. Авченко О.В., Попов В.С., Мишкин М.А. Минеральная геобаротермометрия гранат-пироксеновых кристаллосланцев сутамского метаморфического комплекса // Геология и геофизика. 1994. № 12. С. 75–85.
3. Авченко О.В., Александров И.А., Худоложкин В.О., Ковалова Н.П. Состав и генезис флюидной фазы из минералов станового метаморфического комплекса // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 3. С. 55–64.
4. Александров И.А., Авченко О.В. Сравнительная термометрия метаморфических комплексов и геодинамическая модель взаимоотношения Алданского и Джугджуро-Станового блоков Алдано-Станового щита // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, №5. С. 3–14.
5. Гаврикова С.Н., Николаева Л.Л., Галанин А.В. и др. Ранний докембрий южной части Становой складчатой области. М.: Недра. 1991. 171 с.
6. Гаврикова С.Н., Соколов С.Ю., Орлов В.Н. Петрогенезис позднеархейских гранитоидов Становой раннедокембрийской области (Восточная Сибирь, Россия) // Геохимия. 1993. №2. С. 208–221.
7. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000. Объясн. зап. СПб., 1999. 135 с.
8. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Глебовицкий В.А., Ковач В.П., Бережная Н.Г., Яковлева С.З., Толкачев М.Д. Позднеархейские гранитоиды Дамбукинского блока Джугджуро-Становой складчатой области: формирование и преобразование континентальной коры в раннем докембрии // Петрология. 2004. Т. 12, №3, С. 245–263.
9. Карсаков Л.П. Становая складчатая система, ее границы, структурно-вещественные комплексы // Современные тектонические концепции и региональная тектоника СССР. Якутск: СО АН СССР, 1980. С. 142–144.
10. Карсаков Л.П. Раннедокембрийские комплексы в структуре Восточной Азии // Дис... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск, 1995. 88 с.
11. Кастыркина В.М. Метаморфизм центральной части Джугджуро-Становой складчатой области // Метаморфизм раннего докембрия в районе БАМ. Л., 1983. С. 140–163.
12. Козырева И.В., Авченко О.В., Мишкин М.А. Глубинный метаморфизм позднеархейских вулканогенных поясов. М.: Наука, 1985. 165 с.
13. Маракушев А.А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.
14. Мишкин М.А., Авченко О.В. К петрологии метаморфических пород Становой складчатой области // Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток, 1979. С. 91–111.
15. Перчук Л.Л., Кицул В.И., Аранович Л.Я., и др. Петрология гранулитов Алданского щита. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 82 с.
16. Перчук Л.Л. Взаимосогласование некоторых Fe–Mg-геотермометров на основе закона Нернста: Ревизия // Геохимия. 1989. № 5. С. 611–622.
17. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск. 1990.
18. Складков Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М., Сизых А.И., Буланов В.А. Метаморфизм и тектоника: Учебное пособие. М: Интермет Инжиниринг, 2001. 216 с.
19. Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М., Крылова М.Д., Неелов А.Н., Седова И.С. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита. Л.: Наука, 1965. 290 с.
20. Фонарев В.И., Гаврикова С.Н., Султанов Д.М. Метаморфические события в докембрии на юге Алданского щита, Восточная Сибирь // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 173–184.
21. Шемякин В.М., Глебовицкий В.А., Бережная Н.Г. и др. О возрасте древнейших образований Сутамского блока (Алданский гранулитогнейсовый ареал) // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 526–529.
22. Шульдинер В.И., Панченко И.В., Шульдинер И.С. Петрология метаморфических комплексов бассейна р. Нюкжи // Метаморфизм раннего докембрия в районе БАМ. Л., 1983. С. 127–139.
23. Bhattacharya A., Mohanty L., Maji A., Sen S.K., Raith M. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer // Contribution

- to Mineralogy and Petrology. 1992. V.111. P. 87–93.
24. Dale J., Holland T.J.B., Powell R. Hornblende-garnet-plagioclase thermobarometry: a natural assemblage calibration of the thermodynamics of hornblende // *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 2000. V. 140. P. 353–362.
 25. Frost B.R., Avchenko O.V., Chamberlain K.R., Frost C.D. Evidence for Proterozoic remobilization of the Aldan shield and implications for Proterozoic plate tectonic reconstructions of Siberia and Laurentia // *Precambrian Res.* 1998. V. 89. P. 1–23.
 26. Graham C.M., Powell R.A. garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California // *J. metamorphic Geol.* 1984. V. 2. P. 13–31.
 27. Hackler R.T., Wood B.J. Experimental determination of Fe and Mg exchange between garnet and olivine and estimation of Fe-Mg mixing properties in garnet // *Amer. Mineral.* 1989. V. 74. P. 994–999.
 28. Holland T.J.B., Powell R. An internally-consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *Journal of Metamorphic Geology*. 1998. V. 16. P. 309–343.
 29. Kohn M.J., Spear F.S. Two new geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont // *Amer. Mineral.* 1990. V. 75. P. 89–96.
 30. Nutman A.P., Chernyshev I.V., Baadsgaard H., Smelov A.P. The Aldan shield of Siberia, USSR: the age of its Archean components and evidence for widespread reworking in the mid-Proterozoic // *Precambrian Res.* 1992. V. 54. P. 195–210.
 31. Perchuk L.L., Aranovich L.Ya., Podlesski K.K., Lavrent'eva I.V., Gerasimov V.Yu., Fed'kin V.V., Kitsul V.I., Karsakov L.P., Berdnikov N.V. Precambrian granulites of the Aldan Shield, Eastern Siberia, USSR // *Journ. Metamorphic Geol.* 1985. V. 3. P. 265–310.
 32. Powell R. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited // *J. Metamorphic Geol.* 1985. V.3. P. 231–243.
 33. Powell R., Holland T.J.B. Optimal geothermometry and geobarometry // *Amer. Mineral.* 1994. V. 79, N. 1, 2, P. 120–134.

Поступила в редакцию 14 августа 2005 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

I.A. Alexandrov

High pressure metamorphism of amphibolite facies rocks of the Dzhugdzhur-Stanovoy block (Eastern Siberia)

Geothermobarometry of amphibolite facies rocks of the Dzhugdzhur-Stanovoy block (Eastern Siberia) was carried out on the basis of the new microprobe analysis. It is established that metamorphism of the Zeya and Stanovoy rocks occurred in a temperatures range of 600 to 700°C. Lithostatic pressure evaluations for the Stanovoy complex rocks range in between 6.5 and 9 kbar; whereas the values for metamorphic rocks of the Zeya complex are from 9 to 13-14 kbar. Metamorphism of the Dzhugdzhur-Stanovoy block is related to widespread reworking of the Aldan-Stanovoy shield in the Late paleo-Proterozoic (~1.9 Ga). In terms of geodynamics, the cause of the reworking could be subduction (or partial underthrust during continental collision) of the Stanovoy plate beneath the southern edge of the Aldan shield.

Key words: Aldan-Stanovoy shield, metamorphism, geothermobarometry, geodynamics, THERMOCALC.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ДОКЕМБРИЙСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ УЛКАНСКОГО РАЙОНА

В.А. Гурьянов, М.В. Горошко

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

В статье дан обзор проявлений рудной минерализации Улканского прогиба, большая часть которых выявлена за последние 20 лет. Некоторые из них по прогнозным ресурсам отвечают крупным, средним и малым месторождениям. Показано, что металлогеническую специализацию прогиба определяют бериллий, тантал, ниобий, редкие земли иттриевой и цериевой групп, уран, золото и литий. Центральная часть прогиба – Улканский массив гранитоидов и пограничные с ним участки прогиба, характеризующиеся большим сосредоточением рудных объектов этих металлов разного ранга, рассматриваются как новый перспективный танталоносный, ураноносный и золотоносный редкоземельно-редкометалльный рудный район. Своеобразие его металлогении определяется пространственным совмещением двух разных металлогенических эпох: позднекарельской (1720–1670 млн лет) редкоземельно-редкометалльной, пространственно и генетически связанной с улканским щелочногранитным магматизмом, и среднерифейской (1300–1150 млн лет) ураново- и золоторудной, проявившейся в метасоматитах тектонически ослабленных зон секущего типа по отношению к структуре Улканского прогиба. Выделены представляющие промышленный интерес генетические типы. Рассмотрены закономерности размещения полезных ископаемых и определены перспективы выделенных рудных полей и района в целом. Отражена роль факторов локализации оруденений различных генетических типов, основными из которых являются магматические, метасоматические, тектонические, литологические, структурные, геохимические и минералого-петрографические.

Ключевые слова: эйситы, рудная формация, фениты, рифтогенез, редкие металлы, редкие земли, Улканский рудный район.

ВВЕДЕНИЕ

Улканский осадочно-вулканогенный прогиб – это крупная, вытянутая в субширотном направлении структура, наложенная на метаморфический фундамент Алдано-Станового щита юго-востока Сибирской платформы и сложенная разнообразными по составу и происхождению комплексами плутонических, вулканических пород раннего протерозоя (1800–1687 млн лет), не претерпевших регионального метаморфизма и сохранивших первоначальные геологические соотношения, особенности химизма и металлогении.

Здесь известно не менее двухсот рудопроявлений U, Ta, Nb, Be, TR, Au, Li, Zr, Mo, Sn, W, Th, Ag, Pb, Zn, Ba, P и графита. Большая часть их была выявлена и оценена при проведении крупномасштабных геолого-поисковых работ (В.А. Гурьянов, М.В. Горошко, В.Е. Кириллов) с 1982 г. по 2001 г. Предшествующими исследователями (Ю.Н. Гамалея,

Л.Н. Заколюкин, Э.Г. Абисалов, Я.Д. Шенкман и другие) перспективы Улканского прогиба были оценены положительно на бериллий и уран; на золото и тантало-ниобаты эта территория получила отрицательную оценку, на редкие земли она вообще не была оценена. Базальные конгломераты осадочного чехла юго-восточной части Учурской впадины рассматривались как потенциально перспективные на выявление месторождений золота типа Витватерсранд [2]. В последние годы здесь в разных геолого-структурных обстановках выявлены рудопроявления U, Au, Ba, V, отвечающие по ресурсам месторождениям [7, 8, 18]. Все это коренным образом изменило существовавшие ранее представления по металлогении Улканского района и юго-восточной окраины Сибирской платформы в целом. Поэтому назрела необходимость углубленного осмысления, переоценки всей суммы имеющихся сведений для анализа проблемы генезиса и законо-

мерностей размещения руд в этом регионе и создания современной научной и практической основы прогнозирования и поисков месторождений этих металлов, что и отражено в этой статье. В основу ее положены материалы авторов за последние двадцать лет работы по изучению рудных объектов в наиболее рудонасыщенной центральной части Улканского прогиба.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Улканский осадочно-вулканогенный прогиб шириной около 75 км и протяженностью не менее 200 км располагается в верховьях рек Учур, Улкан и Маймакан (рис. 1). Пространственно он приурочен к субширотной тектонической зоне и занимает секущее положение по отношению к структурам архейского кристаллического фундамента Алдано-Станового щита. Метаморфические породы основания прогиба имеют архейский возраст, преобразованы в гранулитовой и амфиболитовой фациях регионального метаморфизма. На юге эта структура ограничена Джугджурским поднятием, на северо-западе и севере перекрыта платформенным чехлом рифея–кембрия Учурской впадины и ограничена соответственно Тырканским и Батомгским выступами фундамента [24]. На востоке прогиб перекрыт меловыми эффузивами Охотско-Чукотского вулканического пояса; фрагменты его выходов прослеживаются к востоку на 150–200 км в эрозионных окнах среди вулканитов Преджугджурской впадины, где происходит сочленение Улканского прогиба с субмеридиональным Билякчанским [3, 18, 22]. Улканский прогиб имеет резко асимметричное строение, его ось погружения смещена к крутому южному борту. С осадочно-вулканогенными образованиями улканской серии, выполняющими прогиб, ассоциируют габброиды гекунданского и гранитоиды улканского комплексов. К настоящему времени наиболее детально изучены центральная и восточная части Улканского прогиба и структуры его ограничения на флангах, южная и северная части остались слабо исследованными. Современные представления о строении прогиба и слагающих его комплексах базируются на результатах крупномасштабных геологических исследований последних лет [4, 9, 16, 17, 24].

В строении и развитии Улканского прогиба отмечается ряд особенностей, присущих большинству современных и древних континентальных рифтогенных структур, таких как развитие дорифтогенной поверхности выравнивания – наличие регионального углового несогласия, зафиксированного площадной корой выветривания, формирование бимодальной дифференцированной серии вулканитов (элгэтэйская

свита) и щелочных метасоматитов [18]. Судя по тому, что Улканский прогиб ограничен нормальными, преимущественно ступенчатыми сбросами, свидетельствующими об условиях растяжения, имеет большие размеры и сложную линейную в плане форму, заполнен молассоидными отложениями большой мощности и характеризуется интенсивно проявленным магматизмом повышенной щелочности, вплоть до образования щелочных пород, можно говорить о его рифтогенной природе. Данные крупномасштабных геологических исследований позволили также расшифровать внутреннее строение Улканского прогиба и выделить в его пределах вулкано-тектонические депрессии, вулкано- и интрузивно-купольные структуры [4, 17].

Заполняющая прогиб улканская серия сложена тремя красноцветными свитами (снизу вверх): кварцево-песчаниковой топорицанской, трахибазальтовой улканской и базальт-трахириолитовой элгэтэйской с общей мощностью до 3090 м [17, 20, 24]. За исключением первой свиты терригенные породы в разрезе вулканических свит играют подчиненную роль. Базальтная топорицанская свита (200 м) сложена кварцевыми, реже полевошпат-кварцевыми песчаниками, отмечаются единичные прослои гравелитов и конгломератов. Она залегает с угловым несогласием на породах кристаллического фундамента, отделяясь от них щебнисто-дресвянистой корой выветривания с признаками химических преобразований мощностью до 35 м. Магматические породы разделены на пять комплексов: улканский трахибазальтовый, гекунданский лейкогаббродиабазовый, элгэтэйский базальт-трахириолитовый, улканский щелочнолейкогранитовый и маймаканский габбродиабазовый.

Улканский комплекс представлен покровными, субвулканическими и экструзивно-жерловыми фациями. Первые доминируют и соответствуют улканской свите (750 м), которая сложена трахибазальтами, андезибазальтами и их лавобрекчиями с прослоями песчаников, конгломератов, туффилов и туфоалевролитов. Субвулканические интрузии представлены в основном дайками трахибазальтов и базальтов, а экструзивно-жерловые образования аналогичного состава слагают неки и экструзивные купола, которые вместе с небольшими массивами и штоками лейкогаббродиабазов, габбродиабазов, габбро, лейкогаббро и диабазов гекунданского комплекса расположены в краевых частях Улканского прогиба, а также в его обрамлении среди пород кристаллического фундамента. По содержанию микрокомпонентов и химизму они близки улканским базальтоидам.

В составе элгэтэйского комплекса преобладают покровные фации, отвечающие элгэтэйской свите

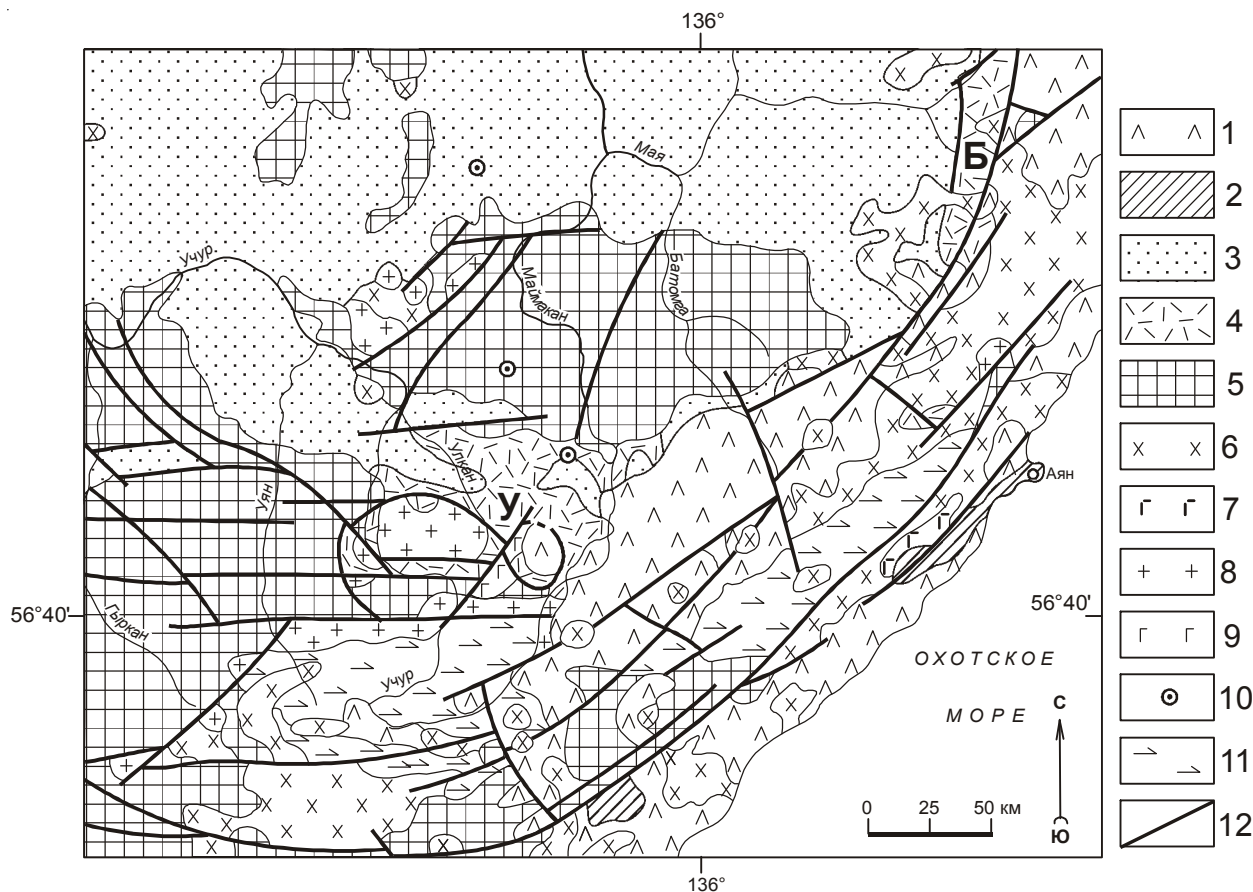


Рис. 1. Геологическая карта юго-восточной окраины Сибирской платформы.

1 – меловые вулканиты Охотско-Чукотского пояса; 2 – палеозойские терригенно-карбонатные отложения Аяно-Шевелинского перикратонного прогиба; 3 – кембрий-рифейские вулканогенно-осадочные и карбонатно-терригенные отложения Учуро-Майской плиты; 4 – раннепротерозойские осадочно-вулканогенные образования Улканского (У) и Билякчанского (Б) прогибов; 5 – архейские кристаллические образования фундамента Сибирской платформы; 6 – меловые интрузии гранитоидов; 7 – палеозойские габброиды; 8–10 – раннепротерозойские гранитоиды улканского (8), габбродиабазы гекунданского (9) и ультрабазиты кондерского (10) комплексов; 11 – архейские анортозиты древнеджугджурского комплекса; 12 – разрывные нарушения.

(2140 м), которая занимает около 50 % площади Улканского прогиба. В ее составе доминируют красные, розовые и коричневые трахириодациты, трахириолиты, трахидациты; встречаются их лавобрекчии, туфы и игнимбриты; меньшую роль играют базальты, андезибазальты, трахиандезиты; в подчиненном количестве присутствуют песчаники, туфопесчаники, туфогравелиты, конгломераты, туфоалевролиты и седиментационные брекчии; в верхней части разреза отмечаются комендиты и пантеллериты. Значительное место и объемы в составе элгэтэйского комплекса занимают субвулканические и экструзивно-жерловые образования, представляющие в современном срезе глубоко эродированные корни вулканов с почти полностью или частично разрушенными постройками. Формирование элгэтэйского комплекса происходило в

три последовательные фазы внедрения: первая – трахидациты и трахиандезиты; вторая – трахириолиты, трахириодациты и их автомагматические, жерловые брекчии и игнимбриты, гранит-порфиры; третья – комендиты, пантеллериты, трахидациты рибекитовые и эгирин-рибекитовые и их жерловые, автомагматические брекчии, игнимбриты и туффзиты. Изотопные датировки вулканитов (U-Pb, Sm-Nd, K-Ar методы по цирконам и глаукониту) варьируют в пределах 1,74–1,69 млрд. лет [33].

Тела улканских гранитоидов встречаются в разных частях прогиба, а также и за его пределами. Наиболее крупные массивы комплекса – Улканский, Южноучурский и Верхнеугаянский. Улканский массив площадью 750 км² наиболее изучен [16, 18, 26, 27, 29]. Вмещающими породами для него являются

осадочно-вулканогенные образования улканской серии, гекунданские габброиды, реже архейские анортозиты и метаморфиты. Положение массива и его конфигурация отчетливо контролируются разрывной тектоникой: сочетанием субширотных и дуговых, в меньшей мере северо-западных разломов. Улканский массив образован в три фазы. Первая фаза сложена крупнозернистыми биотитовыми субщелочными лейкогранитами, кварцевыми сиенитами и монцонитами, контактово-метасоматическими сиенитами, лейкосиенитами, монцонитами и лейкомонцонитами. Вторая фаза представлена мелкозернистыми и порфирированными субщелочными лейкогранитами, пегматитами, а также мусковит- и биотит-кварцевыми грейзенами. Третья фаза – это щелочные эгирин-рибекитовые, рибекитовые с астрофиллитом граниты, кварцевые сиениты, аляскиты и микросиениты; щелочногранитные пегматиты, жилы щелочных гидротермалитов, фениты; калишпатовые, кварц-калишпатовые, альбитовые и кварц-альбитовые метасоматиты; полилитийнит-кварцевые грейзены и низкотемпературные гидротермально-метасоматические образования. Каждая из фаз характеризуется сложным фаціальным составом, каждой свойственны специфические жильные, гибридные и метасоматические образования. Характерными особенностями улканских гранитоидов в целом являются анортоклазовый состав, предельно высокая железистость темноцветных минералов, повышение их натриевости в поздних дифференциатах и большое многообразие аксессуарных минералов. Качественная геохимическая характеристика этих пород определяется ассоциацией элементов – Ta, Nb, Nd, Zr, Y, Yb, Be, La, Ce, Sn, U, Th в количествах, многократно превышающих кларковые. По составу улканские гранитоиды соответствуют щелочнолейкогранитовой формации [18]. По химизму они близки элгэтэйским вулканитам. Для улканских гранитоидов имеются следующие цифры изотопного возраста, полученные разными методами по цирконам и монацитам [33]: I фазы – 1721 млн лет (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr); II фазы – 1715–1716 млн лет (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr); III фазы – 1690, 1676 млн лет (U-Pb), 1703 (Sm-Nd).

Маймаканский комплекс представлен дайками субщелочных оливинных габбродиабазов, диабазов и габбро. Ареал их развития ограничивается площадью Улканского прогиба. На дайки маймаканских габброидов наложено урановое оруденение с возрастом 1300–1150 млн лет (U-Pb, Pb-Pb, K-Ag, Rb-Sr методы) [5, 7].

На севере Улканского прогиба в междуречье верхних течений рек Учур – Маймакан обнажаются самые нижние горизонты нижнего рифея Учурской

впадины, залегающие на вулканитах улканской серии. Нижний рифей здесь представлен вулканогенно-осадочными и карбонатно-терригенными породами соответственно бириндинской (380 м) и конкулинской (500 м) свит уянской серии. Базальные слои этой серии, представленные конгломератами с валунами и гальками элгэтэйских вулканитов, залегают с глубоким размывом и несогласием на железисто-глинисто-гидрослюдистой коре выветривания (от 1 до 15 м) эффузивов разных частей разреза элгэтэйской свиты и пород кристаллического фундамента [24]. Изохронный возраст аутигенного адуляра из коры выветривания этого возрастного уровня, по определению Ю.П. Шергиной (Rb-Sr метод, лаборатория ВСЕГЕИ, 1997 г.), – 1670 ± 40 млн лет [17].

Среднерифейские гидротермально-метасоматические образования на площади Улканского прогиба и ограничивающих его структур платформенного чехла были выделены на основе изотопного и радиологического датирования минералов на рудопроявлениях урана [4]. Они представлены эйситами, аргиллитами, серицит-гидрослюдисто-кварцевыми, гематит-кварцевыми метасоматитами и гидротермалитами. Эти образования трассируют и залечивают тектонически ослабленные зоны северо-западного, субширотного и северо-восточного простираения, а также зоны их сочленения. Они наложены на разнородные по составу и генезису породы Улканского прогиба и нижнего рифея Учурской впадины и не обнаруживают видимой связи с интрузивными образованиями [15]. Датировки K-Ag и Rb-Sr методами гидрослюды из этих метасоматитов, а также U-Pb и Pb-Pb методами заключенных в них рудных минералов показывают возраст 1300–1150 млн лет [7, 8].

ОСНОВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ОРУДЕНЕНИЯ, РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Большая часть рудопроявлений (около 160) сосредоточена в пределах Улканского массива гранитоидов и в обрамляющих его раннепротерозойских вулкано-тектонических структурах центральной части прогиба, а также на прилегающей к ним с севера юго-восточной окраинной части Учурской впадины раннерифейского заложения. Металлогеническую специализацию этой рудонасыщенной площади и прогиба в целом определяют Ta, Be, редкие земли иттриевой и цериевой групп, Nb, U, Au и Li. Здесь предварительно обследовано около 30 рудных объектов, большинство из которых по прогнозным ресурсам по категориям P_1 и P_2 отвечают месторождениям [14, 16]. Эта территория площадью 1800 кв. км по вышеприведенным данным вырисовывается как новый

перспективный рудный район (рис. 2). Ранее предшествующими исследователями она выделялась как Верхнеучурский бериллиеносный редкометалльный район (Э.Г. Абисалов) или в качестве Улканского редкометаллоносного потенциально рудного района с бериллиевой специализацией (Н.С. Шпак). Этот рудный район объединяет сближенные группы рудных полей, близких по вещественному составу и возрасту месторождений, рудопроявлений, многочисленных пунктов минерализации, ореолов и потоков рассеяния редких металлов, TR, U, Au, Th и других металлов [14, 29].

П.Г. Недашковским с соавторами [28] была предложена классификация генетических типов и рудных формаций Улканского прогиба. Авторами она значительно переработана и дополнена новыми генетическими типами и рудными формациями, что и показано в таблице. Как видно из нее, основной промышленный интерес в Улканском рудном районе представляют генетические типы проявлений редкоземельно-редкометалльных, редкометалльно-редкоземельных и редкоземельных рудных формаций щелочных метасоматитов, щелочногранитных пегматитов и связанных с ними щелочнопегматитовых фенитов, альбитизированных щелочных гранитов и вулканитов, протолитионит-кварцевых грейзенов, железомарганцевых метасоматитов и щелочных гидротермалитов. Появление в его пределах специфических проявлений уран-молибденовой, фосфор-уран-редкоземельной, фосфор-урановой и золото-кварцевой формаций, представляющих, несомненно, промышленный интерес, обусловлено тектонической активизацией и связано с этапом тектоно-метасоматической активизации на рубеже раннего и среднего рифея.

В восточной части Улканского массива гранитоидов выделяется Ныгваганский рудный узел раннепротерозойского возраста, который объединяет ураноносные иттрий-тантало-ниобиевые, бериллиевые месторождения и проявления, группирующиеся в краевой части одноименной интрузивно-купольной структуры в ряд рудных полей (рис. 3). Рудные поля этого узла генетически и парагенетически связаны с массивом щелочных гранитов и его дериватами. Ныгваганский рудный узел и составляющие его рудные поля выделяются очень высоким радиогеохимическим полем ториевой природы, на фоне которого контрастно высвечивают аномалии урановой и смешанной природы. Рудные поля Улканского рудного района, исходя из анализа их характеристик, можно разделить на пять основных типов.

1) Существенно тантал-ниобиевые с Y и U: Эталонное, Левобугундьянское, Верхнебугундьянское,

Ныгваганское, Учурское, Бириндинское, Курахандинское. Для них характерна генетическая и парагенетическая связь со щелочногранитными магматитами. В пределах каждого из рудных полей сосредоточено от 1 до 3 рудных объектов, по прогнозным ресурсам отвечающих рангу месторождений. Генетические их типы представлены щелочными метасоматитами, щелочногранитными пегматитами, альбитизированными щелочными гранитами, реже щелочными гидротермалитами и щелочнопегматитовыми фенитами.

2) Редкоземельно-бериллиевые: Бугундьянское, Командное, Угловое, Верхнетопориканское, Правобириндинское, Тангуктинское. Связь с щелочными гранитами скорее парагенетическая. Сопутствующие компоненты – Nb, Y, Th иногда U, Li, Sn. Генетические типы – щелочные метасоматиты, реже щелочногранитные пегматиты и связанные с ними фениты, щелочные гидротермалиты.

3) Бериллиевые с Ta, Nb, Sn и U: Орлиное, Тарыннахское, Восточное. Нуждаются в дальнейшем изучении, неясны перспективы на глубину. Месторождения редки и преимущественно мелкие по ресурсам. Оруденение связано со щелочными метасоматитами и гидротермалитами, реже с щелочногранитными пегматитами.

4) Урановые с P, Mo, TR: Бырайынское, Южноулканское, Топориканское и Элгэтэйское. Рудоносными являются эйситы и аргиллизиты. К этому типу рудных полей близки по характеру оруденения разрозненные рудные объекты с урановой минерализацией в зонах раннерифейского структурно-стратиграфического несогласия на севере рудного района. Рудные объекты этих полей не обнаруживают видимой связи с интрузиями и локализованы вдоль зон разрывных нарушений и зон структурно-стратиграфических несогласий.

5) Золоторудные с Mo, Ag: Топорикано-Бириндинское, Южноулканское. Молибден-золоторудная минерализация выявлена в аргиллизитах, гидрослюдисто-кварцевых и адуляр-кварцевых метасоматитах тектонических структур типа надвигов. Связи ее с магматическими образованиями не установлено. Золоторудная минерализация отмечается также и в зонах структурно-стратиграфического несогласия рифейских толщ Учурской впадины и вулканитов Улканского прогиба с породами кристаллического фундамента. По времени оруденения золоторудная минерализация является более поздней, чем урановая.

Наибольший практический интерес представляют месторождения рудных полей Ныгваганского рудного узла (Ta, Nb, Y), Бугундьянского (Be, TR), Элгэтэйского (Be, U, Ta, Nb), Топориканского (U, гра-

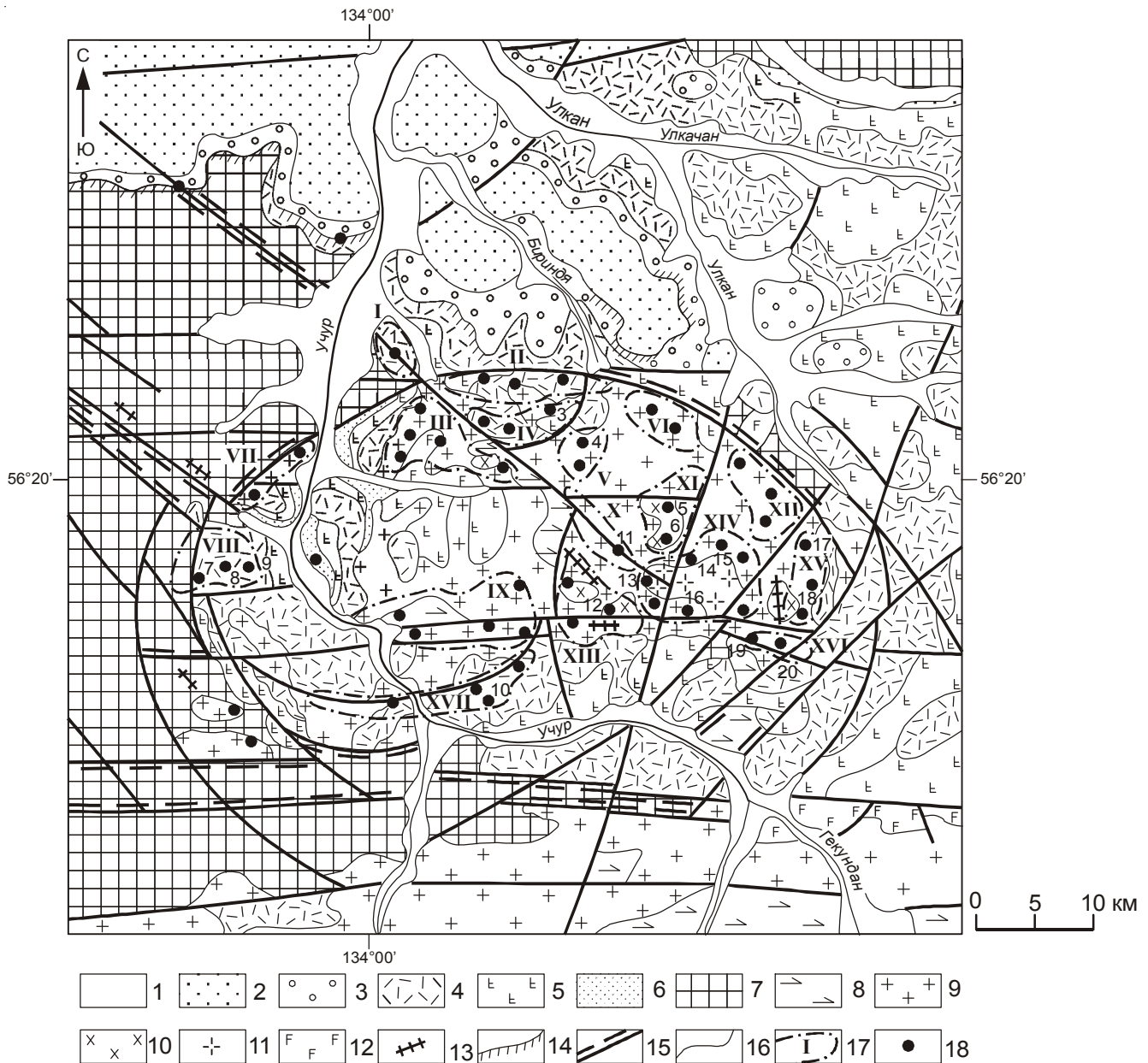


Рис. 2. Схема геологического строения Улканского рудного района.

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2–3 – уянская серия нижнего рифея, свиты: 2 – конкулинская, 3 – бириндинская; 4–6 – улканская серия нижнего протерозоя, свиты: 4 – элгэтэйская, 5 – улкачанская, 6 – топориканская; 7–8 – архейские образования кристаллического фундамента: 7 – гнейсы и кристаллические сланцы нерасчлененные, 8 – анортозиты древнеджугджурского комплекса; 9–13 – раннепротерозойские интрузии: 9–11 – гранитоиды первой (9), второй (10) и третьей (11) фаз улканского комплекса; 12–13 – габброиды гекунданского (12) и маймаканского (13) комплексов; 14 – коры выветривания; 15 – зоны разломов и связанных с ними тектонитов; 16 – геологические границы; 17 – рудные поля (I – Топориканское, II – Топорикано-Бириндинское, III – Верхнетопориканское, IV – Командное, V – Бириндинское, VI – Правобириндинское, VII – Учурское, VIII – Элгэтэйское, IX – Тангуктинское, X – Бырайынское, XI – Бугундинское, XII – Орлиное, XIII – Тарыннахское, XV – Восточное, XVI – Курахандинское, XVII – Южноулканское) и узлы (XIV – Ныгваганский); 18 – месторождения и рудопроявления: Топорикан (1), Широное – 1 (2), Бириндя (3), Пегматитовое (4), Бугундя (5), Южное (6), Красная горка (7), Элгэтэ (8), Таежное (9), Тангукта (10), Боковое (11), Гельвиновое (12), Эталон (13), Верхняя Бугундя (14), Северный Ныгваган (15), Ключ (16), Крутое (17), Извилистое (18), Неожиданное (19), Улкан (20).

Таблица. Генетические типы и рудные формации месторождений и рудопроявлений Улканского рудного района.

Рудомещающие породы	Генетические типы рудопроявлений	Структурно-геологические условия локализации оруденения	Основные рудные минералы	Рудная специализация		Рудные формации	Типовые рудопроявления (возраст в млн лет)
				Типоморфные элементы	Элементы примеси		
1	2	3	4	5	6	7	8
Субщелочные граниты и лейкограниты, кварцевые сиениты 1-ой, субщелочные лейкограниты 2-ой фаз улканского комплекса, эффузивы элгэйской свиты	Грейзены биотит-кварцевые, мусковит-кварцевые с топазом, флюоритом	Плащевидные и линзовидные тела и штоckerки в апикальных частях и приконтактовых зонах тел субщелочных лейкогранитов 2 фаз улканского комплекса	Касситерит, вольфрамит, молибденит, магнетит, гематит, анатаз, топаз, циркон, ксенотим	Sn, W, Be, F	Mo, As, Pb, Y, Nb, Zr, Ag, P	(Sn-W) олововольфрамовая, (Sn-Be) оловобериллиевая, Th/U >7	Грейзеновое, Боковое
Субщелочные лейкограниты 1 и 2 фаз улканского комплекса	Микроклиновые пегматиты с амазонитом	Маломощные протяженные тела жильного типа в апикальных и приконтактовых зонах субщелочных лейкогранитов 2 фазы	Колумбит, монацит, циртолит, бастнезит, паризит, касситерит, шеелит, ортит, циррохлор, молибденит	Rb, Ta	Th, Pb, Y, Nb, Be	(Ta-Rb) редкометаллическая Nb/Ta≈3, Th/U≈7	Правая Бириндя, Верхний Топорикан
Субщелочные гранитоиды 1 и 2 фаз улканского комплекса	Щелочные граниты астрофиллит-эпирин-рибекитовые альбитизированные и гематизированные	Небольшие массивы, дайки, штоки и тела щелочных гранитоидов, изометрично-округлые и линейновытянутые в субширотном направлении в зонах сочленения субширотных дизъюнктивов с разрывными нарушениями других направлений	Циррохлор, циркон, циртолит, ксенотим, ильменорутит, рутил, магнетит, фергусонит, торит, торбернит, монацит, колумбит, ортит, поликраз, эвксенит, чевкиннит, гагаринит, гельвин	Ce, La, Y, Ta, Nb, Zr	TR, U, Th, Rb, Be, Hf, Sn, Au, F, Fe, P	(TR-Ta-Nb-Zr) редкоземельно-редкометаллическая, Th/U=0,5-5, Nb/Ta=8-12, TR _{ce} /TR _y =1-6	Ныгванский массив (1703-1676); Улкан
Фенитизированные субщелочные лейкограниты 1-2 фаз, субщелочные граниты, кварцевые сиениты 1 фазы улканского комплекса, реже вулканы 3 фазы элгэйского комплекса	Щелочногранитные пегматиты: а) зональные б) структурно-сложные (с брекчиевой текстурой)	Жилы и сложновывящиеся жиллообразные, линзовидные тела полого-, реже кругопадающие преимущественно субширотного, реже северо-западного и северо-восточного простирания в приконтактовых частях тел и массивов щелочных гранитоидов и в полях фенитов и фенитизированных пород вне видимой связи с щелочными гранитоидами в зонах катаклаза и дробления	Циркон, пирохлор, колумбит, циртолит, ксенотим, торит, фергусонит, ортит, поликраз, чевкиннит, гагаринит, эвксенит, рутил	Ta, Nb, Zr	Rb, Li, U, Th, Be, Sn, Y, Yb, Hf, Ce, La	(Ta-Nb-Zr) ураноносная редкометаллическая, Nb/Ta=4-24, TR _{ce} /TR _y =0,5-3, Th/U=0,5-2	Верхняя Бугундя, Эталон, Ключ, Угловое, Пегматитовое (1725±70, 1728±43)
		Жилы и жиллообразные, иногда сложновывящиеся тела в полого-, реже кругопадающих зонах дробления и катаклаза субширотного, реже северо-западного простирания, а также штоckerкоподобные тела в зонах сочленения дизъюнктивов разных направлений, преимущественно в приконтактовых частях Ныгванского массива щелочных гранитоидов	Циркон, циртолит, пирохлор, монацит, колумбит, бастнезит, паризит, фергусонит, озанит, литисевые слюды, микролит, ортит, поликраз, чевкиннит	Zr, Nb, Ta, U, La, Ce, Y, Hf	Th, Li, Be, Yb, Ag, Sn, Gd, Lu	U-TR-Ta-Nb-Zr ураноносная редкоземельно-редкометаллическая, Th/U=1-6, Nb/Ta>20, TR _{ce} /TR _y =1-3	Эталон, Ключ, Верхняя Бугундя, Угловой

Таблица. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8
	в) микроклиновитовые и альбит-микроклиновые кварцсодержащие с эгирином, рибекитом и биотитом	Линзовидные залежи и штокерки в зонах трещиноватости, катаклаза и дробления субширотных разломов и в узлах их пересечения с разрывами других направлений	Циркон, пирохлор, колумбит, монацит, гагаринит, синхизит, апатит, ксенотим, торит, касситерит, рутил, флюорит, гематит, микролит, ильменорутил, торианит, бастнезит	Ta, Nb, Y, U (Dy, Gd, Lu)	Zr, Yb, Ce, La, Be, Hf, Th, Sn, F, P, Li, Mo, Pb, Zn, Au, Ag	(U-Y-Ta-Nb) ураносная редкоземельно-редкометаллическая, TR _{ce} /TR _y =0,4,-1,2 Th/U=0,3-4 Nb/ Ta=2-15	Улкан, Неожиданное, Гельвиновое
Гранитоиды улканского комплекса, вулканы элгтэйской свиты	Редкоземельно-редкометаллические железомарганцевые метасоматиты: а) гематит (магнетит)-кварц-полевощпатовые б) кварц-хлорит-гематит-сульфидные в) гельвин-диопсид-пироксмангитовые г) флюорит-фенакит-берtrandитовые метасоматиты и гидротермалиты (кварц-берtrandит-карбонатные, флюорит-берtrandит-кварцевые, флюорит-фенакит-берtrandитовые, кварц-берtrandитовые, гидрослюдисто-флюорит-кварцевые, гематит-флюорит-сульфидные, гематит-флюорит-кварцевые)	Маломощные непротяженные жилы, линзы и гнезда, реже штокеркоподобные тела в зонах катаклаза и дробления в полях развития щелочных метасоматитов (гематит (магнетит)-кварц-альбитовые, кварц-кварц-альбитовые, кварц-микроклиновитовые) (гематит-сульфидно-кварцевые, кварц-магнетитовые, магнетит-сульфидно-кварцевые, кварц-хлоритовые, хлоритовые) (гематит-сульфидно-кварцевые, кварц-магнетитовые, магнетит-сульфидно-кварцевые, кварц-хлоритовые, хлоритовые) (гематит-сульфидно-кварцевые, кварц-магнетитовые, магнетит-сульфидно-кварцевые, кварц-хлоритовые, хлоритовые)	Фенакит, берtrandит, гентгельвин, даналит, гельвин, монацит, циртолит, пирохлор, торит, колумбит, танталит Гентгельвин, берtrandит, даналит, эвклаз, сфалерит, циркон, галенит, висмутин, халькопирит, пирит Гельвин, гентгельвин, сфалерит, пироксмангит, циркон Берtrandит, фенакит, флюорит, кальцит, барит, пирит, галенит, сфалерит, гематит, магнетит	Be, (TR _{ce}) Be Zn, Be Be, F	Y, Ce, Nb, Ta, U, Th, Zn, Sn, F, Ag, Zr, Au, La, Zn, Li Zn, Li, Zr, F, Fe F, Zr, La, Ce, Nb Ce, Ba	(Be) бериллий-редкометаллическая редкоземельная Th/U=0,5-2 Nb/ Ta=0,1-20 TR _{ce} /TR _y =0,8-4 (Be) бериллий-сульфидная (Zn-Be) цинк-бериллиевая (F-Be) флюорит-бериллиевая	Гельвиновое, Бугундя, Южное, Мал. Ныгваган Эвклазовое, Гельвиновое, Извилистое Гельвиновое, Сфалеритовое Таежное

Таблица. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8
Субщелочные граниты и лейкограниты 1 и 2 фаз улканского комплекса, альбититы и альбитизированные гранитоиды	Эйситы: а) гематит-апатит-кварц-альбитовые	Линзовидные и жилородные тела в зонах дробления и катаклаза альбитизированных гранитов, приуроченных к контактам крутопадающих даек габбродиабазов северо-западного простирания	Фторапатит, циркон, сфен, рутил, монацит, настуран, уранофан, уранинит, сабугалит, фосфуранилит, метаторбернит, метаураноцирцит, казолит, ренардит, метасейнерит, уранотил, ксенотим, бертрандит, бастнезит	U, P	Ce, La, Lu, Zr, Nb, Pb, F, Be, Y	(P-U) фосфор-урановая, Th/U < 0,1 TR _{ce} /TR _y =10-18	Боковое (1250 ± 37)
Вулканиды кислого состава элгэйтской свиты	б) кварц-альбит-апатитовые	Жилородные и линзовидные тела, штокверки с гематитом в зонах разломов и узлах их сочленения среди измененных вулканитов	Браннерит, фторапатит, синхизит, бетауранотил, уранофан, ксенотим, монацит, циркон, торит, ильменорутил	TR _y , P, TR _{ce} , U	Nb, Ta, Sr, Be, F, Th, Lu, Dy, Eu, Er, Tm, Ho, Pt, Ag, Au	(P-U-TR) фосфор-уран-редкоземельная, Th/U=0,4-0,7 Nb/Ta=5 TR _{ce} /TR _y =0,7	Тангукта (1250±50, 1196±62)
Стратифицированные терригенно-вулканогенные породы Улканского прогиба и метаморфиты кристаллического фундамента	Аргиллизиты и березиты: а) серицит-гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты с каолинитом, монтмориллонитом	В зоне раннепротерозойского структурно-стратиграфического несогласия – 1) крутопадающие и гнездообразной формы; 2) пологопадающие линзовидные тектонические срывов; 3) пологопадающие рудные тела лентообразной формы вблизи крупных разломов над зоной графитизации в фундаменте	Отенит, торбернит, метаураноцирцит, купроскелдовскит, фосфуранилит, настуран, вульфенит, молибденит, галенит, сфалерит, пирротин, пирит	U, Mo	Pb, Zn, Ti, V, Co, Ni, Cu, Ag, Th, Au	(U-Mo) уран-молибденовая, Th/U=0,01	Топорикан (1236±21; 1150±50)
Коры выветривания вулканитов элгэйтской свиты Улканского прогиба и пород кристаллического фундамента	б) гидрослюдисто-кварцевые метасоматиты с калишпатом, карбонатом и гематитом	Пластообразные, линзовидные, плащеобразные залежи в зоне раннерифейского структурно-стратиграфического несогласия; в разломах	Деклуазит, карнотит, ванадиевые слюды, пирит, марказит, халькопирит, галенит, герседорфит, халькозин, малахит	U, V	Au, Pb, Zn, Ag, Cu	(U-V) уран-ванадиевая, золотоносная	Ночлет, (Конкули) (1300 ± 50)
Кора выветривания субщелочных базальтов бириндинской свиты	в) адуляри-гидрослюдисто-гематитовые метасоматиты с кварц-карбонатными прожилками	Маломощные плащеобразные залежи в подошве песчаников конкулинской свиты в зонах тектонических срывов повышенной трещиноватости (зона структурно-стратиграфического несогласия)	Гематит, гетит, карнотит, ванадиевые слюды, пирит, марказит, халькопирит, галенит, герседорфит, халькозин, малахит	U	Mo, Ni, Co, V, Au, Cu, Pb, Zn, Ba	(U) ураноносная	Тала, Ночное
Кварцево-галечные конгломераты и гравелиты в базальных горизонтах бириндинской, конкулинской и гонамской свит	г) иллит-монтмориллонит-каолинитовые аргиллизиты с гематитом, хлоритом, адуляром, карбонатом	Пластовые, лентообразные, линзовидные залежи в зоне раннерифейского структурно-стратиграфического несогласия	Гематит, пирит, халькопирит, гетит, монацит, циркон, ширтолит, орденит, халькозин, молибденит, арсенопирит, золото, ванадинит, графит	U, Au	Nb, TR, Cu, Pb, Zn, Ba, Ag, Mo, Mn	(U, Au) ураноносная, золотоносная	Гарында, (Конкули)

Таблица. (Окончание).

1	2	3	4	5	6	7	8
Вулканы кислого и щелочного состава элгэйского комплекса	д) кварц-каолинит-монтмориллонит-гидрослюдистые аргиллизиты	Штокерки и жилородные линзовидные тела в зонах дробления среди вулканитов	Ферримолибит, настуран, урановые черни, вульфенит	U, Mo	Ag, Pb, As	(Mo-U) уран-молибденовая	Элгэгэ (1200±50, 1080±40)
Вулканы субщелочного кислого и щелочного составов элгэйского комплекса	е) гематит-кварц-гидрослюдистые метасоматиты и гидротермалиты	Штокеркоподобные тела и линзовидные залежи в зонах дробления среди трахиролитов, комелитов, пантеллеритов и их игнимбритов	Гематит, гетит, эвксенит, циркон, рутил	Ta, Nb, Y, Ce	Zr, U, Zr, Mo	(Ta-Nb-TR) редкометалльно-редкоземельная	Красная Горка (880±30, 988±30)
Вулканы улканской серии, гранитоиды улканского комплекса, песчаники уанской серии	ж) гидрослюдисто-кварцевые аргиллизиты с адуляри-кварцевыми и гематит-кварцевыми метасоматитами и гидротермалитами	Линейные дугообразновыгнутые, линзовидные полого-, реже кругопадающие тела в зонах дробления и катаклаза дуговых разломов, ограничивающих ВКС и ИКС	Гематит, пирит, пирротин, молибденит, золото, халькопирит, сфалерит, галенит	Au, Mo	Ag, Pb, Cu, Zr, (U), Ba	(Au-SiO ₂) золото-кварцевая малосульфидная (аргиллизитовая)	Широтное, Тангукта, Пионер

фит), Бырайынского (U), Южноулканского (U, TR, Au), Топорикано-Бириндинского (Au, Ag, Mo), Курахандинского (Ta, Nb, Y, U) рудных полей. Высоки перспективы Командного (TR, U, Th, Be), Тарыннахского (Be, TR, Ta), Бириндинского (Ta, Nb, U) и Тангуктинского (TR, Be) рудных полей. Следует отметить высокую зараженность золотом (до 1–3 г/т) Тангуктинского, Верхнебугундьянского и Верхнеулканского рудных полей, а также пункты минерализации платины в щелочных метасоматитах Курахандинского рудного поля.

По ресурсам тантала и ниобия ведущее место принадлежит редкоземельно-редкометалльной рудной формации щелочных метасоматитов, щелочно-гранитных пегматитов и щелочных гранитов; далее – щелочных гидротермалитов и аргиллизитов приразломных зон [12]. В качестве сопутствующего тантал-ниобиевое оруденение отмечается в редкометалльно-редкоземельной формации железо-марганцевых метасоматитов, редкометалльных протолитионит-кварцевых грейзенах и фосфор-уран-редкометалльных эйсилах. Около 50 % ресурсов и запасов Ta и Nb приходится на долю Ныгваганского рудного узла, в пределах которого пять проявлений по прогнозным ресурсам отвечают месторождениям (рис. 3).

На месторождении Верхняя Бугундя, в северной экзоконтактовой части Ныгваганского массива щелочных гранитоидов, рудоносными телами являются зональные и структурно-сложные щелочногранитные пегматиты, зоны кварц-альбитовых метасоматитов с многочисленными прожилками эгирин-рибекит-циртолит-микроклин-кварцевого состава, тела гематит-кварц-полевошпатовых метасоматитов и калишпатитов с наложенной альбитизацией, а также зоны щелочнопегматитовых фенитов в обрамлении пегматитовых тел. Тантал-ниобиевая минерализация отмечается почти во всех типах пегматитов, метасоматитов и гидротермалитов. Все перечисленные образования выполняют субширотную зону повышенной трещиноватости и катаклаза протяженностью 4 км и шириной 1.3–1.6 км, приуроченную к контакту массива щелочных гранитов с субщелочными лейкогранитами. По одному из ее пересечений (по полотну канав) установлено около 40 жил структурно-сложных щелочногранитных пегматитов мощностью от 0.2 до 12 м с содержаниями (в %) Nb от 0.1 до 0.3 (максимальное 3.0), Ta от 0.01 до 0.034 (максимальное 0.3), TR (Ce, La, Y, Yb) от 0.1 до 0.5, Li от 0.1 до 0.6, Zr до 4.4, U до 0.02; 20 жил зональных щелочногранитных пегматитов мощностью до 30 м с содержаниями (в %) Nb от 0,05 до 0.1, Ta от 0,005 до 0.02, TR (Ce, La) до 0.5, Be от 0.02 до 0.3, Li до 0.06 и серия зон кварц-

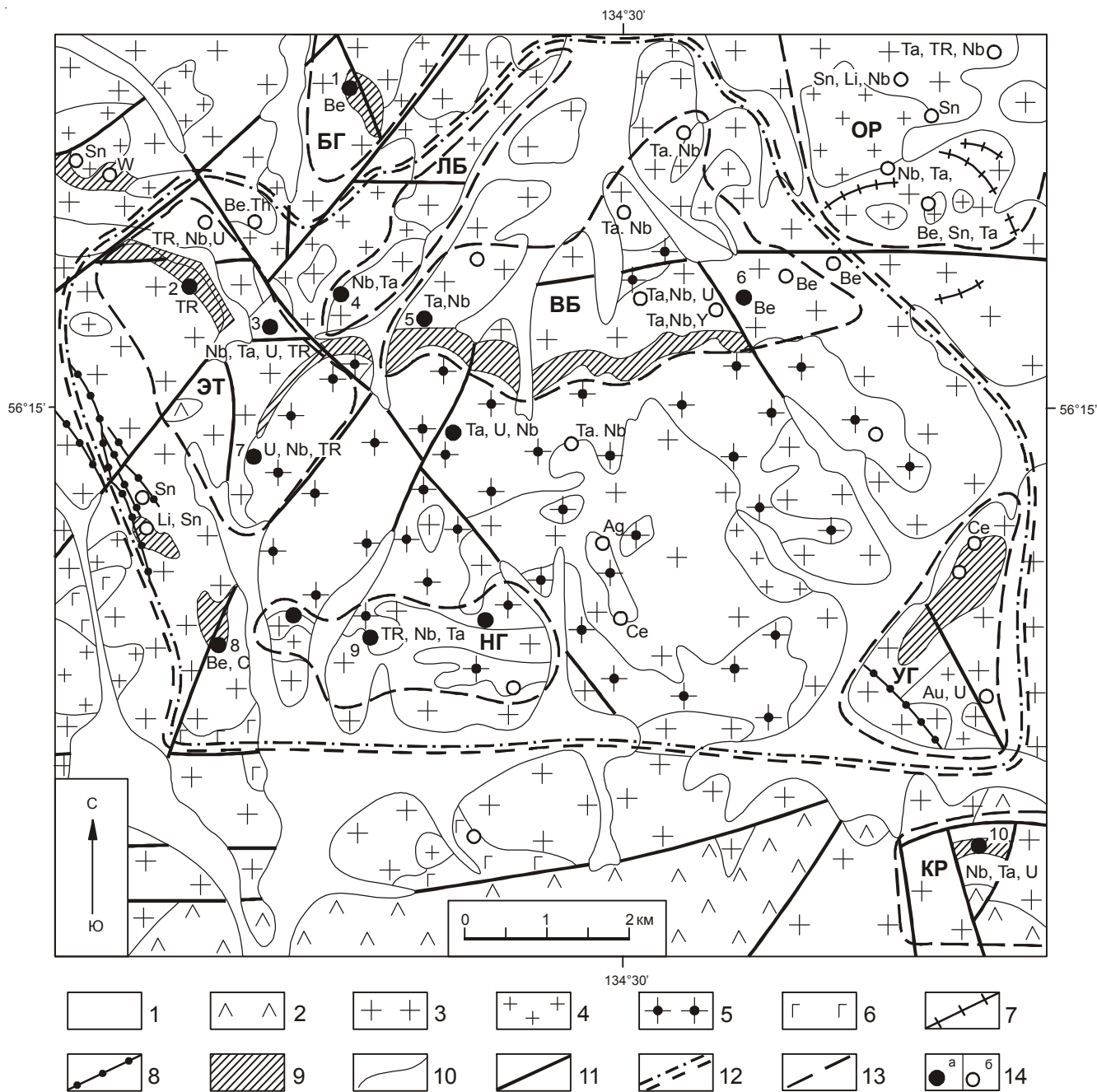


Рис. 3. Схематическая геологическая карта Ныгваганского рудного узла.

1 – четвертичные образования; 2 – вулканы улканской серии; 3–5 – гранитоиды улканского комплекса: 3 – крупнозернистые субщелочные граниты и лейкограниты первой фазы, 4 – мелкозернистые субщелочные лейкограниты второй фазы, 5 – щелочные рибекитовые и эгирин-рибекитовые (с астробилитом) граниты и кварцевые сиениты третьей фазы; 6 – габброиды гекунданского комплекса; 7–8 – дайки мелкозернистых субщелочных лейкогранитов улканского (7) и габброидов маймаканского (8) комплексов; 9 – поля и зоны рудоносных метасоматитов; 10 – геологические границы; 11 – разрывные нарушения; 12 – контуры Ныгваганского рудного узла; 13 – контуры рудных полей (БГ – Бугундинское, ЛБ – Левобугундинское, ВБ – Верхнебугундинское, ОП – Орлиное, ЭТ – Эталонное, НГ – Ныгваганское, УГ – Угловое, КР – Курахандинское); 14 – месторождения (а) и рудопроявления (б): Южное (1), Эталон-1 (2), Эталон-2 (3), Левая Бугундя (4), Верхняя Бугундя (5), Северный Ныгваган (6), Средний Ныгваган (7), Правый Ныгваган (8), Ключ (9), Неожиданное (10).

альбитовых метасоматитов мощностью до 15 м с концентрациями (в %) Nb 0.1, Ta 0.01, TR до 0.25, Zr до 1.68, Li до 0.2. В большинстве проб также присутствуют Au (до 0.22 г/т) и Ag (до 30 г/т). Мощность рудных интервалов с промышленными содержаниями Ta и Nb в пределах этой зоны достигают 50–60 м, реже 120 м, при протяженности рудных тел от 50 до 450–1200 м.

Аналогичного типа рудные тела с промышленными и близкими к ним содержаниями Nb, Ta, TR известны и в других местах в обрамлении Ныгваганского массива щелочных гранитоидов – на месторождениях Эталон -2, Средний Ныгваган, Ключ. Мощности рудных тел на этих объектах составляют первые десятки метров, для них также характерны высокие средние содержания Ta (0.021–0.038 %) и Nb (0.23–0.38 %). Помимо перечисленных выше компонентов в щелочногранитных пегматитах отмечаются (в %) Hf до 0.1, Rb до 0.11, Lu до 0.1–0.6, Dy до 0.1, Th до 0.14, U до 0.17.

Со щелочными метасоматитами, в краевых и апикальных частях Улканского массива, связано бедное и рядовое тантал-ниобиевое, циркониевое и редкоземельное оруденение. Примером служат рудные объекты: Неожиданное, Улкан и Крутое, имеющие при больших масштабах рудной минерализации значение промышленных месторождений. Пространственно они приурочены к зонам трещиноватости и катаклаза, оперяющим крупные разломы и узлы сочленения и образующим штокверкоподобные, столбообразные залежи [11]. Рудные зоны (420×180 м², 390×140 м²) имеют зональное строение: в центре развиты альбититы, сменяющиеся по направлению к периферии кварц-альбитовыми и кварц-микроклин-альбитовыми метасоматитами с гастингситом и биотитом и, наконец, альбитизированными или калишпатизированными граносиенитами. Наиболее высокие содержания (в %) Ta (0.007–0.02), Nb (0.1–0.4), Zr (0.1–0.8), La, Y и Ce (0.01–0.3), Be (до 0.06), Li (до 0.6), Gd, Dy и Lu (0.006–0.03), U (0.01–0.05), Th (до 0.3), Zn (0.6), Ag (до 20 г/т), Au (до 2 г/т) связаны с кварц-микроклин-альбитовыми, кварц-альбитовыми метасоматитами. Рудные минералы образуют в них многочисленные сложноветвящиеся прерывисто-линзовидные просечки и гнезда, выполненные цирконом, монацитом, пирохлором, колумбитом, гагаринитом, синхизитом, апатитом, бастнезитом, галенитом, торитом, торианитом, ильменитом, магнетитом, рутилом, гематитом, флюоритом.

Месторождение Красная Горка расположено в зоне субширотного разлома среди гидрослюдисто-гематит-кварцевых метасоматитов по аргиллизирован-

ым щелочным вулканитам элгэтэйского комплекса (рис. 4). По данным опробования выделено тело рудоносных метасоматитов размером 340×300 м² с содержаниями (в %) Ta – 0.005–0.01, Nb – 0.05–0.1, Y – 0.06–0.1, Zr до 0.2, Ce до 0.2 и повышенными концентрациями Mo, V, As. Тантал-ниобиевое оруденение связано с гематит-эвксенитовой минерализацией [6].

В качестве сопутствующих компонентов Ta и Nb присутствуют в проявлениях редкометалльно-редкоземельной формации щелочных метасоматитов, хлорит-кварцевой и гематит-сульфидно-кварцевой формаций месторождений Южное, Бугундя, Бириндя, Извилистое, Гельвиновое. Особого внимания на месторождении бериллия Гельвиновое заслуживает танталовое оруденение в рудоносной зоне кварц-микроклин-альбитовых метасоматитов мощностью 11 м с содержаниями (в %) Ta от 0.005 до 0.053 (среднее 0.019), Ce – 0.3, La – 0.2, U – 0.011, Be – 0.01–0.6, Sn – 0.87, Zn – 0.1–3, Nb – до 0,001.

Для бериллия промышленное значение представляют редкоземельно-бериллиевые щелочные (Бугундя, Южное) [25] и железо-марганцевые (Гельвиновое) метасоматиты, в которых заключена большая часть прогнозных ресурсов и запасов; далее – редкометалльные протолитионит-кварцевые грейзены, флюорит-бериллиевые гидрослюдисто-гематит-кварцевые метасоматиты и брекчии (Таежное).

На месторождении Be и TR Бугундя рудное тело локализовано в узле пересечения крупного северо-восточного разлома и оперяющих его трещин северо-западного направления, что и обусловило его крестообразную в плане форму (рис. 5) [19]. В пределах рудного тела и по его периферии породы брекчированы. Максимальная его протяженность на северо-восток – 440 м, на северо-запад – 330 м при мощности 10–55 м (средняя – 37), падение крутое. Площадь рудного тела – 1.72 км². Руды представлены метасоматитами гематит-кварц-микроклин-альбитового состава. Для них характерно наличие пустот и трещин, выполненных кварцем и зернистыми массаами гематит-флюорит-сульфидного состава. В метасоматитах развита мелкая неравномерная вкрапленность фенакита, гентгельвина, берилла и бертрандита, с преобладанием последнего, а также циркона, циртолита, колумбита, пирохлора, монацита, ксенотима, бастнезита, торита, сфалерита, галенита, реже пирита и молибденита. Содержания BeO колеблются от 0.006 до 1.15 %. По данным опробования, в пределах рудного тела выделяется 14 интервалов мощностью от 5 до 41.5 м со средними содержаниями BeO 0.22 % и множество более мелких интервалов с промышленными содержаниями. Ценность этого объекта возрас-

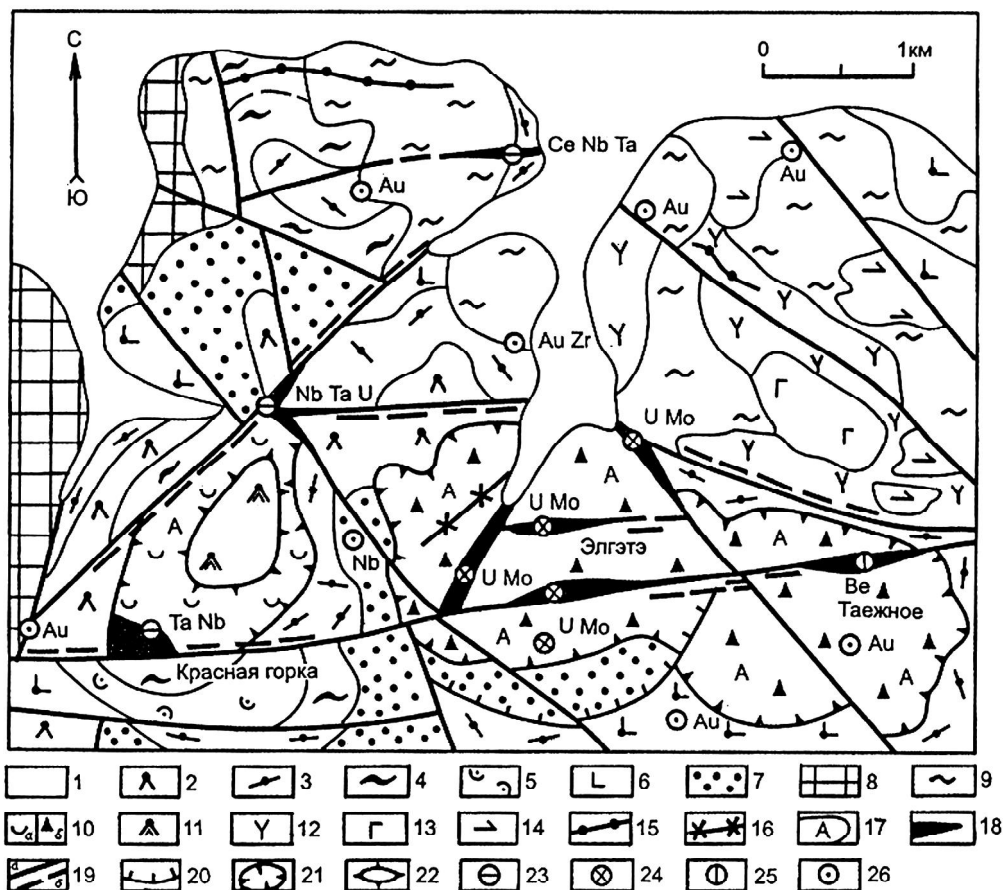


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Элгэтэйского рудного поля (узла).

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2–5 – вулканыты элгэтэйской свиты: трахидациты (2), трахириолиты (3), игнимбриты (4) и туфы (5) трахириолитов; 6 – трахибазальты улканской свиты; 7 – кварцевые песчаники топорицанской свиты; 8 – породы кристаллического фундамента нерасчлененные; 9 – субвулканические интрузии трахириолитов; 10 – игнимбриты (а) и туффизиты (б) трахириолитов жерловой фации; 11 – экструзивные щелочные трахидациты; 12 – сиениты и кварцевые сиениты улканского комплекса; 13 – габбродиабазы гекунданского комплекса; 14 – архейские анортозиты; 15–16 – дайки диабазов маймаканского (15) и комендитов элгэтэйского (16) комплексов; 17 – аргиллизиты и аргиллизированные породы; 18 – рудные тела с уран-молибденовой (U Mo), тантал-ниобиевой (Ta Nb) и флюорит-бериллиевой (Be) минерализацией; 19 – разрывные нарушения (а) и зоны расланцевания (б); 20 – надвиги; 21 – жерловины; 22 – экструзии; 23–26 – месторождения и рудопроявления: тантала и ниобия (23 – Красная Горка), урана и молибдена (24 – Элгэтэ), бериллия (25 – Таежное) и прочие мелкие проявления (26).

мощностью от 6.5 до 22 м с содержаниями (в %) Ce от 0.1 до 3.0, La от 0.1 до 1.0, Y от 0.03 до 0.4, Yb от 0.03 до 0.4, Pr до 0.091, Nd до 0.188, Sm до 0.068, Cd до 0.06, Dy до 0.084, Ho до 0.025, Er до 0.073, Tm до 0.013, Lu до 0.024, Hf до 0.064, Nb до 0.1, Th от 0.01 до 0.48. Перспективы этого месторождения очень высоки, так как в радиусе 1-2 км от него установлено несколько высокоперспективных объектов аналогичной формационной принадлежности: месторождения Южное, Западное, Левая Бириндя и девять рудопроявлений Be и TR.

Несколько обособлена (выделяется впервые) флюорит-бериллиевая рудная формация с богатыми по содержанию Be рудами, обладающая большими

ресурсами. Рудопроявление Be “Таежное”, находящееся на юго-восточном фланге Улканского прогиба, расположено в зоне влияния субширотного разлома среди вулкаников элгэтэйского комплекса (рис. 4). Рудное тело мощностью от 10 м до 150 м и протяженностью 450 м сложено гидрослюдисто-кварцевыми и гидрослюдисто-гематит-кварцевыми метасоматитами и серицит-кварцевыми брекчиями с многочисленными прожилками и жилами (до 0,4 м) флюорит-берtrandитового состава. Берtrandит цементирует обломки в брекчиях и образует густую вкрапленность в метасоматитах. Цемент брекчий и прожилки имеют также кварц-флюоритовый, гидрослюдисто-флюоритовый, сфалерит-карбонатный, магнетитовый и пирит-

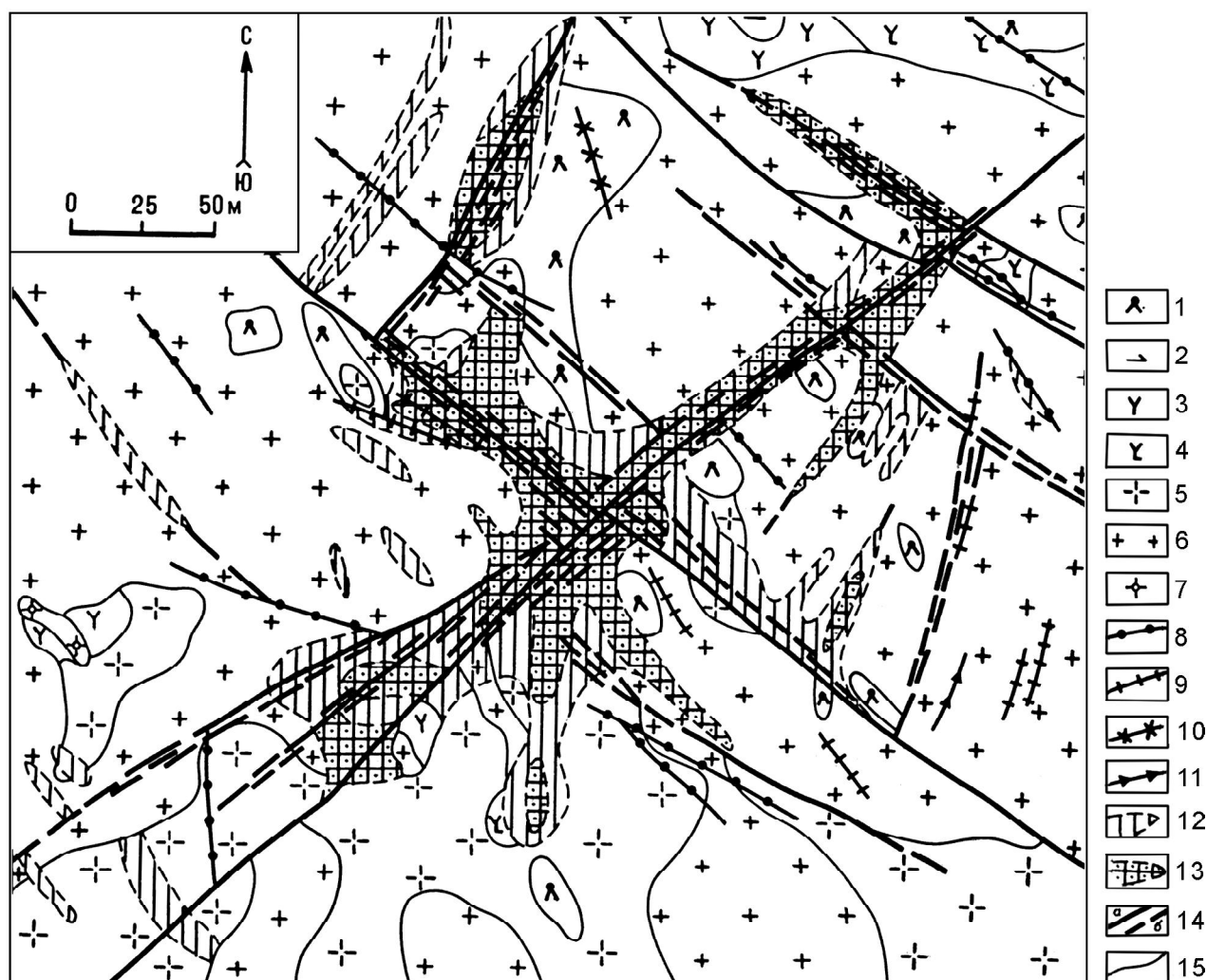


Рис. 5. Схематическая геологическая карта месторождения Be и TR Бугундя.

1 – трахириодациты элгэтэйской свиты; 2 – анортозиты древнеджугджурского комплекса; 3–7 – раннепротерозойские гранитоиды улканского комплекса: сиениты (3), кварцевые сиениты (4), крупнозернистые (5) и мелкозернистые (6) субщелочные лейкограниты, щелочные граниты (7); 8–9 – дайки комендитов элгэтэйского (8) и гранит-порфиров улканского (9) комплексов; 10–11 – жилы щелочногранитных пегматитов (10) и щелочных гидротермалитов (11); 12 – альбитовые и кварц-альбитовые метасоматиты с редкоземельной минерализацией; 13 – редкоземельно-бериллиеносные альбитовые и кварц-альбитовые метасоматиты с бертрандитом, просечками и гнездами сульфидов, гематита и флюорита; 14 – разрывные нарушения (а) и зоны брекчирования, катаклаза (б); 15 – геологические границы.

гематитовый состав. Концентрации Be в метасоматитах – от 0,1 до 1 %.

В качестве ведущего компонента Be встречается совместно с Sn в редкометалльных биотит-(мусковит)-кварцевых грейзенах, но концентрации его и ресурсы здесь невелики. В качестве сопутствующего компонента Be присутствует также в редкоземельно-редкометалльных щелочных гидротермалитах, щелочногранитных пегматитах и фенитах, реже в альбитизированных щелочных вулканитах.

Редкие земли в промышленных концентрациях присутствуют во всех генетических типах рудопроявлений с тантал-ниобиевым и бериллиевым оруденением. В большинстве случаев они выступают как сопутствующие компоненты. Руды таких объектов преимущественно комплексные. По прогнозным ресурсам редких земель ведущее место принадлежит редкометалльно-редкоземельным щелочным метасоматитам. Несмотря на невысокие средние концентрации в них TR (0,3 %) рудные объекты относятся, как правило, к разряду крупных месторождений. В качестве сопут-

ствующих компонентов в проявлениях этой рудной формации характерно присутствие Th и U. Ведущую роль TR играют в щелочнопегматитовых фенитах и щелочных гидротермалитах, где их содержания достигают 3–4 %. В щелочных гранитах концентрации TR обычно невелики (до 0,1 %). Наиболее высокие их содержания отмечаются, как и большинства редких металлов, в альбитизированных и гематитизированных щелочных гранитах. Преобладают в них в основном редкие земли цериевой группы. Также представляет промышленный интерес фосфор-уран-редкоземельное оруденение в эйситах. На месторождении “Тангукта” (рис. 6), наряду с промышленными содержаниями U и P_2O_5 (до 8 %) в метасоматическом теле эйситов установлены высокие концентрации Y, Yb, Dy, Ce, La, Nd, Gd и близкие к промышленным Eu, Er, Lu, Ho, Tm, Sm и Pr. Сопутствующие компоненты представлены Nb, Ta (до 0,022 %), Zr, Sr, F, Ag (до 400 г/т). По прогнозным ресурсам этот объект отвечает рангу крупного комплексного уран-редкоземельного месторождения с богатыми и рядовыми рудами.

Принципиально новым для Улканского прогиба является открытие редкометалльно-редкоземельной минерализации в субвулканических и экструзивно-жерловых щелочных вулканиках завершающей фазы элгэтэйского комплекса. Тела рудоносных щелочных вулкаников наиболее часто встречаются в пределах вулканокупольных, реже интрузивно-купольных структур. Вулканики преимущественно альбитизированы и неравномерно гематитизированы; содержания TR, Nb, Th, иногда U достигают промышленных значений. В них отмечаются повышенные концентрации Be, Li, Zr, Sn, реже Ta. Наличие такого типа минерализации в щелочных вулканиках прогиба, вплоть до настоящего времени, еще слабо изученной, позволяет сделать вывод, что в этом районе рудоносны не только гипабиссальные сложные интрузии улканских щелочных гранитов завершающей фазы внедрения, но и приповерхностные субвулканические и экструзивно-жерловые образования заключительной фазы элгэтэйского вулканизма. Известно, что на плато Джос в Северной Нигерии субвулканические интрузии, помимо оловянной, характеризуются богатой тантал-ниобиевой минерализацией [30]. Наличие щелочных вулкаников свидетельствует о возможном нахождении в пространственной близости с ними рудоносных щелочных гранитов, не вскрытых эрозией на дневной поверхности.

По ресурсам урана ведущее место принадлежит фосфор-урановым, фосфор-уран-редкоземельным эйситах и уран-молибденовым, уран-ванадиевым ар-

гиллизитам зон несогласия. Урановорудные эйситы распространены в узлах пересечения северо-западных и субширотных разломов как среди вулкаников южной части Улканского прогиба (Тангукта), так и в центральной его части, среди гранитоидов Улканского массива (Боковое). На месторождении Тангукта урановорудные кварц-альбит-апатитовые метасоматиты слагают столбообразное тело размером 150×200 м (рис. 6) [21]. Урановые минералы представлены браннеритом, бетауранотилом, уранофаном и синхезитом. На месторождении Боковое урановорудные гематит-апатит-кварц-альбитовые метасоматиты приурочены к зоне крупного северо-западного разлома, которая трассируется дайками раннепротерозойских габброидов маймаканского комплекса [10]. Месторождение представлено четырьмя рудоносными зонами. Наиболее высокие концентрации U (более 0.1 %) установлены в рудном теле центральной части месторождения (рис. 7). Рудное тело линзовидной в плане формы протяженностью 275 м и мощностью до 25–30 м, в раздувах до 70 м, круто (75°) падает на северо-восток. Урановые минералы многочисленны, куда входят настуран, уранинит и большая группа вторичных минералов.

Важнейшая черта урановой металлогении аргиллизитов характеризуемого района – это этажность размещения оруденения при концентрации урановорудных объектов – месторождений типа “несогласия” – на двух уровнях. Зоны “несогласия” проявились в этом регионе в виде мощных площадных древних кор выветривания, перекрытых горизонтально залегающими кварцевыми песчаниками базальной в разрезе Улканского прогиба топориканской свиты и базальных кварцевых конгломератов уянской серии Учурской впадины [18].

Месторождения типа “несогласия” предтопориканского уровня – это группа уран-молибденовых и молибден-урановых рудных объектов в западной части Улканского прогиба (рис. 3), характерной особенностью которых является приуроченность к поверхности регионального несогласия между графитистым архейским складчатым фундаментом и позднекарельской осадочно-вулканогенной толщей улканской серии одноименного прогиба [7, 29]. Месторождение Топорикан обладает всеми особенностями геологического строения, характерными для месторождений типа “несогласия” (рис. 8). Положение рудных залежей здесь контролируется двумя крупными тектоническими единицами: крутопадающей зоной тектонических нарушений северо-западного простирания и пологозалегающей поверхностью несогласия, разделяющей породы фундамента и позднекарельского ав-

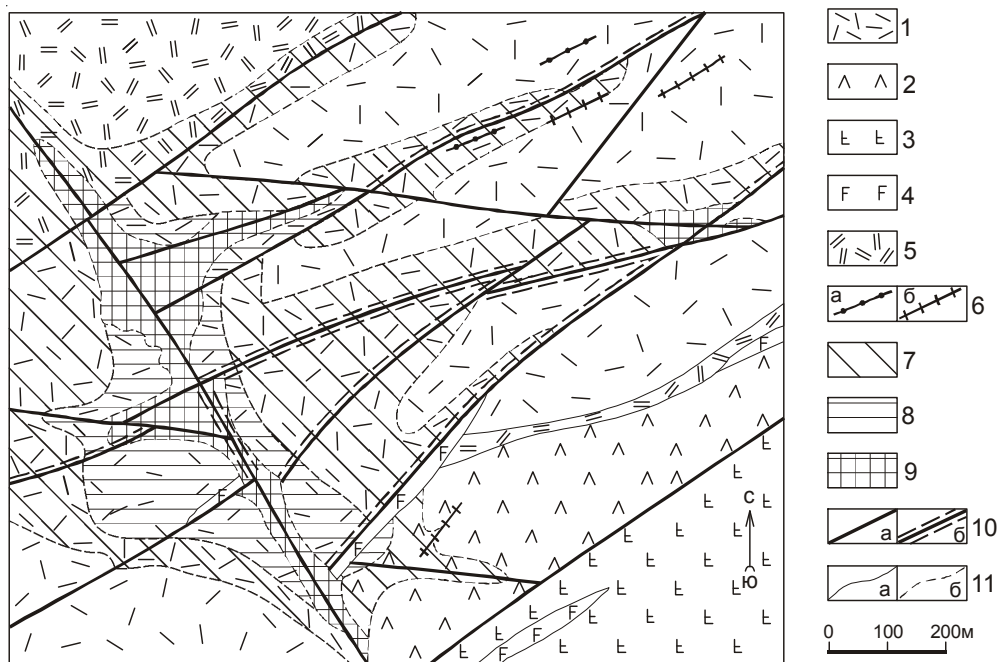


Рис. 6. Генерализованный геологический план месторождения U и TR Тангукта.

1–2 – элгэтэйская свита: трахириолиты (1) и трахидациты (2); 3 – трахибазальты улкачанской свиты; 4 – габбродиабазы маймаканского комплекса; 5 – субвулканические трахириолиты элгэтэйского комплекса; 6 – дайки трахириолитов элгэтэйского (а) и диабазов маймаканского (б) комплексов; 7 – аргиллизиты и аргиллизированные породы; 8–9 – рудоносные эйситы и эйситизированные породы: апатит-кварц-хлорит-альбитовые (8) и гематит-кварц-альбит-апатитовые (9); 10 – разрывные нарушения (а) и зоны катаклаза и брекчирования (б), 11 – контуры геологических тел (а) и зон метасоматитов (б).

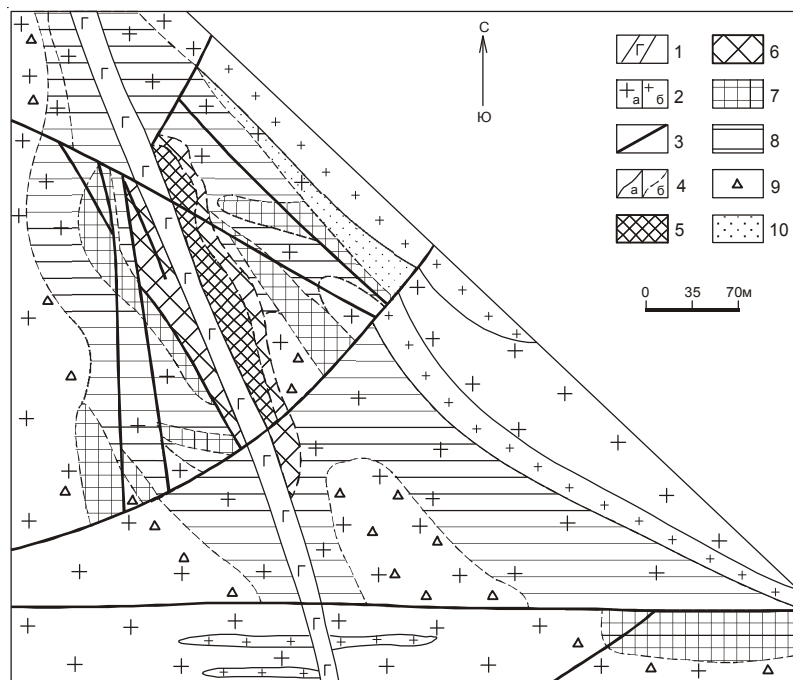


Рис. 7. Генерализованный геологический план месторождения U Боковое.

1 – дайки габбродиабазов маймаканского комплекса; 2 – субщелочные лейкограниты улканского комплекса: а – крупнозернистые (I фаза) и б – мелкозернистые (II фаза); 3 – разрывные нарушения; 4 – границы геологических тел (а) и зон метасоматитов (б); 5–8 – рудные тела и зоны: эйситы урановорудные апатит-альбитовые (5) и кварц-альбитовые с апатитом (6), альбитовые метасоматиты (7) и альбитизированные породы (8) с бериллий-редкоземельной минерализацией; 9–10 – граниты калишпатизированные (9) и грейзенизированные (10).

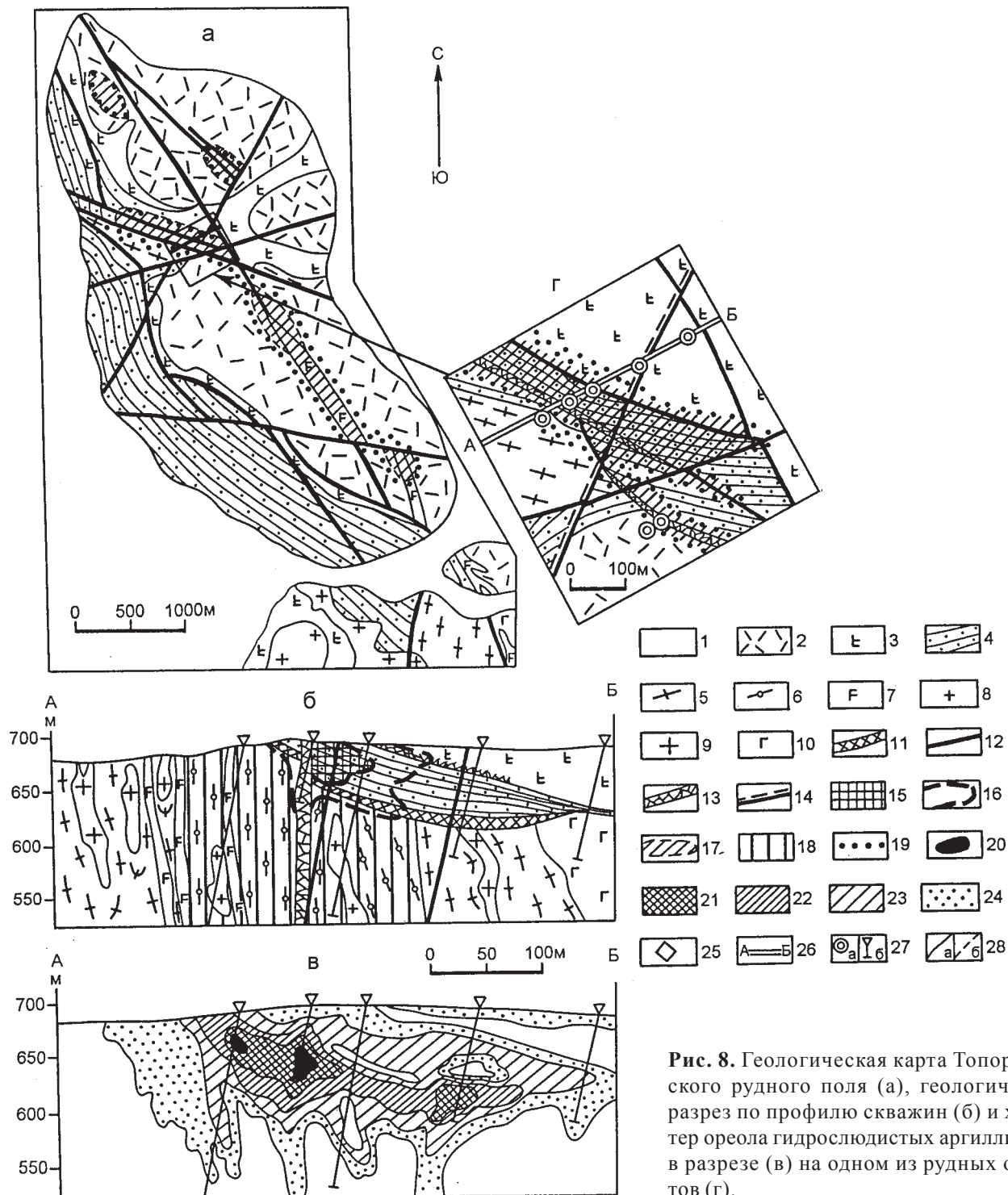


Рис. 8. Геологическая карта Топориканского рудного поля (а), геологический разрез по профилю скважин (б) и характер ореола гидрослюдистых аргиллизитов в разрезе (в) на одном из рудных объектов (г).

1 – четвертичные рыхлые образования (на плане); 2 – трахидациты и трахириолиты элгэтэйской свиты; 3 – трахибазальты улкачанской свиты; 4 – кварцевые песчаники топориканской свиты; 5–6 – архейские гнейсы биотитовые (5), графит-биотитовые и гранат-графит-биотитовые (6); 7 – габбродиабазы маймаканского комплекса (дайки); 8 – субщелочные граниты Улканского комплекса; 9 – 10 – архейские гранито-гнейсы (9) и метагаббро (10); 11 – коры выветривания; 12 – 14 – разрывные нарушения (12), зоны дробления и брекчирования (13), зоны трещиноватости (14); 15–16 – рудная залежь (15) и ореол оруденения на разрезе (16); 17 – ураноносные зоны (только на плане (а) и (г)); 18 – ореол графитизации (на разрезе (б)); 19 – зоны аргиллизированных изменений (на плане); 20–24 – ореолы аргиллизации (на разрезе в), с градацией по количеству новообразованных минералов в породе: 20 – более 90%, 21 – 80–90 %, 22 – 60–80 %, 23 – 40–60 %, 24 – 20–40 %, 25 – участок деталлизации (г) и его контуры на плане; 26 – линия разреза; 27 – буровые скважины: а – на плане, б – на разрезе; 28 – геологические границы (а) и контуры рудоносных зон на плане (б).

лакогенного (рифтогенного) комплекса Улканского прогиба. Урановое оруденение концентрируется в верхней части крутопадающей зоны трещиноватости и брекчирования и проникает в осадочно-вулканогенные толщи рифтогенной структуры. При значительных запасах U и Mo месторождение еще не полностью оконтурено на флангах и слабо разведано на глубину, что еще больше повышает промышленную значимость.

Месторождения типа “несогласия” преуранского уровня – это разрозненные рудные объекты U, V, реже Au в аргиллизитах, приуроченные к зоне структурно-стратиграфического несогласия между раннепротерозойскими вулканитами Улканского прогиба и раннерифейским платформенным чехлом Учурской впадины [6, 8, 18]. В основании вулканогенно-терригенной толщи уянской серии на литифицированных корках выветривания пород фундамента и Улканского прогиба залегают конгломераты с их гальками и валунами. Разрывная тектоника проявлена системами северо-западных нарушений, с которыми и связаны рудные залежи рудопроявлений. Пространственное положение рудных залежей определяется областью сопряжения зон северо-западных нарушений с поверхностью преуранского несогласия. Урановое оруденение по системам трещиноватости проникает в нижнерифейские толщи Учурской впадины, концентрируясь также в зонах локальных несогласий на границе бириндинской и конкулинской свит (Тала, Правобириндинское). Данные рудопроявления U, V, Au, Pb, Mo, Ba эпигенетичны по отношению к вмещающим породам и, несмотря на разное положение этого типа оруденения в разрезе стратифицируемых толщ района, одновозрастные (1300–1150 млн лет). Рудные залежи чаще всего имеют форму уплощенных стратиформных штокверков и тесно связаны с региональными разломами и определенными литофациями фундамента, среди которых часты графитистые разности пород. Подобного типа месторождения U в зонах “несогласия” открыты в Канаде и Австралии, где ведется их обработка [23].

Промышленные концентрации U отмечаются в проявлениях редкометалльных и редкоземельно-редкометалльных формаций, в которых основными компонентами являются Ta, Nb, Y, а U выступает в качестве сопутствующего. В них, как правило, отсутствуют собственные минералы урана, его концентрации на уровне бедных и убогих руд связаны в основном с пироксеном, цирколитом, ксенотимом, монацитом, фергусонитом и другими редкоземельными и редкометалльными минералами. В связи с изложенным выше, эти рудные формации выделяются в каче-

стве ураноносных. Ураноносные щелочные метасоматиты, связанные с локальными проявлениями щелочного постмагматического метасоматоза в зонах крупных тектонических разрывов, характеризуются значительными площадными параметрами (0,05–0,07 км²) и концентрациями U от 0,01 до 0,05 % (Неожиданное, Улкан). По прогнозным ресурсам U они отвечают мелким и средним месторождениям. За рубежом ураноносные альбититы проявлены широко и имеют значительные запасы при невысоких его содержаниях, а в Бразилии и Индии составляют основу сырьевой базы урана [23]. Ураноносные щелочногранитные пегматиты характеризуются обычно спорадическим оруденением и невыдержанными содержаниями U (от 0,001 до 0,1257 %). Практический интерес могут представлять рой пегматитовых тел вокруг Ныгваганского массива щелочных гранитов вследствие их многочисленности. В альбитизированных щелочных астрофиллит-эгирин-рибекитовых гранитах Ныгваганского массива с повышенными содержаниями пироксена и колумбита, “средние” содержания U на отдельных участках достигают 0,017 %. Повышенные концентрации U (до 0,015 %) также установлены в альбитизированных экструживно-жерловых щелочных вулканитах. Древние уран-золотоносные конгломераты, высокоперспективные на U и Au в Канаде (район Эллиот-Лейк), ЮАР (район Витватерсранд) и Бразилии, здесь остались малоизученными, хотя их перспективы оцениваются довольно высоко [13].

Повышенные содержания *золота* отмечаются на большинстве редкометалльных рудопроявлений Улканского района, но промышленных концентраций и параметров на них не установлено. Практический интерес представляют проявления золото-кварцевой формации в аргиллизитах тектонических структур типа надвигов (Широтное-1, Тангукта). Золотоносности этого района и характеристике Топорикано-Бириндинского золоторудного поля посвящен ряд работ [15, 18], особенности строения последнего иллюстрирует рис 9.

Из прочих металлов заслуживает внимания *литий*, особенно литиевая минерализация в редкометалльных протолигнит-кварцевых грейзенах. На рудопроявлении “Слюдяное” выделяется ареал грейзенизированных гранитов и грейзенов площадью 0,5 км², с содержаниями (в %) Li₂O – 0,4–3,96, Zn – 0,4, Be от 0,006 до 0,025, Pb – 0,2, Се – 0,2 %, Ag до 10 г/т. В бериллиеносных щелочных метасоматитах (Бугундя) содержания Li достигают 0,3 %. В количестве 0,6 % Li встречается в жилах ураноносных редкометалльных щелочногранитных пегматитов (Верх.

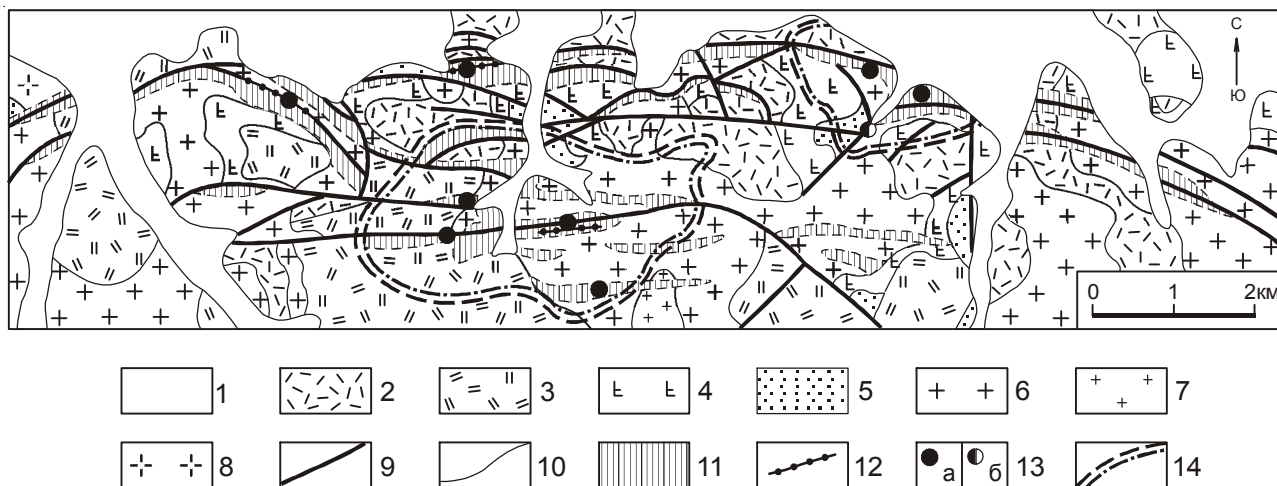


Рис. 9. Схема геологического строения Топорикано-Бириндинского золоторудного поля.

1 – четвертичные рыхлые отложения; 2–3 – трахириолиты, трахириодациты и их игнимбриты элгэтэйского комплекса покровной (2), субвулканической и экструзивно-жерловой (3) фаций; 4 – трахибазальты улканской свиты; 5 – кварцевые песчаники топориканской свиты; 6–7 – гранитоиды субщелочные улканского комплекса: граниты и сиениты первой фазы (6) и лейкограниты второй фазы (7); 8 – архейские гранито-гнейсы; 9 – разрывные нарушения; 10 – геологические границы; 11 – зоны и тела гидротермально-метасоматических пород с установленной золотоносностью; 12 – золотоносные кварцевые брекчи и жилы; 13 – рудопроявления и месторождения золота и серебра (а), рудопроявления урана (б); 14 – литогеохимические ореолы рассеяния золота с содержаниями 1 и 5 г/т.

Бугундя). Повышенными содержаниями Li (до 0,03 %) характеризуются эгириновые щелочные граниты Ныгваганского массива. На контакте с вмещающими их гранитами его концентрация возрастает до 0,2 % (Ключ). Прогнозные ресурсы Li в пределах Улканского массива гранитоидов велики, но, к сожалению, его изучению уделялось мало внимания. На отдельных объектах, помимо протолигнитов, присутствует лепидолит [26].

Олово-вольфрамовая рудная формация в грейзах, несмотря на промышленные содержания Sn (до 1–3 %) и W (до 0,5 %), не представляет промышленного интереса в виду малых параметров рудных тел. *Молибден и торий* могут быть вовлечены в отработку и добычу как сопутствующие компоненты, самостоятельного значения они не имеют.

Особо следует отметить месторождение *графита* на рудном объекте Топорикан. Здесь ниже подошвы песчаников топориканской свиты в породах кристаллического фундамента, по данным бурения, установлена зона, обогащенная графитом (более 15 %), протяженностью 500 м, шириной 300 м и глубиной до 200 м [6]. В ее пределах находятся линзовидные и пластовые тела с содержанием графита от 60 до 95 %. По прогнозным ресурсам эта зона отвечает рангу крупного месторождения.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЭПОХИ

Своеобразие металлогении Улканского рудного района определяется пространственным совмещением двух разных металлогенических эпох: позднекарельской (1720–1670 млн лет) редкоземельно-редкометалльной и среднерифейской (1300–1150 млн лет) урановорудно-золоторудной [4, 16].

Образование наиболее крупных рудных концентраций редких металлов и редких земель связано с раннепротерозойской (позднекарельской) эпохой развития региона, выразившейся в заложении и становлении Улканского вулканогенного прогиба как структуры рифтогенного типа [17, 18]. Наиболее практически интересной редкоземельно-редкометалльной рудной нагрузкой характеризуется заключительная стадия рифтогенеза. Для нее характерно большое разнообразие генетических типов проявлений и месторождений редких металлов и редких земель, пространственно и генетически связанных с щелочными гранитоидами улканского комплекса, экструзивно-жерловыми и субвулканическими щелочными интрузиями заключительной фазы элгэтэйского вулканизма. Эта связь подтверждается пространственной приуроченностью оруденения к интрузиям щелочных пород и близостью их абсолютных возрастов. Редкоземельно-редкометалльное рудообразование проявлено не только на площади Улканского массива гранитоид-

дов, как это считалось ранее, но и во вмещающих его вулканитах улканской серии, а также в породах кристаллического фундамента. Ведущими компонентами для этой эпохи, определяющими промышленную их значимость, являются Ta, Nb, Be, TR (Ce, La, Y), Li, Zr; сопутствующими элементами – U, Th, Hf, Sn, W, P, F, Yb, Gd, Dy, Ho, Sm, Nd, Eu, Er, Tm, Pr. Кроме того, рудоносны материнские щелочные граниты и щелочные вулканиты. К этой эпохе принадлежат также многочисленные проявления Sn, W, Rb, пространственно приуроченные к субщелочным лейкогранитам, грейzenам и амазонит-микроклиновым пегматитам второй фазы улканского комплекса. Характерной чертой этой металлогенической эпохи является комплексность руд. В зависимости от преобладания в них тех или иных компонентов выделяются существенно тантало-ниобиевые, редкоземельные, бериллиевые, литиевые, редкоземельно-редкометалльные, редкометалльно-редкоземельные руды, являющиеся в ряде случаев ураноносными или ториеносными. Эндогенное оруденение раннепротерозойского этапа локализуется в виде зон и полей субширотного, северо-западного и субмеридионального простирания, которые пространственно совпадают с зонами разрывных нарушений глубокого заложения, определяющих структурное и тектоническое положение прогиба. Рудовмещающими в пределах рудных полей являются в большинстве случаев зоны трещиноватости и дробления, оперяющие выше отмеченные дизъюнктивы, а также узлы их сочленения. Такой характер локализации редкоземельно-редкометалльного оруденения наиболее отчетливо проявлен в зоне влияния субширотных глубинных разломов.

Отложения рудных концентраций U, Au, P, Mo и переотложение в ряде случаев Ta, Nb, TR и Be обусловлены тектонической активизацией, произошедшей на рубеже раннего и среднего рифея, и связаны с этапом тектоно-метасоматической активизации на юго-востоке Сибирской платформы. Для среднерифейской металлогенической эпохи этого региона наиболее характерными компонентами являются U, Au, Mo, Ag, V и Ba. На отдельных проявлениях и месторождениях (Тангукта, Красная Горка, Боковое) процессы эйситизации, аргиллизации и гематит-гидрослюдисто-кварцевого метасоматоза привели к образованию промышленных концентраций Ta, Nb, TR и Be. Особенностью этой эпохи является то, что рудные тела не обнаруживают связи с интрузиями и локализованы вдоль зон долгоживущих глубинных разломов. Главными рудоконтролирующими структурами среднерифейского оруденения являются зоны разломов северо-западного, реже субширотного простирания.

Оруденение локализовано в различных системах разрывных нарушений, оперяющих и структурно связанных с главными рудоконтролирующими разломами. Наиболее ранние фосфор-урановое (Боковое) и молибден-урановое (Топорикан) оруденения (в последовательном генетическом ряду рудных формаций) тяготеют, в основном, к зонам северо-западных разрывных нарушений; более поздняя золото-кварцевая минерализация (Широтное) – к субширотным пологопадающим разломам типа надвигов и зонам дробления. Уран-золотоносные структуры в зонах тектонических дислокаций (надвигов) локализованы не только в осадочно-вулканогенном комплексе позднего карелия Улканского прогиба, но и в терригенных толщах нижнего рифея Учурской впадины [6, 16]. Самостоятельное значение для этой металлогенической эпохи имеют также рудоносные зоны, приуроченные к пологозалегающим тектоническим срывам, в которых без видимой связи с каким-либо магматизмом проявлены метасоматические преобразования. Западнее от этого рудного района в них установлены промышленные и близкие к ним концентрации Ba, V, U, Au (Конкули, Адаргай). В процессе тектонической активизации структур Улканского прогиба и Учурской впадины наиболее благоприятными для отложений золота и урана оказались коры выветривания и перекрывающие их базальные горизонты терригенных толщ позднего карелия (топориканская свита) и раннего рифея (уянская серия). Для них характерно наличие проявлений и месторождений уран-молибденовой, уран-ванадиевой формаций типа “несогласия”, приуроченных к зонам предтопориканского и предбириндинского структурно-стратиграфических несогласий. Эта эпоха является урановорудной и золоторудной, так как U и Au образуют собственные месторождения.

В структурном отношении ареалы развития оруденения этих двух эпох занимают разное положение и приурочены к тектоническим элементам разного направления. Их формирование протекало в различных геодинамических обстановках, что и нашло отражение в характере локализации разновозрастного оруденения Улканского рудного района. Позднекарельская редкоземельно-редкометалльная металлогения, определившая основной рудный профиль Улканского прогиба, проявилась неравномерно и в основном в пределах одноименного массива гранитоидов и обрамляющих его вулканотектонических структур. Пространственное положение рудных полей этого возраста увязывается с общим структурным планом Улканского прогиба и особенно одноименного гранитоидного плутона. Среднерифейское оруденение (U,

Au, P, Mo и TR) наиболее масштабно проявились в периферических частях рудного района за пределами Улканского массива гранитоидов, в меньшей степени – в его центральной и краевых частях. Рудные поля приурочены к сквозным северо-западным разломам и узлам их сочленения с нарушениями других направлений и занимают в основном секущее положение по отношению к структурам Улканского прогиба и Учурской впадины. В эту эпоху на ряде рудных объектов (Боковое, Широтное, Бириндя) произошло пространственное совмещение уранового оруденения в эйситах и аргиллизитах, а также золотого в аргиллизитах с позднекарельским редкоземельно-редкометалльным оруденением в щелочных метасоматитах.

ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

В процессе анализа и обобщения материалов по полезным ископаемым Улканского рудного района установлены главные закономерности (факторы) в локализации оруденения разных генетических типов, на некоторых из них необходимо остановиться в этой работе.

Магматические факторы. Рудные формации редкоземельно-редкометалльных щелочных гранитов и щелочных вулканитов относятся к магматическому генетическому типу. Их появление обусловлено непосредственно процессами становления массивов и тел щелочных гранитоидов и формирования генетически родственных с ними субвулканических, экстрозивно-жерловых интрузий комендитов, пантеллеритов и их игнимбринов, автомагматических, жерловых брекчий и даек щелочных вулканитов заключительных фаз внедрения улканского и элгэтэйского магматизма и связано с проявлением высоко- и среднетемпературного щелочного метасоматоза в эндо- и экзоконтактных частях щелочных интрузий, а также в их надинтрузивных зонах. Парагенетическую связь с щелочными гранитоидами имеют проявления и месторождения формаций редкометалльных и редкоземельно-редкометалльных щелочногранитных пегматитов, а также пространственно сопряженных с ними редкоземельных щелочнопегматитовых фенитов и редкометалльно-редкоземельных щелочных гидротермалитов. Рудные образования биотит-кварцевых и мусковит-кварцевых грейзенов по своим геохимическим особенностям и пространственной приуроченности обнаруживают связь с телами субщелочных лейкогранитов 2 фазы улканского комплекса, а протолитионит-кварцевых грейзенов – с щелочными гранитоидами 3 фазы. Парагенетическая и генетическая связь с щелочными магматитами устанавливается и для рудопроявлений редкоземельно-редкометалльной

формации щелочных метасоматитов и расположенных на их флангах проявлений гидротермалитов и метасоматитов железо-марганцевого генетического типа. В то же время, проявления уран-молибденовой, фосфор-урановой, уран-ванадиевой и золото-кварцевой формаций связи с магматическими образованиями не обнаруживают.

Литологические факторы. В размещении и локализации оруденения большую роль играют контакты пород разного состава. Практически все проявления и месторождения формаций редкоземельно-редкометалльных щелочных гранитов и вулканитов, щелочногранитных пегматитов, щелочных метасоматитов, грейзенов, фосфор-урановых эйситов, уран-молибденовых и золото-кварцевых аргиллизитов приурочены к разнообразным по генезису вулканитам, интрузивным породам кислого и умеренно кислого составов повышенной щелочности, реже к прослоям терригенных пород. По-видимому, они в силу специфики своего химического состава являются наиболее благоприятной средой для воздействия щелочного, полевошпат-кварцевого, кварц-гидрослюдистого, гематит-гидрослюдистого, аргиллизитового и других видов метасоматоза, с которыми в основном и связаны рудные процессы. Так, на месторождениях Топорикан, Боковое урановое и редкоземельно-урановое оруденение приурочено к гидрослюдизированным трахириодацитам, калишпатизированным и альбитизированным гранитам, а на дайке диабазов оно почти не накладывается. Аналогичный литологический контроль отмечается на проявлениях редкоземельно-редкометалльных метасоматитов (Неожиданное, Крутое) и на рудных объектах золото-кварцевой формации Топорикано-Бириндинского и Южноулканского рудных полей.

Влияние пород фундамента на оруденение. Большая часть проявлений и месторождений бериллиевых и редкоземельных щелочных метасоматитов (Бугундя, Южный, Гельвиновый) пространственно приурочена к выходам ассимилированных и гибридных пород типа граносиенитов, кварцевых сиенитов, сиенитов и монзонитов, в которых сохранились реликты анортозитов и лейкоабброидов древнеджугджурского и гекунданского комплексов. Рудообразующие (Ta, Be, Nb, TR, Li, U, Th) щелочные граниты заключительной фазы улканского комплекса содержат повышенное количество летучих, особенно фтора и воды. На всех проявлениях и месторождениях Улканского прогиба Be, как правило, ассоциирует с F (флюорит); чем больше F, тем больше Be. Повышенную щелочность дифференциатов магматического расплава, а в последующем и высокую щелоч-

ность гидротермально-метасоматических растворов, играющих одну из ведущих ролей в процессе рудогенеза, по всей вероятности, предопределило наличие высокого процента плагиоклаза в составе первичной породы, замещаемой и растворяемой интрузией щелочногранитного состава. Подтверждением этому служит большое количество ассимилированных и гибридизированных в разной степени ксенолитов анортозитов и лейкогабброидов; гранито-гнейсы, гнейсы и кристаллосланцы среди ксенолитов на рудопрооявлениях Ве и TR цериевой группы крайне редки. Анализ распространения бериллиевых и редкоземельных рудопрооявлений разной формационной принадлежности в пределах Улканского прогиба подтверждает, что лавинная их доля сосредоточена на тех участках, где первичный фундамент при внедрении субщелочной гранитной магмы был представлен анортозитами. Это также объясняет широкое распространение в рудах кальцийсодержащих минералов. В то же время, рудопрооявления Та, Nb, Zr, TR иттриевой группы и U тяготеют к тем участкам, где фундамент был разнородным (контрастным по составу) с преобладанием пород кислого состава (гнейсы, граниты) и где анортозиты и габбро крайне редки.

Тектонические факторы. Определяющую роль, как в процессе рудообразования, так и в процессе локализации руд в Улканском прогибе играют тектонические факторы. Крупные субширотные разломы, имеющие большей частью глубокое заложение, в сочетании с северо-западными и субмеридиональными образовали крупный каркас нарушений сплошности земной коры, предопределившей высокую проницаемость Улканского прогиба. Разломы при этом играли роль рудопроводящих и местами рудовмещающих структур, а рудные тела приобретали сложную, зачастую комбинированную форму. Но при этом роль тектонических нарушений различна.

С тектоническими элементами, определяющими положение Улканского прогиба в фундаменте счита как субширотной структуры рифтогенного типа, пространственно совмещаются рудные поля проявления редкоземельно-редкометалльных и редкометалльных формаций. Большинство рудных объектов редких металлов и редких земель разных генетических типов (Ключ, Гельвиновский, Улкан) отчетливо тяготеют к участкам пересечения и сочленения разнонаправленных дизъюнктивов с зонами разрывных нарушений, опережающих крупные субширотные разломы глубинного заложения. В целом эти рудные тела и рудные поля по условиям локализации и пространственному распределению отчетливо увязываются со структурным планом позднекарельского Улканского прогиба,

свидетельствуя об автономности раннепротерозойской металлогенической эпохи.

В то же время, рудопрооявления и месторождения уран-молибденовой, уран-ванадиевой, фосфор-урановой и золото-кварцевой формаций пространственно тяготеют к дизъюнктивам северо-западного простирания и узлам их сочленения с разрывами других направлений. Рудные тела трассируют и залечивают опережающие их зоны трещиноватости и дробления, приобретая как согласную с вмещающими толщами форму, так и секущую (Топорикан, Боковое, Тангукта). Проявления перечисленных выше формаций довольно часто приурочены к тектоническим структурам типа надвигов субширотного простирания со значительными (1–2 км) амплитудами [15]. Так, чешуйчатая система надвигов с юга на север по субширотному разлому Топорикано-Бириндинского рудного поля способствовала выдвиганию ближе к поверхности нижних горизонтов терригенно-вулканогенных толщ улканской серии, перекрытию и погружению более молодых образований, включая рифейские толщи уянской серии. На месторождении Широное во фронтальных частях этого надвига низкотемпературный метаморфизм (аргиллизация, гидрослюдизация), приведший к отложению золото-молибденового оруденения, способствовал рассеянию более древнего (раннепротерозойского) редкоземельно-редкометалльного оруденения [15]. Надвиги аналогичного типа, с которыми пространственно сопряжена золото-рудная, баритовая, уран-ванадиевая минерализация, зафиксированы и в других местах Улканского прогиба (Южноулканское рудное поле), а также на южной окраинной части рифейской Учурской впадины [5]. Рудные тела и поля проявления уран-молибденовой, золото-кварцевой, фосфор-урановой, уран-ванадиевой формаций, как и рудовмещающие их дизъюнктивы, по отношению к структурному плану Улканского прогиба выступают в основном, как структуры секущего и выходящего за его пределы типа. На его фундаменте они создают свой структурный план с новыми рудными телами и полями с совершенно иной металлогенической специализацией (U, P, Au, Ba, V, Mo). На некоторых редкометалльных объектах (Тангукта, Бириндя) вдоль вновь заложившихся зон трещиноватости происходило не только отложение рудного вещества, но и перераспределение ранее образованного (более древнего), а также усложнение морфологии рудных тел (Гельвиновое, Широное). В целом для проявлений этих формаций характерны отсутствие связи с магматизмом и пространственно-временная связь с этапом среднерифейской тектонической активизации региона [18].

Метасоматические факторы. В процессе рудообразования в проявлениях щелочных метасоматитов, щелочных гранитов и вулканитов, щелочногранитных пегматитов и щелочнопегматитовых фенитов этого рудного района основную роль играют, как и на большинстве известных месторождений, связанных с щелочными гранитами [1, 30–32], высокотемпературный калиевый метасоматоз, приводящий к выщелачиванию и накоплению полезных компонентов в растворах-расплавах, а в процессе рудоотложения – натровый. На проявлениях редкоземельно-редкометалльной формации наблюдается определенная зональность в метасоматически измененных породах, отражающая многостадийность процессов преобразования вмещающих пород и рудогенеза [11, 15, 21]. Рудные тела, как правило, локализируются в приосевых частях полей метасоматитов в местах интенсивно проявленного метасоматического процесса. Наиболее обогащенными полезными компонентами являются остаточные расплавы-растворы. Так, в структурно сложных щелочногранитных пегматитах наиболее обогащена рудными компонентами тонкозернистая связующая масса, цементирующая обломки зональных пегматитов и субщелочных гранитов и часто залечивающая трещины во вмещающих их гранитоидах. В проявлениях щелочных метасоматитов максимальные концентрации редких металлов и редких земель также характерны для завершающих стадий рудообразования. Рудная специализация щелочных метасоматитов, как правило, зависит от их минерального состава и состава замещаемого субстрата. В существенно микроклиновых разностях типоморфными элементами являются Th, Y, Be, F, Sn; в альбитовых – Ce, La, Be, Th, а в кварцсодержащих микроклин-альбитовых – Nb, Ta, Zr, U, TR иттриевой группы.

Щелочные гранитоиды Ныгваганского массива и окружающих его сателлитов неравномерно микроклинизированы и альбитизированы. При этом степень их альбитизации возрастает к апикальным участкам, но наиболее интенсивно проявлена в северном, всiachем (пологозалегающем) боку Ныгваганского массива, где последние представлены кварц-альбитовыми и альбитовыми метасоматитами, переходящими вниз по вертикали в альбитизированные эгириновые и эгиририбекитовые с астрофиллитом граниты и кварцевые сиениты. Для них характерна аксессуарная тантал-ниобиевая, циркониевая, редкоземельная, участками ториевая минерализация. Содержания Ta и Nb повышаются по направлению к всiachим или апикальным бочкам Ныгваганского массива, достигая максимальных значений во вмещающих интенсивно альбитизированных и эгириризированных субщелочных лейкогранитах

(в его надинтрузивной экзоконтактовой части). Альбитизированные граниты здесь обогащены Zr, Hf, TR, а в эгиририносодержащих разностях присутствует протолиитонит. Наиболее высокие концентрации Ta (до 0,1%), Nb (до 1 %), Zr, Hf отмечаются в астрофиллитизированных и альбитизированных субщелочных лейкогранитах и щелочных гранитах.

В линейных телах гематит-кварц-полевошпатовых метасоматитов высокие концентрации Be и TR отмечены в зонах дробления. Метасоматиты этого состава цементируют обломки вмещающих щелочных метасоматитов и метасоматически измененных пород и залечивают в них зоны трещиноватости (Гельвиновое). Минеральный состав и металлогеническая специализация этих средне-низкотемпературных метасоматитов варьирует даже в пределах одного рудного тела от редкометалльно-редкоземельной до бериллий-сульфидной или цинк-бериллиевой. При этом с ними связан широкий спектр сопутствующих рудных компонентов, таких как Ta, Au, Ag, что, по-видимому, обусловлено многостадийностью и многоэтапностью рудного процесса. Проявления гематит-сульфидно-кварцевого и хлорит-кварцевого (с эвклазом) типов пространственно и генетически связаны с гематит-кварц-полевошпатовыми метасоматитами и содержат промышленные концентрации Be (до 12 % BeO), Zn и Sn. В контактово-метасоматических сиенитах и монцонитах, а также в эффузивах элгэтэйского комплекса часто развиты мощные ореолы флюоритизации с вкрапленниками фенакита или бертрандита, выполняющих тонкую систему трещин во флюорите. На месторождении Таежное во вмещающих брекчированных породах, представляющих собой своеобразные рудные брекчии, обломки вмещающих пород сцементированы и замещены бертрандит-флюоритовым агрегатом.

Образование проявлений формаций грейзенового типа связано со стадией кислотного выщелачивания пород. Относительно более поздние проявления протолиитонит-кварцевых грейзенов пространственно ассоциируют со щелочными метасоматитами и в отличие от более ранних биотит-кварцевых и мусковит-кварцевых грейзенов (Sn, W, Be, флюорит, топаз) для них характерны промышленные концентрации Li, Ce, Be и повышенные содержания Sn, Ta, Nb, иногда U или Th (Слюдяное, Извилистое).

Основными рудогенными метасоматическими процессами в проявлениях уран-молибденовой, уран-ванадиевой и золото-кварцевой формаций являются гидрослюдизация, аргиллизация и серицит-гидрослюдисто-кварцевые, гематит-гидрослюдисто-кварцевые, иногда с калишпатом, карбонатом и флю-

оритом преобразования. Урановое оруденение приурочено к центральным частям зон вышеназванных метасоматитов. На золото-молибденовых проявлениях, помимо аргиллизитов, золоторудная минерализация установлена в адуляр-кварцевых и гематит-кварцевых метасоматитах и гидротермалитах. На месторождениях фосфор-урановой формации рудные тела представлены кварц-альбит-апатитовыми метасоматитами (эйситами), часто являющимися также богатыми редкими землями рудами (Тангукта).

Из структурных факторов большое значение для локализации оруденения имеют вулcano- и интрузивно-купольные структуры, а также зоны структурно-стратиграфических несогласий.

Все известные проявления редких земель щелочногранитных пегматитов, щелочных гранитов, щелочнопегматитовых фенитов и протолитионит-кварцевых грейзенов находятся преимущественно в пределах Улканской интрузивно-купольной структуры и пространственно приурочены к осложняющим ее положительным структурам более высокого порядка – поднятиям и интрузивно-купольным структурам. На современном срезе эти структуры представляют собой ареалы фенитизированных гранитоидов с жилами и линзами редкоземельно-редкометаллных щелочногранитоидных пегматитов, реже щелочных гидротермалитов, щелочных метасоматитов и единичными выходами тел щелочных гранитоидов. Проявления редкоземельных и редкометаллных экструзивно-жерловых и субвулканических интрузий щелочных вулканитов сосредоточены как в центральных, так в краевых частях вулcano-купольных структур.

Структурный контроль довольно четко просматривается и в локализации проявлений уран-молибденовой, фосфор-урановой, фосфор-уран-редкоземельной, уран-ванадиевой и золото-кварцевой формаций. Рудные объекты с урановой минерализацией локализованы преимущественно в пределах вулcano-купольных структур и поднятий, осложняющих крупные отрицательные вулcano-тектонические структуры длительного развития (Элгэтэ, Топорикан). Проявления золото-кварцевой формации приурочены к краевым частям Улканской интрузивно-купольной структуры и зонам сочленения ее со структурами отрицательного типа (Широтное). Для месторождений уран-молибденовой и уран-ванадиевой формационной принадлежности определенную роль сыграли зоны предтопориканского (Топорикан) и преудьянского (Конкули, Тала) структурно-стратиграфических несогласий [5, 6, 18]. Помимо урана, ванадия и молибдена на некоторых из них установлены повышенные концентрации золота.

Стратиграфические факторы локализации редкометалльного оруденения на площади Улканского прогиба существенной роли не играли, более контрастно они проявлены для уранового, баритового и золотого оруденения в рифейских толщах Учурской впадины [4].

Геохимические особенности. Массивы и тела рудоносных щелочных гранитов и щелочных вулканитов выделяются, по данным аэрогеофизических съемок, относительно высоким сложнодифференцированным радиогеохимическим фоном, аномалиями, как правило, уран-ториевой (граниты) или ториевой (вулканиты) природы радиоактивности [6, 29]. Для них типичны ореолы и потоки рассеяния Nb, Zr, Ta, Y, Ce, La, U, Sn, Hf, Pb, Ti и Be; пространственно к ним тяготеют шлиховые потоки и россыпи пироклора, циркона, циртолита, ксенотима, колумбита, монацита, ильменита, касситерита, фергусонита. Рудоносные щелочногранитные пегматиты и щелочнопегматитовые фениты выделяются высокой гамма-активностью урановой, ториевой или смешанной природы радиоактивности. Наиболее перспективные в отношении редких металлов (особенно бериллия) щелочные метасоматиты сопровождаются контрастными ореолами фтора. Содержания флюорита во вмещающих породах достигают 10–15 %. Проявления тантал-ниобиевой и иттриевой минерализации характеризуются уран-ториевыми и урановыми, для них типичны ореолы рассеяния Nb, Zr, Ta, Y, Yb, U, реже Th, Au и Ag. Для бериллиевых и бериллий-редкоземельных рудных объектов, имеющих, как правило, ториевую природу гамма-активности, характерны ореолы и потоки рассеяния Be, Th, Ce, La, Pb, Gd, Dy, F и P. Ареалы грейзенизированных пород и грейзенов биотит-кварцевого и мусковит-кварцевого состава, имеющих пониженный радиогеохимический фон по сравнению с вмещающими их породами, выделяются по наличию контрастных ореолов рассеяния Sn, W, Be, Cu, Pb, Zn и Ag. Для протолитионит-кварцевых грейзенов типичны ореолы рассеяния Li, TR, Be, Nb, реже Ta и повышенная их гамма-активность по сравнению с вмещающими их гранитами. Прямыми поисковыми факторами для проявлений уран-молибденовой и фосфор-урановой формаций является наличие радиометрических и контрастных радиогеохимических аномалий урана, при низких содержаниях тория и пониженных концентрациях калия, а также ореолов рассеяния – для первой – U, Mo, Pb, Ag, для второй – U, P, TR, Be и Ag. Для проявлений золото-кварцевой формации характерен слабоповышенный сложнодифференцированный радиогеохимический аномальный фон при повышенных концентрациях K, иногда U и Th. Они

сопровождаются ореолами рассеяния Au, Ag, Mo, Cu, Pb, Zn, Ba средних и высоких градаций и шлиховыми потоками Au. Коры выветривания разных уровней характеризуются, как правило, более высокими значениями гамма-активности по сравнению с подстилающими и перекрывающими их породами. К ним приурочены проявления минерализации U, Au, Cu, Pb, Zn, Ba и Mo. Для базальных конгломератов бириндинской свиты нижнего рифея, залегающих на корях выветривания вулканитов Улканского прогиба и метаморфитов кристаллического фундамента, также характерны повышенные значения гамма-активности по сравнению с перекрывающими их породами. В них отмечаются достигающие промышленных содержаний концентрации Au, Mo, U.

Минералого-петрографические признаки. Для щелочных пород и рудоносных метасоматитов рудопоявлений и месторождений редких металлов и редких земель характерна высокая их щелочность (коэффициент агапайности > 1) и принадлежность к натриевой и калиево-натриевой сериям магматических и метасоматических образований, о чем свидетельствует наличие в породах и рудах натрийсодержащих минералов (альбит, эгирин, рибекит), а также высокая их железистость, с чем связано присутствие в них богатых железом темноцветных минералов. Главные рудные минералы Ta и Nb представлены в основном оксидами: пироксеном, колумбитом, фергусонитом и др. Руды богаты фтором (флюорит, гагаринит, а также примеси F в темноцветных минералах). Минералогическим признаком редкометалльных рудоносных пород является разнообразие видового состава рудных и аксессуарных минералов и их высокое суммарное содержание. Минеральный их состав отличается присутствием многих генераций (не менее четырех только циркона) рудных и аксессуарных минералов с высокими их содержаниями. О многостадийности их формирования свидетельствует не только зональное строение, но и внутренняя неоднородность кристаллов “сквозных” рудных и аксессуарных минералов (пироксен, цирконит, апатит, колумбит), структурные дефекты в них, микроблочность, зональность, многократные прорастания (захваты) минералов разных генераций, фиксирующие последовательность их отложения и переотложения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подобно внутриконтинентальным рифтогенным структурам Улканский прогиб характеризуется редкоземельно-редкометалльной геохимической специализацией. Подтверждением этому служат выявленные в его пределах рудопоявления и месторождения тантала, ниобия, бериллия, редких земель иттриевой и це-

риевой групп, урана, золота и лития, связанные с наиболее поздним в регионе щелочногранитным магматизмом и этапом последующей тектоно-магматической активизации. Определяющую роль в размещении и локализации оруденения играют разрывные нарушения и развитые вдоль них метасоматиты. На данной стадии изученности наиболее перспективны Улканский массив гранитоидов и пограничные области обрамляющих его структур, которые выделяются как новый высокоперспективный ураноносный редкоземельно-редкометалльный рудный район на Дальнем Востоке и в Сибири. Принципиально новым для Улканского прогиба являются: выявление тантал-ниобиевой и редкоземельной минерализации в щелочных метасоматитах; открытие уран-фосфорного, уран-молибденового и золотого оруденения, соответственно, в эйситах и аргиллизитах, бериллиевого, редкоземельного и тантал-ниобиевого оруденения в вулканитах прогиба. Благоприятной средой для локализации уранового, золотого и редкометалльного оруденения являются коры выветривания в подошвах улканского прогиба и нижнего рифея Учурской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бескин С.М., Нечаева И.А., Усова Т.Ю. и др. Типы и поисковые критерии редкометалльных и редкоземельных месторождений щелочногранитных формаций. М., 1987. 54 с.
2. Гаген-Торн Г.Ю., Шенкман Я.Д. Перспективы золотоносности докембрийских образований на юго-востоке Алданского щита // Разведка и охрана недр. 1969. № 6. С. 6–11.
3. Гамалея Ю.Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии // Геотектоника. 1968. № 6. С. 34–45.
4. Горошко М.В. Основные черты тектоники и металлогении Улканского вулканогенного прогиба Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1991. № 4. С. 78–85.
5. Горошко М.В., Кириллов В.Е. Новые данные по абсолютному возрасту редкометалльного оруденения юго-восточной части Алданского щита // Тр. ассоциации “Дальнедра”. Хабаровск: Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 66–69.
6. Горошко М.В., Осипов А.Л., Кириллов В.Е., Соломатин Г.Б. Предпосылки выявления новых видов полезных ископаемых в юго-восточной части Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 111–118.
7. Горошко М.В., Гурьянов В.А., Кириллов В.Е. Минералого-геохимические типы урановых проявлений юго-восточной части Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 1. С. 90–102.
8. Горошко М.В. Рифейские депрессионные структуры древних платформ и массивов юго-востока России: геология и ураноносность: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Хабаровск. 2001. 48 с.
9. Гурьянов В.А., Карсаков Л.П. Стратиграфия нижнего докембрия юго-восточной части Сибирской платформы //

- Стратиграфия нижнего докембрия Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 18–30.
10. Гурьянов В.А. Ураноносные альбититы в одном из районов Хабаровского края // Тр. ассоциации “Дальнедра”. Хабаровск: Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 70–75.
 11. Гурьянов В.А. Рудоносные щелочные метасоматиты Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Сибирской платформы) // Метасоматическая зональность полигенных и полихронных месторождений: Материалы Всерос. конф. “Метасоматизм и рудообразование”. Екатеринбург: Уральская Гос. горно-геологическая академия, 1997. С. 89–90.
 12. Гурьянов В.А. Танталоносность Улканского плутона // Геология, минералогия, геохимия и проблемы рудообразования Приамурья: Тез. докл. регион. конф. Благовещенск, 1997. С. 55–56.
 13. Гурьянов В.А., Карсаков Л.П., Горошко М.В., Осипов А.Л. Золотоносность докембрийских комплексов Учуро-Уянского района и его перспективы (Юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеан. геология. 1998. № 5. С. 98–105.
 14. Гурьянов В.А., Горошко М.В. Редкие металлы и редкие земли Улканского рудного района // Стратегия использования и развития минерально-сырьевой базы редких металлов России в XXI веке: Тез. докл. междунар. симп. М., 1998. С. 57–59.
 15. Гурьянов В.А. Золотое оруденение Улканского вулканогенного прогиба // Геология и полезн. ископаемые Приамурья. Хабаровск-Магеллан. 1999. С. 139–147.
 16. Гурьянов В.А., Карсаков Л.П., Горошко М.В. Магматизм и металлогения Улканского прогиба // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии: Материалы совещ. Т.1 Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999. С. 183–185.
 17. Гурьянов В.А., Карсаков Л.П., Горошко М.В. Раннепротерозойский осадочно-вулканогенный Улканский прогиб на юго-востоке Сибирской платформы: особенности магматизма и структурная позиция // Общие вопросы тектоники России: Материалы XXXIII тект. совещ. М.: Геос, 2000. С. 150–152.
 18. Гурьянов В.А. Геология и особенности металлогении Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Сибирской платформы): Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 2001. 25 с.
 19. Егоров И.Н. Геолого-минерагенические особенности гидротермальной бериллиевой минерализации одного из массивов гранитоидов // Сов. геология. 1967. № 7. С. 133–138.
 20. Карсаков Л.П., Гурьянов В.А. К стратиграфии нижнего протерозоя и нижнего рифея юго-востока Сибирской платформы // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии: Материалы совещ. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН. 1999. Т.1 С. 191–195.
 21. Кириллов В.Е. Околорудные изменения в вулканитах Улканского прогиба: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1993. 26 с.
 22. Константиновский А.А. Улканский и Билякчанский среднепротерозойские грабены юго-востока Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 4. С. 72–84.
 23. Лаверов Н.П., Шумилин М.В., Мельников И.В., Лучин И.А. Справочник геолога по поискам и разведке месторождений урана. М.: Недра, 1989. 270 с.
 24. Легенда Джугджурской серии листов Государственной геологической карты Российской Федерации 1:200 000 (изд. второе) / Сост. В.А.Гурьянов; гл. ред. Л.П. Карсаков. Хабаровск, 1998. 107 с.
 25. Недашковский П.Г., Абиссалов Э.Г., Залищак Б.Л. Зоны с фенакит-бертрандитовой минерализацией среди щелочных гранитов // Геология и геофизика. 1966. № 7. С. 33–45.
 26. Недашковский П.Г. Редкометалльные щелочногранитные метасоматиты и фениты. М.: Наука, 1986. 87 с.
 27. Недашковский П.Г., Ленников А.М. Петрология и геохимия алданских рапакиви. М.: Наука, 1991. 124 с.
 28. Недашковский П.Г., Гурьянов В.А., Кириллов В.Е., Залищак Б.Л. Генетические типы редкометалльных месторождений Улканского вулканогенного прогиба (Алданский щит, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 4. С. 329–341.
 29. Недашковский П.Г., Кириллов В.Е., Гурьянов В.А., Пахомова В.А. Геологическое строение и металлогения Улканского вулканогенного прогиба (юго-восток Алданского щита). Владивосток: Дальнаука, 2000. 68 с.
 30. Скурский М.Д. Редкометалльная металлогения. М.: Недра, 1993. 272 с.
 31. Солодов Н.А., Усова Т.Ю. Рудоносность щелочных гранитов. М., 1986. 62 с.
 32. Томсон И.Н. Металлогения рудных районов. М.: Недра, 1988. 215 с.
 33. Larin A.M., Amelin Yu.V., Neimark L.A., R.Sh. Krymsky. The origin of the 1.73–1.70 Ga Anorogenic Ulcan volcanoplutonic complex, Siberian platform, Russia: inferences from Geochronological, Geochemical and Nd-Sr-Pb Isotopic Data / Manuscript received for publication on May, 1997. An Acad Bras. Gi .V. 69, N 3. 1997. P. 295–312.

Поступила в редакцию 1 ноября 2005 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

*V.A. Guryanov, M.V. Goroshko***The main features of the Precambrian metallogeny of the Ulkan region**

The paper gives a review of ore mineralization occurrences in the Ulkan trough, most part of which was detected during the last 20 years. Judging by the predicted resources, many of the occurrences correspond to large, medium-size and small deposits. It is shown that the metallogenic characteristics of the trough are determined by beryllium, tantalum, niobium, yttrium and cerium group rare earths, uranium, gold and lithium. The central part of the trough is the Ulkan massif of granitoids. The segments of the trough adjacent to the massif, which are characterized by a large accumulation of ore objects comprising these metals, are regarded as a new potential tantalum-, uranium-, and gold-bearing rare earth-rare metal ore district. The peculiarity of its metallogeny is determined by the coincidence in plan of two different metallogenic epochs: the Late Karelian (1720-1670 Ma) rare earth-rare metal epoch, spatially and genetically related to Ulkan alkaline-granitic magmatism, and the Middle Riphean (1300-1150 Ma) uranium and gold ore epoch, which was manifested in metasomatites of the zones of tectonic weakness; the zones being of cross-cutting type with respect to the structure of the Ulkan trough. Commercially attractive genetic types are distinguished. Patterns of distribution of mineral resources are considered, and the prospects of the distinguished ore fields and of the region in general are defined. The role of localization factors of different genetic type mineralizations is reflected, among which the main types are tectonic, lithological, structural, geochemical and mineralogical-petrographical.

Key words: Ulkan ore district, eisites, ore formation, fenites, rifting, rare metals, rare earths.