

**Том 23, номер 2**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Март-Апрель 2004**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
МОИСЕЕНКО В.Г.



<http://www.itig.khv.ru/POG>

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>В. Ф. Белый.</i> Геология полуострова Елистратова (Северо-Восток России) .....	3
<i>А.И. Киселев, И.В. Гордиенко, В.В. Лашкевич.</i> Петрологические аспекты гравитационной неустойчивости тектонически утолщенной литосферы .....	20
<i>В.П. Симаненко, А.И. Малиновский, В.В. Голозубов.</i> Раннемеловые базальты кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы .....	30
<i>А.А. Сорокин, В.А. Пономарчук, И.М.Дербеко, А.П. Сорокин.</i> Новые данные по геохронологии магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) .....	52
<i>А.В. Округин.</i> Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромититовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах .....	63
<i>М.В.Горошко, В.А.Гурьянов.</i> Уран-редкометалльное оруденение в массивах ультраосновных щелочных пород юго-востока Сибирской платформы .....	76
<i>Т.Д. Зонова, Е.А.Языкова.</i> Ауцеллины мела Сихотэ-Алиня .....	92
<i>В.И. Джурик, С.П. Серебренников, А.Д. Дреннов.</i> Изучение динамики сейсмического риска в условиях эволюционирующей криолитозоны .....	108

### Хроника

<i>Г.Л. Кириллова.</i> Стратиграфическая корреляция морского и неморского мела в Южной и Восточной Азии .....	116
<i>Л.А. Маслов.</i> Конференция "Новые концепции в глобальной тектонике" .....	122

### Юбилей

<i>Василий Феофанович Белый</i> (к 75-летию со дня рождения) .....	123
--	-----

## CONTENTS

<i>V.F. Bely.</i> The geology of Yelistratov Peninsula (northeastern Russia) .....	3
<i>A.I. Kiselev, I.V. Gordienko, V.V. Lashkevich.</i> Petrological aspects of gravitational instability of the tectonically thickened lithosphere .....	20
<i>V.P. Simanenko, A.I. Malinovsky, V.V. Golozubov.</i> Early Cretaceous basalts of the Kema terrane, a fragment of the Moneron-Samarga island arc system .....	30
<i>A.A. Sorokin, V.A. Ponomarchuk, I.M. Derbeko, A.P. Sorokin.</i> New data on geochronology of magmatic assemblages in the Khingan-Olonoy volcanic zone (Russian Far East) .....	52
<i>A.V. Okrugin.</i> Crystallization-liquation model of the formation of platinum-group element-chromitite ores in mafic-ultramafic complexes .....	63
<i>M.V. Goroshko, V.A. Guroyanov.</i> Conditions of location of complex uranium-rare metal mineralization in the massifs of ultrabasic alkali rocks, south-eastern part of the Siberian platform .....	76
<i>T.D. Zonova, EA. Yazykova.</i> Cretaceous Aucellina from the Sikhote-Alin. ....	92
<i>V.I. Dzhurik, S.P. Serebrennikov, A.D. Drennov.</i> The study of dynamics of seismic risk in conditions of the evolving cryolite zone .....	108

### Chronicles

<i>G.L. Kirillova.</i> Stratigraphic correlation of the marine and nonmarine Cretaceous in South and East Asia .....	116
<i>L.M. Maslov.</i> Conference "New concepts in global tectonics" .....	122

### Anniversaries

<i>Vasily F. Bely</i> (75th birth anniversary) .....	123
--	-----

## ГЕОЛОГИЯ ПОЛУОСТРОВА ЕЛИСТРАТОВА (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

**В. Ф. Белый**

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

На полуострове Елистратова обнажены структуры фундамента внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Тайгоноская зона) и Пенжинского прогиба (Пенжинская зона), граница которых проходит по Елистратовскому глубинному разлому – системе вертикальных и наклонных разрывных нарушений общего северо-восточного простирания. Тайгоноская зона сложена вулканитами известково-щелочной серии (андезиты, андезибазальты, базальты, 2500–3000 м) позднемезозойского (доальбского) возраста, образующими крупную асимметричную грабен-синклиналиную структуру. В Пенжинской зоне распространены протерозойские (?) метаморфические породы, палеозойская (?) и позднемезозойская базит-гипербазитовые ассоциации, терригенные и вулканогенно-осадочные морские и континентальные отложения мела и палеогеновые субаэральные вулканиты. Разновозрастные гипербазит-базитовые ассоциации Пенжинской зоны различаются строением, объемами и характером соотношений гипербазитовой и базитовой составляющих. В палеозойской (?) преобладают габброиды (Елистратовский расслоенный плутон), и она относится к прерывистому, контрастному типу; в позднемезозойской преобладают гипербазиты, а по соотношению между ними и габброидами она представляет собой последовательно дифференцированный тип. Обсуждаются особенности поверхностной и глубинной структуры п-ова Елистратова. Предполагается, что глубинная граница Тайгоносской и Пенжинской зон совпадает с наклонным на северо-запад висющим боком крупного магматического тела ультраосновного состава.

**Ключевые слова:** геология, магматизм, петрохимия, п-ов Елистратова, Северо-Восток России.

### ВВЕДЕНИЕ

Полуостров Елистратова – единственное на Северо-Востоке России место, где на дневной поверхности можно наблюдать границу структур фундамента внутренней зоны Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) и Пенжинского прогиба. В материковой части, между Пенжинской губой и средним течением р. Анадырь, эта граница закрыта мощной толщей позднеальбской – сеноманской молассы, слагающей северо-западный борт Пенжинского прогиба. На п-ове Тайгонос структуры фундамента ОЧВП и Пенжинского прогиба разделены крупным Восточно-Тайгоносским гранитоидным плутоном.

П-ов Елистратова относится к числу наименее исследованных районов Северо-Востока Азии. В начале 50-х гг. прошлого столетия В. С. Смолич проводил здесь маршрутные наблюдения. Спустя десятилетие, в 1960–64 гг., на полуострове вели тематические исследования полевые отряды ГИН АН СССР, по результатам которых была составлена первая принципиально верная в основных чертах геологическая карта п-ова Елистратова [1].

В первой половине 80-х гг. на п-ове Елистратова была закончена ускоренная аэрогеологическая съемка м-ба 1:200 000 под руководством Ю.С. Некрасовой ("Аэрогеология"). В это же время проводили исследования В.Ф. Белый и В.В. Акинин [3], сотрудник СВК-НИИ С.А. Паланджан отобрал несколько образцов ультрамафитов для минералогического анализа. Наконец, в 1996 г. п-ов Елистратова посещался отрядом российских (ГИН, Москва), японских и американских геологов.

Уникальная геологическая обстановка п-ова Елистратова, хорошо сохранившиеся соотношения разновозрастных базит-гипербазитовых комплексов, особенности тектонических деформаций различных структурно-стратиграфических подразделений с учетом того, что проблема тектонического сочленения ОЧВП и Анадырско-Корякской складчатой системы активно обсуждается в печати, а данные о геологии п-ова Елистратова содержатся либо в рукописных, либо в мало известных местных изданиях, явились основанием для публикации настоящей статьи.



В северо-западной части п-ова Елистратова (рис. 1), называемой Тайгоносской зоной, распространены позднемезозойские субаэральные лавы, туфы и осадочно-вулканогенные образования преимущественно среднего и основного состава, прорванные крупными интрузивами гранитоидов. Пенжинская зона прослеживается вдоль юго-восточного побережья п-ова на протяжении около 25 км. В ней выделяются протерозойские (?) метаморфические образования, палеозойские (?) диабазы, базальты, исландиты, позднемезозойские преимущественно морские отложения и кайнозойские субаэральные вулканиты; характерными элементами строения Пенжинской зоны являются палеозойский (?) и позднемезозойский комплексы ультрамафитов и габброидов. Тайгоноская и Пенжинская зоны разделены Елистратовским глубинным разломом. В аномальном магнитном поле [8] Тайгоноская зона п-ова Елистратова входит в состав Итканской положительной аномалии высокой интенсивности, а Пенжинская зона выделяется как локальный участок мелких знакопеременных высокоградиентных аномалий в крупной полосе близкого к нормальному магнитного поля. Граница магнитных полей почти полностью совпадает с Елистратовским глубинным разломом. Поэтому целесообразно начать описание геологического строения п-ова Елистратова характеристикой этой главной структурной линии.

#### ЕЛИСТРАТОВСКИЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ (ЕГР)

На местности ЕГР хорошо прослеживается по распространению и резкой смене различных геологических формаций; он ясно выражен на аэрофотоснимках как слабо изломанная линия общего северо-восточного простирания. ЕГР образован сближенными, эшелонно расположенными разрывными нарушениями северо-восточного направления, отрезки которых длиной 1,5–5 км соединены между собой короткими "перемычками" преимущественно северо-западного простирания. Обычно "перемычки" являются частями разрывных нарушений длиной до 6–8 км, которые пересекают структуры как Тайгоносской, так и Пенжинской зон, где они проявляются как сбросы, взбросы и сдвиги.

Прямые наблюдения структуры ЕГР крайне ограничены: они возможны в Грозных обрывах (рис. 2А) и на водоразделе северо-восточной части бухты Горных Кузнецов (рис. 2Б). В первом из названных районе ЕГР предстает как почти вертикальная зона дробления и рассланцевания, в которой соприкасаются эндоконтактная (внешняя) зона Южного Водораздельного массива ультрамафитов и андезиты Тайгоносской зоны. Примечательно, что ширина расслан-

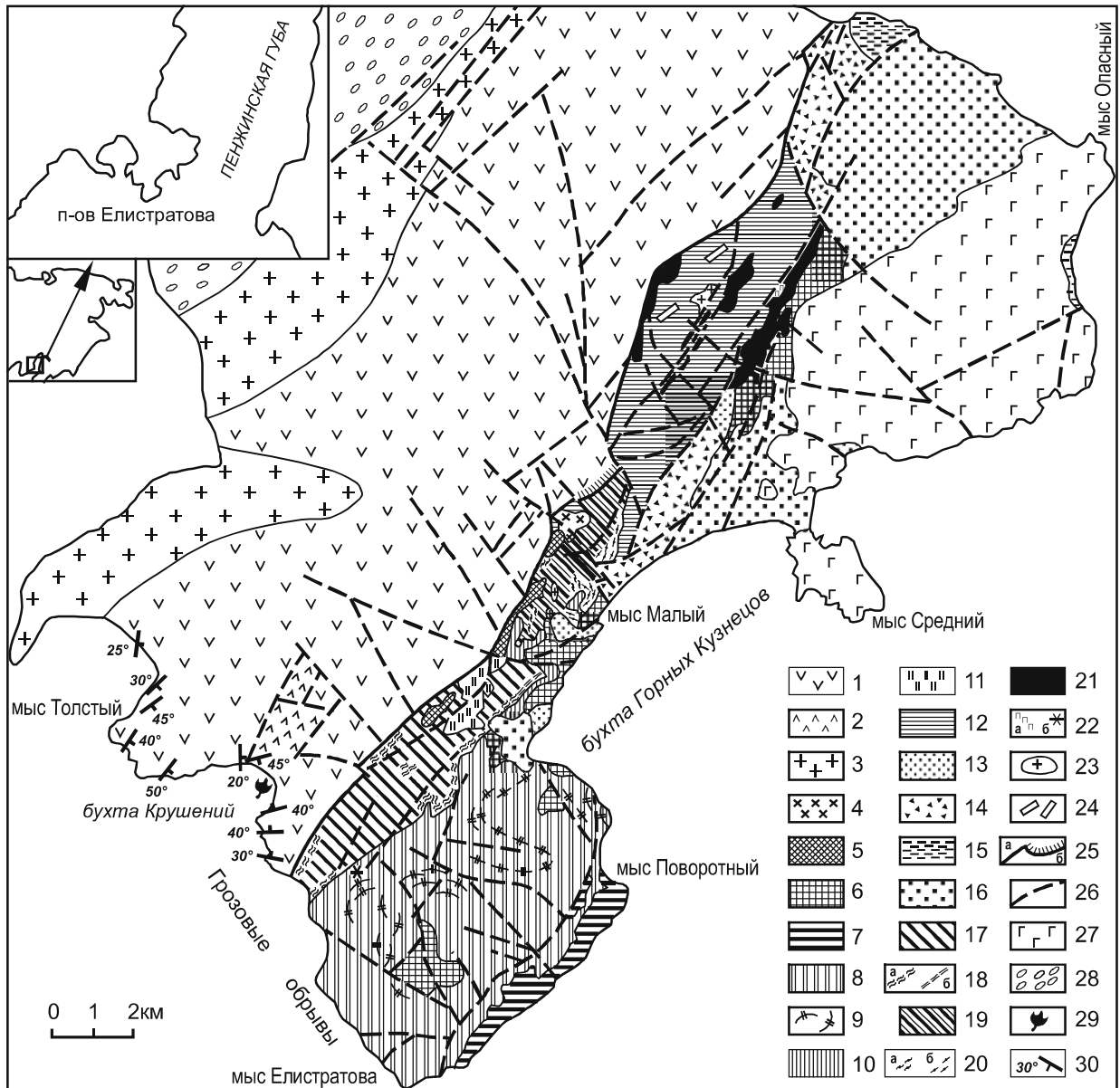
цованных ультрамафитов всего 0,5 м, а раздробленные ожелезненные андезиты (рис. 2А) прослеживаются на расстояние около 150 м от милонитов плоскости разлома.

Во втором районе (на водораздельном отроге, рис. 2Б) ЕГР разделяет ультрамафиты Северного Водораздельного массива и андезитовые туфы, туфогравелиты и туфобрекчии Тайгоносской зоны. Плоскость разлома наклонена на северо-запад (320–330°) под углом 45–50°. Туфы на расстоянии нескольких метров от контакта брекчированы и ожелезнены. Мощность рассланцевания серпентинизированных ультрамафитов достигает 15 м. Протяженность этого участка ЕГР составляет около 1,5 км. Примерно в 3 км северо-восточнее (на местности и аэрофотоснимках) разлом прослеживается как вертикальная или крутопадающая структура.

#### ТАЙГОНОССКАЯ ЗОНА

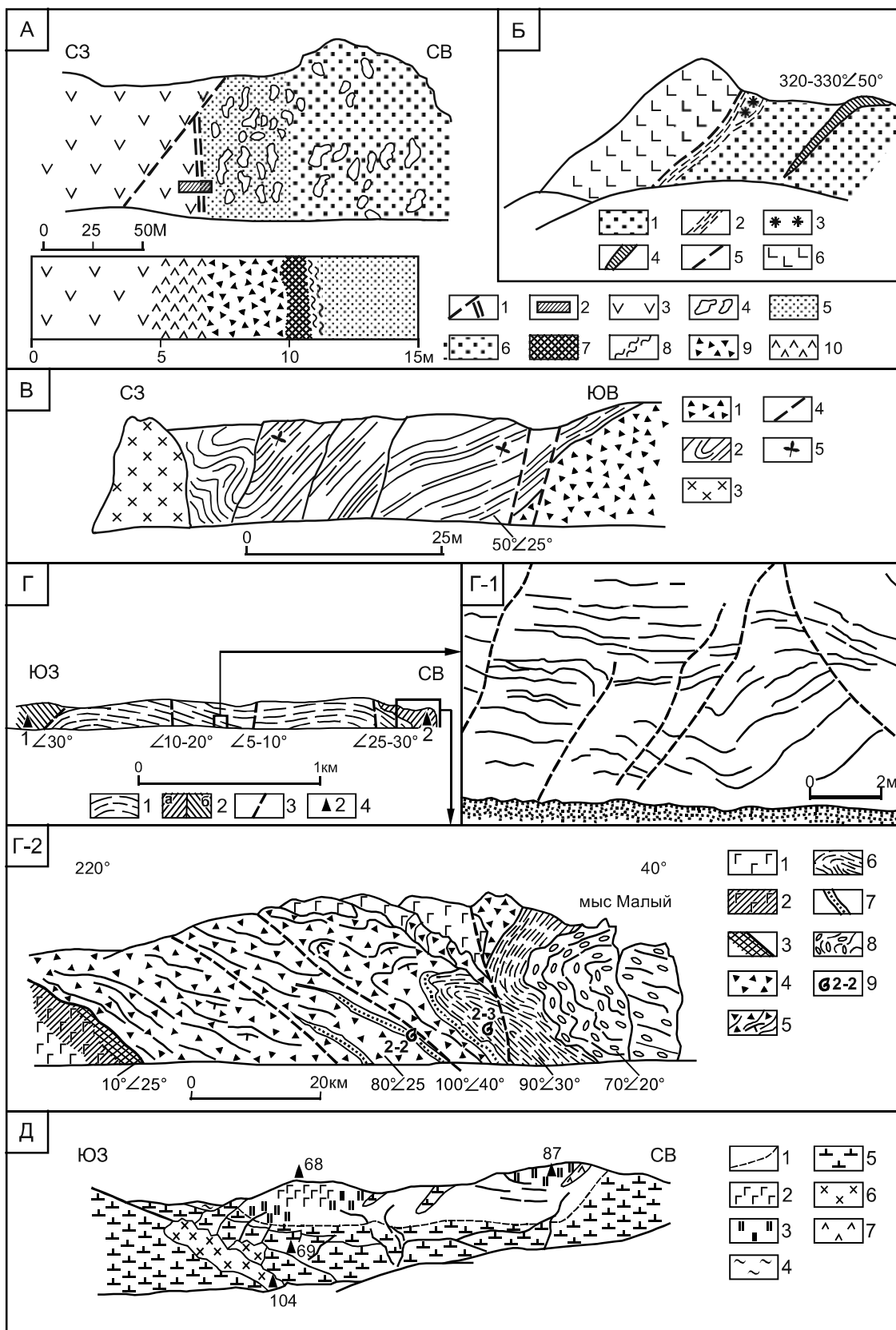
Характеристика Тайгоносской зоны дается по наблюдениям в береговых обнажениях юго-западного побережья п-ова Елистратова; на остальной территории возможности ее изучения ограничены. Структура Тайгоносской зоны предстает как асимметричная грабен-синклиналь с широким северо-западным и значительно более узким юго-восточным крылом. Крылья структуры в районе бухты Крушений разделены небольшим (ширина около 1 км) грабеном, сложенным ниже-среднеальбскими вулканогенно-осадочными отложениями, содержащими линзы угля, туфобрекчиями и туфами среднего состава видимой мощностью 150–200 м [3, ч.1, с. 31–34]. В юго-восточной части грабена за субвулканической интрузией диорит-порфиритов базальные флороносные слои альба залегают на неровной размытой поверхности темно-серых лапиллиевых туфов, завершающих разрез юго-восточного крыла грабен-синклинали (рис. 2В). Ниже-среднеальбские вулканогенно-осадочные отложения, заполняющие грабен, деформированы значительно сложнее более древних существенно вулканогенных образований как юго-восточного, так и северо-западного крыла грабен-синклинали.

В настоящее время нет прямых геологических данных о возрасте доальбских толщ Тайгоносской зоны п-ова Елистратова. По стратиграфическому положению и некоторым косвенным признакам они условно датируются поздней юрой–неокомом. Характер их строения и мощности на северо-западном и юго-восточном крыле грабен-синклинали существенно различаются. Это позволяет предполагать, что они формировались как разные палеовулканические зоны.



**Рис. 1.** Схематизированная структурно-геологическая карта полуострова Елистратова.

Тайгоноская зона (1–4): 1 – позднемезозойские (доальбские) вулканиты среднего и основного состава (образования Тайгоносской вулканической дуги); 2 – нижне-среднеальбские вулканогенно-осадочные и вулканогенные породы среднего состава (образования ОЧВП); 3 – меловые гранодиориты и кварцевые диориты; 4 – диорит-порфириты и андезиты. Пенжинская зона (5–27): 5 – протерозойские (?) метаморфические породы; 6–10 – палеозойский (?) структурно-вещественный комплекс: 6 – диабазовый комплекс, 7 – ультрамафиты Прибрежного массива, 8 – Елистратовский габброноритовый массив, 9 – простираение расслоенности габброидов, 10 – блоки средне- и мелкозернистых, сильно прениitized габброноритов; 11–24 – верхнемезозойские образования: 11–16 – вулканогенные и осадочные породы (11 – верхнекемериджские яшмы, радиоляриты, палеотипные базальты, 12 – верхнеюрские палеотипные базальты и андезибазальты, 13 – берриасские и валанжинские вулканомиктовые отложения, 14 – готерив-барремские тефроиды основного состава, туфопесчаники, туфоалевролиты, 15 – аптские и альб-сеноманские вулканомиктовые песчаники, алевролиты, туфопесчаники, 16 – турон-нижнесенонские конгломераты, песчаники, углистые алевролиты); 17–24 – интрузивные породы (Южный массив: 17 – «гарцбургитовое» ядро, 18а – лерцолиты, верлиты, дуниты, пироксениты, 18б – лерцолиты, верлиты, габбро эндоконтактной зоны; Северный массив: 19 – «лерцолитовое» ядро, 20а – верлиты и габбро, 20б – габбро эндоконтактной зоны); 21 – перидотиты; 22 – субвулканические ультрамафиты: а – пикриты, б – лерцолиты; 23 – плагиограниты; 24 – дайки бонинитов); 25 – Елистратовский глубинный разлом (а – вертикальные и крутопадающие, б – наклонные участки разлома); 26 – разломы; 27 – палеогеновые вулканиты; 28 – неогеновые отложения; 29 – местонахождение альбской флоры; 30 – залегание горных пород.



В строении юго-восточного крыла грабен-синклинали преобладают различные пирокластические отложения основного и среднего состава, содержащие пачки тонкослоистых вулканогенно-осадочных и вулканомиктовых отложений, а также пластовые и секущие тела андезитов и андезибазальтов. Нижняя видимая часть разреза, прилежащая к ЕГР, сложена массивными и глыбовыми лавами андезитов (видимая мощность 60 м). В средней части разреза, у северного окончания Грозовых обрывов, выделяется 75-метровая пачка чередующихся между собой лапиллиевых туфов и пестроокрашенных глыбовых туфобрекчий андезибазальтов, в которых содержатся яркие оранжевые и красные обломки сильно окисленных базальтов. В верхнем 25-метровом пласте, перекрываемом ниже-среднеальбскими отложениями, темно-серые лапиллиевые туфы андезибазальтов содержат угловатые обломки и гальки габбро, габбродииоритов, диоритов и тоналитов. Общая видимая мощность вулканитов юго-восточного крыла составляет 750–800 м.

На северо-западном крыле грабен-синклинали преимущественным распространением пользуются брекчиевые и массивные лавы андезитов и андезибазальтов. Наряду с различными пирокластическими образованиями постоянно встречаются туфоконгломераты и конгломерато-брекчии. В целом пирокластические отложения тяготеют к верхней видимой части

разреза, общая мощность которого достигает 2500–3000 м. На южном берегу мыса Толстого в самой верхней части разреза северо-западного крыла грабен-синклинали достаточно четко выделяется 100-метровая пачка зеленых лапиллиевых туфов андезибазальтов и базальтов, петрографически сходных с тефрой готеривских отложений на побережье бухты Горных кузнецов (Пенжинская зона).

Химические анализы горных пород грабен-синклинали приведены в таблице 1 (№№ 1–4). Они в целом сходны с верхнеюрскими–неокомовыми вулканитами п-ова Тайгонос [6], но отличаются пониженным содержанием  $TiO_2$ .

### ПЕНЖИНСКАЯ ЗОНА

В строении Пенжинской зоны различаются протерозойский (?), палеозойский (?), верхнемезозойский и кайнозойский структурно-вещественные комплексы, идентифицированные достаточно надежно, хотя часть их датирована условно.

#### Протерозой (?)

Условно к протерозою отнесены амфиболиты, актинолитовые и актинолит-тремолитовые сланцы, полосчатые яшмокарциты, кварциты и мраморы. Они образуют грядообразные выходы вдоль Елистратовского глубинного разлома и в непосредственной близости от него (не более 200–250 м) среди позд-

**Рис. 2.** Условия залегания и деформации вулканогенных и осадочных образований п-ова Елистратова.

Обнажения ЕГР (А, Б); А – Грозовые обрывы: 1 – разломы, 2 – участок детализации, 3 – брекчированные железистые андезиты, 4–6 – эндоконтактная зона Южного массива (4 – пироксенитовые тела, 5 – интенсивно и 6 – умеренно серпентинизированные ультрамафиты), 7 – милонит (смесь обломков андезитов и ультрамафитов), 8 – рассланцованный серпентинит, 9 – андезитовая брекчия с карбонатным цементом, 10 – мелкообломочная брекчия андезитов; Б – отрог на водоразделе бухты Горных Кузнецов: 1 – серпентинизированные ультрамафиты, 2 – рассланцованные серпентиниты, 3 – блоки клинопироксенитов, 4 – листвениты, 5 – разлом, 6 – туфы, туфобрекчии андезитов, туфогравелиты.

Тайгоноская зона (В): 1 – туфобрекчии Тайгоносской вулканической дуги, 2 – вулканогенно-осадочные образования ОЧВП, 3 – диорит-порфириды, 4 – разломы, 5 – местонахождения альбской флоры.

Побережье бухты Горных Кузнецов юго-западнее мыса Малого (Г, Г-1, Г-2); Г – общий вид структуры диабазового комплекса: 1 – диабазовый комплекс, 2а – берриасские, 2б – валанжинские отложения, 3 – разломы, 4 – точка наблюдения и ее номер, здесь и на всех последующих рисунках; Г-1 – фрагмент обнажения диабазового комплекса; Г-2 – залегание берриасских отложений на диабазовом комплексе и деформации меловых образований: 1 – диабазовый комплекс без разделения, 2 – кора выветривания и интенсивного окисления диабазового комплекса, 3 – мономиктовые, частично переотложенные продукты коры выветривания, 4–7 – берриасские отложения (4 – красные и бурые брекчии, конгломераты, гравелиты, 5 – напластование и направление наклона брекчий и конгломератов, 6 – песчаники, алевролиты зелено-серого и бурого цвета, 7 – слои красных разнородных песчаников), 8 – верхнемеловые отложения, 9 – место и номер находки фауны.

Верхнеюрские кремнисто-вулканогенные образования на водоразделе юго-западной части бухты Горных Кузнецов (Д): 1 – условная граница распространения верхнеюрских образований, 2 – базальты, 3 – яшмы и радиоляриты, 4 – протерозой (?), 5 – ультрамафиты, 6 – габбродиабазы и долериты, 7 – диорит-порфириды.

Таблица 1. Химический состав вулканических пород.

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№обр.	42-1	40-2	42	39-15	56	1-1	10-10	56-1	68-2	68-1	87-2
SiO <sub>2</sub>	55,27	57,85	61,82	55,27	53,65	57,81	56,74	60,36	48,61	50,12	53,33
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,68	0,79	0,80	0,48	0,58	0,65	0,75	0,87	0,92	1,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,11	16,05	15,78	16,16	14,75	16,16	16,53	15,77	13,95	14,38	12,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	5,15	4,31	5,93	2,07	3,31	5,43	3,67	4,89	5,66	4,98
FeO	6,69	4,95	4,25	5,70	8,36	6,08	5,08	6,27	6,41	7,25	6,15
MnO	0,14	0,14	0,17	0,20	0,13	0,19	0,15	0,12	0,19	0,19	0,19
MgO	5,47	4,65	1,63	3,99	9,69	5,36	5,39	2,34	7,66	7,50	8,03
CaO	9,13	7,10	7,73	4,31	7,48	4,20	7,42	7,28	17,01	10,15	8,03
Na <sub>2</sub> O	2,60	2,91	3,13	5,37	2,80	6,17	2,53	3,12	0,28	3,24	4,45
K <sub>2</sub> O	0,90	0,40	0,21	1,96	0,55	0,08	0,00	0,19	0,05	0,50	0,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,10	0,10	0,18	0,30	0,04	0,05	0,08	0,12	0,06	0,07	0,10
Сумма	99,99	99,98	100,0	99,99	100,0	99,99	100,0	99,99	99,98	99,98	99,99
п.п.п.	1,15	0,58	3,81	4,98	3,68	3,49	3,56	3,87	4,69	4,45	2,69
Cr	254	374	167	42	316	115	103	204	368	187	157
Ni	19	32	9	8	127	46	43	15	273	171	111
Co	28	52	19	44	70	63	44	27	130	86	50
f	49,04	53,47	73,56	60,67	37,10	48,60	50,90	69,60	44,14	47,94	42,56

Примечание. В таблицах 1, 2, 3 содержания оксидов (мас. %) пересчитаны на "сухой" состав и приведены к 100%; п.п.п. даны по результатам первичных анализов. Cr, Ni, Co (в г/т) определены в спектральной лаборатории СВКНИИ. f – железистость. Силикатные анализы выполнены в химлаборатории ДВИМС, Хабаровск. 1–4 – вулканы Тайгоносской зоны (1, 2 – андезибазальты, 3 – андезит, 4 – туф андезита); 5–11 – вулканы Пенжинской зоны: 5–8 – палеозойский (?) диабазовый комплекс (5 – диабаз, 6 – базальт, 7 – долерит, 8 – исландит), 9–11 – верхнеюрские кремнисто-вулканогенные образования (9 – высококальциевый магнезиальный базальт, 10, 11 – магнезиальные базальты).

немезозойских ультрамафитов, обычно сильно серпентинизированных и рассланцованных.

### Палеозой (?)

Структурно-вещественный комплекс предположительно палеозойского возраста состоит из диабазов, базальтов и исландитов – диабазовый комплекс, ультрамафитов – Прибрежный массив, и габброидов, слагающих сложный расслоенный Елистратовский массив, а также несколько небольших тел сильно измененных габброноритов на водоразделе юго-западной части бухты Горных Кузнецов.

#### Диабазовый комплекс

На побережье бухты Горных Кузнецов и на водоразделе, севернее мыса Среднего, обнажены палеотипные вулканогенные образования, выделяемые в диабазовый комплекс; они также слагают останцы кровли Елистратовского массива габброидов. В составе комплекса, помимо диабазов, базальтов и исландитов, присутствуют спилиты, пластовые залежи долеритов, а также тоналит-порфиры, которые имеют форму как пластовых, так и секущих тел. На берегу бухты Горных Кузнецов южнее мыса Малого на протяжении более 2 км в почти непрерывном обнажении видно, что диабазовый комплекс слагает пологое антиклинальное поднятие, на крыльях которого лежат

терригенные отложения берриаса и валанжина (рис. 2Г). Сводная часть поднятия усложнена пологой синклиналью. При простой общей структуре диабазового комплекса слагающие его горные породы испытали интенсивное брекчирование. По существу, диабазовый комплекс представляет собой гигантскую тектоническую брекчию без сколько-нибудь значительных относительных перемещений отдельных блоков, так что нередко пласты горных пород мощностью 1,5–3 м прослеживаются на несколько десятков метров (рис. 2Г-1). Видимая мощность диабазового комплекса составляет 200–250 м. Диабазы, базальты, долериты интенсивно альбитизированы и окварцованы, что отразилось и на их химическом составе. Общей особенностью химизма пород диабазового комплекса (табл. 1, №№ 5–8) является низкое содержание K<sub>2</sub>O и TiO<sub>2</sub>.

Образование и дробление диабазового комплекса произошло заведомо в домеловое время и, по-видимому, ранее поздней юры. Его возможным возрастным аналогом в близлежащих районах может быть толща диабазов, залегающая в основании спилитов элгеминайской серии ордовикского возраста (Таловские горы, Ганычаланский блок) [2], но, в отличие от елистратовских, элгеминайские диабазы титанистые и совместно с ними не встречены исландиты. При от-

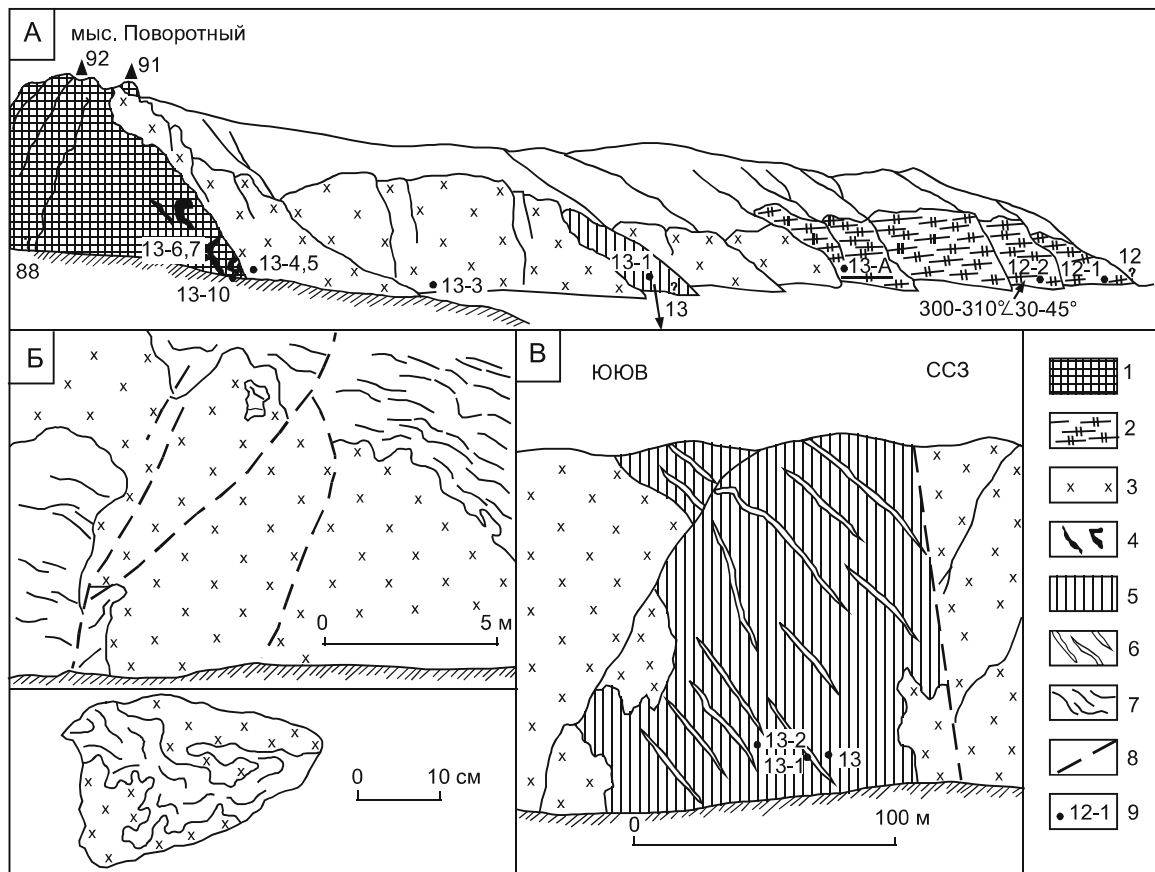
сутствии других возможных вещественных и возрастных аналогов елистратовский диабазовый комплекс условно относится к палеозою.

**Прибрежный дунит-гарцбургитовый массив**

Между мысами Поворотным и Елистратова на расстоянии около 6 км при ширине 0,3–0,8 км прослеживаются выходы ультрамафитов, которые выделены в Прибрежный массив. С юго-востока массив срезан береговой линией, а на северо-западе интродурирован габброидами Елистратовского массива. В районе мыса Поворотного в 300–400-метровых обрывах видно, что в нижней части склонов контакт габбро с ультрамафитами крутой, почти вертикальный. Здесь в серпентинизированных ультрамафитах встречаются сложной формы тела (дайки-апофизы) габброидов, претерпевших глубокие метасоматические преобразо-

вания. Вверх по склону контакт постепенно выполаживается, так что ультрамафиты "лежат" на габбро, а затем, примерно в 150 м дальше края Прибрежного массива, среди габброидов находится фрагмент (ксенолит) ультрамафитов длиной около 800 и шириной до 200 м (рис. 1, 3А).

В береговых обнажениях юго-западнее мыса Поворотного устанавливается, что массив сложен преимущественно гарцбургитами (70–75%), среди которых присутствует также некоторое количество лерцолитов. Дуниты образуют вертикальные и крутопадающие тела северо-западного (300–340о) простирания толщиной от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Граница между гарцбургитами и дунитами четкая, но постепенная (зона перехода составляет 3–8 мм). В гарцбургитах отмечаются редкие тонкие жилы пироксенитов. По приближению к контакту с



**Рис. 3.** Прибрежный ультрамафитовый и Елистратовский габброноритовый массивы (А), интрузивные контакты габброидов с диабазовым комплексом, юго-западная часть бухты Горных Кузнецов (Б), позднемезозойские субвулканические амфиболсодержащие лерцолиты, интродурирующие габброиды Елистратовского массива (В).

1 – Прибрежный массив; 2, 3 – Елистратовский массив (2 – расслоенная внутренняя часть массива, 3 – эндоконтактовая зона); 4 – тела (апофизы) интенсивно измененных габброидов среди ультрамафитов; 5 – субвулканические лерцолиты; 6 – дайки меланократового роговообманкового габбро; 7 – породы диабазового комплекса; 8 – разломы; 9 – место взятия и номер образца, здесь и на всех последующих рисунках.

габброидами Елистратовского массива в ультрамафитах усиливается серпентинизация, при этом теряется выдержанность ориентировки дунитовых тел среди гарцбургитов. На расстоянии до 50 м от контакта ультрамафиты превращены в почти однородный бесструктурный серпентинитовый агрегат. Химический состав ультрамафитов Прибрежного массива приведен в таблице 2 (№№ 1–5).

#### *Елистратовский массив габброидов*

В юго-западной части п-ова Елистратова на площади около 40 км<sup>2</sup> обнажены габброиды одноименного массива. С юго-восточной стороны они интродуцируют ультрамафиты Прибрежного массива. На побережье бухты Горных Кузнецов наблюдался интрузивный контакт боковой (эндоконтактной) зоны Елистратовского массива с диабазовым комплексом. Юго-западная часть массива скрыта под водой, а северо-западная срезана позднемезозойскими ультрамафитами (рис. 1).

Елистратовский массив имеет зональное строение. В нем различаются преобладающая по площади центральная расслоенная часть и эндоконтактная зона шириной 200–600 м. В сложении расслоенной части преобладают различные структурно-вещественные разновидности габброноритов, совместно с которыми, особенно близ эндоконтактной зоны, встречаются амфиболовые разности. Элементарные члены расслоенной серии (ритмы) обычно состоят из меланократового крупнозернистого габбронорита, иногда с плагиоклазовым верлитом в основании, мезократового среднезернистого габбронорита, довольно часто постепенно сменяющегося лейкократовым средне- и мелкозернистым габброноритом. Мощность ритмов обычно не превышает первых метров, границы между ними достаточно четкие. Севернее мыса Поворотного преобладающая ориентировка расслоенности: аз. пад. 300–310°Р 30–45° (рис. 3А), на побережье бухты Горных Кузнецов — 290°Р 60°. Внутри массива простирается расслоенность образует сложный рисунок, в котором обнаруживается тенденция огибания расслоенностью останцов кровли диабазового комплекса на габброидах (рис. 1). Химический состав горных пород расслоенной серии приведен в таблице 2 (№№ 6–12). На отдельных участках породы расслоенной серии пересекаются дайками мелко- и тонкозернистого роговообманкового габбронорита, являющимися, вероятно, продуктами поздней стадии становления массива.

Эндоконтактная зона сложена разнозернистыми амфиболовыми габброидами, среди которых различа-

ются габбро главной фазы и небольшие тела мелкозернистого роговообманкового габбро и габбродиоритов поздней фазы. Сложное и незакономерное распределение амфибола и постоянное изменение зернистости габбро обусловили образование шпировых текстур эндоконтактной зоны. Сильная раздробленность пород эндоконтактной зоны сопровождается развитием многочисленных прожилков цеолитов, от чего породы приобретают белесую окраску и становятся "сыпучими". Габбро и габбродиориты поздней фазы имеют незначительное распространение. Они эпизодически в виде даек встречаются также и в расслоенной серии, и среди серпентинитов Прибрежного массива, сохраняя неизменно свежий облик. На вершине мыса Поворотного наблюдался интрузивный контакт мелкозернистого меланократового роговообманкового габбро с ультрамафитами [3, ч. 2, с. 12–14]. Химический состав пород поздней фазы представлен в таблице 2, №№ 13–16.

На побережье бухты Горных Кузнецов установлены интрузивные контакты габбро с породами диабазового комплекса (рис. 3Б). В целом контакт в видимой нижней части обнажений вертикальный с многочисленными апофизами разной величины и ориентировки. Породы диабазового комплекса, как и габбро, интенсивно поддроблены с развитием многочисленных прожилков цеолитов.

Сохранились достаточно крупные поля кровли диабазового комплекса на габброидах расслоенной серии, где встречаются сваренные контакты габбро и ороговикованных базальтов. Примечательно, что плоская кровля расслоенной серии Елистратовского массива располагается примерно на 150 м ниже его боковой зоны, контактирующей с Прибрежным массивом ультрамафитов. Если допустить, что погружение кровли средней части массива обусловлено явлением термоусадки, то, следуя расчетам [7, с. 22], Елистратовский массив продолжается на глубину не менее чем на 2 км.

Елистратовский массив, по-видимому, является возрастным и формационным аналогом находящегося в Ганычаланском поднятии крупного расслоенного в нижней части массива габброидов, который интродуцирует элгеминайскую серию ордовикского возраста [3, ч. 1].

На водоразделе юго-западной части бухты Горных Кузнецов находятся блоки средне- и мелкозернистых габброноритов, претерпевших глубокие вторичные изменения: полная пренинизация плагиоклаза, серпентинизация и хлоритизация ортопироксена (химический состав – табл. 2, № 17).

Таблица 2. Химический состав плутонических пород.

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
№обр.	88-1	89	89-3	89-1	88	13-A	11-2	11	11п	12	12-1	20-3	92-2M	92M	92	13-13	59-10	17-1	20-5
SiO <sub>2</sub>	43,63	43,00	43,79	39,80	39,78	44,54	45,05	45,05	45,67	48,02	49,16	51,26	46,31	55,55	55,26	44,91	44,20	41,60	40,98
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	0,04	0,01	0,00	0,09	0,34	0,78	0,76	0,11	0,18	0,23	0,88	0,63	0,90	1,34	0,10	0,00	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,51	0,47	0,70	0,38	0,29	5,05	6,10	16,93	17,20	17,91	9,90	16,72	18,94	17,09	16,16	16,57	17,92	0,00	0,43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,08	1,24	2,65	3,76	4,39	3,98	3,27	5,56	5,50	0,26	1,70	0,64	2,18	2,22	2,69	1,54	1,09	4,53	6,74
FeO	4,68	7,37	4,95	4,85	5,01	8,85	11,07	7,93	7,38	5,94	8,68	7,03	9,28	7,06	7,12	10,08	3,20	4,22	8,38
MnO	0,11	0,14	0,08	0,12	0,12	0,18	0,18	0,16	0,21	0,12	0,17	0,16	0,10	0,10	0,17	0,18	0,07	0,08	0,19
MgO	46,24	47,01	47,37	50,63	49,84	28,51	26,85	9,63	8,82	13,36	17,49	9,71	7,46	6,09	5,97	8,55	11,77	49,24	42,63
CaO	0,52	0,61	0,35	0,41	0,41	8,50	6,87	12,77	13,26	13,63	11,94	12,76	13,21	6,37	6,38	14,34	21,50	0,25	0,54
Na <sub>2</sub> O	0,14	0,13	0,04	0,00	0,15	0,22	0,24	1,16	1,14	0,58	0,59	1,40	1,53	4,51	4,99	1,94	0,14	0,06	0,06
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,05	0,14	0,07	0,03	0,31	0,30	0,09	0,00	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,01	0,02	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,04	0,02	0,08	0,07	0,06	0,12	0,00	0,02	0,02
Сумма	100,0	100,0	99,99	100,0	100,0	100,0	99,99	99,99	99,99	100,0	99,99	100,0	100,0	100,0	100,0	99,99	99,99	100,0	100,0
п.п.п.	10,48	3,39	8,04	7,50	13,34	6,65	3,30	1,71	0,86	0,38	1,90	0,89	3,05	3,02	1,66	2,66	5,41	13,90	9,78
Cr	3050	4980	2830	2740	3900	1790	1540	190	165	450	970	220	н.о.	н.о.	58	170	1035	2755	2310
Ni	3815	5487	5110	3300	8615	1254	3330	255	160	252	785	247	н.о.	н.о.	86	136	542	3245	2246
Co	185	226	186	200	407	286	288	123	127	100	164	67	н.о.	н.о.	44	77	130	195	309
f	9,30	9,31	8,06	8,46	9,27	19,87	22,86	42,94	43,97	20,59	24,66	30,49	45,76	45,47	47,27	43,60	16,62	8,7	16,13
20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39
20-6	17	16-2	20-61	20-51	20-7	101-5	59	59-11	7-2	7	8	53	53п	8-2	54	54-1	52		
41,79	43,28	44,43	46,07	50,48	53,73	42,26	48,18	48,38	45,45	48,05	44,35	46,54	47,26	45,30	47,29	49,66	70,72		
0,06	0,02	0,06	0,20	0,11	0,16	0,16	0,07	0,6	0,02	0,10	0,07	0,12	0,12	0,06	0,10	0,11	0,43		
0,60	0,44	0,73	0,86	2,25	1,62	12,46	1,20	11,06	0,44	2,00	2,74	3,58	3,62	16,47	11,08	15,27	13,54		
7,01	4,37	3,65	5,00	2,47	0,53	2,57	3,43	0,49	5,17	2,40	2,40	5,02	2,50	4,10	0,71	2,03	0,37	1,40	
4,64	4,34	4,71	4,48	4,88	6,56	4,60	5,81	6,35	5,00	7,92	7,15	7,35	5,93	4,67	5,81	5,66	3,54		
0,19	0,11	0,11	0,15	0,18	0,17	0,13	0,11	0,13	0,08	0,17	0,18	0,18	0,15	0,07	0,15	0,14	0,07		
45,20	46,90	45,78	37,55	22,80	24,56	15,60	34,72	18,71	43,55	31,33	34,18	27,43	26,69	15,66	19,11	14,17	1,19		
0,41	0,48	0,48	5,70	16,44	12,52	18,99	6,36	14,48	0,21	7,82	6,18	12,09	11,97	16,48	13,92	13,84	4,84		
0,06	0,05	0,06	0,11	0,29	0,17	2,66	0,11	0,34	0,05	0,18	0,11	0,20	0,20	0,52	0,40	0,66	3,79		
0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,55	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,06	0,10	0,40	
0,04	0,01	0,02	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,03	0,03	0,03	0,02	0,01	0,06	0,01	0,01	0,00	0,07	
100,0	100,0	99,99	100,0	100,0	99,99	99,99	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	99,99	
14,03	12,47	11,49	10,33	3,46	0,47	6,47	9,46	2,90	12,27	3,80	8,52	3,62	3,48	3,27	3,19	0,98	0,59		
4250	2400	4290	3536	5220	4454	12	3700	2000	2335	7125	3623	3240	2365	1025	1310	430	176		
2950	2358	1758	1770	784	655	389	2077	876	1220	2760	1842	2465	1715	1030	1132	282	21		
267	147	192	194	155	102	120	255	177	210	276	274	274	285	146	294	100	15		
12,13	9,11	9,04	11,98	15,18	14,13	19,88	12,69	16,89	11,14	15,36	16,65	16,65	16,66	15,95	18,30	19,14	69,47		

Примечание. Анализы 13, 14 выполнены в ЦЛ СВНГО, Магадан; остальные – в ДВИМС, Хабаровск. 1–17 – палеозойские(?) породы; 1–5 – Прибрежный массив (1–3 – габриуриты, 4, 5 – дуниты); 6–16 – Елистратовский массив; 6–12 – главная фаза, рассеянная серия (6 – плагиоклазовый верлит, 7 – плагиоклазовый амфиболсодержащий верлит, 8, 9 – магнетитовые габрионориты, 10 – габрионорит, 11 – оливинитовый габрионорит, 12 – роговообманковый габрионорит), 13–16 – поздняя фаза (13 – меланократовое роговообманковое габро, 14, 15 – роговообманковые габрионориты, 16 – роговообманковое микрогабро); 17 – пренитизированный габрионорит. 18–37 – позднемезозойские породы: 18–28 – Южный массив (18 – дунит из "ядра", 19 – дунит, 20 – аподунитовый серпентинит эндоконтактной зоны массива, 21, 22 – габриуриты, 23 – лерцолит, 24, 25 – пироксениты, 26 – клинопироксенит, 27 – лерцолит, 28 – оливинитовый габрионорит); 29–36 – Северный массив (29 – анопариуритовый серпентинит, 30 – лерцолит, 31–33 – плагиоклазсодержащие лерцолиты, 34, 35 – оливинитовое габро, 36 – габрионорит); 37 – плагиогранит (трондьемит).



## ВЕРХНИЙ МЕЗОЗОЙ

В состав верхнемезозойского структурно-вещественного комплекса входят различные вулканогенно-осадочные и терригенные отложения, интрузивы ультрамафитов, с которыми ассоциируют габброиды, плагиограниты и различные субвулканические породы.

### *Стратиграфия верхнемезозойских отложений*

Верхнеюрские образования выделяются в непосредственной близости от ЕГР. Напротив юго-западного края бухты Горных Кузнецов на площади около 2 км<sup>2</sup> на плоском водоразделе гипсометрически выше ультрамафитов Южного Водораздельного массива (рис. 2Д) распространены развалы сургучно-красных яшм, радиоляритов, серых кремнистых пород, дробленных пренитизированных афировых базальтов, характеризующихся несколько повышенным содержанием MgO, иногда CaO и пониженным – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (табл. 1, №№ 9–11). Намечается два горизонта яшм и радиоляритов мощностью до 10–15 м, в которых установлен представительный комплекс радиолярий позднекемериджского возраста [3, ч. 1, с. 20]. По распространению на местности различных видов горных пород можно предполагать, что верхнекемериджские кремнисто-вулканогенные образования в целом деформированы слабо. Их видимая мощность, вероятно, не превышает 100–150 м.

Условно к верхний юре относятся палеотипные, сильно измененные, преимущественно афировые базальты и андезибазальты в северо-восточной части Пенжинской зоны (рис. 1).

Берриасские и валанжинские отложения распространены главным образом на побережье бухты Горных Кузнецов на крыльях поднятия, сложенного диабазовым комплексом (рис. 2Г). В районе мыса Малого фаунистически охарактеризованные берриасские отложения залегают на коре выветривания диабазового комплекса (рис. 2Г-2). По литологическим признакам они разделены на несколько пачек и пакетов слоев [3, ч. 1, с. 22, 23]:

в нижней части преобладают слоистые красные брекчии – продукты переотложения пород диабазового комплекса;

в средней – красные конгломератобрекчии с пакетами и прослоями песчаников, в конгломератобрекчиях появляются гальки андезитов, кварцевых диоритов, тоналитов, песчаников и алевролитов;

в верхней – зелено-серые и бурые разнозернистые песчаники.

Мощность берриасских отложений составляет 50 м. Они с размывом перекрыты светло-серыми

конгломератами и разнозернистыми песчаниками верхнего мела. Примечательно резкое изменение стиля деформаций при переходе от диабазового комплекса к осадочным отложениям мела.

Валанжинские отложения [3, ч. 1, с. 23] установлены на юго-западном крыле поднятия, где они отделены от диабазового комплекса разломом (аз. пад. 190–200°Р 45°) и состоят из конгломерато-брекчий, гравелитов и песчаников видимой мощностью около 80 м.

*Готерив-барремские отложения* распространены в северо-западной части бухты Горных Кузнецов и в северной части п-ова Елистратова, на границе с Тайгоносской зоной. На берегу бухты они контактируют с диабазовым комплексом по разлому с аз. пад. 240°Р70–80°. Их нижняя видимая часть (300–400 м, аз. пад. 140°Р80°) сложена ритмично чередующимися разнозернистыми туфами, иногда лапиллиевыми, и тефроидами пироксеновых базальтов, в которых содержатся остатки иноцерамов и белемнитов [1, с. 88; 3, ч. 1, с. 24]. Выше появляются туфопесчаники, алевролиты, количество которых увеличивается вверх по разрезу; и одновременно утрачивается четкая ритмичность строения отложений. Общая видимая мощность – 600–700 м.

*Антские туфоалевролиты, туфопесчаники и туфобрекчии андезибазальтов* видимой мощностью 130 м выделяются условно на северном побережье полуострова. Южнее мыса Опасного из-под кайнозойских вулканитов выходят алевролиты и песчаники альбсеноманского возраста мощностью около 350 м [1, с. 88].

*Турон-ижнесенонские отложения* сложены пестроцветными конгломератами, песчаниками, пачками углистых алевролитов, содержащих обильные остатки листовой флоры (400 м), выше которых лежат светло-серые песчаники, конгломераты и алевролиты (500 м) с иноцеррами [1, с. 90, 91; 3, ч. 1, с. 25, 26].

### *Интрузивные образования*

*Водораздельная группа ультраосновных массивов и даек* (рис. 1) прослеживается от Грозовых обрывов вдоль ЕГР на протяжении около 20 км. Она состоит из Южного и Северного Водораздельных массивов и трех эшелонно расположенных крупных дайкообразных тел, образующих ее северо-восточный фланг.

*Южный Водораздельный массив* протяженностью 7 км и шириной до 2 км с северо-запада ограничен ЕГР, на юго-востоке он прорывает габброиды Елистратовского массива, а на севере срезается разломом субширотного простирания. В Грозовых обрывах вскрыта юго-западная фланговая часть массива,

где наблюдается зональный характер его строения: достаточно однородное гарцбургитовое с небольшим количеством дунитов ядро (около 650 м) и эндоконтактовые шлировые зоны шириной 70–100 м, сложенные дунитами повышенной железистости, лерцолитами, верлитами и пироксенитами (рис. 4 А). Химический состав горных пород Южного массива приведен в таблице 2 (№№ 18–28).

Соотношения гарцбургитового ядра и эндоконтактовых шлировых зон не изучены. Однотипные особенности строения, состава и химизма горных пород и минералов эндоконтактовых зон (рис. 2А; 4 А, Б) указывают на то, что в обнажениях Грозовых обрывов наблюдается полностью сохранившаяся часть дифференцированного ультраосновного массива. Его контакт с известково-щелочными вулканитами Тайгоносской зоны проходит по ЕГР, но при этом совершенно ясно, что тектоническое воздействие на северо-западную эндоконтактовую зону Южного массива было весьма незначительным (рис. 2 А). Соотношения ультрамафитов юго-восточной эндоконтактовой зоны с габброидами Елистратовского массива показаны на рис. 4 Б, В. Габброиды близ контакта интенсивно брекчированы, подверглись пренинизации. Полностью серпентинизированные ультрамафиты имеют с ними "сваренный" контакт (хорошо сохраняется в образце). Участками между серпентинитом и габбро прослеживаются линзовидные тела (до 0,5 м толщиной) мелкозернистого клинопироксенита, подвергшегося милонитизации.

Эндоконтактовая зона достаточно устойчиво прослеживается с юго-восточной стороны массива, а на большей части северо-западной стороны она, по видимому, срезана разломами. В северо-восточном направлении происходит постепенное изменение породной ассоциации эндоконтактовой зоны: быстро уменьшается количество пироксенитов, появляются плагиоклазсодержащие лерцолиты и габброиды, тесно ассоциирующие с верлитами. Параллельно с этим устанавливается присутствие лерцолитов и в ядре массива. На северо-восточном фланге Южный массив контактирует с палеозойскими (?) пренинизированными средне- и мелкозернистыми габброноритами. Крупные пластинообразные и мелкие различной формы ксенолиты этих сильно измененных выбеленных пород находятся среди свежих темноокрашенных лерцолитов и верлитов, полосчатого меланократового габбро и оливинового габбронорита эндоконтактовой зоны Южного массива (рис. 4Г). Интрузивные сваренные контакты магматических пород из этих обнажений наблюдались в многочисленных образцах и в шлифах [3, ч. 2, с. 24, 25].

Породные ассоциации, аналогичные эндоконтактовым зонам, местами наблюдались и в центральной части массива и являются, вероятно, останцами его кровли. По характеру распространения на местности кимериджских кремнисто-вулканогенных образований (рис. 2Д) можно полагать, что кровля Южного Водораздельного массива была сравнительно плоской.

*Северный Водораздельный массив* выходит на дневную поверхность в 0,3–0,5 км северо-восточнее Южного, протягивается на 5–5,5 км при максимальной ширине 1,4–1,5 км. С северо-западной стороны, в зоне ЕГР, ультрамафиты контактируют с протерозойскими(?) и условно верхнеюрскими образованиями, а на юге и юго-востоке – с палеозойскими(?) габброноритами, с породами диабазового комплекса, а также верхнеюрскими (?) вулканитами.

Северный массив также имеет зональное строение, но ядро его сложено преимущественно лерцолитами, а гарцбургиты и дуниты находятся в подчиненном количестве; среди лерцолитов встречаются плагиоклазсодержащие разности.

Ширина эндоконтактовой зоны Северного массива достигает первых сотен метров, иногда породы этой зоны наблюдаются в виде фрагментов кровли среди пород ядра. Она сложена преимущественно верлитами (нередко с плагиоклазом) и габбро, при этом в юго-восточной эндоконтактовой зоне полосчатое габбро слагает участок протяженностью около 2,5 км и шириной до 200 м. Среди верлитов эндоконтактовой зоны в кровле Северного массива часто встречаются разности с гипокристаллической структурой, когда в интерстициях между кристаллами оливина (обычно представленного двумя генерациями) и клинопироксена сохраняется изотропная (витрическая) фаза; наблюдаются образования типа миароловых пустот, заполненные неопределенным слабо анизотропным веществом с высоким показателем преломления [3, ч. 2, с. 30 - 32]. Химический состав горных пород Северного массива представлен в таблице 2, №№ 29–36.

Лиственитизация ультрамафитов особенно широко проявилась на северо-западной стороне Северного массива. Структурные условия образования лиственитов различны. Это линейные зоны шириной в несколько метров, приуроченные к разломам как северо-восточного, так и северо-западного простирания; изометричные до 100 и более метров в поперечнике зональные брекчии диатрем, по периферии которых иногда наблюдаются дуговые дайки габброидов; неправильной формы поля протяженностью до 500 м,

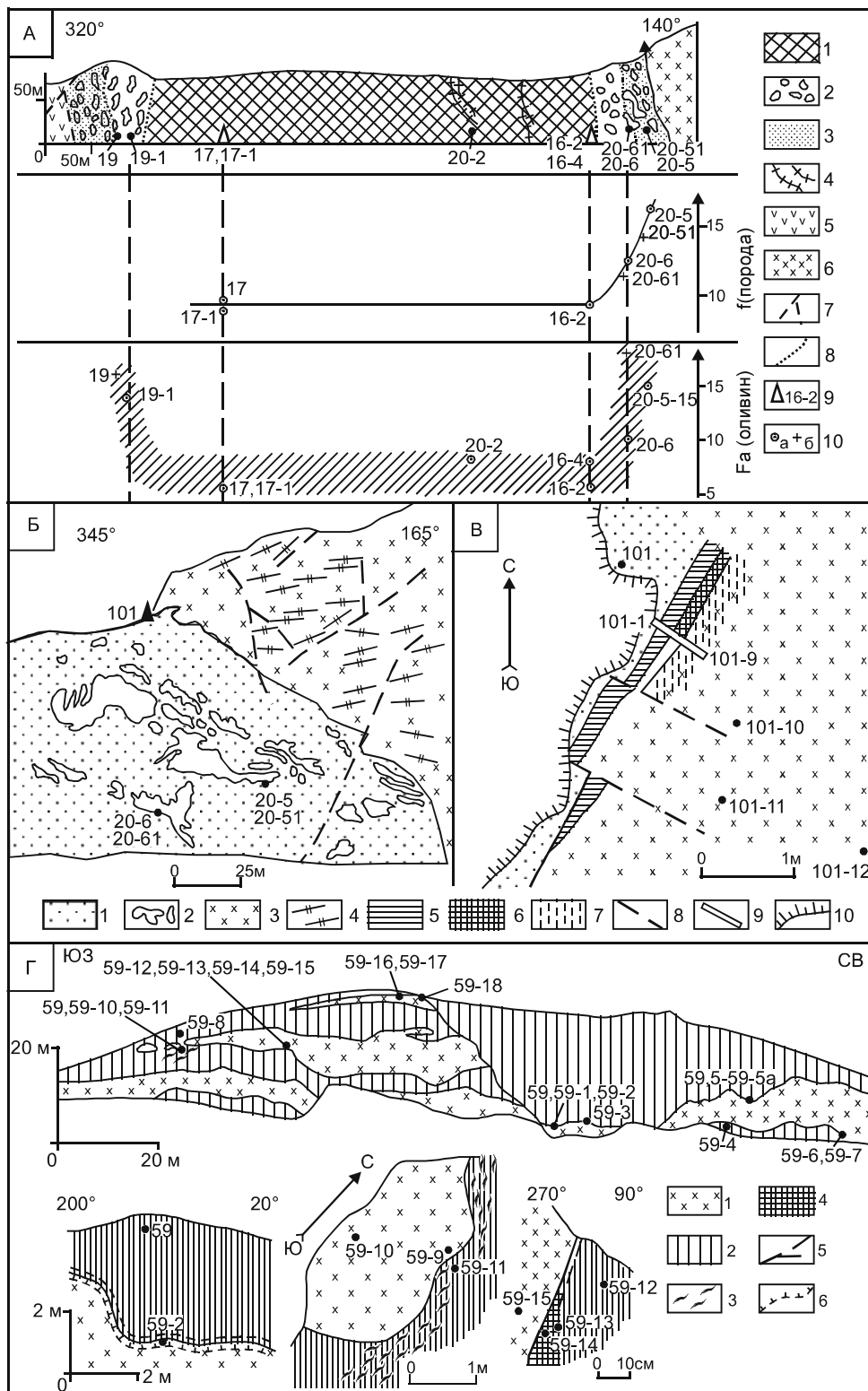


Рис. 4. Южный Водораздельный массив ультрамафитов.

А – Схема строения массива в обнажениях Грозовых обрывов и железистость слагающих его пород и минералов.

1 – "гарцбургитовое" ядро массива; 2, 3 – эндоконтактные зоны массива (2 – тела пироксенитов, 3 – интенсивно серпентинизированные ультрамафиты); 4 – дайки высококальциевых натриевых долеритов; 5 – андезиты Тайгоносской зоны; 6 – габброиды Елистратовского массива; 7 – разломы; 8 – границы ядра и эндоконтактных зон Южного массива; 9 – проекция на плоскость рисунка мест взятия образцов на ручье Снежном (около 1 км от побережья);

приуроченные, по-видимому, к переходам от ядра к эндоконтактной зоне.

*Перидотитовые дайкообразные тела* северо-восточного фланга Водораздельной зоны изучены слабо и оконтурены, главным образом, по аэрофотоснимкам. Их выходы образуют три полосы протяженностью от 3 до 6,5 км при максимальной ширине от 0,2 до 0,6 км. Они следуют разломам северо-восточного простирания; испытывают смещения, изменения ширины при пересечении их разломами северо-западного направления. Перидотиты, по-видимому, преимущественно гарцбургиты, полностью серпентинизированы. На северо-западной стороне самого крупного (юго-восточного) выхода перидотитов встречены пикриты (табл. 3, № 4), но соотношения между ними не установлены.

*Плагιοграниты*, лейкократовые роговообманковые породы (трондьемиты, табл. 2, № 37), наблюдались в виде развалов (0,3–0,7 км в поперечнике) среди ультрамафитов Северного Водораздельного массива (два выхода) и близ среднего дайкообразного тела перидотитов. Контакты плагιοгранитов с вмещающими породами, форма их тел не выяснены.

*Субвулканические образования и малые интрузии* распространены незначительно и слабо изучены. Среди них преобладают базальты, долериты, габбро-долериты и мелкозернистые габбро, которые сопоставляются с вулканогенными и интрузивными породами соответственного состава. Но, кроме того, встречены мелкие тела ультрамафитов с гипокристаллической и порфириковой структурой, дайки бонинитов, лампрофиров и высококальциевых долеритов.

Среди габброидов Елистратовского массива близ выхода ультрамафитов Южного Водораздельного массива (рис. 1) на участке 3x7 м наблюдались лерцолиты (табл. 3, № 1) с выделениями в интерстициях между оливином и пироксенами плагииоклаза и мелких зерен амфибола среди витрической фазы. Второе тело субвулканических лерцолитов размером 100x200 м встречено северо-западнее мыса Поворотного (рис. 1, 3). Лерцолиты прорывают габброиды

эндоконтактной зоны Елистратовского массива и, в свою очередь, пересекаются многочисленными субпараллельными дайками меланократового роговообманкового габбро (табл. 3, № 2, 3). В лерцолите присутствует бесцветный и светло-коричневый амфибол (5–7 %), а в интерстициях между цветными минералами – плагииоклаз и витрическая фаза.

Пикриты (табл. 3, № 4) встречены рядом с перидотитами, слагающими крупное дайкообразное тело (рис. 1), имеют миндалекаменную текстуру, порфировую структуру, содержат вкрапленники оливина (20–25 %), полностью серпентинизированного.

Дайки бонинитов (табл. 3, №№ 8, 9) обнаружены Ю. С. Некрасовой среди верхнеюрских(?) вулканитов в районе перидотитовых даек (рис. 1).

Лампрофир (оливиновая минерта, табл. 3, № 7) наблюдался в развалах среди ультрамафитов Южного массива близ ЕГР.

В обнажениях Грозных обрывов ядро Южного массива (рис. 4 А) пересекают дайки высококальциевых натриевых оливинсодержащих долеритов с несколько пониженным содержанием  $Al_2O_3$  (табл. 3, №№ 5, 6)

### Кайнозой

В северо-восточной части Пенжинской зоны п-ова Елистратова распространена тоща палеогеновых (?) базальтов, андезитов, дацитов, риолитов и их туфов мощностью около 500 м, а также многочисленные мелкие штоки и дайки кайнотипных риолитов, особенно часто встречающиеся вдоль ЕГР.

### СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И РУДОНОСНОСТЬ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ АССОЦИАЦИЙ

1. В составе палеозойской (?) и позднемезозойской ассоциаций участвуют вулканиты основного состава, габбро и ультрамафиты. В палеозойской (?) ассоциации вулканиты (диабазовый комплекс) предшествуют становлению габброидов и, по-видимому, ультрамафитов. В позднемезозойской ас-

10 – дуниты (все) и гарцбургиты ядра (а), лерцолиты, верлиты, пироксениты эндоконтактных зон (б) массива. Косой штриховкой показано предполагаемое поле изменения железистости оливинов.

Б, В – Контакт ультрамафитов Южного и габброидов Елистратовского массива (Б – общий вид обнажения, В – строение контакта в т. н. 101): 1 – интенсивно серпентинизированные ультрамафиты; 2 – тела пироксенитов; 3 – габброиды (на рис. В – амфиболовое пренизитизированное, сильно брекчированное габбро); 4 – расслоенность габброидов; 5 – интенсивно брекчированный клинопироксенит; 6 – милонит (смесь обломков клинопироксенитов и габброидов); 7 – милонитизация габбро; 8 – разломы; 9 – непрерывно отобранные образцы 101-1–101-9; 10 – обрыв обнажения.

Г – Северо-восточный фланг Южного массива (Г): общий вид и детали обнажения: 1 – палеозойские(?) габбронориты; 2–4 – породы Южного массива (2 – лерцолиты и верлиты, 3 – меланократовое габбро, 4 – пегматоидное габбро); 5 – зона полной серпентинизации оливина в верлите; 6 – интенсивное брекчирование габбронорита.

Таблица 3. Химический состав субвулканических и дайковых пород.

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№обр.	16-3	13	13-1	30	20-2	20	85	H-738	H-2551
SiO <sub>2</sub>	43,31	43,53	48,10	45,83	41,98	41,86	51,85	51,07	55,20
TiO <sub>2</sub>	0,08	0,17	0,60	0,88	1,85	1,42	1,49	0,35	0,24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,78	4,63	11,59	12,35	9,69	14,58	13,46	9,81	11,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,06	4,54	1,47	4,64	6,55	3,96	2,90	2,28	1,31
FeO	7,72	9,06	5,97	6,05	7,72	9,37	4,41	7,20	6,48
MnO	0,18	0,18	0,17	0,18	0,23	0,19	0,12	0,20	0,10
MgO	32,76	33,38	13,37	22,16	7,45	6,86	9,06	18,78	14,24
CaO	4,92	4,29	17,92	5,75	19,25	17,41	7,86	9,09	9,28
Na <sub>2</sub> O	0,16	0,19	0,70	1,39	4,24	3,92	2,64	0,91	1,66
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,07	0,59	0,15	0,27	4,87	0,30	0,26
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,02	0,03	0,17	0,19	0,15	1,33	н.о.	н.о.
Сумма	100,0	99,99	99,99	99,99	100,0	99,99	99,99	99,99	100,0
п.п.п.	8,20	6,64	3,11	7,38	5,33	8,39	1,78	4,12	3,75
Cr	3325	4617	635	502	70	83	390	н.о.	н.о.
Ni	1466	3986	376	403	78	56	142	н.о.	н.о.
Co	220	511	110	117	68	51	56	н.о.	н.о.
<i>f</i>	18,49	18,30	23,44	20,57	50,63	51,41	30,16	21,55	23,26

Примечание. Анализы 1–7 выполнены в ДВИМС, Хабаровск; анализы 8, 9 – по данным Ю.С.Некрасовой.

1 – лерцолит (среднее по двум анализам из одного образца); 2 – амфиболсодержащий лерцолит; 3 – меланократовое амфиболовое габбро; 4 – пикрит; 5, 6 – высококальциевый натриевый долерит; 7 – лампрофир; 8, 9 – бониниты.

социации соотношения вулканических и плутонических образований не ясны. Есть косвенные основания для отнесения внедрений ультрамафитов к готериву [3, ч. 1, с. 54].

2. Ультрамафиты и габброиды палеозойской (?) ассоциации образуют крупные самостоятельные тела, кристаллизовавшиеся в относительно глубинной и, видимо, "спокойной" тектонической обстановке: структура и реликты кровли расслоенного Елистратовского массива сохранились достаточно полно. В доступной наблюдению части суши габброиды преобладают над ультрамафитами.

Геологические и количественные соотношения ультрамафитов, габброидов и вулканитов палеозойской (?) ассоциации аналогичны наблюдавшимся в ордовикской ассоциации Ганычаланского поднятия.

В позднемезозойской базит-гипербазитовой ассоциации габброиды тесно ассоциированы с ультрамафитами и резко уступают им по объему. Их становление происходило в близповерхностных условиях, сопровождалось формированием субвулканических тел с гипокристаллической и порфириковой структурой. Состав интрузивов позднемезозойской ассоциации испытывает закономерные изменения по простиранию (с юго-запада на северо-восток): в Южном массиве преобладают гарцбургиты, но уже в его северо-восточной части постоянно присутствуют лерцолиты; преобладающими породами Северного массива являются лерцолиты, нередко плагиоклазсодержащие. В

полном соответствии с изменением состава главных внутренних зон (ядер) массивов меняется и состав их эндоконтактных зон, вплоть до обособления сравнительно крупных объемов габбро в Северном массиве.

Возможно, юго-восточным продолжением Водораздельной зоны позднемезозойских ультрамафитов п-ова Елистратова являются сильно тектонизированные небольшие тела лерцолитов и гарцбургитов, обнаженные на юго-восточном берегу п-ова Тайгнос в 150 км к юго-западу от п-ова Елистратова (м. Поворотный).

3. Геологические и общие петрографические различия палеозойской (?) и позднемезозойской ассоциаций отражаются и в особенностях петрохимии и геохимии слагающих их пород. Это хорошо видно на диаграммах Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O–FeO\*–MgO; CaO–FeO\*–MgO; Ni / Co – *f* (железистость) [3, ч. 2, с. 44–47].

Составы пород Прибрежного и Елистратовского массивов на диаграмме Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O–FeO\*–MgO образуют самостоятельные, резко разобщенные поля. Меланократовые породы Елистратовского массива лежат в поле архейских коматиитов, а лейкократовые – частично попадают в поле расслоенной серии Скергаардского массива. Ультрамафиты и габброиды Южного и Северного массивов образуют компактное поле, вытянутое вдоль стороны MgO–FeO\* и полностью закрывающее разрыв между составами Прибрежного и Елистратовского массивов.

При этом составы дунитов и гарцбургитов Прибрежного и Южного массивов полностью совмещены, а самые меланократовые габброиды Елистратовского массива менее магнезиальны, чем габброиды позднемезозойской ассоциации. В целом подобный характер распределения устанавливается также между Ni / Co отношениями и железистостью (f). На диаграмме вся совокупность фигуративных точек образует гиперболовидный тренд, на крыльях которого расположены точки Прибрежного (max Ni / Co) и Елистратовского (min Ni / Co) массивов, а в центральной дуговой части – Южного и Северного массивов. Характерно, что самые высокие значения Ni / Co отношений в позднемезозойских ультрамафитах едва достигают самых низких в породах Прибрежного массива при одинаковой железистости тех и других.

На диаграмме CaO – FeO\* – MgO видно, что непрерывное изменение состава позднемезозойского гипербазит-габбрового комплекса происходит при непрерывном увеличении роли CaO и некотором снижении – FeO\*, тогда как в породах Елистратовского массива повышение количества CaO сопровождается и резко выраженным увеличением роли FeO\*. В итоге в позднемезозойской ассоциации появляются высококальциевые породы (15–20 % CaO) как в эндоконтактных зонах массивов, так и среди субвулканических и вулканических образований. Примечательно, что в высококальциевых долеритах самых, по-видимому, поздних даек происходит резкое увеличение содержания TiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O.

Таким образом, палеозойские (?) гипербазиты и габброиды представляют собой относительно глубинную ассоциацию прерывистого, контрастного типа, тогда как ассоциация позднемезозойских гипербазитов

и габброидов относится к близповерхностному последовательно дифференцированному типу.

4. Рудная минерализация ультрамафитов проявлена главным образом мелкими телами, образованными скоплениями кристаллов хромита в дунитах. Данные анализов (табл. 2) показывают, что существенных различий содержания хрома в одноименных породах Прибрежного, Южного и Северного массивов не наблюдается, хотя в одной пробе лерцолита Северного массива (табл. 2, № 30) оно почти в полтора раза превышает максимальное содержание хрома в гарцбургите Прибрежного.

Хромитовое оруденение в дунитах Прибрежного массива проявилось в виде линзовидных (0,5х1,5 м) и изометричных нечетко ограниченных тел с неравномерным зональным скоплением хромита. В центре таких скоплений появляются участки массивной руды. Кроме того, на водоразделе у мыса Поворотного встречен небольшой развал нодулярной хромитовой руды. Характерно, что акцессорные хромшпинелиды гарцбургитов и дунитов Прибрежного массива систематически отличаются от хромитов рудных тел более низким содержанием хрома и более высоким – глинозема (табл. 4).

В дунитах Южного и Северного массивов обнаружено десять рудопроявлений хромитов, преимущественно в виде развалов протяженностью первые метры, шириной 0,5–1 м. Руды преимущественно массивные, катаклазированные. Состав рудного минерала – алюмохромит, не отличающийся по составу от акцессорного хромшпинелида в гарцбургитах. В протоколках алюмохромита вкрапленной руды обнаружены в виде зерен (до 0,1 мм) минералы платиновой группы: лаурит–эрликманит и ирарсит.

**Таблица 4. Химический состав хромшпинелидов.**

№п/п №обр.	1(6)	2(9)	3(5)	4(6)	5(4)	6(9)	7(9)	8(3)
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,08	0,04	0,03	0,12	0,19	0,11	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,05	8,71	22,33	24,33	32,36	14,78	23,48	17,35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57,74	60,70	46,25	43,42	36,07	53,60	44,09	51,11
FeO	15,67	16,15	19,08	18,84	15,93	17,47	14,36	18,46
MnO	0,34	0,53	0,32	0,36	0,31	0,52	0,36	0,58
MgO	14,26	13,01	12,15	12,81	15,52	12,64	16,71	11,92
NiO	0,09	0,10	0,00	0,09	0,15	0,28	0,22	0,17
Сумма	100,25	99,36	100,17	99,88	100,46	99,82	99,33	99,82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,11	3,68	2,38	3,06	2,63	3,47	5,27	2,78
Cr	72,50	78,70	56,50	52,50	41,40	65,10	52,40	64,20
Fe <sup>+3</sup>	5,00	4,50	2,80	3,50	2,90	8,00	6,00	3,30
Al	22,50	16,80	40,70	43,90	55,70	26,90	41,60	32,50

*Примечание.* Анализы выполнены на микрозонде «Камебакс», СВКНИИ, Магадан. В скобках за порядковым номером – количество проанализированных зерен. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – расчетное. 1–5 – Прибрежный массив (1 – массивная, 2 – вкрапленная хромитовая руда, 3–5 – хромшпинелиды из гарцбургитов); 6–8 – Южный массив (6, 7 – массивная хромитовая руда, 8 – хромшпинелид из апогарцбургитового серпентинита).

В пироксенах железистых дунитов, лерцолитов и верлитов из эндоконтактных зон Южного и Северного массивов обнаружены мелкие (менее 1 мм) каплевидные выделения халькопирита, пентландита, валлерита.

### НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ СТРУКТУРЫ П-ОВА ЕЛИСТРАТОВА

Простая крупная асимметричная грабен-синклиналь и большая мощность слагающей ее доальбской андезитовой формации характеризуют северо-западную (Тайгоносскую) зону п-ова Елистратова как часть древней вулканической дуги – Тайгоносской андезитовой геосинклинали, формировавшейся на протяжении более 100 млн лет [4]. Компенсационные синвулканические погружения как реакция на большеобъемные выносы магматических расплавов на дневную поверхность были одним из ведущих структурообразующих факторов этой тектонической зоны.

Пенжинская зона является резким контрастом Тайгоносской не только по широкому возрастному диапазону, петрологии и разнообразию структурно-вещественных комплексов, но и по размеру и форме тектонических деформаций.

Интенсивная тектоническая раздробленность при хорошо сохранившейся простой структуре диабазового комплекса свидетельствует о том, что диабазовый комплекс, испытав мощный процесс сжатия и дробления, сохранился как некоторая геологическая целостность и не был затронут "складчатостью". Дробление диабазового комплекса, возможно, было связано с внедрением (завоеванием пространства) габброидов Елистратовского массива, строение которого также хорошо сохранилось в современной структуре.

Наблюдения показывают, что меловые отложения Пенжинской зоны дислоцированы довольно сильно. Как видно в обнажении у мыса Малого (рис. 2Г-2), дислоцированность берриасских отложений, залегающих на диабазовом комплексе, нарастает снизу вверх по разрезу, а в ядре слагаемой ими лежачей складки находятся верхнемеловые конгломераты и песчаники. Далее к северо-востоку, за разломами северо-западного простирания, обнажаются стоящие на головах готеривские отложения. А затем, за разломом северо-восточного простирания, распространены слабо дислоцированные верхнемеловые молассоиды, слагающие относительно крупную отрицательную структуру. Таким образом, можно полагать, что деформации меловых отложе-

ний на побережье п-ова Елистратова отражают реакцию относительно слабо консолидированных толщ на движения более жестких и глубинных тел (блоков). По существу, близкую ситуацию можно наблюдать и в Тайгоносской зоне, где альбские вулканогенно-осадочные отложения, заполняющие грабен, деформированы сильнее более древних толщ на крыльях грабен-синклинали (рис. 2В).

К сожалению, нет данных о характере деформаций находящихся близ ЕГР верхнеюрских кремнисто-вулканогенных образований Пенжинской зоны. Выходы протерозойских(?) метаморфических пород в зоне ЕГР, по-видимому, представляют собой отторженцы фундамента, перемещенные при внедрении водораздельных ультрамафитов.

В структуре аномального магнитного поля Северо-Востока СССР [5, с. 239, 243] И. В. Беляев выделил Пенжинско-Анадырскую аномальную зону, северо-западная сторона которой, пограничная с ОЧВП, выражена устойчивыми положительными аномалиями высокой интенсивности, в том числе Итканской на п-ове Елистратова. Природа этих аномалий связывалась с залегающими на глубине большими массами позднемезозойских гипербазитовых интрузий и основных вулканитов, застывших в подводящих каналах. Есть большая вероятность того, что выходы позднемезозойских ультрамафитов Водораздельной зоны являются самой верхней частью лежащих на глубине крупных гипербазитовых плутонов. Поскольку Итканская аномалия находится полностью над Тайгоносской зоной, можно предположить, что глубинная граница литосферы Пенжинской и Тайгоносской зон на п-ове Елистратова наклонена на северо-запад. Таким образом, есть достаточные основания полагать, что глубинная граница Тайгоносской и Пенжинской зон совпадает с висячим боком крупного магматического тела ультраосновного состава, а ЕГР представляет собой проекцию этой границы на дневную поверхность в виде сложной системы хрупких деформаций.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г. П., Заборовская Н. Б., Марков М. С. О характере сочленения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Корякско-Камчатской складчатой зоны // Геотектоника. 1966. № 5. С. 87–94.
2. Белый В. Ф., Колясников Ю. А., Красный Л. Л. К стратиграфии нижнего палеозоя Пенжинского хребта // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР. 1984. С. 19–36.
3. Белый В. Ф., Акинин В. В. Геологическое строение и офиолиты полуострова Елистратова. Магадан: СВКНИИ

- ДВНЦ АН СССР. 1985. Ч. 1. 57 с. Ч. 2. 64 с.
4. Белый В. Ф., Гельман / Ред. И.Е. Драбкин. М. Л., Параке-цов К. В. Мезозойский вулканизм и структурообразование на Северо-Востоке СССР // Сов. геология. 1989. № 4. С. 62–77.
5. Геология СССР. М.: Недра. 1970. Кн. II. Т. XXX. 536 с.
6. Заборовская Н. Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 200 с.
7. Осипов М. А. Термоусадка при формировании расслоенных плутонов // Изв. АН СССР. Серия геол. 1982. № 9. С. 16–29.
8. Чиков Б. М., Иванов В. К. Магнитное поле и некоторые черты геологического строения центральной части Корякско-Камчатской складчатой области // Геология Корякского нагорья. М., 1963. С. 200–211.

Поступила в редакцию 2 декабря 2003 г.

Рекомендована к печати В.И. Гончаровым

*V.F. Bely*

### **The geology of Yelistratov Peninsula (northeastern Russia)**

Yelistratov Peninsula exhibits exposed structures of the basement of the inner zone of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt (Taigonos zone) and Penzhina trough (Penzhina zone). Its boundary runs on the Yelistratov deep-seated fault – a system of generally north-east-striking vertical and inclined rupture dislocations. The Taigonos zone is made up of Late Mesozoic (pre-Albian) volcanics of the calc-alkaline series (andesites, andesite basalts, basalts, 2,500-3,000m) forming a large asymmetric graben-synclinal structure. The Penzhina zone shows Proterozoic (?) metamorphic rocks, a Paleozoic (?) and a Late Mesozoic basite-ultrabasite association, Cretaceous terrigenous and volcanogenic-sedimentary marine and continental deposits and Paleogene subaerial volcanics. The different-age ultrabasite-basite associations of the Penzhina zone differ in the structure, volume and character of relations of the ultrabasite and the basite components. The Paleozoic (?) association is dominated by gabbroides (Yelistratov layered pluton), and it belongs to the discontinuous, contrasting type; the Late Mesozoic association is dominated by ultrabasites, and regarding the relations between them and gabbroides, it is a successively differentiated type. The features of the surface and deep structure of Yelistratov Peninsula are discussed. It is suggested that the deep boundary between the Taigonos and the Penzhina zone coincides with the north-west-tilted hanging wall of a large magmatic body of ultrabasic composition.



**ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ГРАВИТАЦИОННОЙ НЕСТАБИЛЬНОСТИ  
ТЕКТОНИЧЕСКИ УТОЛЩЕННОЙ ЛИТОСФЕРЫ**

*А.И. Киселев,\* И.В. Гордиенко,\*\* В.В.Лашкевич\**

*\*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

*\*\*Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ*

В коллизионных орогенах нижняя часть литосферы может отслаиваться (деламинароваться) из-за возникшей инверсии плотностей между астеносферой и более холодной утолщенной литосферной мантией. Обычно в моделях деламинации не рассматриваются плотностные изменения в коре и литосферной мантии, обусловленные фазовыми переходами и вариациями минерального состава при изменении Р-Т условий. Мы акцентируем внимание на то, что эти эффекты могут быть очень важными, возможно преобладающими по отношению к эффекту простого изменения термальной структуры мантии. В статье изложены результаты численного моделирования с помощью программного комплекса "Селектор" эволюции базальтов нижней коры, а также изменения фазового состава и плотности нижележащего перидотита, обусловленных тектоническим утолщением литосферы и ее погружением в астеносферу. Для нижней коры с увеличением глубинности основные гранулиты (базальты) переходят в эклогиты, при этом на принятой границе кора–мантия (Р=20 кбар) отмечается инверсия плотностей, так как новообразованный эклогит на 6 % тяжелее нижележащего перидотита (абиссального перидотита, по Ф. Бойду). Разница в плотностях является потенциальной энергией деламинации эклогитовой части коры. По условиям моделирования нижней границе литосферы соответствуют Р=70 кбар и Т=1300°С. Принимая адиабатическое распределение температуры в астеносфере, ее значение при данных параметрах оценивается в пределах 1350–1400°С. Инверсия плотности в сухих условиях достигается только при изохимичности составов литосферы и астеносферы за счет перепада температур в 100°С. Однако разница в плотностях при этом составляет всего 0.0022 %. Вещественные различия двух других модельных составов астеносферы (примитивная мантия, лерцолит КН) по отношению к литосфере (абиссальному перидотиту) не компенсируются более высокой температурой. Плотность астеносферы получается более высокой, чем плотность низов литосферы. Инверсия плотностей достигается, если допустить присутствие в составе астеносферы, аналогичном составу примитивной мантии или лерцолиту КН, соответственно, не менее 1.40 и 0.83 мас.% условно нейтрального флюида. Такое количество флюида явно завышено и совершенно не согласуется с современными оценками содержания флюидов в мантии. Следовательно, только флюидсодержащая астеносфера, отвечающая составу деплетированной мантии срединно-океанических хребтов (DMM) – резервуару, существующему с докембрия, – является наиболее подходящей средой для деламинации утолщенной литосферы. В настоящей модели абиссальный перидотит ближе всего соответствует DMM по отношению к другим, более фертильным составам астеносферы. Адвекция тепла, связанная с подъемом флюидосодержащих плюмов, далеко отстоящих по времени от коллизионных событий, может провоцировать повторную деламинацию гравитационно нестабильных частей литосферы.

**Ключевые слова:** деламинация, литосфера, астеносфера, коллизионный ороген, эклогиты, моделирование.

**ВВЕДЕНИЕ**

Механическое отслоение и удаление нижних частей мантийной литосферы обычно называют деламинацией безотносительно к тому, какой механизм ее обеспечивает. Впервые термин "деламинация" был

предложен П. Бердом [11], согласно которому литосферная мантия отщепляется от вышележащей коры благодаря подъему и внедрению между ними астеносферного материала. В это же время Г. Хаусман и др. [18] предложили другой механизм, который обусловлен гравитационной (конвективной) нестабиль-

ностью низов тектонически утолщенной литосферы, сопровождаемой полным или частичным отделением ее мантийной части и погружением в астеносферу. Вместо широко используемого термина "деламинация" иногда применяют выражение [21] "разрушение мантийного корня" (mantle unrooting).

Сравнительно недавно деламинация стала использоваться как альтернатива в объяснении быстрых региональных поднятий и растяжений, сопровождаемых литосферным утонением, увеличением магматической активности в складчатых областях. Деламинация подразумевает отрыв и быстрое погружение низов тектонически утолщенной литосферы в астеносферную мантию вследствие инверсии плотностей в постколлизийный период. Потенциальная энергия, управляющая этим процессом, реализуется, когда горячая низкоплотностная астеносферная мантия замещает отделившуюся часть холодной, плотной литосферы и взаимодействует с ее оставшейся утоненной частью. Термическое и механическое воздействие астеносферы на утоненную деламинацией литосферу рассматривается как главная причина постколлизийного магматизма, в том числе и батолитообразования в складчатых областях, испытавших мощное тектоническое утолщение во время коллизии. Среди отечественных исследователей В.В. Белоусов [2] был одним из первых, кто рассматривал инверсию плотностей между астеносферой и литосферной мантией как причину активизации тектонических движений. Цель настоящей статьи состоит в исследовании путем численного моделирования влияния вещественных различий между литосферой и астеносферой, а также фазовых переходов на возможность механического разрушения низов литосферы после ее тектонического утолщения. Рассматриваются некоторые следствия деламинации в их структурном и вещественном выражении.

#### **ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕХАНИЧЕСКОЙ ДЕСТРУКЦИИ (ДЕЛАМИНАЦИИ) НИЖНИХ ЧАСТЕЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ**

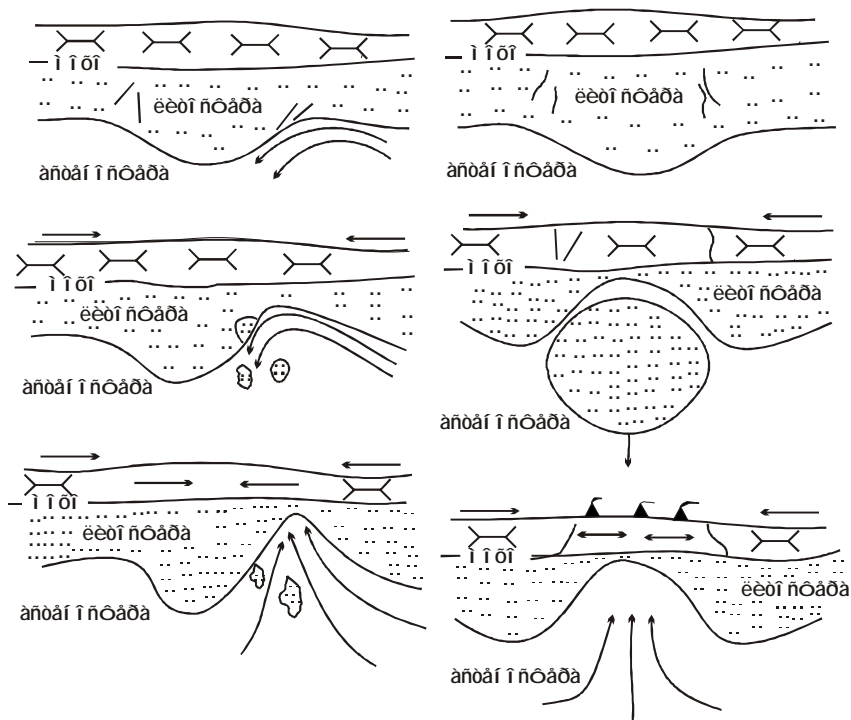
Литосфера обычно рассматривается как прочный подвижный поверхностный слой, способный выдерживать высокие касательные (до 1 кбар) напряжения в отличие от менее прочной нижележащей астеносферы. Следует подчеркнуть, что определение литосферы основано на реологических характеристиках, а не на ее вещественном составе, латерально меняющемся от континентов к океанам, особенно на коровом уровне. С позиций реологии, литосфера имеет двухслойное строение. Верхний механический граничный слой (МГС) обладает свойствами упруго-

го жесткого тела, которое подвергается хрупкому разрушению [8]. Ниже изотермы  $650 \pm 100^\circ\text{C}$  находится термальный граничный слой (ТГС), в пределах которого литосфера ведет себя как вязкий (хрупкопластичный) флюид, способный течь, но передающий глубинное тепло кондуктивным путем с глубин, где температура близка температуре солидуса мантийных пород. Время жизни ТГС зависит от скорости его роста и вязкости. Его собственный вес является причиной его неустойчивости. Если ТГС испытывает воздействие со стороны плюма или утолщается в орогенных поясах, то он становится нестабильным уже до того, как он стал бы внутренне нестабильным путем простого охлаждения. Нижняя часть ТГС не может выдерживать высокий стресс и оставаться сцепленной с механическим граничным слоем в течение длительного периода времени. Деструкция континентальной литосферы путем частичного или полного механического отделения ТГС вследствие его конвективной неустойчивости, вызванной быстрым утолщением, определяется как термальное утонение [18], по результату аналогичное деламинации (рис. 1).

Исходя из оценок поверхностного теплового потока, сейсмологических и термобарометрических данных, мощность океанической литосферы оценивается в 75–100 км [6], а континентальной – до 200 км и более.

Стабилизация литосферы определяется не только простым охлаждением мантийного вещества, но и его химической стратификацией. В зонах спрединга новообразованная океаническая литосфера – горячая и тонкая. Изменение толщины литосферы контролируется динамикой ее теплового баланса. По мере удаления от конструктивных границ плит мощность литосферы увеличивается за счет медленного кондуктивного остывания. Литостатическое равновесие между литосферой и астеносферой обусловлено частичным плавлением поднимающегося астеносферного вещества на границе плит и дифференциальным движением расплавленной и твердой фаз. Удаление базальтовой жидкости из астеносферного перидотитового субстрата приводит к понижению его плотности за счет потери части железа и к увеличению температуры солидуса. Однако химическое производство дефицита масс при образовании литосферы может частично аннулироваться появлением избытка масс при ее охлаждении [19].

В общем случае, когда комбинируются термальный и вещественный параметры, определяющие мантийную литосферу, она имеет более низкую плотность, чем нижележащая астеносфера. Однако в процессе сжатия литосфера становится более плотной,



**Рис. 1.** Графическое представление деламинации литосферы (слева – по П. Берду [11], справа – по Дж. Хаусману и др. [18]). Заимствовано у [21].

толстой и нестабильной вследствие ее квазиизотермического «вдавливания» в астеносферу. В этих условиях литосфера может деламинироваться, т. е. отслаиваться в своей нижней части, но только после критического количества сокращения, которое определяется разницей плотностей между астеносферной и литосферной мантией при определенных P-T параметрах. Теоретическая возможность появления избыточной плотности литосферы относительно астеносферы может быть реализована в коллизионных орогенах, где компрессионное утолщение литосферы сменяется коллапсом растяжения. Деламинация при этом играет решающую роль.

Наряду с тектоническим утолщением литосферы, значительный вклад в инверсию плотностей между литосферой и астеносферой оказывает фазовый переход базальта в более плотную модификацию – эклогит [1, 7]. При этом низкобарический пироксен-плаггиоклаз-оливиновый парагенезис минералов превращается в высокобарический эклогит, сложенный пироповым гранатом и омфацитом. Плотность эклогита сопоставима или может превышать плотность нижележащей мантии. Эклогитизация может происходить как в нижней коре, так и в литосферной мантии. Если базальтовые расплавы превращаются в эклогиты в мантии, то каждые 10 % эклогита будут увеличивать ее плотность примерно на 1% [20]. Вклад нижней коры в деламинационный процесс зависит от ее плотности, которая определяет направление движения нижнекорового материала. В

континентальных регионах с тонкой корой (< 45 км) нижняя кора при любых вариациях состава должна иметь плотность более низкую, чем у мантии. В этом случае материал коры может течь (особенно в присутствии расплава) латерально или в направлении к поверхности. Наоборот, в районах, где сжатие приводит к утолщению коры до 50 км и более (в Тибете – до 70 км), породы базальтового состава в нижней коре испытывают большое плотностное увеличение при переходе в эклогиты и имеют тенденцию к погружению. Как показано С. Соболевым и А. Бабейко [28], мощность коры ограничивается максимальной величиной этих фазовых превращений, потому что породы базальтового состава классифицируются (по плотности и сейсмическим скоростям) как «кора», если они имеют габброидную минералогию, но как «мантия», если они имеют эклогитовую минералогию. Отсюда следует, что не только литосферная мантия приобретает отрицательную плавучесть, но и что самая нижняя часть утолщенной коры, если она базальтового состава, также вносит вклад в отрицательную плавучесть. В регионах с толстой корой если литосферная мантия деламинирует, то вместе с ней деламинирует и нижняя часть коры.

Термальное утонение без адвекции тепла как альтернатива деламинации нереально, так как кондуктивный массоперенос и радиоактивный разогрев – очень медленные [29]. За короткие временные интервалы, соответствующие наблюдаемым тектоническим преобразованиям в орогенических зонах, не-

возможны нагрев и размягчение больших объемов литосферной мантии для их превращения в астеносферу.

**ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФАЗОВЫХ И ПЛОТНОСТНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЕ ПРИ ЕЕ ТЕКТОНИЧЕСКОМ УТОЛЩЕНИИ**

Обычно в стандартных моделях деляминации не рассматриваются плотностные изменения в коре и литосферной мантии, обусловленные фазовыми изменениями и вариациями их состава при тектоническом утолщении. Мы акцентируем внимание на то, что эти эффекты могут быть очень важными, возможно преобладающими по отношению к эффекту простого изменения термальной структуры мантии. В этом разделе изложены результаты численного моделирования эклогитизации базальтовой нижней коры, а также изменения фазового состава и плотности нижележащего перидотита, обусловленных тектоническим утолщением литосферы и ее погружением в астеносферу.

Концептуальная основа построения модели показана на рис. 2, где изображено положение геотерм и разрезов литосферы до и после литосферного утол-

щения с последующей деляминацией. Принятые модельные составы нижней коры, литосферной мантии и астеносферы приведены в таблице 1. Химический состав нижней коры представляют кварцевый толеит и щелочной оливиновый базальт, которые использовались в экспериментах по фазовому переходу базальта в эклогит [7]. Состав абиссального перидотита, характеризующий постархейскую литосферу [12], использован в модели как аналог литосферной мантии. Количественные оценки валового состава астеносферы четко не определены. Поэтому в качестве двухсторонних ограничений ее состава приняты примитивная мантия (A1), по [22], и абиссальный перидотит (A3). Слабо истощенный шпинелевый лерцолит из Килбоурн Холл (Мексика) взят как модельный состав астеносферы (A2), промежуточный между составами примитивной мантии и абиссального перидотита [9]. Следует подчеркнуть, что примитивная мантия является наиболее плотной и фертильной в ряду возможных модельных составов астеносферы, в той или иной степени обедненной базальтовой составляющей, и, скорее всего, может соответствовать астеносфере ранних этапов эволюции мантии в раннем докембрии.

Существуют также геологические предпосылки для суждения о вещественном составе астеносферы. Некоторые перидотитовые орогенные массивы (Ланцо в Италии, Лерц во Франции и другие) рассматриваются как примеры локального контакта и взаимодействия литосферы и астеносферы [24]. В пределах этих массивов к астеносферному веществу отнесены неметасоматизированные порфирокластические плагиоклазовые и шпинелевые перидотиты, по составу отвечающие DMM (деплезированной мантии океанических хребтов). Как полагают, DMM, фрагментами которой являются альпинотипные офиолиты и абиссальные перидотиты, представляет глобальный резервуар, существующий с докембрия, частью которого является астеносфера [23].

Инструментом моделирования послужил программный комплекс расчета равновесных минеральных парагенезисов "Селектор" [5] на базе принятых модельных составов (табл. 1) и P-T параметров, соответствующих геотерме, характеризующей тектонически утолщенную литосферу (рис. 3). Одним из исходных условий моделирования является то, что утолщение происходит в изотермических условиях при постоянстве температуры подошвы литосферы (1300°С), сопровождается только уменьшением температурного градиента в литосферной колонне. Температура астеносферы на глубине 200 км в нашей модели принята равной 1400°С, исходя из адиабати-

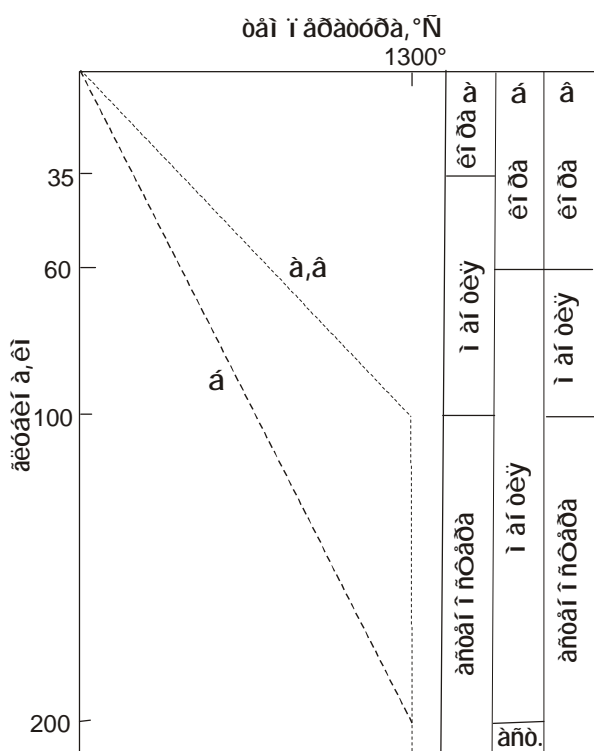
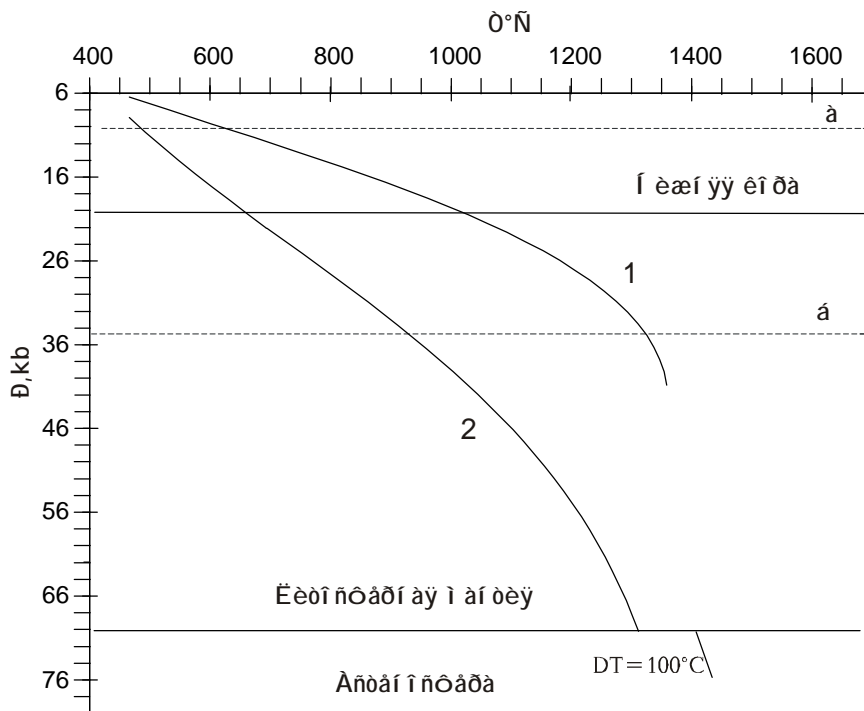


Рис. 2. Условное изображение положения разрезов и геотерм литосферы до и после тектонического утолщения с последующей деляминацией, по [14] с небольшими добавлениями.

**Таблица 1. Модельные составы нижней коры (1, 2), литосферной мантии (3) и астеносферы (3, 4, 5).**

Оксиды	Бедный щелочами кварцевый толеит	Щелочной оливиновый базальт	Абиссальный перидотит А3	Шпинелевый лерцолит А2	Примитивная мантия А1
	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	49.88	45.39	43.60	44.80	44.80
TiO <sub>2</sub>	2.14	2.52	0.02	0.12	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.89	14.69	1.18	3.34	4.45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.84	1.87	0.00	0.00	0.00
FeO	9.65	12.42	8.22	8.72	8.40
MgO	8.48	10.37	45.20	39.24	37.20
CaO	10.82	9.14	1.13	3.14	3.60
Na <sub>2</sub> O	1.84	2.62	0.02	0.27	0.34
K <sub>2</sub> O	0.08	0.78	0.00	0.03	0.03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.02	0.00	0.01	0.02
MnO	0.16	0.18	0.14	0.00	0.14
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	00.00	0.00	0.22	0.46	0.43
NiO	0.00	0.00	0.00	0.26	0.27
Сумма	100.00	100.00	99.73	100.07	99.89

Примечание. 1-2 – по [7], 3 – по [12], 4 – среднее из 8 анализов по [9], 5 – по [22]. NiO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в расчетах не участвуют.



**Рис. 3. Геотермы до (1) и после (2) тектонического утолщения литосферы.**

1 – континентальная геотерма (50 mWm<sup>-2</sup>), по [26]. 2 – рассчитанная геотерма при условии постоянства температуры у основания литосферы (1300°C) до и после утолщения. Пунктиром показано исходное положение основания нижней коры (а) и литосферной мантии (б).

ческого градиента в ее пределах порядка 0.5°C/км. Таким образом, разрез литосферы (нижняя кора + литосферная мантия) и верхней части астеносферы представляет собой три подстраивающих друг друга, закрытых в термодинамическом смысле системы с заданными валовыми составами и соответствующими P-T параметрами. Суть моделирования состоит в определении равновесных минеральных парагенезисов и их плотностей в рамках заданных давлений, температур в соответствии с принятой геотермой (рис. 3) и списком вероятных минеральных фаз от-

дельно для каждой системы и, в конечном счете, в выяснении возможности инверсии плотностей в областях перехода от коры к литосферной мантии и от последней – к астеносфере.

По условиям моделирования химические составы (системы), представляющие нижнюю кору, литосферную мантию и астеносферу, не содержат флюидной фазы и могут быть описаны десятью независимыми компонентами (Al, Ca, Fe, Mg, Mn, K, Na, Si, Ti, O). Добавление «нейтрального» флюида (C-O-H-N) в состав астеносферы осуществлялось на

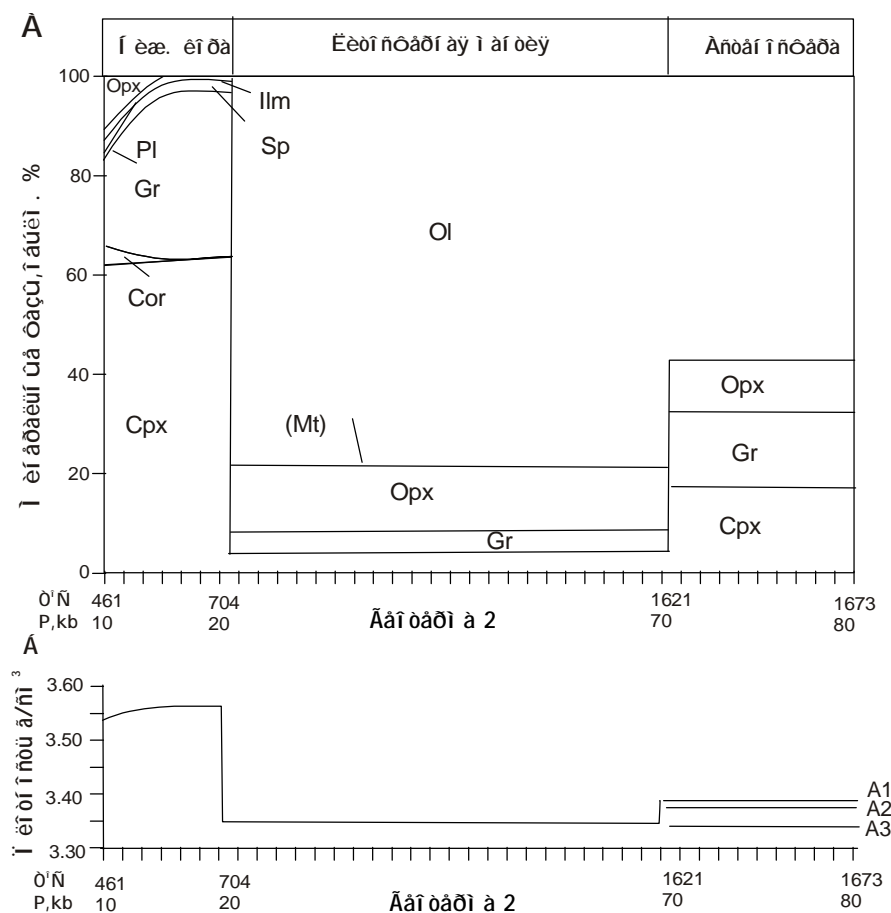
последних шагах моделирования для оценки его влияния на плотность. При выборе вероятных зависимых компонентов (минеральных фаз) в системах использовалась взаимосогласованная база термодинамических свойств минералов [17]. Выбранные фазы (минералы) представлены твердыми растворами в их идеальной смесимости и отдельными компонентами, список которых приводится ниже (курсивом выделены твердые растворы):

*Ортопироксен* – Орх (энстатит + ферросилит); *оливин* – ОI (форстерит + фаялит + тефроит); *клинопироксен* – Срх (диопсид + геденбергит + Са-чермакит + Mg-чермакит + акмит + лейцит); *гранат* – Gr (альмандин + андрадит + гроссуляр + пироп + спескартин); *шпинель* – Sp (герцинит + Mg-шпинель); *плагноклаз* – Pl (альбит + анортит); *магнетит* – Mt (магнетит + магнезиоферрит + ульвошпинель); *ильменит* – Ilm (ильменит + гейкилит + пиррофанит); андалузит – And, кианит – Ky, силлиманит – Sil, корунд – Cor, кварц – Q, кристобалит – Crb, тридимит – Td, коэсит – Co, стишовит – St, гематит – Hm, железо металлическое – Fe, периклаз – Per, рутил – Ru.

Вычисление объемов миналов твердых растворов проводилось по методике, приведенной в [17].

Сумма объемов миналов равна объему фазы и, соответственно, величина отношения вес/объем является чистой плотностью породы. Изменение плотности в зависимости от давления и температуры связаны как с фазовыми переходами (типа шпинель–гранат или кварц–коэсит), так и с перераспределением элементов между фазами при изменении P-T параметров. По расчетам равновесия в мультисистеме, состоящей из трех систем в координатах T = 400–1300 и 1400°C и P = 6–20, 20–70, 70–75 кбар, определены равновесные парагенезисы минеральных фаз, их количественный состав и плотность (рис. 4). Для нижней коры с увеличением глубинности очевидна смена гранулитового парагенезиса эклогитовым. При этом происходит существенное увеличение плотности. Разница в содержании петрогенных компонентов в модельных составах нижней коры не отразилась существенным образом на плотностных различиях новообразованных эклогитов.

На границе нижняя кора – мантия (P=20 кбар) отмечается резкая инверсия плотностей: абиссальный перидотит здесь примерно на 6% легче, чем эклогит. Аналогичная ситуация отмечается в орогенном поясе Квинлинг-Даби, в котором неизме-



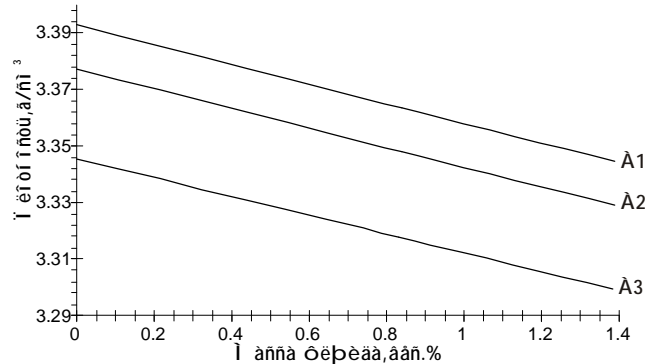
**Рис. 4.** А – Результаты расчета равновесных минеральных парагенезисов для нижней коры, литосферной мантии (A3) и астеносферы (A1) после тектонического утолщения в соответствии с геотермой 2 (см. рис. 3). Б – рассчитанные плотности и их вариации на границах: нижняя коралитосферная мантия–астеносфера в сухих условиях при разных модельных составах астеносферы (табл. 1, A1, A2, A3).



ненные эклогиты нижней коры имеют плотность  $3.47 \pm 0.04 \text{ г/см}^3$ , которая на  $0.2 \text{ г/см}^3$  выше, чем плотность перидотитовых ксенолитов, представляющих верхнюю мантию Восточного Китая [15]. Отмеченная выше разница в плотностях является движущей силой деляминации эклогитов, которая имеет важное значение в эволюции континентальной коры и корово-мантийном взаимодействии.

По условиям моделирования нижней границе литосферы соответствуют  $P=70 \text{ кбар}$  и  $T=1300^\circ\text{C}$ . Температура астеносферы на  $100^\circ\text{C}$  выше. Этот температурный перепад связан условно с "мгновенным" погружением основания блока утолщенной литосферы в горячую область астеносферы ( $T = 1400^\circ\text{C}$ ). Данное допущение следует из соотношения времени тектонических, метаморфических и магматических событий в эволюции коллизионных орогенов и времени (более длительного) термальной релаксации утолщенной литосферы при кондуктивной передаче тепла из глубин. Рассчитанная плотность астеносферы в пограничной области получилась выше, чем у литосферы (рис. 4Б). Это связано с тем, что существенные различия между модельными составами для литосферы (А3 – абиссальный перидотит) и астеносферы (А1 – примитивная мантия, А2 – лерцолит КН) оказались слишком велики, чтобы быть скомпенсированными принятой разницей температур ( $100^\circ\text{C}$ ) между ними. Эти различия выражены в разном количественном содержании оливина, граната, клино- и ортопироксена в литосферной мантии и астеносфере (рис. 4А). В сухих условиях инверсия плотностей за счет температурной разницы между литосферой и астеносферой достигается только при одинаковом их составе и составляет  $0.0022 \text{ мас.}\%$ . Инверсия плотностей между астеносферой, представленной составами А1 и А2, и литосферой в этом варианте достигается лишь при содержании в них, соответственно, не менее  $1.4$  и  $0.83 \text{ мас.}\%$  условного нейтрального флюида (рис. 5). Эти величины превышают оценочное содержание флюида в примитивной мантии ( $0.8 \text{ мас.}\%$ , по [4]). Инверсия плотностей возрастет, если добавить  $30 \text{ км}$  эклогитовой коры к  $170 \text{ км}$  перидотитовой мантии, поскольку произойдет увеличение плотности литосферной мантии примерно на  $1\%$ .

Современные оценки содержания флюидов для мантии в целом неопределенны и ограничиваются сравнительно низкими величинами: для  $\text{H}_2\text{O}$  – от  $0.04\%$  [3] до  $0.1\%$  [7] и  $0.83\%$  – для сложного флюида в примитивной мантии [4]. Отсюда следует, что только флюидсодержащая астеносфера, отвечающая составу DMM, является наиболее подходящей средой для деляминации тектонически утолщенной литосферы. В настоящей модели абиссальный перидо-



**Рис. 5.** Полученная зависимость плотности модельной астеносферы от содержания в ней флюида (C-O-H-N) у основания литосферы ( $T=1600^\circ\text{C}$ ,  $P_{\text{общ}}=70 \text{ кбар}$ ). А1 – абиссальный перидотит, А2 – шпинелевый лерцолит КН, А3 – примитивная мантия.

тит ближе всего соответствует резервуару DMM. Более фертильные составы астеносферы (лерцолит КН, примитивная мантия) разрешают деляминацию только при неправдоподобно высоком содержании в их составе флюидов.

Полученные результаты численного моделирования в целом подтверждают вероятность деляминации как на границе нижняя кора–мантия в сухих условиях вследствие эклогитизации нижней коры базитового состава, так и на границе литосфера–астеносфера. На уровне литосфера–астеносфера деляминация в сухих условиях возможна только в случае изохимичности их составов. В других случаях необходимо предположить присутствие в астеносфере определенного количества флюидной фазы, которая понижает не только ее плотность, но и вязкость.

#### ПРИМЕРЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ПРОЯВЛЕНИЯ ДЕЛАМИНАЦИОННОГО МАГМАТИЗМА

Благоприятные условия для деляминации возникали в пределах периодически появляющихся коллизионных орогенов. Здесь ей предшествовало латеральное сокращение и утолщение коры и литосферы в целом. Тектоническое увеличение мощности литосферы после главного этапа деформации сопровождалось заглублением основания литосферы, погружением изотерм, уменьшением геотермического градиента относительно исходного состояния. Возвращение изотерм в прежнее положение после двойного утолщения литосферы с начальной мощностью  $100 \text{ км}$  при кондуктивном нагреве снизу требует около  $130 \text{ млн лет}$  [18]. Однако в реальной ситуации двойное утолщение литосферы в зонах континентальной конвергенции может произойти в течение

30–50 млн лет, что согласуется с временными соотношениями между деформацией, метаморфизмом и магматизмом во внутриконтинентальных складчатых подвижных поясах. Отсюда следует, что кондуктивный разогрев утолщенной литосферы не может обеспечить за короткое время термальные условия для регионального метаморфизма и гранитообразования.

Сильное уменьшение мощности литосферы посредством деляминации обеспечивает условия для быстрого прогрева оставшейся части литосферной мантии и нижней коры по отношению к утолщенной литосфере, которые, в свою очередь, обеспечивают региональный метаморфизм и плавление коры. Источником нагрева является горячее астеносферное вещество, а также продуцируемые астеносферой базальтовые расплавы, подстилающие основание коры или внедряющиеся в более высокие ее горизонты. Деляминация создает условия для посторогенного растяжения и поднятия территории в местах ее проявления. В коллизионных орогенах предделяминационное коровое утолщение сопровождалось метаморфизмом коровых пород, отвечающим эклогитовой фации в низах коры. Деляминация вызывала повышение теплового потока, магматизм и позднеорогенное растяжение, образование пологолежащих структур растяжения при чистом сдвиге на глубоких уровнях коры и в виде простого сдвига с детачментом на верхнекоровых уровнях. Постделяминационный коллапс, вызванный отслоением литосферного корня, характеризуется растяжением в виде трансенсии (локальные растяжения в сдвиговых зонах) и изотермическим поднятием территории. В течение этой фазы вертикальное сокращение мощности коры характеризуется развитием субгоризонтальных гнейсовых структур с пластинами гранитов, внедрившихся в сдвиговую зону ниже верхнекорового растягивающего детачмента. Образование большого количества гранитов синхронно быстрому адвективному утонению литосферы, вызывающему ослабление коры и ее растяжение. В пределах метаморфитов амфиболитовой фации субгоризонтальные структуры растяжения нередко содержат линзовидные будины – остатки образований эклогитовой фации со структурами раннего субвертикального сжатия, указывающие на присутствие эклогитового основания коры в фазу ее утолщения [13].

Проявления деляминации под регионами, недавно испытывавшими тектоническое утолщение, относительно хорошо распознаваемы. Это быстрое поднятие и изменение поля напряжений, ощутимые изменения в коровом и мантийном магматизме, отражающем изменения в термальной и веществен-

ной структуре литосферы. Признаки деляминационной тектоники и магматизма, относящихся к кайнозой, обнаруживаются в южной части плато Пуна в Центральных Андах [20] и на севере Тибетского плато [10].

Впервые деляминация была использована П. Бердом [11] как механизм, объясняющий образование плато Колорадо. Наиболее показательным примером деляминации в недавнем прошлом является плато Пуна в Аргентине. Наличие сейсмического "окна", т. е. отсутствие землетрясений под данным плато, геохимическая специфика мафических лав в его пределах (OIB-тип) объясняются деляминацией части континентальной литосферы. Деляминированный блок, содержащий коровую и мантийную части литосферы, был вовлечен в астеносферную циркулирующую систему над погружающимся слэбом. Имеется также достаточно примеров структурного и вещественного выражения деляминации и в других молодых орогенах [16].

Вероятно, в далеком прошлом во время суперконтинентальных аккреций деляминация проявлялась более широко. Она могла быть важным элементом в механизме генерации сиалической коры в архее [27], а также обеспечивать сокращение мощной кратонной литосферы в периоды апвеллинга низкоплотного горячего мантийного материала к основанию кратонов [25]. Наряду с субдукцией, деляминация должна вносить весомый вклад в рециклинг литосферы. Выявление относящихся к деляминации магм в древних орогенах может быть единственным путем для установления деляминации в прошлом, потому что магмы по сравнению с другими признаками являются наиболее сохранным индикатором.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Имеются геологические и геофизические предпосылки к утверждению того, что в коллизионных орогенах литосфера становится гравитационно неустойчивой и может деляминироваться как путем удаления утолщенной эклогитовой части нижней коры, так и удаления мантийного литосферного корня в целом из-за возникшей инверсии плотностей при тектоническом утолщении. Обычно в моделях деляминации не рассматриваются плотностные изменения в коре и литосферной мантии, вызванные фазовыми переходами и вариациями минерального состава при изменении P-T условий. Эти эффекты могут быть очень важными, возможно преобладающими по отношению к эффекту простого изменения термальной структуры мантии.



В результате моделирования эклогитизации базальтов нижней коры, а также изменения фазового состава и плотности нижележащего перидотита, обусловленных тектоническим утолщением литосферы и ее погружением в астеносферу, определены условия изменения ее плотностной структуры. Для нижней коры с увеличением глубинности основные гранулиты (базальты) переходят в эклогиты. При этом на границе кора–мантия ( $P=20$  кбар) происходит инверсия плотностей, поскольку эклогит на 6 % тяжелее нижележащего перидотита. Разница в плотностях является потенциальной энергией деляминации эклогитовой части коры.

Инверсия плотности на границе литосфера–астеносфера достигается только при равенстве их химических составов за счет перепада температур в  $100^\circ\text{C}$  и составляет всего лишь 0.0022 %. Вещественные различия двух других модельных составов астеносферы (лерцолит КН и примитивная мантия) по отношению к литосфере не компенсируются ее более высокой температурой. Плотность астеносферы получается более высокой, чем плотность низов литосферы. Инверсия плотностей достигается, если допустить присутствие условно нейтрального многокомпонентного (С-О-Н-N) флюида в количествах не менее 1.40 мас.% и 0.83 мас. % соответственно в примитивной мантии и лерцолите КН, имитирующих фертильную астеносферу. Подобные содержания флюидов в мантии кажутся чрезмерными и не согласуются с данными экспериментальной и теоретической петрологии. Следовательно, только флюидсодержащая астеносфера, отвечающая составу деплетированной мантии срединно-океанических хребтов (ДММ), является наиболее подходящей средой для деляминации литосферы. В настоящей модели этому резервуару ближе всего соответствует абиссальный перидотит.

Адвекция тепла плюмами, далеко отстоящими по времени от коллизионных событий, может провоцировать повторную гравитационную нестабильность и деляминацию нижних частей литосферы вследствие уменьшения плотности астеносферы, вызванной повышением температуры и увеличением в ее составе флюидной фазы. Это, возможно, отражается на томографических разрезах «аномальной мантии» современных областей тектонотермальной активности латеральным чередованием относительно высокоскоростных (холодных литосферных?) и низкоскоростных (горячих астеносферных) частей мантийного вещества.

Авторы выражают благодарность Е.В. Артюшкову за критические рассмотрение статьи и замеча-

ния, позволившие конкретизировать исходные параметры для численного моделирования деляминации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 02-05-65286, НШ-767.2003.5.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е.В. Физическая тектоника. М.: Наука, 1993. 456 с.
2. Белоусов В.В. Эндогенные режимы материалов. М.: Недра, 1978. 232 с.
3. Драйбус Г., Ягоутс Э., Венке Х. Вода в верхней мантии // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 269–275.
4. Зотов А.И. К проблеме источников трансмагматических флюидов // Физико-химический анализ процессов минералообразования. М.: Наука, 1989. С. 38–45.
5. Карпов И.К., Чудненко К.В., Кулик Д.А., Авченко О.В., Бычинский В.А. Минимизация энергии Гиббса в геохимических системах методом выпуклого программирования // Геохимия. 2001. № 11. С. 1207–1219.
6. Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж. Тектоника плит. М.: Мир, 1977. 288 с.
7. Рингвуд А.Э., Грин Д.Х. Изучение фазовых переходов // Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972. С. 574–589.
8. Anderson D.L. The sublithospheric mantle as a source for continental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoirs // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 123. P. 269–280.
9. Basaltic volcanism on the terrestrial planets (Basaltic volcanism study project, 1976–1979). Pergamon Press, N.Y. 1981. 1286 p.
10. Beghoul N., Barazangi M., and Isacks B.L. Lithospheric structure of Tibet and Western North America: mechanisms of uplift and a comparative study // J. Geophys. Res. 1993. V.98, N B2. P. 1997–2016.
11. Bird P. Continental delamination and the Colorado plateau // J. Geophys. Res. 1979. V. 84, N B13. P. 7561–7571.
12. Boyd F.R. Compositional distinction between oceanic and cratonic lithosphere // Earth Planet. Sci. Lett. 1989. V. 96, N S. P. 15–26.
13. Dewey J.F. The fabrics of orogens // Centennial congress (1995). Ext. Absr. 1995. V. 1. P. 291–294.
14. England P., Houseman G. Extension during continental convergence, with application to the Tibetan Plateau // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, N B12. P. 17561–17579.
15. Gao Sh., Zhang B., Jin Zh., Kern H. Lower crustal delamination in the Qinling-Dabie orogenic belt // Science in China (Ser. D). 1999. V. 42, N 4. P. 423–433.
16. Girbacia R., Frisch W. Slab in the wrong place: lower lithospheric mantle delamination in the last stage of the Eastern Carpatian subduction retreat // Geology. 1998. V. 25, N 7. P. 611–614.
17. Holland T.J.B., and Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases petrological interest // J. Metamorphic Geol. 1998. V.16. P. 309–343.
18. Houseman J.A., McKenzie D.P., and Molnar P. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts // J. Geophys. Res. 1981. V.86, N B7. P. 6115–6132.

19. Jordan Th.H. Composition and development of the continental tectosphere // *Nature*. 1978. V. 274, N 5671. P. 544–548.
20. Kay R.W., Kay S.M. Delamination and delamination magmatism // *Tectonophysics*. 1993. V.219, N 1–3. P.177–189.
21. Marotta A.M., Fernandez M., Sabadini R. Mantle unrooting in collisional setting // *Tectonophysics*. 1998. V. 296, N 1–2. P. 31–46.
22. McDonough W.F. Constrains on the composition of the continental lithospheric mantle // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1990. V. 101 P. 1–18.
23. Menzies M.A. Cratonic, circumcratonic, and oceanic mantle domains beneath the Western United States // *J.Geophys. Res.* 1989. V. 94, N B6. P. 7899–7915.
24. Menzies M.A., Bodinier J.L., Thirlwall M., Downes H. Asthenosphere-lithosphere relationships within orogenic massifs / 5-th Intern. Kimberl. Conf. Txt. Abstr., Brasilia. 1991. P. 281–284.
25. O'Reilly S.Y., Griffin W.L., Dyomani Y. Are lithosphere forever? // 7<sup>th</sup> Kimberl. Conf. Ext. Abst. Cape Town. 1998. P. 646–648.
26. Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms, and lithospheric thickness // *Tectonophysics*. 1977. V. 38, N 3–4. P. 279–296.
27. Rudnik R.L. Making continental crust // *Nature*. 1995. V.378, N 6557. P. 571–578.
28. Sobolev S.V., Babeyko A.Y. Phase transformations in the lower continental crust and its seismic structure. In : Properties and processes of Earth's lower crust // Amer. Geophys. Union, Geophys. Monogr. 1989. P. 311–320.
29. Yuen D.A., Fleitout L. Thinning of the lithosphere by small-scale convection destabilization // *Nature*. 1985. V. 313. P. 125–128.

Поступила в редакцию 28 апреля 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

*A.I. Kiselev, I.V. Gordienko, V.V. Lashkevich*

### **Petrological aspects of gravitational instability of the tectonically thickened lithosphere**

The lower part of the lithosphere in collisional orogens can be delaminated due to density inversion between the asthenosphere and the colder thickened lithospheric mantle. Density changes within the crust and lithospheric mantle resultant from phase transition and compositional variability with the change of P-T conditions are not usually considered in delamination models. We emphasize that these effects can be very important, probably dominant in regard to the effect of simple change of the mantle thermal structure. This paper presents results of numerical modeling using the "Selector" program for eclogitization of basalts of the lower crust as well as changes of phase composition and density of underlying peridotite resultant from tectonic thickening of the lithosphere and its dipping into the asthenosphere. As the depth of the lower crust increases, the basic granulites (basalts) pass into eclogites. Incidentally, at the crust-mantle boundary (P=20 kbar) density inversion is noted, since the newly formed eclogite is heavier than the underlying peridotite by 6%. The difference in densities is the potential energy for delamination of the eclogitic part of the crust. P=70 kbar and T=1300°C correspond to the lower boundary of the lithosphere according to the model. Asthenospheric temperature is equal to 1400°C. Density inversion is only attained, given the isochemical composition of the lithosphere and asthenosphere at the expense of 100°C temperature difference, and constitutes 0.0022%. Compositional differences of two other model-derived asthenospheric compositions with regard to the lithosphere are not compensated by its higher temperature. Asthenospheric density is greater than that of the lithosphere base. Density inversion occurs if one assumes the presence in asthenosphere composition comparable to primitive mantle or KH-lherzolite no less than 1.40 and 0.83 wt. % of conventionally neutral fluid, respectively. Such amount of the fluid is clearly overstated and is not completely consistent with contemporary estimates of fluid content in the mantle. Therefore, only a fluid-bearing asthenosphere corresponding to the composition of depleted mantle of mid-ocean ridges (DMM) i.e. a reservoir existing from the Precambrian, is the most appropriate material for lithosphere delamination. In this model, abyssal peridotite is most closely corresponds to DMM with respect to other more fertile compositions of the asthenosphere. Heat advection related to the uplift of fluid-bearing plumes distant from collision events can initiate repeated delamination of gravitationally unstable lithospheric parts.

**РАННЕМЕЛОВЫЕ БАЗАЛЬТЫ КЕМСКОГО ТЕРРЕЙНА – ФРАГМЕНТА МОНЕРОНО-САМАРГИНСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ**

*В.П. Симащенко, А.И. Малиновский, В.В. Голозубов*

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

Приведены данные по геологии, петрографии, химическому составу породообразующих минералов, петрохимии и геохимии раннемеловых базальтов кемской свиты Приморья в бассейне р. Кемы, являющейся одним из основных элементов строения Кемского террейна – сихотэалинского фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы. Рассматриваются вопросы петрогенезиса базальтов и геодинамические условия проявления раннемелового магматизма. Показано, что по основным петролого-геохимическим характеристикам раннемеловые (апт–альбские) вулканические породы являются аналогами базальтов высококальциевой известково-щелочной и шошонитовой серий тыловых частей зрелых островных дуг. Предполагается формирование базальтовых расплавов из мантии, по геохимическим меткам близкой к внутриплитному источнику гавайского типа, обогащенному флюидом, поступавшим из субдуцирующего пелагического осадка. Низкие концентрации фемических элементов, а также величины ряда индикаторных отношений микроэлементов указывают на формирование исследованных базальтов из остаточных магм, образовавшихся путем фракционирования оливина и пироксенов и ранней сепарации плагиоклазов из первичных пикробазальтовых мантийных магм.

**Ключевые слова:** магматизм, островные дуги, базальты, шошониты, абсарокиты, ранний мел, Приморье.

**ВВЕДЕНИЕ**

Вулканические породы в составе раннемеловых осадочных толщ, залегающих в фундаменте Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса, обнаружены при геологических съемках в 60-х годах прошлого столетия [5]. К настоящему времени установлена принадлежность этих пород к островодужному типу [13, 17–20], и на этом основании выделена Монероно-Самаргинская островодужная система, основные элементы которой обнаруживаются в Сихотэ-Алине и на островах Сахалин, Монерон, Ребун и Хоккайдо [18, 37]. В Сихотэ-Алине фрагментом этой системы является Кемский террейн [24]. Также были выполнены единичные определения возраста вулканитов с использованием Rb-Sr изохронного метода, указывающие на апт-альбское время проявления вулканизма [21], что хорошо согласуется с геологическими данными [15]. Цель настоящего исследования состояла в установлении специфики формирования апт-альбских островодужных образований Сихотэ-Алиния на примере вулканических пород кемской свиты, развитой в бассейне реки Кемы (Восточный Сихотэ-Алинь). В этой связи было детально изу-

чено строение разрезов свиты [14], уточнены геологические взаимоотношения вулканических и осадочных образований, исследован фациальный, петрографический, петрохимический и геохимический состав вулканических пород. Проведено сопоставление вулканитов с эталонными сериями, характерными для различных геодинамических обстановок, оценены составы их возможных мантийных источников и условия кристаллизации магм.

**АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ**

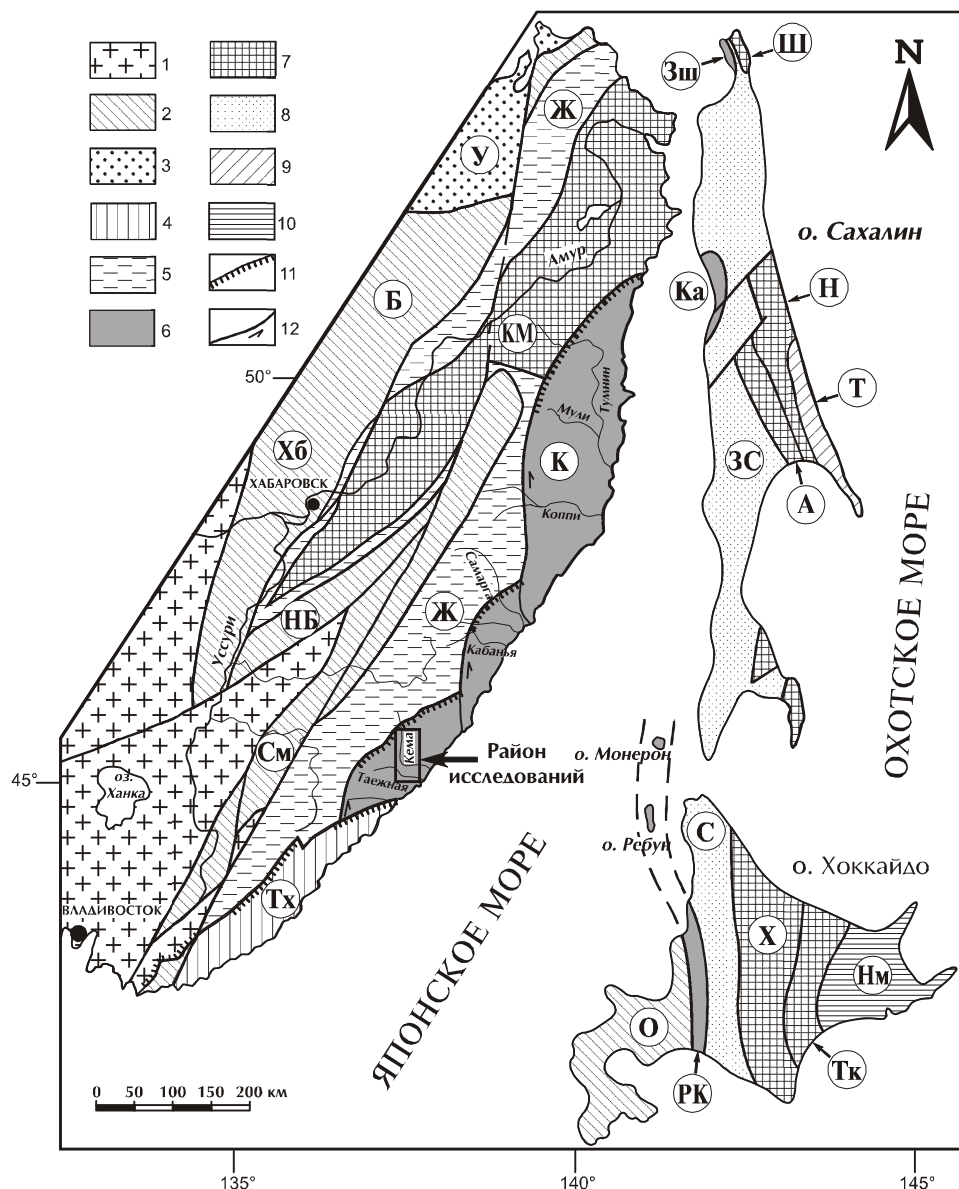
Химический состав минералов выполнен на микрозонде JXA-5A (оператор Н.А. Екимова); состав газов в минералах определен на газовом хроматографе ЛКМ-8МД (аналитик Н.П. Коновалова); содержания петрогенных элементов в породах определялись традиционным химическим методом (аналитики С.П. Славкина, С.П. Баталова); содержания микроэлементов (Ni, Co, Cr, V, Pb, Cu, Zn, Sn) определены количественным спектральным анализом (аналитик Л.И. Азарова); Rb, Ba, Sr, Zr, Y, Nb в большинстве образцов определены рентгено-флюоресцентным методом (аналитик А.В. Белоглазов) в лабораториях ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток). В части

образцов эти 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).

**ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ**

Район исследований расположен в пределах Кемского террейна [24], который надвинут на распо-

ложенный западнее Журавлевский террейн [9], образованный мощной (до 15 км) толщей турбидитов берриас-альбского возраста (рис.1). Кемский террейн сложен баррем-альбскими образованиями, которые разделены на баррем-раннеаптскую меандровскую свиту, представленную ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов мощностью до 1100 м, раннеаптско-позднеальбскую кемскую свиту,



**Рис. 1.** Схема тектонического районирования юга Дальнего Востока России и прилегающих территорий [14, 24].

1–10 – террейны: 1 – домезозойские; 2–3 – юрские: 2 – аккреционные призмы, 3 – турбидитовые; 4–6 – раннемеловые: 4 – аккреционные призмы, 5 – турбидитовые, 6 – островодужные (Монероно-Самаргинской островной дуги); 7–9 – ранне-позднемеловые: 7 – аккреционные призмы, 8 – турбидитовые, 9 – островодужные; 10 – позднемеловые-палеогеновые; 11–12 разломы: 11 – надвиги, 12 – сдвиги. Стрелками показаны направления движения вдоль сдвигов. Террейны: См – Самаркинский; НБ – Наданьхада-Бикинский; Хб – Хабаровский; Б – Баджальский; У – Ульбанский; КМ – Киселевско-Маноминский; Тх – Таухинский; Ж – Журавлевский; К – Кемский; ЗС – Западно-Сахалинский; А – Анивский; Н – Набильский; Ш – Шмидтовский; Зш – Западно-Шмидтовский; Ка – Камышовый; Т – Терпения; О – Ошима; РК – Ребун-Кабато; С – Сорачи – Йезо; Х – Хидака; Тк – Токоро; Нм – Немуро.

в которой наряду с терригенными породами широко развиты разнообразные вулканические и вулканогенно-осадочные образования (до 4000 м), и средне-позднеальбскую лужкинскую свиту, в которой среди преобладающих терригенных пород встречаются пласты вулканических образований (около 550 м). Кемская свита по литологическому составу разделена на три подсвиты [14]: нижнекемскую (мощность до 1800 м), в которой преобладают терригенные породы, а вулканические составляют менее 10 %; среднекемскую (до 770 м), в которой главная роль принадлежит вулканическим породам; и верхнекемскую (до 1500 м), сложенную ритмичным переслаиванием песчаников и алевролитов.

Наиболее полные разрезы свиты изучены в среднем течении р. Кемы (рис. 2). Вулканические и вулканогенно-осадочные породы представлены здесь потоками базальтов, пластами и пачками вулканогенно-осадочных образований. Эти породы переслаиваются с пачками турбидитов, в которых присутствует примесь пирокластического материала.

Базальты часто имеют текстуру пиллоу-лав с подушечными обособлениями размером 0,5–2,5 м. В основании потоков пиллоу-лавы насыщены обломками осадочного материала, а в кровле приобретают массивную текстуру. В мощных потоках наблюдаются "плавающие" включения уплощенных глыб и "блоков" осадочных пород, ориентированные согласно движению потоков. Наблюдаются также мало-мощные (до 1 м) потоки базальтов, которые при излиянии в водной среде растрескиваются и расщепляются на сегменты. Вертикальные трещины между сегментами иногда заполнены алевролитовым материалом, который в момент излияния базальтов представлял собой неконсолидированный илистый осадок. При налегании базальтовой массы на этот осадок он выжимался вверх по трещинам, образуя "осадочные дайки", а в отдельных случаях выплескивался и на поверхность лавовых потоков. В других случаях наблюдаются базальтовые "капли" или "бомбы", включенные в алевролиты. По краю таких образований развиты стекловатые корки или цеолитовые оторочки. Все это указывает на то, что лавы изливались на неконсолидированный осадок в условиях морского бассейна.

Пирокластические образования составляют около 20 % мощности среднекемской подсвиты и представлены разнообразными туфами базальтового состава. Туфы обычно градационнослоистые, характеризующиеся постепенной сменой агломератовых туфов у основания пластов тонкослоистыми псаммитовыми и пелитовыми в их кровле. Широко развиты также гиалокластиты – продукты дробления базальтовых пород, образовавшиеся при соприкосновении

магмы с водой под воздействием быстро освобождающихся из лав летучих компонентов.

Около 10 % разреза среднекемской подсвиты представлено брекчиями (микститами) – отложениями грязекаменных потоков на склонах вулканов, матрикс которых образован плохо отсортированным песчано-алевролитовым материалом. Кроме обычных осадочных пород в составе глыб и обломков в микститах присутствует переменное количество базальтов. Некоторые микститы сложены глыбами почти исключительно вулканитов.

Терригенные породы среднекемской подсвиты (гравелиты, песчаники, алевролиты) содержат различное количество примеси пирокластики (базальтов, вулканического стекла, фенокристаллов пироксенов и плагиоклаза).

#### ПЕТРОГРАФО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА БАЗАЛЬТОВ

Базальты из генетически различных образований кемской свиты однотипны. Это окрашенные в зеленовато-серые тона плотные, массивные, резко порфиновые породы с вкрапленниками темноцветных минералов и плагиоклаза. Среди пиллоу-лав встречаются темно-зеленые миндалекаменные базальты с небольшим количеством хлоритовых и кальцитовых миндалинов. Преобладают толеитовая, стекловатая, интерсертальная, микролитовая структуры основной массы. Редко наблюдается диабазовая структура.

По соотношению и количеству вкрапленников выделяются клинопироксен-плагиоклазовые, оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты, двупироксеновые и оливин-клинопироксеновые базальты и диабазы. В каждом из выделенных типов пород общее количество и соотношение вкрапленников варьирует от 15 до 35%. В клинопироксен-плагиоклазовых базальтах вкрапленники представлены плагиоклазом (50–65%) и клинопироксеном (до 50%). В них встречаются также единичные фенокристаллы оливина и буровато-зеленой роговой обманки. В оливин-клинопироксен-плагиоклазовых базальтах оливина больше (до 1–2% от общего количества вкрапленников). В оливин-клинопироксеновых базальтах вкрапленники плагиоклаза составляют 10–20%, оливина – 5–7%, остальное приходится на клинопироксен. В двупироксеновых базальтах вместе с оливином, клинопироксеном и плагиоклазом присутствует до 5% вкрапленников ортопироксена. Выделенные петрографические разновидности имеют общие черты минералогического (резкий порфиновый облик, высокий идиоморфизм вкрапленников, большое количество клинопироксена) и химического (высокая глиноземистость и калиевая щелочность, низкая ти-

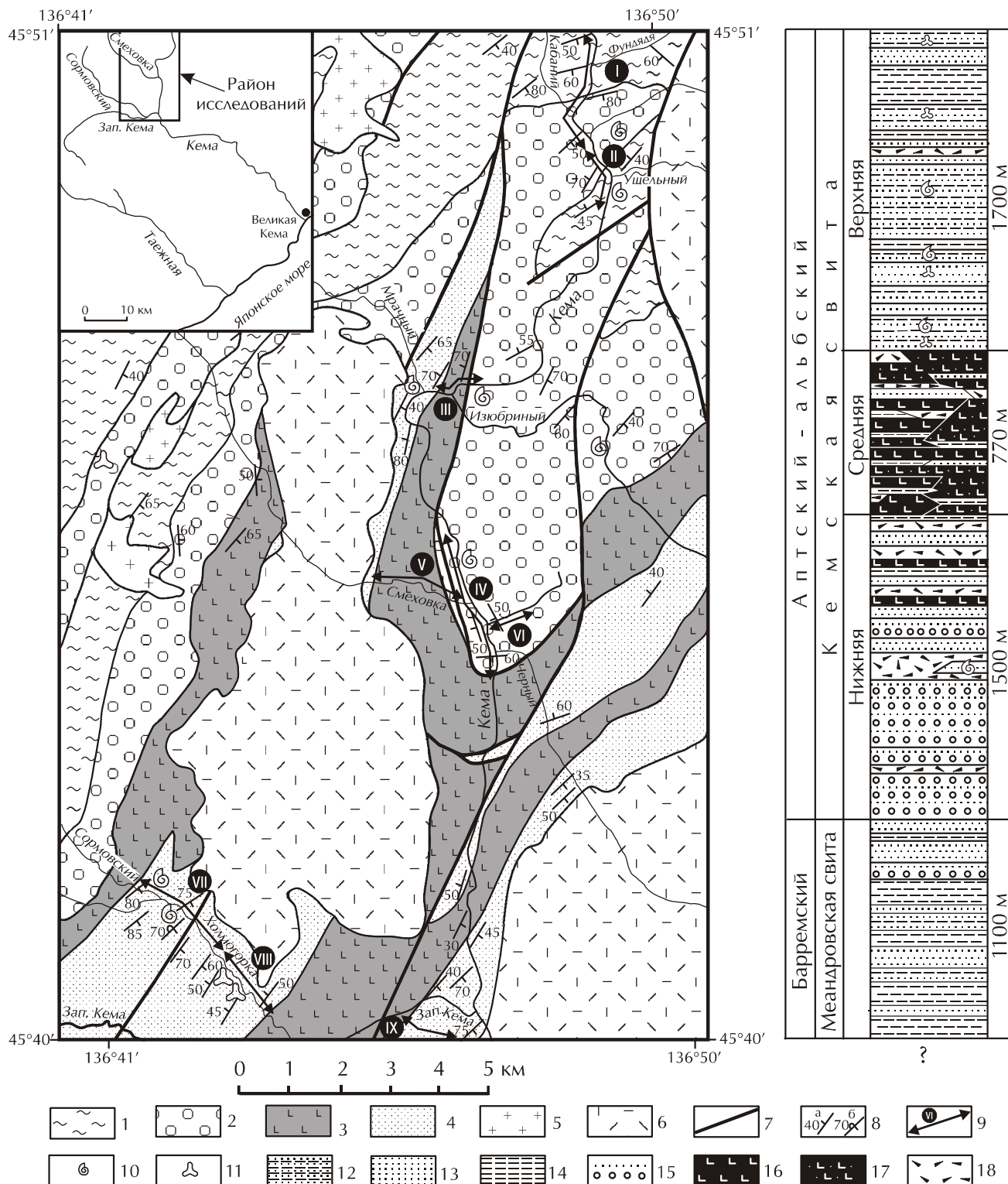


Рис. 2. Схема геологического строения бассейна среднего течения р. Кема.

1–4 – свиты: 1 – меандровская; 2–4 – кемская (2 – нижняя, 3 – средняя, 4 – верхняя подсвиты); 5 – позднемеловые гранитоиды; 6 – позднемеловые вулканыты Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса; 7 – разрывные нарушения; 8 – элементы залегания: а – нормальное, б – опрокинутое; 9 – изученные разрезы и их номера; 10 – макрофауна; 11 – споры и пыльца. На стратиграфической колонке: 12–14 – ритмичное переслаивание песчаников и алевролитов (12 – с равным их соотношением, 13 – с преобладанием песчаников, 14 – с преобладанием алевролитов); 15 – ритмичное переслаивание конгломератов, гравелитов, песчаников; 16 – базальты; 17 – туфы и тефроиды; 18 – микститы.

танистость) состава, что свидетельствует об их генетическом единстве. Оливин-клинопироксеновые базальты залегают в нижней части вулканогенного разреза свиты и являются наиболее ранними образованиями. Об этом же свидетельствует и наличие ксенолитов оливин-клинопироксеновых базальтов в клинопироксен-плагиоклазовых агломератовых лавобрекчиях верхней части свиты.

Вкрапленники клинопироксена в базальтах представлены крупными (от 1–2 до 3–5 мм) отдельными кристаллами и гломерокристаллами (до 8 мм). Во всех разновидностях базальтов встречаются гломерокристаллы клинопироксена и плагиоклаза. Клинопироксены обычно сдвойникованы и имеют зональное строение с расплывчатыми границами между зонами. В двупироксеновых и оливин-пироксеновых базальтах ядра вкрапленников по составу отвечают диопсиду или салиту, а края – субкальциевому авгиту. В других разновидностях базальтов преобладают вкрапленники субкальциевого авгита (табл. 1). При этом центральные части кристаллов более магнезиальные ( $mg\# = 0,89$ ), с содержанием кремнезема  $SiO_2 = 49$  мас.%. От ядер кристаллов к периферийным зонам магнезиальность снижается до 0,72. Крупные кристаллы часто содержат включения вулканического стекла и титаномагнетита. В измененных породах клинопироксены по краям зерен и по трещинам замещаются бесцветными волокнистыми амфиболами актинолит-тремолитового ряда или агрегатами карбоната и хлорита с рудной пылью.

Оливины и ортопироксены в изученных базальтах почти всюду замещены вторичными минералами, распознаются только по форме вкрапленников и характеру вторичных изменений. Эти породообразующие минералы образуют в породах выделения размером 0,3–1 мм. Оливин полностью замещен смесью слоистых силикатов – хлорита, вермикулита, талька и серпентина, иногда с образованием характерных петельчатых форм, или же хлоритом, карбонатом, тальком и бурым веществом типа хлорофрита. Первичный ортопироксен целиком замещен хлорит-серпентин-прениновыми агрегатами, а по краю минерала образуется каемка титаномагнетита, что для оливина не характерно. В двупироксеновых базальтах встречаются также единичные удлиненные кристаллы, полностью замещенные псевдоморфозами вторичных минералов, возможно принадлежащие высокотемпературной роговой обманке.

Вкрапленники плагиоклаза образуют идиоморфные таблитчатые кристаллы и гломерокристаллы зонального строения, размером 1–3 до 5 мм. Некоторые зерна имеют оплавленные края и содержат включения стекла вдоль зон роста. Центральные ча-

сти зерен по составу отвечают битовниту или лабрадору ( $An_{75-81}$ ), а краевые зоны – андезину ( $An_{50}$ ) (табл. 2). Вкрапленники из пироксен-плагиоклазовых базальтов по сравнению с таковыми других минералогических типов в целом богаче альбитовой компонентой. Плагиоклазы подвергнуты вторичным преобразованиям с развитием в ядерных зонах сапонита, хлорита и глинистых минералов группы монтмориллонита, либо карбонатизированы и смектитизированы.

Титаномагнетит (табл. 3) образует гипидиоморфные и ксеноморфные зерна во включениях в клинопироксене, плагиоклазе и в мезостазице породы, а также вместе с хлоритом является продуктом распада ортопироксена и роговой обманки, образуя оторочки на этих минералах. Титаномагнетит из включений в пироксене двупироксеновых базальтов соответствует магнетиту с низким содержанием  $TiO_2$  (до 6 %). Содержание  $TiO_2$  в титаномагнетите из включений и мезостазица пироксен-плагиоклазовых базальтов – 10–12 %. Для базальтов характерно наличие акцессорного апатита, который образует длиннопризматические кристаллы, включенные в клинопироксен.

Основная масса пород состоит из микролитов плагиоклаза, небольшого количества зерен клинопироксена, а также мелких зерен титаномагнетита, погруженных в хлоритизированное вулканическое стекло. Микролиты плагиоклаза по составу ( $An_{45-50}$ ) (табл. 2) близки плагиоклазу из краевых зон вкрапленников. Клинопироксены из основной массы обладают низкой магнезиальностью ( $mg\# = 0,62$ ). Вулканическое стекло мезостазица (табл. 4) по кремнекислотности близко андезиту ( $SiO_2 = 56,4–56,9\%$ ), обладает высокими содержаниями глинозема и щелочей. Остаточное стекло из включений в плагиоклазе характеризуется высоким содержанием калия (10 мас.%  $K_2O$ ). Миндалины в базальтах выполнены карбонатом и хлоритом и по краю часто имеют оторочку из цеолитов. Основная масса замещается псевдоморфозами вторичных минералов, среди которых преобладают хлорит и карбонаты. В двупироксеновых и оливин-пироксеновых базальтах присутствуют мелкие чешуйки биотита, приуроченные к скоплениям хлорита, а в отдельных участках развиваются цеолиты и анальцим.

#### ГЕОХИМИЯ ГЛАВНЫХ И РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

Петрогеохимическая характеристика вулканических пород кемской свиты основывается на более чем 50 химических, количественных спектральных и рентгено-флюоресцентных определениях главных и редких элементов. В таблице 5 приведены анализы

Таблица 1. Химический состав клинопироксенов из базальтов кемской свиты.

Образец Компонент	КМ-511			КМ-514				
	Срх <sub>с</sub>	Срх <sub>г</sub>	Срх <sub>м</sub>	Срх <sup>1</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>1</sup> <sub>г</sub>	Срх <sup>2</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>3</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>4</sup> <sub>с</sub>
SiO <sub>2</sub>	55,10	54,50	40,25	49,40	49,79	50,65	49,99	50,99
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,60	0,06	0,99	1,07	0,89	1,01	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,04	3,06	4,23	4,29	3,94	3,17	3,66	3,11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,05	0,24	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	4,91	8,01	11,29	7,52	8,20	8,29	8,07	7,94
MnO	0,04	0,20	0,76	0,13	0,15	0,19	0,17	0,16
MgO	15,58	13,87	10,30	15,27	14,67	15,62	15,22	15,60
CaO	21,07	19,76	15,29	22,92	22,25	21,31	21,56	21,93
Na <sub>2</sub> O	0,35	0,36	0,59	0,42	0,38	0,42	0,43	0,33
K <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,19	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01
Сумма	100,85	100,42	83,19	100,95	100,45	100,55	100,11	100,72
Si	1,980	1,998	1,846	1,830	1,854	1,878	1,863	1,885
Ti	0,020	0,017	0,002	0,028	0,030	0,025	0,028	0,018
Al	0,129	0,132	0,229	0,187	0,173	0,138	0,161	0,136
Cr	0,010	0,010	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,147	0,244	0,433	0,233	0,255	0,257	0,251	0,245
Mn	0,001	0,060	0,029	0,004	0,005	0,006	0,005	0,005
Mg	0,834	0,754	0,703	0,842	0,813	0,863	0,845	0,859
Ca	0,811	0,772	0,751	0,909	0,887	0,846	0,860	0,869
Na	0,024	0,025	0,052	0,030	0,027	0,030	0,031	0,024
K	0,001	0,000	0,011	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Сумма	3,948	3,941	4,065	4,064	4,044	4,043	4,044	4,041
Wo	43,3	43,7	39,6	45,9	43,4	43,1	44,0	44,1
En	48,5	42,6	37,5	42,4	41,6	43,9	43,2	43,5
Fs	8,2	13,7	22,9	11,7	13,0	13,0	12,8	12,4
Mg#	0,84	0,75	0,62	0,78	0,76	0,77	0,77	0,77

Таблица 1. (Продолжение).

Образец Компонент	КМ-515					КМ-517/1		
	Срх <sup>1</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>1</sup> <sub>г</sub>	Срх <sup>2</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>3</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>4</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>1</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>1</sup> <sub>г</sub>	Срх <sup>2</sup> <sub>с</sub>
SiO <sub>2</sub>	51,07	49,50	51,19	50,13	49,48	51,06	51,03	50,96
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,65	0,68	1,07	0,82	0,99	0,86	0,95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,82	2,63	2,98	3,63	3,09	2,59	2,01	2,08
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,20	0,00	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	3,76	7,95	8,55	8,94	8,48	9,09	10,08	9,74
MnO	0,05	0,19	0,19	0,22	0,11	0,21	0,28	0,22
MgO	17,49	16,25	15,56	15,19	16,61	16,91	15,97	15,83
CaO	23,50	21,49	20,64	21,27	21,88	19,39	19,66	19,30
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,36	0,026	0,37	0,23	0,28	0,28	0,30
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Сумма	99,38	99,03	100,12	100,83	100,70	100,54	100,17	99,40
Si	1,887	1,868	1,901	1,860	1,841	1,889	1,905	1,912
Ti	0,008	0,018	0,019	0,030	0,023	0,028	0,024	0,027
Al	0,123	0,117	0,131	0,159	0,135	0,113	0,088	0,092
Cr	0,006	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,00
Fe	0,116	0,251	0,265	0,277	0,264	0,281	0,315	0,306
Mn	0,002	0,006	0,006	0,007	0,003	0,006	0,009	0,007
Mg	0,963	0,914	0,8650	0,839	0,921	0,932	0,888	0,885
Ca	0,930	0,864	0,821	0,845	0,872	0,768	0,786	0,776
Na	0,015	0,026	0,019	0,027	0,017	0,020	0,020	0,022
K	0,000	0,00	0,00	0,00	0,00	0,000	0,001	0,000
Сумма	4,048	4,069	4,023	4,044	4,076	4,037	4,036	4,026
Wo	44,3	42,7	42,2	43,1	42,4	39,2	39,6	39,5
En	47,9	45,0	44,2	42,8	44,8	47,5	44,6	45,0
Fs	7,8	12,3	13,6	14,1	12,8	14,3	15,8	15,5
Mg#	0,89	0,78	0,76	0,75	0,77	0,77	0,74	0,74



Таблица 1. (Окончание).

Образец	KM-517/1	KM-536					
		Срх <sup>3</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>1</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>1</sup> <sub>г</sub>	Срх <sup>2</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>3</sup> <sub>с</sub>	Срх <sup>4</sup> <sub>с</sub>
SiO <sub>2</sub>	50,83	49,58	49,41	49,51	52,44	47,70	50,03
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,92	0,93	1,44	1,23	1,12	1,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,53	3,77	3,34	3,96	3,75	4,82	3,37
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,11	0,34	0,10	0,00	0,22	0,15
FeO	5,13	8,38	8,96	9,60	9,28	9,28	8,76
MnO	0,12	0,18	0,22	0,21	0,20	0,17	0,22
MgO	17,46	14,16	13,57	13,87	13,25	15,06	15,66
CaO	22,36	21,72	22,07	20,50	19,50	21,64	19,72
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,33	0,34	0,38	0,56	0,39	0,37
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,02	0,02	0,10	0,00	0,00
Сумма	99,26	99,17	99,37	99,58	100,31	100,40	99,32
Si	1,886	1,869	1,869	1,863	1,936	1,792	1,875
Ti	0,012	0,026	0,027	0,041	0,034	0,031	0,029
Al	0,111	0,167	0,149	0,176	0,163	0,213	0,149
Cr	0,000	0,030	0,010	0,003	0,000	0,006	0,004
Fe	0,159	0,264	0,283	0,302	0,287	0,291	0,274
Mn	0,004	0,006	0,007	0,006	0,006	0,005	0,007
Mg	0,976	0,795	0,774	0,777	0,729	0,843	0,875
Ca	0,889	0,877	0,894	0,826	0,771	0,871	0,792
Na	0,016	0,024	0,025	0,028	0,040	0,029	0,027
K	0,000	0,001	0,001	0,001	0,005	0,000	0,000
Сумма	4,053	4,032	4,038	4,022	3,971	4,081	4,032
Wo	44,0	45,4	45,8	43,1	43,0	43,5	40,9
En	48,2	41,0	39,7	41,0	41,0	42,0	45,0
Fs	7,8	13,6	14,5	15,9	16,0	14,5	14,1
Mg#	0,85	0,75	0,73	0,72	0,73	0,74	0,77

Примечание. KM-511 – двупироксеновый базальт, KM-514, KM-536 – оливин-клинопироксен-плагноклазовые базальты, KM-515, KM-517/1 – клинопироксен-плагноклазовые базальты. Срх<sup>1</sup><sub>с</sub> – центр, Срх<sup>1</sup><sub>г</sub> – край кристаллов вкрапленников, Срх<sub>м</sub> – состав микролитов.

Таблица 2. Химический состав плагноклазов из базальтов кемской свиты.

Компо- ненты	KM-511			KM-514				
	Pl <sub>с</sub>	Pl <sub>г</sub>	Pl <sub>м</sub>	Pl <sup>1</sup> <sub>с</sub>	Pl <sup>1</sup> <sub>г</sub>	Pl <sup>2</sup> <sub>с</sub>	Pl <sup>3</sup> <sub>с</sub>	Pl <sup>4</sup> <sub>с</sub>
SiO <sub>2</sub>	47,90	51,93	54,37	49,54	50,79	49,79	49,41	49,47
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,07	0,01	0,04	0,02	0,05	0,02	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,52	29,67	24,82	31,61	31,53	32,80	32,65	32,97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,84	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,08	0,98	2,04	0,82	0,28	0,30	0,30	0,30
MgO	0,00	0,00	0,34	0,03	0,07	0,13	0,11	0,08
MnO	0,09	0,05	0,90	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
CaO	15,52	11,20	10,47	14,42	13,57	14,36	15,11	14,77
Na <sub>2</sub> O	1,86	4,51	5,78	2,82	3,51	2,61	2,27	2,46
K <sub>2</sub> O	0,13	0,48	0,51	0,19	0,20	0,17	0,13	0,13
Сумма	99,88	99,73	99,26	99,48	99,97	100,23	100,01	100,23
Si	2,197	2,374	2,513	2,277	2,313	2,263	2,254	2,250
Ti	0,001	0,002	0,000	0,002	0,001	0,002	0,001	0,001
Al	1,811	1,158	1,352	1,712	1,692	1,757	1,755	1,767
Cr	0,001	0,030	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,031	0,037	0,079	0,031	0,011	0,011	0,011	0,011
Mn	0,000	0,000	0,013	0,001	0,003	0,005	0,004	0,003
Mg	0,006	0,004	0,062	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Ca	0,762	0,548	0,518	0,710	0,661	0,699	0,738	0,719
Na	0,166	0,339	0,518	0,251	0,309	0,230	0,200	0,217
K	0,007	0,028	0,030	0,011	0,011	0,010	0,008	0,008
Сумма	4,982	5,023	5,085	4,996	5,001	4,977	4,972	4,977
An, %	81,5	56,2	48,6	73,0	67,3	74,4	78,0	76,1
Ab, %	17,7	40,9	48,6	25,8	31,4	24,5	21,1	23,0
Or, %	0,8	2,9	2,8	1,2	1,3	1,1	0,9	0,9

Таблица 2. (Продолжение).

Компо- ненты	KM-536			KM-515				
	Pl <sub>c</sub>	Pl <sub>r</sub>	Pl <sub>m</sub>	Pl <sup>1</sup> <sub>c</sub>	Pl <sup>2</sup> <sub>c</sub>	Pl <sup>3</sup> <sub>c</sub>	Pl m <sup>1</sup>	Pl m <sup>2</sup>
SiO <sub>2</sub>	50,22	52,34	54,91	48,19	50,15	50,79	56,98	57,30
TiO <sub>2</sub>	0,01	1,09	0,01	0,09	0,07	0,03	0,01	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,85	28,99	25,65	32,70	32,13	31,15	27,35	27,28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	0,71	1,25	1,40	0,90	0,63	0,68	0,67	0,86
MgO	0,02	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00	0,12	0,02
MnO	0,07	0,27	0,89	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	14,60	10,03	10,49	15,70	14,60	15,15	9,09	8,98
Na <sub>2</sub> O	2,79	5,00	5,71	2,87	3,12	3,03	5,39	5,62
K <sub>2</sub> O	0,10	0,52	0,51	0,11	0,12	0,15	0,63	0,48
Сумма	100,54	99,63	99,65	100,66	100,84	101,00	100,25	100,64
Si	2,282	2,392	2,513	2,205	2,273	2,702	2,556	2,560
Ti	0,000	0,037	0,000	0,003	0,002	0,001	0,000	0,003
Al	1,705	1,561	1,383	1,762	1,716	1,663	1,446	1,436
Cr	0,007	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,027	0,048	0,054	0,034	0,024	0,026	0,025	0,032
Mn	0,001	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,005	0,001
Mg	0,004	0,018	0,061	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,710	0,491	0,514	0,769	0,709	0,735	0,437	0,430
Na	0,245	0,443	0,506	0,254	0,274	0,266	0,468	0,487
K	0,006	0,034	0,030	0,006	0,007	0,009	0,063	0,027
Сумма	4,988	5,027	5,063	5,044	5,007	5,002	4,973	4,976
An, %	73,8	50,7	48,9	74,1	71,6	72,7	46,4	45,5
Ab, %	25,5	45,7	48,2	24,7	27,6	26,3	49,7	51,5
Or, %	0,7	3,6	2,9	1,2	0,8	1,0	3,9	3,0

Таблица 2. (Окончание).

Компо- ненты	KM-517/1							
	Pl <sup>1</sup> <sub>c</sub>	Pl <sup>2</sup> <sub>c</sub>	Pl <sup>2</sup> <sub>r</sub>	Pl <sup>3</sup> <sub>c</sub>	Pl <sup>3</sup> <sub>r</sub>	Pl m <sup>1</sup>	Pl m <sup>2</sup>	Pl m <sup>3</sup>
SiO <sub>2</sub>	49,08	49,94	51,02	49,87	52,42	56,81	52,12	53,27
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,04	0,05	0,08	0,02	0,13	0,01	1,27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	31,65	29,55	28,58	32,32	30,10	26,67	32,96	21,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,01	0,00	0,14
FeO	0,38	0,50	0,42	0,48	0,68	0,63	0,63	4,68
MnO	0,01	0,00	0,04	0,02	0,00	0,02	0,03	0,06
MgO	0,05	0,09	0,13	0,06	0,20	0,10	0,21	1,64
CaO	15,66	14,47	14,20	15,28	11,70	10,35	9,63	8,59
Na <sub>2</sub> O	2,36	2,41	4,10	2,87	3,62	5,23	2,86	4,50
K <sub>2</sub> O	0,13	0,25	0,76	0,15	0,19	0,67	0,48	3,59
Сумма	99,40	97,24	99,32	101,14	99,06	100,61	98,93	98,78
Si	2,260	2,340	2,361	2,257	2,393	2,550	2,359	2,536
Ti	0,002	0,002	0,002	0,003	0,001	0,004	0,000	0,046
Al	1,717	1,632	1,558	1,724	1,619	1,410	1,758	1,180
Cr	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,005
Fe	0,015	0,020	0,016	0,018	0,026	0,023	0,024	0,186
Mn	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,003
Mg	0,004	0,006	0,009	0,004	0,013	0,007	0,014	0,116
Ca	0,772	0,726	0,704	0,741	0,572	0,498	0,467	0,438
Na	0,211	0,219	0,368	0,252	0,319	0,455	0,251	0,415
K	0,008	0,015	0,045	0,009	0,011	0,038	0,028	0,218
Сумма	4,988	4,959	5,065	5,008	4,959	4,987	4,0901	5,142
An, %	77,9	75,6	63,0	73,9	63,4	50,2	62,6	40,8
Ab, %	21,2	22,8	32,9	25,1	35,3	45,9	33,6	38,7
Or, %	0,9	1,6	4,1	1,0	1,3	3,9	3,8	21,5

Примечание. Pl<sup>1</sup><sub>c</sub> – центр вкрапленника, Pl<sup>1</sup><sub>r</sub> – край вкрапленника, Pl<sub>m</sub> – микролит основной массы, KM-511 – двупироксеновый базальт, KM-514, KM-536 – оливин-клинопироксен-плагноклазовые базальты, KM-515, KM-517/1 – клинопироксен-плагноклазовые базальты.

Таблица 3. Химический состав титаномагнетитов из базальтов кемской свиты.

Образец Компонент	KM-511		KM-515			
	TiMt	TiMt <sup>1</sup>	TiMt <sup>2</sup>	TiMt <sup>3</sup>	TiMt <sub>m</sub>	
TiO <sub>2</sub>	5,61	10,84	11,70	11,59	9,76	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,66	5,11	4,70	5,22	5,13	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,26	0,36	0,20	0,22	
FeO	33,80	39,24	39,57	40,24	38,29	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53,96	42,00	41,09	39,70	43,71	
MnO	1,02	1,96	2,43	1,53	2,29	
MgO	1,85	0,49	0,54	0,39	0,18	
ZnO	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	
Сумма	95,00	95,70	96,28	94,90	95,22	
Ti	0,155	0,301	0,324	0,325	0,273	
Al	0,201	0,223	0,204	0,230	0,225	
Cr	0,000	0,008	0,011	0,006	0,007	
Fe <sup>2+</sup>	1,022	1,212	1,218	1,255	1,190	
Fe <sup>3+</sup>	1,489	1,168	1,138	1,114	1,223	
Mn	0,032	0,061	0,076	0,048	0,072	
Mg	0,101	0,027	0,030	0,021	0,010	
Сумма	3,000	3,000	3,000	3,000	3,000	
f	96,13	99,98	98,76	99,10	99,59	
Cr/Cr+Al	0,06	3,27	4,91	2,49	2,81	
Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>3+</sup> +Fe <sup>2+</sup>	59,31	49,06	48,30	47,02	50,46	

Примечание. KM-511 – двупироксеновый базальт, KM-515 – клинопироксен-плагиоклазовый базальт. TiMt – титаномагнетит из включений в клинопироксенах, TiMt<sub>m</sub> – титаномагнетит основной массы.

Таблица 4. Химический состав вулканического стекла.

Образец	KM-536	KM-514	KM-515	KM-517/1
SiO <sub>2</sub>	61,90	56,43	56,60	56,90
TiO <sub>2</sub>	0,62	1,02	0,70	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,58	17,65	18,50	21,8
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,40	0,00	0,00	0,12
FeO	1,92	4,65	3,95	3,00
MnO	0,07	0,20	0,05	0,05
MgO	0,50	5,42	4,50	1,12
CaO	1,60	7,72	8,12	9,95
Na <sub>2</sub> O	1,66	3,81	4,25	4,45
K <sub>2</sub> O	9,98	3,10	2,68	2,41
Сумма	97,21	100,00	99,35	100,23
F, %	79,3	46,1	46,7	72,8

Примечание. KM-536 – включение остаточного стекла в плагиоклазе, KM-514, KM-515, KM-517/1 – стекло основной массы базальтов.

только менее измененных основных петрографических разновидностей пород, для которых выполнен наиболее полный спектр элементов, включая и данные по редкоземельным элементам. Индекс измененности  $AI=100\% (K_2O+MgO)/(K_2O+MgO+Na_2O+CaO)$  [35] в этих образцах колеблется от 29,3 до 47 %, а хлорит-карбонат-пиритовый индекс  $CCPI=100\% (MgO+FeO)/(MgO+FeO+Na_2O+K_2O)$  [40] – от 66 до 79 %, что указывает на слабую степень измененности этих пород и позволяет использовать их при петролого-геохимических и геодинамических интерпретациях.

К особенностям химического состава базальтов относятся: недосыщенность кремнеземом (44–50,6 мас.% SiO<sub>2</sub>), переменные, но в целом умеренные содержания MgO (3,9–8,9 мас.%), низкие содержания TiO<sub>2</sub> (0,7–1,25 мас. %), высокие – глинозема (15,1–19,7 мас. %) и калия (K<sub>2</sub>O от 1,6 до 3,9 масс %). Особенно недосыщены кремнеземом и богаты магнием оливин-клинопироксеновые и двупироксеновые базальты. Им же свойственны пониженные содержания глинозема (15,1–15,8 мас. %). В оливин-клинопироксен-плагиоклазовых и клинопироксен-плагиоклазовых базальтах сильно возрастают концентрации щелочей, особенно K<sub>2</sub>O (до 3,9 мас. %), и глинозема (до 17–19 мас. %), а магния – уменьшаются (до 3,6–5,5 мас. %). По соотношениям щелочей и кремнезема (рис. 3) изученные породы чаще попадают в поле базальтов шошонитовой (высококалиевой субщелочной), реже – высококалиевой известково-щелочной серий. При этом оливин-клинопироксеновые и двупироксеновые базальты соответствуют абсарокитам, а оливин-клинопироксен-плагиоклазовые и клинопироксен-плагиоклазовые разности отвечают либо шошонитовым базальтам с пониженными содержаниями магния (MgO ниже 5 мас. %), либо высококалиевым базальтам. На диаграммах K<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub>, MgO–K<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O–Na<sub>2</sub>O, разделяющих шошониты, абсарокиты и известково-щелочные базальты более подробно на низкокалиевые (LK), умеренно-калиевые (МК) и высококалиевые

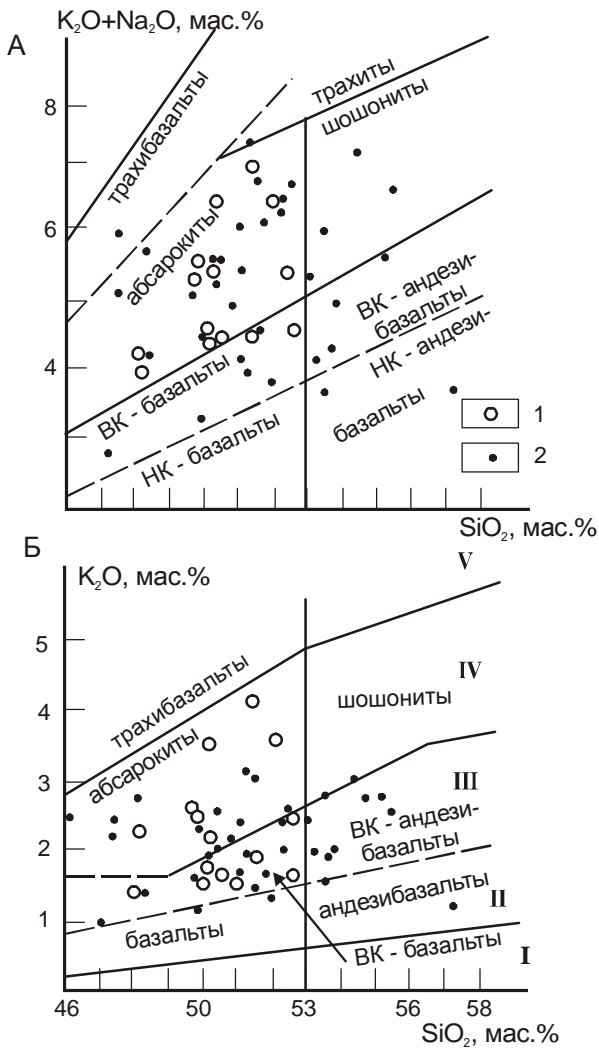
Таблица 5. Содержания главных, малых и редких элементов в базальтах кемской свиты.

Элементы	КМ-503	КМ-507	КМ-509	КМ-511	КМ-516	КМ-519	КМ-514	КМ-520
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	46,40	44,80	48,80	49,30	48,80	50,66	48,40	46,00
TiO <sub>2</sub>	0,93	1,10	0,78	0,75	0,99	0,80	0,83	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,10	15,60	15,70	15,80	18,50	17,80	17,70	18,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,05	3,50	2,51	1,94	4,83	3,10	3,90	4,70
FeO	5,74	5,37	6,38	7,52	4,20	4,20	3,60	3,30
MnO	0,15	0,15	0,15	0,16	0,12	0,12	0,13	0,18
MgO	8,85	6,92	5,80	5,83	4,60	4,70	5,47	5,30
CaO	8,42	11,00	9,02	9,66	8,80	8,80	12,40	12,50
Na <sub>2</sub> O	2,80	1,80	4,30	2,40	3,50	2,80	2,50	2,20
K <sub>2</sub> O	1,50	2,00	1,45	1,85	1,64	2,30	1,70	1,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,39	0,31	0,28	0,33	0,26	0,35	0,30
H <sub>2</sub> O	0,21	1,36	0,34	0,45	0,28	0,03	0,31	0,42
п.п.п.	7,11	5,65	4,00	4,02	3,10	4,00	3,06	3,95
Сумма	99,58	99,64	99,84	99,96	99,69	99,51	100,35	99,49
Sc	49,1	24,8	53,4	35,1	25,2	27,6	35,7	26,2
V	150	170	200	240	230	220	300	260
Cr	170	210	80	91	20	100	145	62
Co	24	34	27	29	18	16	37	23
Ni	130	150	50	54	29	73	81	62
Cu	118	55,6	135	45,4	83,6	50,2	110	97,4
Zn	131	63,2	103	53,4	55,6	41,2	50,8	56,1
Ga	8	12	12	13	10	11	16	12
Rb	60,7	59,7	49,4	44	31,2	86	33,4	16,7
Sr	997	575	581	532	588	491	749	567
Y	30,9	20	33,6	19,2	24,7	17,8	20,4	21,2
Zr	102	88,6	106	49	74,3	55,4	47,8	47,8
Nb	10,8	45,1	6,91	3,66	5,0	5,64	4,44	3,39
Mo	1,6	2,5	-	-	-	1,5	1,6	-
Ag	1,6	0,11	10	0,32	0,46	0,60	0,10	0,20
Sn	4	3	2	3	3	2	2	1
Ba	2121	657	268	162	122	334	122	266
Hf	2,94	2,32	3,38	1,31	2,08	1,34	1,25	1,53
Ta	0,61	2,86	0,48	0,32	0,46	0,29	0,32	0,32
W	0,25	0,07	0,55	0,05	0,03	0,17	0,07	0,09
Pb	32,1	9,6	18,9	1,02	1,96	1,52	1,21	2,42
Th	6,88	4,39	12,0	2,04	2,15	2,10	1,94	2,53
U	1,72	1,10	2,56	0,54	0,78	0,71	0,67	0,77
La	22,4	26,3	24,1	10,9	12,8	12,1	13,1	12,0
Ce	51,8	47,3	59,0	23,3	27,9	24,7	27,3	25,4
Pr	6,96	5,23	7,29	3,11	3,73	3,09	3,55	3,33
Nd	29,1	22,4	33,7	15,6	18,2	14,8	17,4	16,1
Sm	6,83	4,25	7,24	3,43	3,93	3,17	3,58	3,63
Eu	2,20	1,31	2,16	1,02	1,24	0,99	1,15	1,17
Gd	7,53	4,15	7,44	3,61	4,38	3,30	3,83	3,89
Tb	1,02	0,63	1,13	0,54	0,67	0,49	0,56	0,59
Dy	5,57	3,45	5,83	3,25	3,97	2,23	3,32	3,45
Ho	1,21	0,69	1,32	0,66	0,88	0,61	0,69	0,72
Er	3,17	1,90	3,77	1,89	2,45	1,72	2,02	2,05
Tm	0,57	0,31	0,64	0,31	0,42	0,29	0,34	0,32
Yb	3,45	1,99	4,23	1,92	2,64	1,87	2,19	2,13
Lu	0,52	0,29	0,57	0,29	0,42	0,31	0,34	0,32

Примечание. 1–3 – оливин-пироксеновые базальты, 4–6 – дупироксеновые базальты, 7–11 – оливин-клинопироксен-плаггиоклазовые базальты, 12–15 – клинопироксен-плаггиоклазовые базальты.

Таблица 5. (Окончание).

Элементы	КМ-536	КМ-538	КМ-563/3	КМ-512	КМ-515	КМ-517	КМ-517/1
	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	48,30	48,90	47,00	49,50	48,6	49,10	49,5
TiO <sub>2</sub>	0,70	0,80	1,20	0,82	0,80	0,73	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,70	18,50	19,40	17,50	18,80	16,40	15,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,80	1,80	3,40	1,89	4,70	4,60	4,20
FeO	4,20	6,10	3,60	6,80	2,90	3,06	3,20
MnO	0,12	0,13	0,08	0,13	0,11	0,18	0,17
MgO	4,80	5,10	3,60	4,81	3,90	4,70	4,20
CaO	10,10	9,10	10,40	6,70	11,10	9,10	11,40
Na <sub>2</sub> O	2,50	2,70	2,80	2,80	3,12	3,50	2,60
K <sub>2</sub> O	2,60	3,50	2,40	3,94	2,05	2,60	1,60
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,28	0,33	0,34	0,28	0,42	0,26
H <sub>2</sub> O	0,10	0,14	0,27	0,23	0,6	0,38	0,92
п.п.п.	2,80	2,60	5,30	4,00	2,60	5,44	5,42
Сумма	100,12	99,61	99,79	99,46	99,56	100,21	99,67
Sc	26,2	31,3	26,5	27,6	25,9	28,0	25,2
V	290	230	170	230	260	260	180
Cr	34	83	59	63	50	43	88
Co	21	24	18	19	23	15	23
Ni	45	58	49	44	55	33	62
Cu	99,0	85,2	31,8	61,8	91,7	76,4	45
Zn	31,2	43,3	47,4	55,9	47,7	41,6	41,1
Ga	12	16	11	16	15	11	12
Rb	66,5	89,3	53,5	142	29,8	93,8	25,7
Sr	594	486	449	753	525	410	351
Y	17,9	20,2	17,6	21,5	21,6	19,8	19,0
Zr	47,8	44,1	60,8	59,1	70,0	49,3	51,6
Nb	3,49	5,37	7,64	4,65	4,46	3,13	2,57
Mo	-	-	1,5	-	-	-	1,5
Ag	0,46	0,16	1,20	0,59	0,20	0,25	0,20
Sn	3	2	3	2	2	2	3
Ba	329	455	355	335	146	285	232
Hf	1,32	1,36	1,44	1,60	1,77	1,24	1,24
Ta	0,26	0,49	0,65	0,37	0,38	0,23	0,21
W	0,14	0,33	0,09	0,12	0,07	0,18	0,08
Pb	0,67	2,58	2,66	1,54	1,98	2,68	5,82
Th	2,53	2,71	2,32	3,01	2,84	2,55	4,06
U	0,98	0,92	0,59	0,95	0,85	1,02	0,98
La	12,2	12,1	12,1	15,1	12,7	10,2	13,1
Ce	26,8	26,3	26,0	31,5	28,0	21,8	26,9
Pr	3,56	3,43	3,15	4,13	3,60	2,89	3,29
Nd	17,9	17,1	15,3	19,0	16,8	14,6	15,1
Sm	3,80	3,77	3,46	4,00	3,48	3,30	3,35
Eu	1,08	1,08	1,22	1,11	1,12	1,01	0,96
Gd	3,68	4,00	3,64	3,95	3,77	3,52	3,51
Tb	0,54	0,59	0,55	0,61	0,58	0,56	0,54
Dy	3,14	3,41	3,06	3,46	3,49	3,25	3,15
Ho	0,64	0,70	0,64	0,74	0,73	0,68	0,67
Er	1,94	2,03	1,77	2,11	2,16	2,06	1,91
Tm	0,29	0,33	0,28	0,33	0,36	0,34	0,31
Yb	1,88	2,120	1,72	2,19	2,32	2,16	1,98
Lu	0,29	0,33	0,26	0,33	0,36	0,33	0,31



**Рис. 3.** Диаграммы:  $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$  (А) и  $K_2O-SiO_2$  (Б).

Состав пород: 1 – базальты, представленные в табл. 5; 2 – базальты не включенные в табл. 5. (Все составы пересчитаны на сухой остаток). Поля на диаграмме (Б): I – низкокалиевой, II – известково-щелочной, III – высококалиевой известково-щелочной, IV – субщелочной, V – щелочной серий.

(НК) [33], составы кемских базальтов могут одновременно находиться в разных полях, но в целом вполне удовлетворительно коррелируются с петрографическим составом (безплагиоклазовые и малоплагиоклазовые породы соответствуют абсарокитам и шошонитам, плагиоклазовые – по соотношению  $MgO$  и  $K_2O$  обычно соответствуют высококалиевым известково-щелочным базальтам, а по соотношению  $K_2O$  и  $Na_2O$  – низкокалиевым шошонитам). Содержание суммы железа в породах пониженное и составляет 7,0–9,5 масс %. Общая железистость пород К(ф) колеблется от 32,4 до 51 %. При этом проявляется толлитовая (или феннеровская) тенденция в изменении

состава базальтов, которая выражается в некотором увеличении железистости и щелочности с ростом кремнекислотности. Отношение  $FeO^*/MgO$  увеличивается от оливин-пироксеновых базальтов (0,86–1,48) к пироксен-плагиоклазовым (1,6–1,9). Отношение закисного железа к окисному варьирует от 0,6 до 3,8. При этом в оливин-пироксеновых и двупироксеновых базальтах это отношение обычно больше единицы, что указывает на формирование этих магм в восстановительной обстановке глубинного магматического очага.

Содержания элементов группы железа в базальтах кемской свиты сравнительно низкие (в г/т): (Ni=29–130, Sc=25–49, Co=15–37, Cr=20–220, V=50–370) Элементы группы железа, совместимые при кристаллизации оливина и пироксена, а также ряд несовместимых элементов (Ti, Zr, Hf, Ta, REE, Th, U) имеют хорошую корреляцию с  $MgO$  и  $FeO^*$ , что свидетельствует об устойчивости этих элементов в постмагматических процессах и позволяет использовать их при геодинамических интерпретациях. Содержания крупноионных литофильных элементов в целом повышенные, что характерно для базальтов известково-щелочных и шошонитовых серий различных регионов. Так, содержания Rb составляют 17–94 г/т, а в отдельных образцах достигают 140–170 г/т и коррелируются с содержаниями калия при сохранении K/Rb отношения в пределах 250–700. Наиболее высокими содержаниями рубидия (50–60 г/т) обладают оливин-клинопироксеновые абсарокиты и шошониты, а в высококалиевых базальтах известково-щелочной серии содержание рубидия снижается до 26–31 г/т. Такой же тип распределения наблюдается для стронция и бария – более основные и магнезиальные абсарокиты и шошониты богаче этими элементами, чем известково-щелочные базальты. Так, содержания стронция и бария в известково-щелочных базальтах 350–590 и 120–230 г/т, соответственно, а в оливин-клинопироксеновых и двупироксеновых абсарокитах – 530–990 и 162–2100 г/т.

Концентрации высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf) низкие и проявляют слабые незакономерные колебания. При этом более высокими концентрациями этих элементов обладают оливин-клинопироксеновые абсарокиты. Величины отношения Zr/Hf в большинстве пород составляют 31,1–42,2, а отношения Zr/Nb – 7–20. Радиоактивные элементы (Th и U) тесно скоррелированы между собой и их содержание согласуются с поведением калия. Эта согласованность нарушается только в оливин-клинопироксеновых абсарокитах, обогащенных торием и ураном относительно других петрографических разновидностей пород.

Исследованные базальты характеризуются высокими ( в 10–100 раз превышающими хондритовые) содержаниями редкоземельных элементов и резкой обогащенностью легкими (LREE) относительно тяжелых (HREE). Отношение  $(Ce/Yb)_N$ , характеризующее степень дифференцированности лантаноидов в породах, варьирует от 2,6 до 4,4, а отношение  $(La/Sm)_N$ , отражающее дифференцированность в группе LREE, составляет 2,0–2,9, что характерно для пород шoshонитовых и известково-щелочных серий островных дуг. Суммарное содержание REE и иттрия в оливин-клинопироксеновых абсарокитах составляет 95–172 г/т и снижается в плагиоклазовых разновидностях пород до 87–108 г/т. Кривые нормированных концентраций REE (рис. 4) субпараллельны и имеют одинаковый наклон от La до Dy и слабо выполаживаются от Dy до Lu. Величина  $Eu/Eu^*$  отношения во всех типах пород колеблется от 0,85 до 1,04.

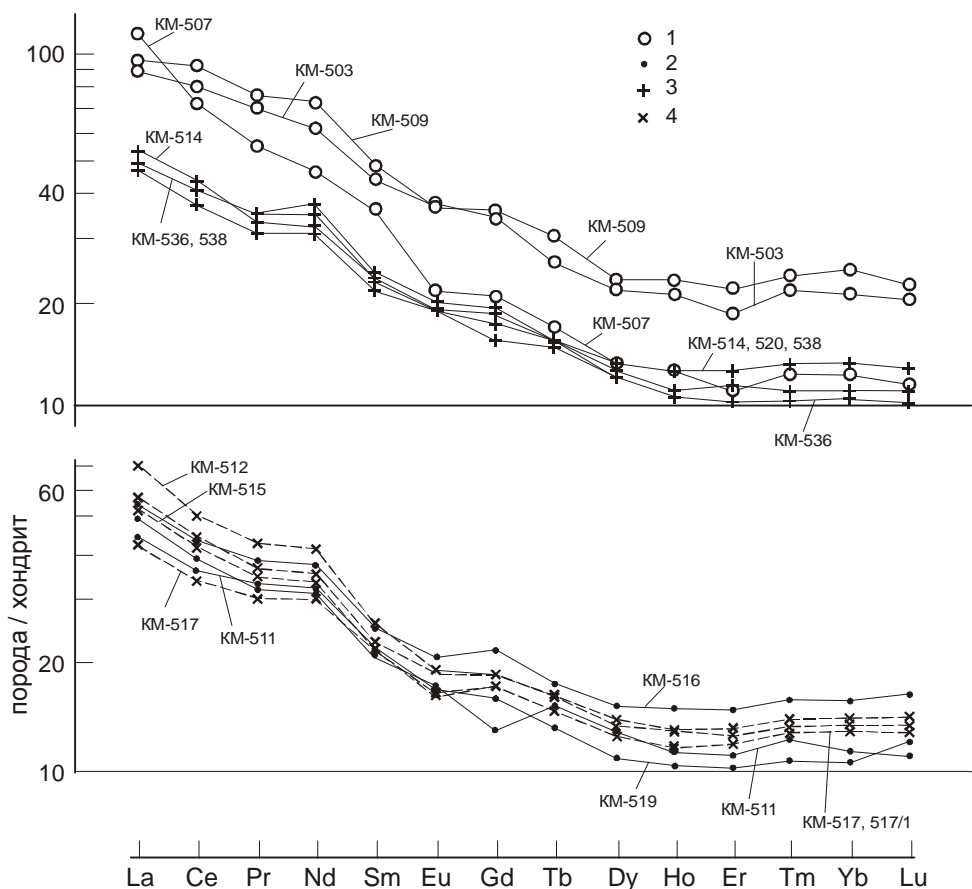
**ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

**Вопросы петрогенезиса**

Петрографические данные показывают, что в строении кемской свиты участвует очень близкая по минеральному составу, химизму, текстурно-структурным особенностям серия базальтовых пород, связан-

ных с деятельностью единого магматического источника. Ярко выраженный порфировый облик, высокая степень раскристаллизованности пород с большим количеством идиоморфных вкрапленников, прямая их зональность с незначительными вариациями состава от ядер к краям кристаллов, наличие гломеропорфировых сростков плагиоклаза с темноцветными минералами свидетельствуют об интрателлурическом этапе их кристаллизации, протекавшем в котектических условиях довольно глубинного магматического очага. Близкий состав внешних кайм вкрапленников и микролитов плагиоклаза свидетельствует о сходной физико-химической обстановке их роста на заключительных этапах и, видимо, фиксирует смену стабильных равновесных условий кристаллизации режимом быстрого застывания расплава при подъеме и становлении его в морской воде.

Вторичные преобразования основных минеральных парагенезисов (оливина и ортопироксена) не позволяет использовать их для определения P, T – параметров кристаллизации базальтов. Поэтому ожидаемые температуры кристаллизации кемских базальтов были рассчитаны из валового состава пород по методу В. Френча и Э. Камерона [31] и с помощью плагиоклазового термометра А. Кудо и Д. Уэйлла [39]. Исходя из соотношения Mg-Si-Al в



**Рис. 4.** Распределение редкоземельных элементов в базальтах кемской свиты. Для нормирования использован хондрит C1 (Evensen et al, 1978 из работы [43]).

1 – оливин-пироксеновые, 2 – двупироксеновые, 3 – оливин-клинопироксен-плагиоклазовые, 4 – клинопироксен-плагиоклазовые базальты.

породе, расчетные температуры начала кристаллизации минералов по методу В.Френча и Э.Камерона находятся в интервале значений для оливина – 1100–1040°C, для плагиоклаза – 1210–1115°C, для клинопироксена – 1166–1114°C и указывают на относительное постоянство температурного режима. Температуры кристаллизации центральных зон плагиоклазов, рассчитанные по методу А. Кудо, Д. Уэйлла с использованием данных валового химического состава породы, находятся в интервале значений для давления водяного пара от 0,5 до 5 кбар в пределах 1067–1006°C. Расчеты по составу краевых зон вкрапленников и микролитам с использованием данных по валовому составу пород практически совпадают и составляют 1066–975°C. Расчеты этих же температур с использованием химического состава закалочного стекла основной массы базальтов в целом на 40–70°C ниже, чем по породе.

Данные термобарометра Т. Гаспарика [32] показывают, что кристаллизация клинопироксенов происходила в интервале температур 1250–980°C при давлении 2,5–7,5 кбар. При этом двупироксеновые и оливин-клинопироксеновые абсарокиты кристаллизовались в более стабильных P, T условиях, чем пироксен-плагиоклазовые и оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты, для которых наблюдается значительный разброс значений по температуре, а для клинопироксен-плагиоклазовых базальтов – низкие величины давления (2,5–3,5 кбар). Вероятно, спад давления обусловлен тектоническими процессами и произошел в результате внедрения частично закристаллизовавшейся в глубинном очаге, но не остывшей магматической массы в более высокие горизонты коры и дальнейшей ее кристаллизации в промежуточных камерах.

Результаты хроматографического анализа газовой фазы плагиоклазов и клинопироксенов (табл. 6) показывают, что преобладающими компонентами газовой смеси являются вода, окись углерода и водород. Второстепенными компонентами являются метан и азот. Использование компьютерной программы "Селектор-С" [36] позволило получить расчетные оценки фугитивности кислорода при кристаллизации изученных минералов. Кристаллизация вкрапленников из исходных расплавов происходила в неравновесной среде при относительно выдержанных значениях фугитивности кислорода ( $-\lg fO_2 = 9,4-11,5$ ;  $T=1100^\circ C$ ), которые лежат вблизи буферного равновесия QFM. Оценка относительного состояния флюидного режима в ходе образования изученных магматических пород с помощью данных по химизму пород [23] показывает, что составы большинства кемских базальтов совпадают с оливин-клинопироксеновой котектикой с характерным смещением в поле пироксена и вытянуты в направлении тройной эвтектики при давлении воды 0,3 ГПа. Это свидетельствует в пользу образования кемских базальтов из насыщенного флюидом субстрата.

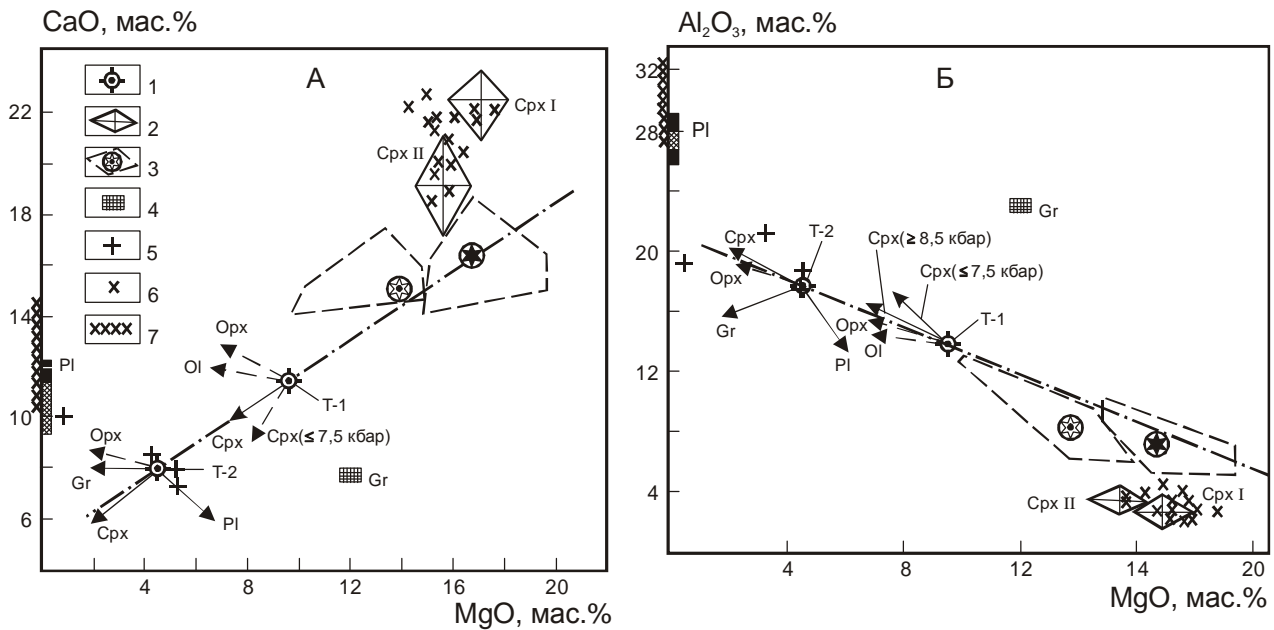
Составы пироксенов, плагиоклазов и вулканического стекла основной массы кемских базальтов проявляют большую близость с составами минералов глиноземистых базальтов, излившихся в 1975–1976 гг. во время Большого Трещинного Толбачикского извержения на Камчатке [4]. На диаграмме (рис. 5), построенной по результатам моделирования физико-химических условий кристаллизации и дифференциации высокоглиноземистых и магнезиальных базальтов Большого Толбачика [11], составы кемских вулканических стекол попадают в область

**Таблица 6. Состав газовой фазы породообразующих минералов базальтов, об. %.**

Газ и показатели	КМ-536	КМ-517/1	КМ-515	КМ-570/1		КМ-575	
	Pl	Pl	Pl	Pl	Срх	Pl	Срх
H <sub>2</sub>	2,81	1,14	1,50	0,27	5,58	1,32	3,15
N <sub>2</sub>	0,02	0,04	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00
CO	0,59	1,74	1,30	0,18	6,52	0,26	3,73
CH <sub>4</sub>	0,34	0,18	0,29	0,00	0,04	0,01	0,06
CO <sub>2</sub>	2,06	11,14	4,55	2,37	9,99	4,54	9,36
H <sub>2</sub> O	94,18	85,76	92,35	97,18	77,87	93,88	83,69
ΣV <sub>см<sup>3</sup>/кг</sub>	13199,16	7222,77	10014,61	12415,73	1781,99	10946,18	4671,14
CO <sub>2</sub> /CO	3,49	6,40	3,50	13,1	1,53	17,4	2,50
H <sub>2</sub> O/H <sub>2</sub>	33,5	75,2	61,5	359	13,9	71,1	26,5
C/H	0,015	0,07	0,03	0,013	0,09	0,025	0,07
lgfO <sub>2</sub> <sup>CO</sup>	-11,39	-10,77	-11,39	-10,24	-12,11	-9,97	-10,68
lgfO <sub>2</sub> <sup>H<sub>2</sub>O</sup>	-10,07	-9,29	-9,55	-8,00	-10,84	-9,29	-10,28
lgfO <sub>2</sub>	-10,05	-10,15	-10,30	-9,42	-11,89	-9,51	-10,78
T <sup>o</sup> C	1100	1100	1100	1100	1100	1100	1100

*Примечание.* Величина lgfO<sub>2</sub> (бар) оценивалась по парам компонентов H<sub>2</sub>O-H<sub>2</sub> (lgfO<sub>2</sub><sup>H<sub>2</sub>O</sup>), CO<sub>2</sub>-CO (lgfO<sub>2</sub><sup>CO</sup>) и по валовому составу газовой фазы (lgfO<sub>2</sub>) при давлении 1 бар. T<sup>o</sup>C – температуры, используемые при оценке lgfO<sub>2</sub>.





**Рис. 5.** Диаграммы CaO–MgO (А) и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – MgO (Б) составов магматических жидкостей при фракционировании минералов, кристаллизующихся вблизи ликвидуса, магнезиального и глиноземистого базальтов Большого Толбачика [11] и положение на них минералов базальтов кемской свиты.

1–4 – составы пород и минералов толбачинского извержения: 1 – исходные составы магнезиального (Т-1) и глиноземистого (Т-2) базальтов, 2 – поля составов вкрапленников клинопироксенов в природных образцах магнезиального (Cpx I) и глиноземистого (Cpx II) базальтов, 3 – поля составов и средний состав клинопироксенов, образующихся при кристаллизации Т-1 (залитый знак) и Т-II (полый знак) в опытах с Т-1 при 7,5–15 кбар и в опытах с Т-II при 7,5–17 кбар, 4 – составы кристаллов граната (Gr) и плагиоклаза (Pl), кристаллизующихся при высоких давлениях. Стрелками показаны тренды фракционирования минералов вкрапленников Ol, Cpx, Orx, встречающихся в природных образцах базальтов Толбачинского извержения. 5–7 – составы вулканического стекла (5), клинопироксенов (6) и плагиооклазов (7) базальтов кемской свиты.

исходных составов высокоглиноземистых базальтов, а клинопироксенов – в поля составов вкрапленников клинопироксена в природных образцах высокоглиноземистых и магнезиальных базальтов, используемых в экспериментах. Это косвенно указывает на близость физико-химических условий образования и кристаллизации магм, давших начало высокоглиноземистым породам кемской свиты и базальтам Толбачинского извержения. При этом доказывається [11], что весь спектр промежуточных по составу и высокоглиноземистых базальтов Толбачика мог произойти в результате кристаллизационной дифференциации магнезиальных базальтов. Но сами магнезиальные базальты не являются первичными выплавками из мантийного вещества, а образовались из более магнезиальных магм путем фракционирования около 10 % оливина.

Наиболее магнезиальные оливин-пироксеновые базальты кемской свиты также не являются первичными мантийными выплавками. Об этом свидетельствуют низкие содержания элементов группы железа (табл. 5) и низкие величины отношений Ni/Co (1,6–

5,4 в оливин-пироксеновых абсарокитах и 1,6–2,6 в других типах базальтов) и Ni/MgO (от 7 до 21). В качестве аналогов первичных магм кемской свиты могли служить высококальциевые пикриты и пикробазальты, обнаруженные в пределах Кемского террейна в бассейне р. Самарги [6, 27], севернее изученной территории. Эти основные и ультраосновные породы тесно ассоциируют с высококальциевыми известково-щелочными базальтами и шошонитами, по составу и возрасту аналогичными кемским [13, 17]. Разнообразие минералогических типов и дифференцированный характер пород кемской свиты с более высокими концентрациями LIL, HFS и REE в ранних оливин-пироксеновых абсарокитах, чем в пироксен-плагиоклазовых базальтах, видимо, связано с оливин-пироксеновым фракционированием первичных магнезиальных магм в промежуточных очагах.

#### Тектоническая позиция

Как известно, магматические породы шошоновитовой и шошонит-латитовой серий могут образовываться в различных тектонических обстановках. Наиболее широко они проявлены в рифтах при локаль-

ном растяжении континентальной коры (примерами такой обстановки являются шошонитовые провинции Забайкалья, Восточного Китая, Запада США), в окраинно-континентальных вулканических поясах (например, в Охотско-Чукотском) и в островных дугах. В последних шошониты обычно локализируются в тыловых частях на заключительных этапах формирования дуг и являются одним из элементов их петрохимической зональности. Эта зональность выражается в смене состава магм от бонинитовых и толеитовых во фронтальной части, через известково-щелочные в центральных частях, к высококальциевым известково-щелочным, шошонитовым и щелочным – в тылу дуг. Кроме того, шошониты обнаружены и во фронтальных (северный фрагмент Марианской дуги [29]), и центральных (вулкан Уксичан на Камчатке [1]) частях островных дуг, в задуговых бассейнах (Фиджи и бассейн Лау [33]), и даже в глубоководных желобах (Новогебридский желоб [7]). Во всех этих случаях шошониты связаны с локальным рифтогенезом, возникающим в островных дугах по разным причинам на разных этапах их развития. Обладая общими минералогическими и петрохимическими характеристиками, шошониты каждой из упомянутых геодинамических обстановок отличаются рядом особенностей, и в первую очередь, валовыми содержаниями литофильных и редкоземельных элементов. В ряду: континентальные рифты – окраинно-континентальные вулканические пояса – различные островодужные обстановки, в породах шошонитовой и известково-щелочной серий прогрессивно снижаются содержания крупнокатионных литофильных (Rb, Sr, Ba) и высокозарядных (Ti, Zr, Nb, Hf) элементов и REE [2].

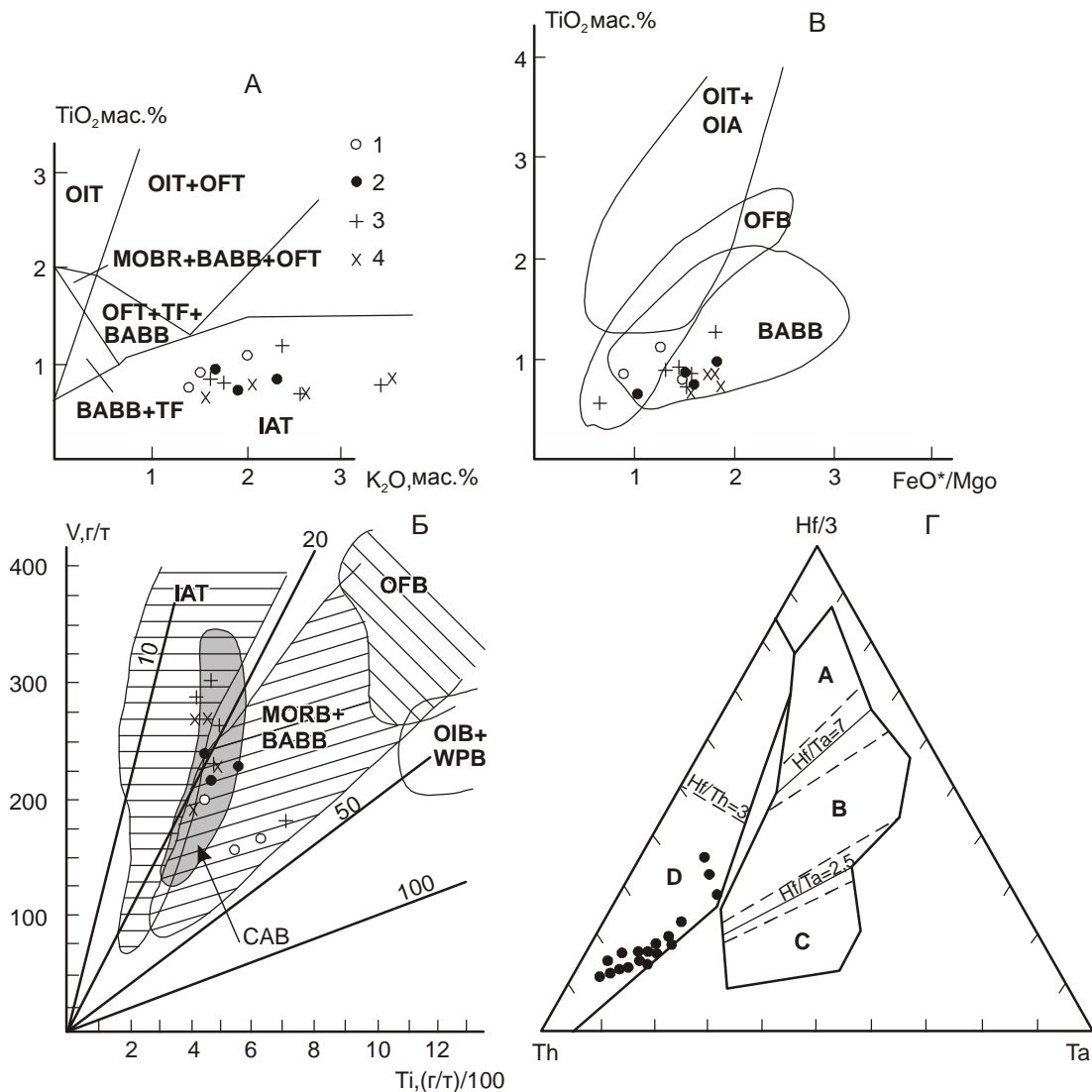
Существует серия геохимических тестов, в обобщенном виде представленная Х.Р. Роллинсоном [43], позволяющих различать эти геодинамические обстановки. На таких дискриминантных диаграммах, как:  $TiO_2-K_2O$  [16];  $Ti-V$ ,  $(K_2O/Yb-Ta/Yb)$ ;  $(Cr-Ce/Sr)$ ;  $Cr-Y$ ,  $Zr-Ti/100-Y \times 3$ ;  $La-Y-Nb$ ;  $Th/Yb-Ta/Yb$  [43] и др., базальты кемской свиты располагаются только в полях островодужных магм (рис. 6). По соотношению  $TiO_2 - FeO^*/MgO$  (рис. 6, Б) они располагаются в области магм задуговых бассейнов. Характерные черты островодужного типа магм, в частности обогащенность пород калием, барием, торием, обедненность титаном, танталом, ниобием, цирконием и гафнием, элементами группы железа, HREE, отражают и спайдер-диаграммы (рис. 7), где для изученных вулкаников показано распределение содержаний элементов, нормированных к MORB [45]. В спектрах распределения микроэлементов ярко выражены отрицательные аномалии по Nb, Ta, Zr,

Hf, P и Ti, положительные аномалии по Th, U, K, Nd и Sr, типичные для островодужных обстановок.

По классификации П.К. Кепежинскаса [12], основанной на соотношениях  $TiO_2-SiO_2$  и  $TiO_2-K_2O$  в породах, кемские базальты соответствуют низкотитанистым шошонитам, образующимся в режиме общего сжатия, который реализуется в обстановке пододвигания океанической плиты под континентальную в островных дугах, в то время как высокотитанистые шошониты отражают условия растяжения, реализующиеся в рифтах.

Показательно положение составов базальтов кемской свиты на диаграмме (Th–Hf/3–Ta) Д. Вуда [47] (рис. 6 Г). Во внутриплитных обстановках Ta и Th ведут себя как когерентные элементы. Островодужные же магмы резко обогащены торием, который поступает в магматический источник в составе "субдукционной компоненты", под которой понимается кремнеземистый флюид. При этом разброс точек составов островодужных базальтов осуществляется за счет вариаций в ряду Hf–Th. Положение кемских базальтов в нижней левой части диаграммы с высокими содержаниями тория и низкими гафния характерно для областей "сжатия", тектонотипом которых являются островные дуги. Магмы, образующиеся в рифтовых структурах островодужных систем, обычно обладают повышенными содержаниями Hf и группируются вблизи верхнего угла диаграммы вдоль линии Th–Hf.

На диаграммах (рис. 8) нанесены составы пород шошонитовых серий разных геодинамических обстановок. Сравнение редкоземельного состава показывает, что кемские базальты отличаются от шошонитов внутриконтинентальных рифтовых зон (шошониты Забайкалья, провинция Абсарока) и активных континентальных окраин Андийского типа (Охотско-Чукотский пояс) пониженными концентрациями La и Sm при близких концентрациях Yb. От высокотитанистых шошонитов из зон растяжения в пределах островодужных систем кемские вулканики отличаются либо более высокими содержаниями La и Sm, (например, от шошонитов Фиджи или Ново-Гебридского региона), либо пониженными концентрациями La и Yb (например, от шошонитов Марианских рифтовых структур и Камчатки). Ближе всего кемские базальты низкотитанистым оливин-пироксеновым и оливин-пироксен-биотит-плаггиоклазовым абсарокит-шошонитовым сериям Западной Камчатки, Среднего хребта Камчатки и Курильских островов [26], образованным в тыловых частях субдукционных зон.



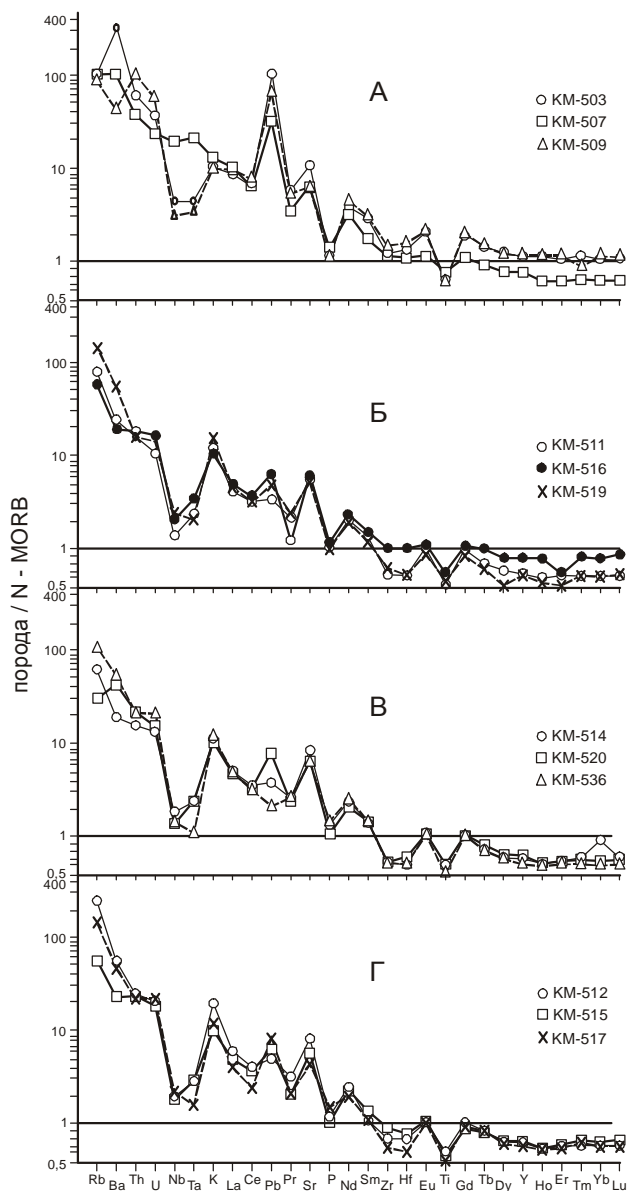
**Рис. 6.** Вариационные диаграммы базальтов кемской свиты: А –  $\text{TiO}_2\text{--K}_2\text{O}$  [16], Б – V–Ti, В –  $\text{TiO}_2\text{--FeO}^*/\text{MgO}$ , Г – Th–Hf/3–Ta [43, 48].

Поля составов на рис. 6, А – Б, В: OIT – толеиты океанических островов; OIB – базальты океанических островов; OFT – толеиты океанического дна; OFB – базальты океанического дна; OIA – андезиты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; WPB – внутриплитные базальты; TF – базальты трансформных структур океана; BABB – базальты задуговых бассейнов; IAT – островодужные толеиты. Поля на рис. 6, Г: А – N-тип MORB; В – E-тип MORB и внутриплитные толеиты; С – щелочные внутриплитные базальты; D – базальты островных дуг. Условные обозначения см. на рис. 4.

### Тип мантийного источника

Проблема магматических источников вулканических пород чаще всего решается на основании изучения изотопных характеристик. В нашем случае из-за значительной измененности пород получить такие характеристики проблематично. Поэтому предварительные выводы об источниках магмообразующих субстратов основаны на данных по распределению редкоземельных элементов в базальтах.

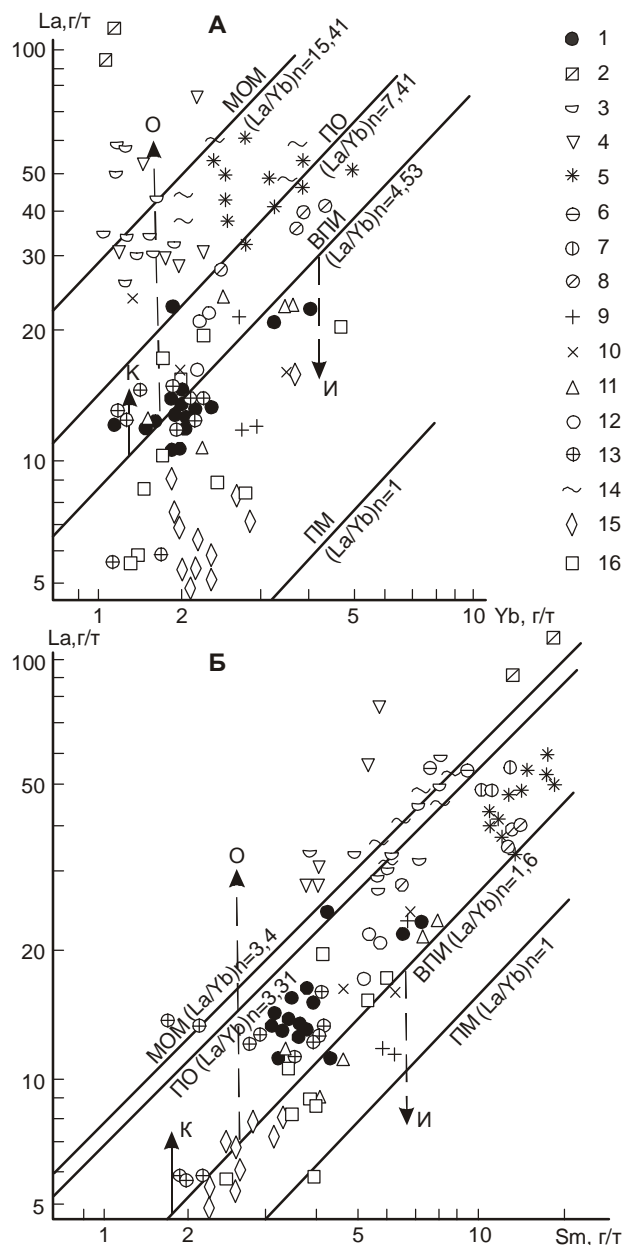
По соотношению  $(\text{La-Sm-Lu})_N$  [41] кемские базальты отвечают продуктам плавления шпинелевого перидотитового источника с минимальными вариациями  $\text{Sm/Yb}$  и  $(\text{Ce/Yb})_N$  отношений (рис. 9 А). Однако на диаграмме  $(1/\text{La})_N\text{--}(\text{Sm/La})_N$  [44] базальты располагаются между линиями плавления шпинелевого и гранатового перидотитовых источников (рис. 9 Б). Использование других геохимических тестов, например,  $(\text{Ce/Yb})_N\text{--Ce}_N$  [22] указывает на несовпадение



**Рис. 7.** Спайдер-диаграммы базальтов кемской свиты.

А – оливин-пироксеновые, Б – дупироксеновые, В – оливин-клинопироксен-плаггиоклазовые, Г – пироксен-плаггиоклазовые. Состав MORB для нормирования по [45].

реальных составов кемских базальтов с трендами плавления эталонного гранатсодержащего перидотитового источника и смещение их в поле аномальных базальтов океанических островов. Это, с одной стороны, видимо, является следствием несовпадения модельного и реального составов магмообразующего мантийного источника, а с другой, – указывает на обогащенность этого источника легкими лантаноидами. В то же время, общая конфигурация спектров REE, уровень содержания иттербия (10–20 г/т), величины отношений Tb/Yb (0,25–0,32), La/Yb (5,5–13),



**Рис. 8.** Диаграммы La–Yb (А) и La–Sm (Б) для островодужных шононитовых серий, по [12].

Тренды плавления: ПМ – примитивная мантия, ВПИ – внутриплитный Гавайский источник, ПО – пелагический осадок, MOM – метасоматически обогащенная мантия. И, К, О – качественные тренды истощения, контаминации и обогащения внутриплитного источника, соответственно. Точки составов шононитов: 1 – кемской свиты, 2 – Забайкалья [2], 3 – провинции Абсарока, 4 – Пареньского вулканического поля Охотско-Чукотского пояса [10], 5 – Пахачинского хребта Камчатки, 6 – низкотитанистые и 7 – высокотитанистые шонониты хр. Малиновского на Камчатке, 8 – Камчатского перешейка [12], 9 – Тыловой зоны Срединного хребта, 10 – Центрально-Камчатской депрессии, 11 – кальдеры Уксичан, 12 – Западной Камчатки, 13 – Курил [1,2,12,26], 14 – Марианской дуги [29], 15 – Ново-Гейбридского желоба [7], 16 – Фиджи [33].

La/Lu (30–90), La/Y (0,52–1,3) свидетельствуют о возможном присутствии граната в субстрате источника при генерации материнских расплавов. Оценить количество граната в источнике позволяет диаграмма  $(Ce/Yb)_N - Yb_N$  [30]. Положение составов кемских базальтов на этой диаграмме (рис. 9 В) указывает на присутствие в мантийном источнике до 2,5 объемных % реститового граната и незначительную степень плавления (5–10 %) этого источника. Присутствие граната в минеральном парагенезисе источника указывает на обогащенный характер литосферной мантии. Это подтверждают и более высокие Th/Yb, Ta/Yb, и Nb/Yb отношения в исследованных базальтах по сравнению с мантией срединно-океанических хребтов.

На диаграмме (рис. 9 Г), где содержания Nb и Yb в базальтах кемской свиты пересчитаны на 9% MgO, чтобы уменьшить влияние наложенных процессов [42], точки составов базальтов располагаются в области с 5% уровнем плавления внутриплитного источника океанических островов. При высоких абсолютных концентрациях редкоземельных элементов, типичных для островодужных субщелочных лав, кемским базальтам присущи низкие отношения  $(La/Sm)_N = 1,9-2,3$  и  $(La/Yb)_N = 3-4,75$  (рис. 8), тяготеющие к дериватам внутриплитного источника гавайского типа, для которых  $(La/Sm)_N = 1,6$ , а  $(La/Yb)_N = 4,5$ . Поэтому не исключено, что магмы, давшие начало кемским базальтам, выплавились из мантийного клина с геохимическими метками, близкими свой-

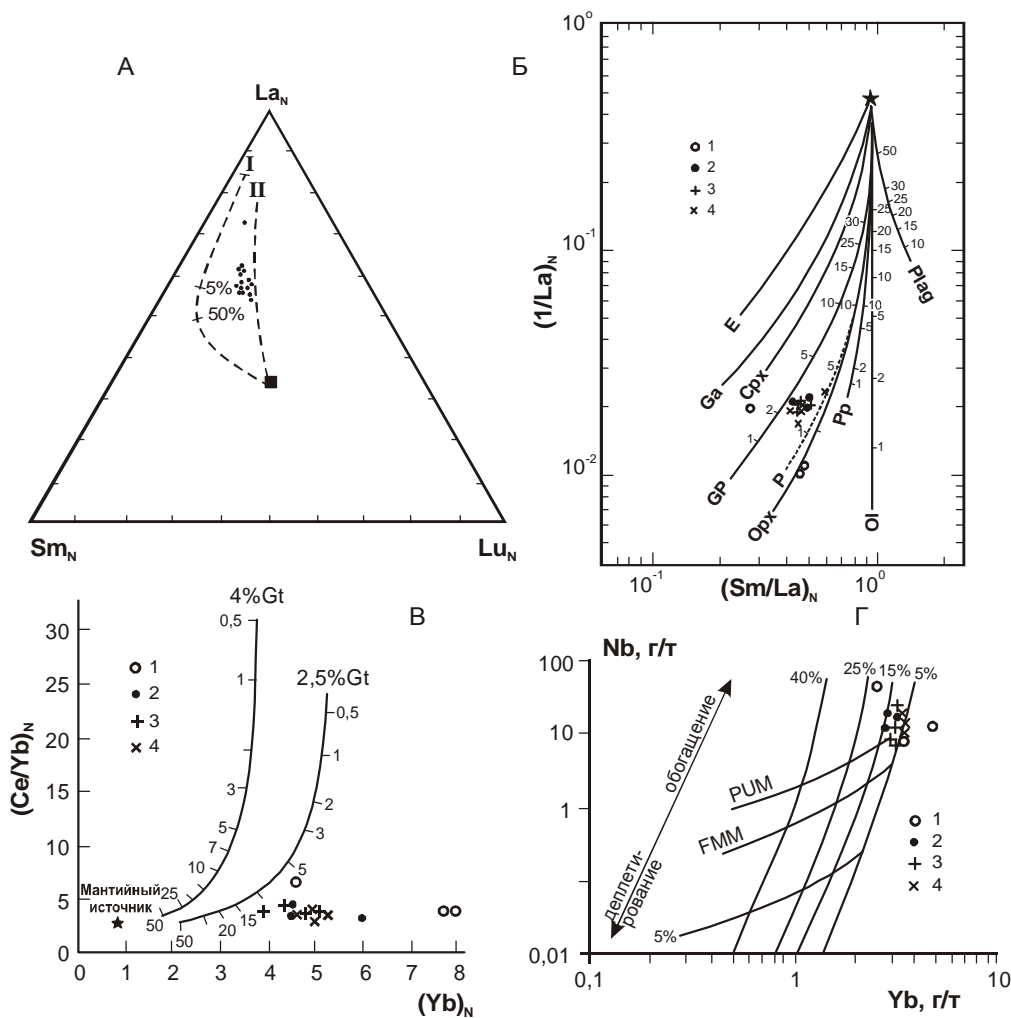


Рис. 9. Положение кемских базальтов на диаграммах.

А –  $(Sm-La-Lu)_N$  [41]: I – гранатовый лерцолит, II – шпинельный лерцолит; Б –  $(1/La)_N - (Sm/La)_N$  [44] (линии и степень плавления мантийных источников: E – эклогита, GP – гранатового перидотита, P – перидотита, PP – плагиоклазового перидотита и минеральных фаз: Ga – граната, Срх – клинопироксена, Орх – ортопироксена, Ol – оливина, Plag – плагиоклаза; В –  $(Ce/Yb)_N - Yb_N$  [30]; Г – Nb–Yb [42] (PUM – примитивная верхняя мантия, FMM – MORB).  
Условные обозначения см. на рис. 4.

ственным источником гавайского типа, но обогащенному легкими лантаноидами, что может быть связано с обогащением этого источника флюидом, поступившим из субдуцирующего пелагического осадка.

Для объяснения повышенной калиевости шошонитовых магм обычно привлекают ряд гипотез. Одни из них появление высококалиевых серий объясняют различной степенью выплавления из глубинных недеплетированных мантийных субстратов. Доказательствами этому служат наличие мантийных ксенолитов в базальтах и экспериментальные данные по плавлению и кристаллизации расплавов, близких к щелочному пикробазальту. Такая природа предполагается для высококалиевых пород Антильской дуги [28], Командорских и Алеутских островов [25]. Близкие результаты получаются и при частичном плавлении верхнемантийных флогопитовых перидотитов [34], но выплавки при этом оказываются обогащенными не только калием и LIL, но и Ti, Zr, Nb и другими элементами, чего не наблюдается в кемских базальтах. Высокую калиевость шошонитовых пород объясняют контаминацией первичных базальтовых расплавов коровым материалом, насыщенным литофильными элементами [38]. Имеющиеся в настоящее время данные [21] по изотопному отношению стронция в раннемеловых базальтах северного Сихотэ-Алиня [ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0=0,70426$ ] свидетельствуют о мантийной природе этих магм и несущественном влиянии коровой контаминации. Но для рассматриваемого района, где такие характеристики пока отсутствуют, возможность поступления коровой компоненты в мантийные расплавы промежуточных очагов исключать нельзя. Показателем процессов ассимиляции корового материала и степени дифференциации расплавов может служить Sm/Nd отношение. В ходе дифференциации Nd накапливается в остаточных расплавах, а концентрации Sm увеличиваются незначительно. Породы, в генезисе которых участвует коровая компонента, имеют низкие Sm/Nd значения [3]. Все вулканы кемской свиты имеют низкое Sm/Nd отношение (0,20–0,23), не зависящее от петрографического состава и степени дифференцированности, и, видимо, несут некоторую коровую нагрузку. Обогащение магм калием могло бы происходить за счет ассимиляции осадков при излиянии базальтов в морской среде. Но, несмотря на насыщенность кемских базальтов осадочным материалом, такая ассимиляция, видимо, тоже не играла заметной роли в перераспределении компонентов, поскольку вмещающие осадочные породы обладают низкими содержаниями калия [8].

Одним из механизмов обогащения магм является привнос LIL в магнообразующий источник флюи-

дами (или расплавами) из субдуцируемой океанической плиты. Показателем этого процесса являются микроэлементы, которые ведут себя по-разному во флюиде и расплаве [46]. Крупноионные литофильные элементы (K, Rb, Ba, Sr), а также легкие REE (La–Sm) являются подвижными во флюиде, а высокозарядные (Nb, Ta, Hf, Zr, Ti) – мало подвижными. Кроме того, высокозарядные элементы в условиях высоких давлений воды и кислорода, характерных для зон генерации островодужных магм, могут фиксироваться в реститовых фазах второстепенных минералов – оксидах титана, что также препятствует поступлению этих элементов в исходный расплав. Высокие концентрации LIL и низкие – HFS и тяжелых REE в кемских базальтах (рис. 7) скорее всего связаны с привнесом в мантийный источник легких элементов флюидами, чем с добавкой расплава плавающей океанической коры.

## ВЫВОДЫ

Проведенное геолого-петрографическое и геохимическое изучение базальтов кемской свиты Приморья позволяет сделать следующие выводы.

1. Апт-альбские вулканические образования свиты, тесно связанные с вулканогенно-осадочными и терригенными отложениями, судя по геологическим и текстурным особенностям, формировались в условиях морского бассейна. Базальты свиты, представленные дифференцированной серией с оливин-клинопироксеновой, двупироксеновой, оливин-пироксен-плаггиоклазовой и клинопироксен-плаггиоклазовой ассоциациями вкрапленников, по химизму отвечают абсарокитам, шошонитам, шошонитовым базальтам и высококалиевым базальтам, принадлежат к островодужному типу высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий и могут рассматриваться как образования тыловой части раннемеловой Монероно-Самаргинской островодужной системы.

2. Наиболее ранние и магнезиальные оливин-клинопироксеновые абсарокиты кемской базальтовой серии, видимо, являются производными субщелочных пикробазальтовых магм, претерпевших фракционирование оливина и пироксена и раннюю сепарацию плаггиоклаза в глубинном магматическом очаге. Появление серии шошонитовых и высококалиевых известково-щелочных базальтов связано с дальнейшей дифференциацией магм в промежуточных коровых очагах.

3. Формирование первичных расплавов кемской свиты связано с плавлением вещества надсубдукционного мантийного клина, обогащенного калием и микроэлементами за счет флюидной добавки из субдуцирующего пелагического осадка и приобретенного

геохимические метки, близкие к источнику гавайского типа.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 01-05-64602 и № 02-05-65326).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Антипин В.С., Волюнец О.Н., Перепелов А.Б., Патока М.Г., Пампура В.Г., Успенский В.С. Геологические соотношения и геохимическая эволюция плиоцен-четвертичного известково-щелочного и субщелочного вулканизма кальдеры Уксичан (Камчатка) // Геохимия магматических пород современных и древних активных окраин. Новосибирск: Наука, 1978. С. 73–89.
2. Антипин В.С. Геохимическая эволюция известково-щелочного и субщелочного магматизма. Новосибирск: Наука, 1992. 222 с.
3. Балашов Ю.А. Карпенко С.Ф., Филиппов А.В. Изотопы стронция, ниодима, кислорода и редкоземельные элементы как индикаторы источников и эволюции гранитоидного магматизма // Геохимия. 1982. № 12. С. 1705–1716.
4. Большое Трещинное Толбачикское извержение. Камчатка, 1975–1976 гг. М.: Наука, 1984. 627 с.
5. Бурдэ А.И., Высоцкий В.И. Новые данные об апт-альбских отложениях бас. р. Кемы и прилегающей части рек Нанцы и Колумбе // Информ. сб. Примор. Геол. Упр. Владивосток, 1963. № 4. С. 19–21.
6. Бурьянова И.З. О мезозойском проявлении щелочного основного и ультраосновного магматизма в Главном Синклинии Сихотэ-Алиня // Геология и металлогения Южного Приморья. Владивосток. 1975. (Тр. ДВПИ. Т. 10). С. 33–47.
7. Геолого-геофизические исследования в Ново-Гебридском регионе. Владивосток, 1990. 267 с.
8. Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. 236 с.
9. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 13–25.
10. Захаров М.Н., Конусова В.В., Смирнова Е.В. Особенности распределения РЗЭ в вулканических образованиях Охотско-Чукотского пояса и в базальтоидах наложенных кайнозойских структур континентальных сводов // Геохимия вулканитов различных геодинамических обстановок. Новосибирск: Наука, 1986. С. 133–148.
11. Кадик А.А., Луканин О.А., Лапин И.В. Физико-химические условия эволюции базальтовых магм в приповерхностных очагах. М.: Наука, 1990. 346 с.
12. Кепежинская П.К., Кравченко-Бережной И.Р., Гулько Н.И. Кайнозойский шошонитовый магматизм северной Камчатки и проблема тектонической интерпретации островодужных шошонитовых серий // Мафитовые формации зон активизации на разных этапах эволюции литосферы. Новосибирск: Наука, 1988. С. 98–114.
13. Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения среднего Сихотэ-Алиня // Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы Дальнего Востока. Владивосток, 1985. С. 100–115.
14. Малиновский А.И., Голозубов В.В., Филиппов А.И., Симаненко В.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые отложения бассейна реки Кема (Восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
15. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2000. 282 с.
16. Миронов Ю.В. Соотношение титана и калия как индикатор тектонической обстановки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484–1487.
17. Симаненко В.П. Самаргинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. С. 146–151.
18. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
19. Симаненко В.П. Нижнемеловая базальт-андезитовая ассоциация северного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 86–95.
20. Симаненко В.П. Базальт-андезитовые ассоциации островных дуг палеозоя и мезозоя // Тихоокеанская окраина Азии. Магматизм. М.: Наука, 1991. С. 58–72.
21. Симаненко В.П., Герасимов Н.С., Сухов В.И. Rb-Sr изохрона раннемеловых базальтов Северного Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 1995. Т. 341, № 2. С. 239–242.
22. Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимическая характеристика базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. М.: Наука, 1987. С. 102–133.
23. Фролова Т.И., Гушин А.В. Условия генерации базальтовых магм океанов и островных дуг // Вестн. МГУ, сер. геол. 1981. № 4. С. 3–15.
24. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края: Очерк. Владивосток, 1995. 65 с.
25. Цветков А.А. Магматизм и геодинамика Командорско-Алеутской островной дуги. М.: Наука, 1990. 325 с.
26. Цветков А.А., Волюнец О.Н., Бейли Дж. Шошониты Курило-Камчатской островной дуги // Петрология. 1993. Т. 1, № 2. С. 123–151.
27. Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 167 с.
28. Arculus R.J. Geology and geochemistry of the alkali basalt-andesite association of Grenada, Lesser Antilles Island arc // Bull. Geol. Soc. Amer. 1976. V. 84, N 4. P. 615–624.
29. Bloomer J.D., Stern R.J., Geschwind C.N. Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana Arc. 1. Mineralogic and major and trace element characteristics // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, N B4. P. 4469–4496.
30. Brandshaw T.K., Hawkesworth C.J., Gallagher K. Basaltic volcanism in the Southern Basin and Range: no role for a mantle plume // Earth and Planetary Sci. Lett. 1993. V. 116. P. 45–62.
31. Franch W.J., Cameron E.P. Calculation of the temperature of crystallization of silicates from basaltic melts // Mineralogical magazine. 1981. V. 44, N 333. P. 19–26.
32. Gasparic T. Two-piroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub> // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 87. P. 87–97.
33. Gill J., Whetani P. Early rifting of an Oceanic Island Arc (Fiji) Produced shoshonitic to toleitic basalts // J. Geophys. Res. 1989. V. 94, N B4. P. 4561–4578.



34. Irving A.J. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenolites in alkaline basalts and implications for magmatic processes within the mantle // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 280A. P. 398–426.
35. Ishikawa Y., Sawaguchi T., Iwaya S., and Horiuchi M. Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacite and alteration haloes // *Mining Geology*. 1976. V. 26. P. 105–117 (in Japanese with English abstract).
36. Karpov I.K., Chidnenko K.V., and Kulik D.A. Modeling chemical mass transfer in geochemical processes: thermodynamic relations, conditions of equilibria, and numerical algorithms // *Amer. J. Sci.* 1997. V. 297, N 8. P. 767–806.
37. Kiminami K., Niida K., Ando H., Kito N., Iwata K., Miyashita S., Tajika J., Sakakibara M. Cretaceous-Paleogene arc-trench systems in Hokkaido // *Paleozoic and Mesozoic terranes: basement of the Japanese island arcs* / Nagoya University, 1992. V. 1. P. 1–43. 29th IGC Trip Guide Book.
38. Kontak D.J., Clark A.N., Farrar E. et al. Petrogenesis of a Neogene shoshonite suite, Cerro Moromoni, Puno, Southeastern Peru // *Can. Mineral.* 1986. V. 24, Pt. 1. P. 117–135.
39. Kudo A.M., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer // *Contrib. Mineral Petrol.* 1970. V. 25, N 1. P. 52–65.
40. Large R.R., Gemmel J.B., Paulick H., and Huston D.L. The alteration box plot: a simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and litho-geochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits // *Economic Geology*. 2001. V. 96. P. 957–971.
41. Ottonello G., Ernst W.G., Joron J. L. Rera Earth and 3d transition element geochemistry of peridotitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25, N 2. P. 343–372.
42. Pearce J.A., Parkinson I.J. The element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis // *Magmatic processes and plate tectonics*, Geological Soc. Spec. Publ. 1993. N 76. P. 373–403.
43. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London GroupUK Ltd., 1994. 352 p.
44. Shilling J.-G., Kingsley R.N., Devine J. D. Galapagos hot spot – spreading center system. 1. Spatial petrological and geochemical variations (83°W–101°W) // *J. Geoph. Res.* 1982. V. 87 B. P. 5593–5610.
45. Sun S.-s. and 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 Ocean Basins* / Geological Society. London, 1989. P. 313–345.
46. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbit R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1986. V. 29. P. 293–309.
47. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50. P. 11–30.

Поступила в редакцию 3 апреля 2003 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

**V.P. Simanenko, A.I. Malinovsky, V.V. Golozubov**

### **Early Cretaceous basalts of the Kema terrane, a fragment of the Moneron-Samarga island arc system**

Data on geology, petrology, chemical composition of rock-forming minerals, petrochemistry, and geochemistry of the Early Cretaceous basalts of the Kema Formation exposed in the Kema River drainage area (North Primorye) are given. The Kema Formation is a major structural component of the Kema Terrane interpreted as the Sikhote-Alin part of a larger Moneron-Samarga island arc system. The views on the subject of basalt petrogenesis and geodynamic conditions of the Early Cretaceous magmatism are presented. It is shown that the main petrological and geochemical characteristics of the Early Cretaceous (Aptian to Albian) volcanic rocks show affinities to basalts of K-rich calc-alkaline and shoshonite series from the back-arc zones of mature island arcs. It is suggested that basaltic melts were derived from the mantle; the latter being geochemically similar to the intraplate Hawaii -type source enriched in fluid that arrived from the subducting pelagic deposits. Low concentrations of femic elements and the values of some indicative trace element ratios suggest that the studied basalts formed from residual magmas produced by olivine and pyroxene fractionation as well as by early separation of plagioclase from primary microbasaltic mantle-derived magmas.



## НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХРОНОЛОГИИ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ ХИНГАНО-ОЛОНОЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК)

*А.А. Сорокин\**, *В.А. Пономарчук\*\**, *И.М. Дербего\**, *А.П. Сорокин\**

\*Отделение региональной геологии и гидрогеологии АмурНЦ ДВО РАН, г. Благовещенск

\*\*Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии СО РАН, г. Новосибирск

В статье представлены новые изотопно-геохронологические данные для мезозойских магматических образований Хингано-Олонойской вулканической зоны Хингано-Охотского вулканического пояса, полученные  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом, а также первые результаты геохимических исследований пород, выполненных с использованием прецизионной аналитической техники. В истории образования рассматриваемой вулканической зоны выделяется два дискретных этапа магматической активности: 111–105 и 101–99 млн лет. Первый отвечает формированию дифференцированной базальт-андезит-дацитовой ассоциации (с преобладанием андезитов), второй – проявлению существенно кислого магматизма (нормального, субщелочного и щелочного рядов). Несмотря на то, что коллекция проанализированных образцов охватывала все известные вулканические комплексы региона, на данном этапе исследований не подтверждается традиционное представление о наличии в пределах Хингано-Олонойской зоны вулканитов широкого возрастного диапазона: от начала раннего мела до границы мел – палеоген. Геохимические особенности пород этой зоны не позволяют предполагать их происхождение в субдукционной обстановке, но допускают формирование в обстановке трансформной континентальной окраины.

**Ключевые слова:** изотопная геохронология, геохимия, магматический комплекс, Приамурье.

### ВВЕДЕНИЕ

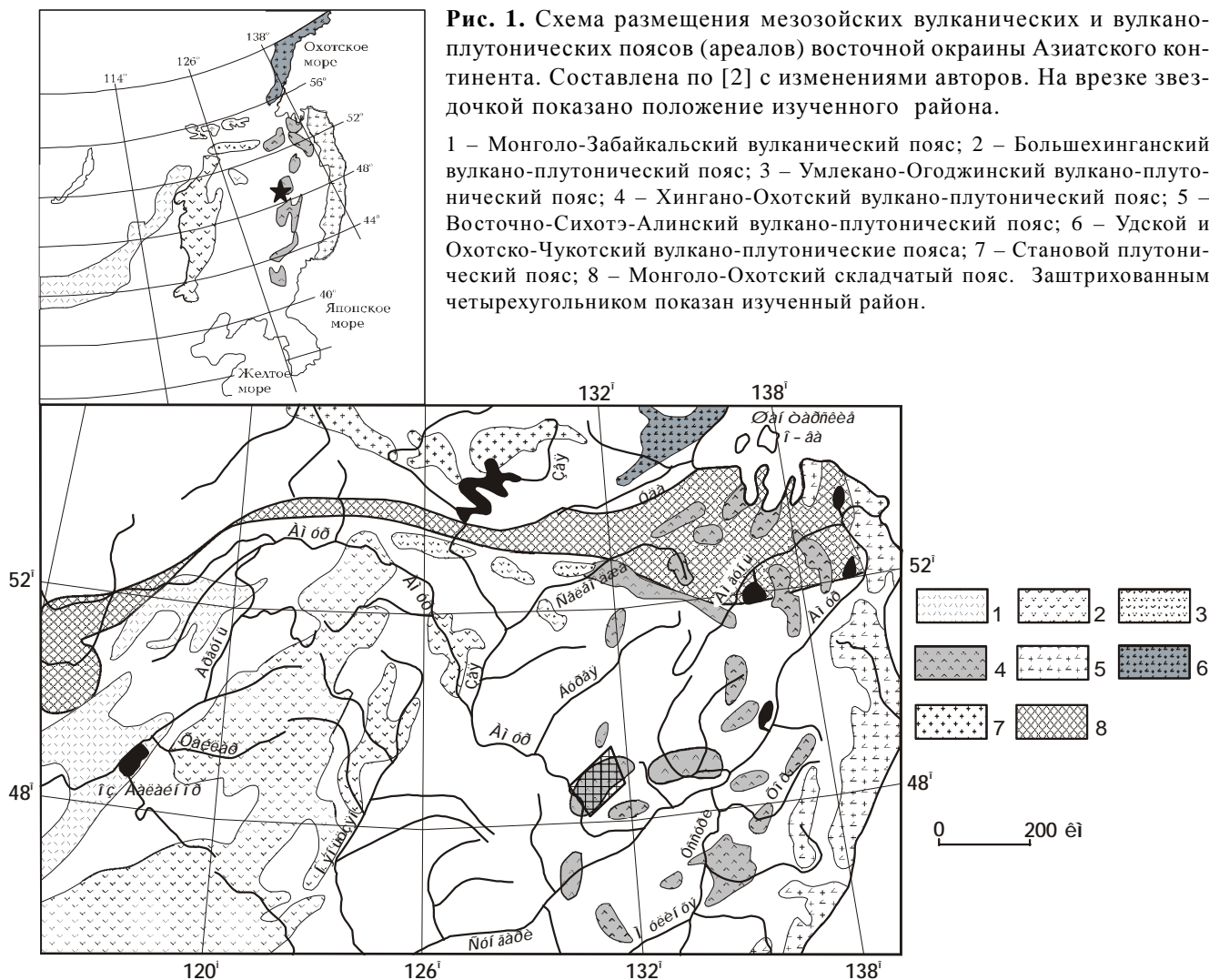
Восточная окраина Азиатского континента является ареной интенсивного проявления мезозойского магматизма. В ее пределах выделяется ряд вулканических (вулcano-плутонических) поясов, сформированных в разных геодинамических обстановках в связи с зонами субдукции, коллизии, с режимом внутриплитной активности (рис. 1). Корректная расшифровка геодинамических обстановок магматической деятельности и, в конечном счете, раскрытие истории формирования востока Азиатского континента в мезозое не выполнимы без надежной корреляции проявлений магматической деятельности в разных частях рассматриваемой территории.

Одной из ключевых структур в этом отношении является Хингано-Охотский вулканический пояс [1, 3, 4, 8–11, 15, 17]. Многолетнее изучение региона не дало окончательного ответа о времени становления и геодинамической обстановке формирования составляющих его вулканических комплексов, и в настоящее время указанные проблемы являются предметом дискуссий. В первую очередь это объясняется отсутствием надежных геохимических и геохронологических

данных, что является препятствием для корреляции проявлений магматической деятельности в разных частях рассматриваемого пояса и континентальной окраины в целом.

В данной работе приведены предварительные результаты геохимических и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопно-геохронологических исследований магматических ассоциаций, выделяемых в составе Хингано-Олонойской вулканической зоны, являющейся звеном Хингано-Охотского вулканического пояса (обзор в [4, 7], а также [1, 3, 8, 14]). Эти данные свидетельствуют, на взгляд авторов, о необходимости пересмотра существующих представлений об этапах магматической активности в пределах рассматриваемой зоны.

**Исследования валового геохимического состава** пород проводилось с использованием методов РФА (аналитик А.Л. Финкельштейн, Т.С. Айсуева) и ICP-MS (аналитики Е.В. Смирнова, Г.П. Сандиминова) в Институте геохимии СО РАН (Иркутск). Для анализа микроэлементов по технологии ICP-MS истертая проба подвергалась кислотному разложению в  $\text{HF}$  и  $\text{HNO}_3$  в пропорции 6:2 во фторопластовых контейнерах. Измерения осуществлялись на квадрате



**Рис. 1.** Схема размещения мезозойских вулканических и вулканоплутонических поясов (ареалов) восточной окраины Азиатского континента. Составлена по [2] с изменениями авторов. На врезке звездочкой показано положение изученного района.

1 – Монголо-Забайкальский вулканический пояс; 2 – Большехинганский вулканоплутонический пояс; 3 – Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс; 4 – Хингано-Охотский вулканоплутонический пояс; 5 – Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс; 6 – Удской и Охотско-Чукотский вулканоплутонические пояса; 7 – Становой плутонический пояс; 8 – Монголо-Охотский складчатый пояс. Заштрихованным четырехугольником показан изученный район.

полном масс-спектретре PlasmaQuad II+. Коррекция прибора производилась с использованием внутренних стандартов  $^{87}\text{In}$  и  $^{209}\text{Be}$ . Измеренные значения концентраций указанных элементов в стандартных образцах соответствуют аттестованным значениям со стандартным отклонением менее 10 %.

**$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  изотопно-геохронологические исследования** выполнены В.А. Пономарчуком в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН (Новосибирск) по методике, опубликованной в работах [12, 16], с использованием масс-спектретра МИ-1201В. Принимая во внимание возможное присутствие ксеногенных минералов, приводящих, в конечном счете, к изотопно-геохронологической неоднородности, при выборе минеральной фазы для датирования предпочтение было отдано основной массе. Коррекция полученных данных выполнялась стандартным методом с учетом атмосферной контаминации и интерферирующих пиков от побочных нейтронно-индуцированных реакций.

Изохронные построения в координатах  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  –  $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  производились полиномиальным методом наименьших квадратов.

### СУЩЕСТВУЮЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О СТРОЕНИИ ХИНГАНО-ОЛОНОЙСКОЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Мезозойские образования, наложенные на южную часть Буреинского и северную часть Малохинганского террейнов (рис.1, 2), представлены пестрыми по составу терригенными и вулканогенными образованиями, слагающими целую серию свит, возрастной диапазон которых соответствует практически всему меловому периоду [2, 6, 13]. Вулканогенные серии этого региона рассматриваются в качестве Хингано-Олонойской вулканической зоны, представляющей собой фрагмент протяженного Хингано-Охотского вулканоплутонического пояса [1, 3, 4, 8–11, 15, 17]. В пределах зоны установлены полигенные стратовулканы, что весьма усложняет корреля-

цию комплексов. Основные представления о последовательности проявления магматизма рассматриваемой вулканической зоны были сформированы к концу семидесятых годов прошлого века (см. обзоры в [4, 7]) и с тех пор не претерпевали кардинальных изменений. Собственно вулканогенные образования объединяются в составе станолірской, солонечной, яуринской и обманійской свит [13]. Их возраст обосновывается, прежде всего, палеофлористическими данными по туфогенно-осадочной части свит. Приводимые в литературе изотопные определения вулканической составляющей выполнены К-Аг методом, при этом они характеризуются большими вариациями значений (см. обзоры в [4, 7]).

**Станолірський вулканічний комплекс**, по существующим представлениям [4, 7, 13], включает образования покровной и жерловой фаций. В строении покровной фации (*станолірська свита*) выделяется две части: нижняя, сложенная лавами среднего состава, реже туфами, и верхняя, представленная туфами и игнимбритами риолитов. Мощность вулканических покровов рассматриваемого комплекса оценивается в 150–460 м. Стратиграфическое положение свиты, согласно одним палеофлористическим данным, определяется баррем-нижнеаптским уровнем [13], в других источниках упоминается о близости палеофлоры подокарпусам и элатокладусам верхнеаптских – ниже-среднеальбских отложений [5]. Приводимые в литературе значения возрастов, полученные К-Аг методом, варьируют в достаточно широком интервале 136–110 млн лет (см. обзоры в [4, 7]) и требуют уточнения.

**Солонечний вулканічний комплекс** (по [7, 13]) представлен лавами, туфами и слабоспекшимися игнимбритами риолитов, трахириолитов, трахириодацитов, субвулканическими трахириодацитами, слагающими вулканические постройки центрального типа площадью первые квадратные километры. В основании построек выделяются агломератовые туфы, содержащие вулканические бомбы изометричной формы размером до 10 см. Для лав характерно развитие сферолитовых структур и тонкофлюидалных текстур. Стратифицируемые образования комплекса, мощность которых оценивается в 150–300 м, в отдельных разрезах – до 900 м, традиционно выделяются в качестве *солонечной свиты*. Возрастное положение свиты, определяемое по фрагментам палеофлоры в туфовых горизонтах, не вполне очевидное: в одних работах ей отводится апт-альбский интервал [7, 13], в других отмечается палеофлора, отвечающая только альбскому уровню [5]. Известные значения абсолютных возрастов, полученные К-Аг методом,

характеризуются большим разбросом от 119 до 105 млн лет (см. обзор в [4]) и требуют уточнения.

**Яуринський і обманійський вулканічні комплекси (свиты)** относятся к заключительным этапам вулканизма Хингано-Олонойской зоны [7]. Они представлены риолитами, их лавобрекчиями, туфами, туффитами; в составе первой из них редко отмечаются андезиты, андезидациты, дациты, их туфы [7, 13]. Мощность каждой из указанных свит варьирует от 130–300 м до 1000 м. Сходство строения и формационного состава свит создает большие трудности в увязке частных разрезов и является причиной того, что одни и те же вулканические поля относятся одними исследователями к яуринскому, другими – к обманійскому комплексам. Ситуация усугубляется весьма противоречивыми палеофлористическими данными для стратифицируемых образований, выделяемых в качестве *яуринской* и *обманійской* свит. В одном варианте этим свитам отводится сеноман-турон-коньякский [13], в другом – поздне-турон-коньяк-сантонский [5] стратиграфический уровень. Не вносят ясность и известные определения возрастов, полученные для вулканических пород К-Аг методом, варьирующие в интервале от 112 до 77 млн лет (см. обзор в [4]).\*

---

\*Примечание рецензента.

По мнению Л.Ф. Мишина в статье приведены датировки К-Аг методом всего спектра магматических образований Хингано-Олонойской депрессии. Эти данные хорошо согласуются с полученными в последние годы (Крымский и др., 1997; Лебедев и др., 1997; Гоневчук, 1999) изотопными датировками магматических пород Баджальской и Комсомольской вулканических зон и свидетельствуют об узком возрастном интервале (альб-сеноман) формирования Сунгари-Селитканского вулканического пояса. К сожалению, в работе содержатся ошибки геологического содержания, снижающие несомненные достоинства данного исследования. На рис. 2 на юго-западном фланге Хингано-Олонойской депрессии показано большое поле пород яуринской свиты, хотя на всех этапах геологического изучения этой структуры здесь картировалась обманійская свита. Обманійскую свиту образуют настолько специфичные игнимбриты риолитов, что проблем с выделением ее объема никогда не было. Обычно дискутируется стратиграфическое положение незначительных по площади выходов туфов в поле обманійских игнимбритов, известных под названием листовничная свита. Яуринская свита выделена в Таланджинской и Каменушинской вулкано-тектонических депрессиях и имеет очень пестрый состав: туфогенно-осадочные породы, риолиты, андезиты, базальты, что резко отличает ее от обманійской свиты. Поэтому сравнительный анализ возраста и геохимического состава яуринской и обманійской свит следует рассматривать как сравнение разных ареалов распространения обманійской свиты.

Авторы сами отмечают, что в двух химических анализах солонечной свиты вследствие наложенных процессов сдвинуто соотношение щелочей, тем не менее в составе солонечной свиты, наряду с кали-натровой серией, выделяют на основе этих анализов калиевую серию.

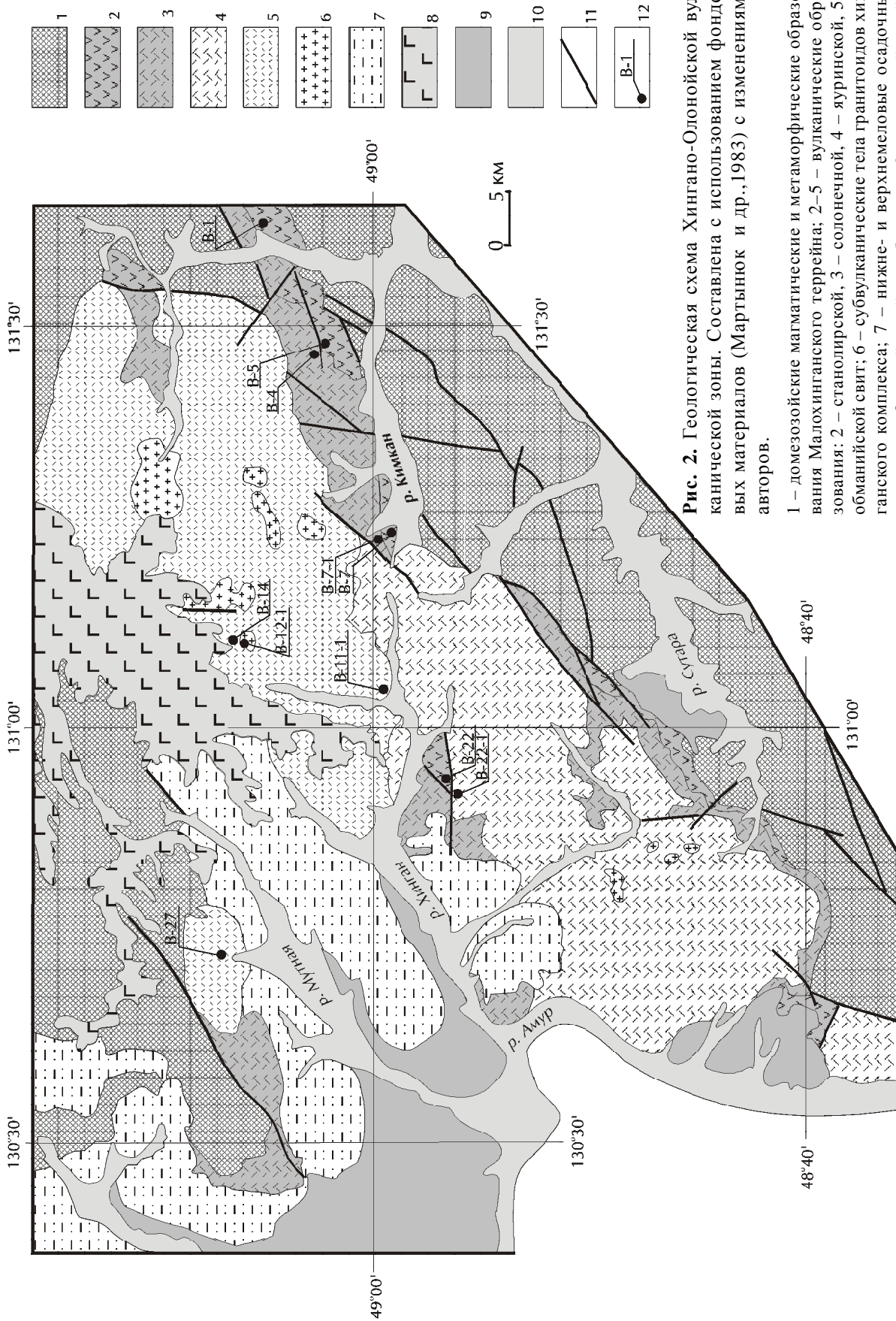


Рис. 2. Геологическая схема Хингано-Олонойской вулканической зоны. Составлена с использованием фондовых материалов (Мартынюк и др., 1983) с изменениями авторов.

1 – домезозойские магматические и метаморфические образования Малохинганского террейна; 2–5 – вулканические образования: 2 – станолитрской, 3 – солонечной, 4 – яуринской, 5 – обманьинской свит; 6 – субвулканические тела гранитоидов хинганского комплекса; 7 – ниже- и верхнемеловые осадочные отложения; 8 – кайнозойские базальты, 9 – нижнекайнозойские отложения; 10 – современные отложения долин водотоков; 11 – главные разломы; 12 – места отбора образцов на изотопно-геохронологические исследования и их номера (соответствуют номерам в таблицах 1, 2).

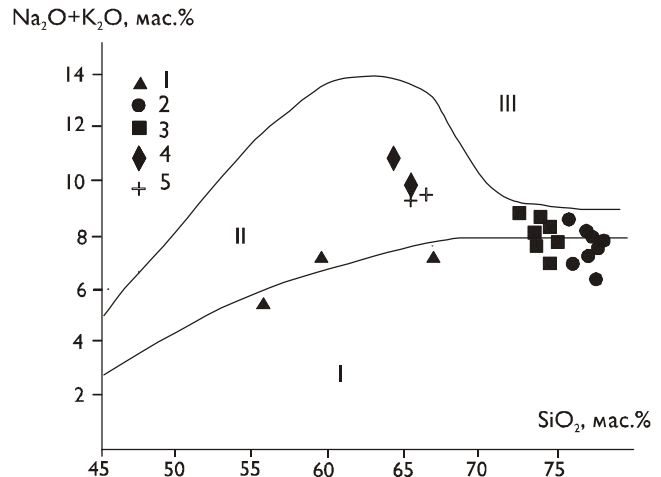


Важное место в строении Хингано-Олонойской зоны занимают небольшие тела высококальциевых **гранит-порфиров, кварцевых сиенит-порфиров**, среди которых традиционно выделяются два подтипа: нормальной щелочности (кимканский) и субщелочной (хинганский) [4, 7]. Возраст данных образований принимается позднемеловым, поскольку они рассматриваются в качестве более глубокой фации единого очага с верхнемеловыми кислыми вулканидами. Опубликованные и содержащиеся в фондовых источниках результаты определения возраста пород изотопными методами (K-Ar, Rb-Sr) характеризуются широкими вариациями значений от 106 до 77 млн лет (см. обзор в [4]), что не позволяет подтвердить или опровергнуть это положение.

В завершение данного раздела следует подчеркнуть, что разночтения в отнесении отдельных разрезов вулканических и вулканомиктовых пород кислого состава к солонечной, яуринской и обманьской свитам ярко проявились не только на стадии средне-масштабного картирования, но и последующих обобщающих, а также тематических работ (см. обзор в [4, 7]). В этой связи первостепенное значение имеют достоверные изотопно-геохронологические и геохимические данные, однако они для рассматриваемых образований до сих пор отсутствовали.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Вулканические породы нижней части разреза Хингано-Олонойской зоны представлены андезибазальтами, андезитами, дацитами, относимыми к **станолірському вулканическому комплексу**. Станолірские вулканиды – это порфировые, реже афировые породы, отвечающие по составу андезибазальтам–дацитам. В породах основного–среднего состава с порфировой структурой вкрапленники представлены плагиоклазом, амфиболом (иногда с гранатом), реже – биотитом и пироксеном, в умеренно кислых разновидностях – биотитом, плагиоклазом, кварцем. Содержание вкрапленников колеблется от 1–3 до 30–35 %. Основная масса, как правило, неравномерно и в разной степени раскристаллизована и имеет пилотакситовую, микролитовую или гиалиновую структуру. По своим петрохимическим особенностям вулканиды соответствуют породам нормальной щелочности (рис. 3) повышенной калиевоности. Важными петрохимическими характеристиками являются низкие магнезиальность и глиноземистость, умеренная титанистость (табл. 1). В геохимическом отношении породы характеризуются умеренными содержаниями Rb (50–150 ppm), Ba (430–700 ppm), плавно увеличивающимися в ряду андезибазальт – дацит, тогда как содержания Sr (170–640 ppm) имеют



**Рис. 3.** Диаграмма SiO<sub>2</sub> – (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) для мезозойских магматических образований Хингано-Олонойской вулканической зоны.

1 – вулканиды станолірського комплексу, 2 – ультракислые умеренно-щелочные риолиты; 3 – умеренно-щелочные и щелочные риолиты; 4 – щелочные трахидациты; 5 – кварцевые сиенит-порфиры и гранит-порфиры хинганского комплекса. Поля пород: I – нормальной щелочности, II – субщелочных, III – щелочных.

противоположную тенденцию изменения. Породам свойственны умеренные и умеренно высокие концентрации HFSE: Zr (130–400 ppm), Hf (3–7 ppm), Nb (7–30 ppm), которые заметно возрастают от основных разновидностей к среднекислым. Спектр REE характеризуется отчетливым преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми  $(La/Yb)_n = 8.2–14.8$ , при этом средне-основные породы не имеют европейской аномалии –  $(Eu/Eu^*)_n = 0.98–0.95$ , но она проявляется в дацитах, где величина  $(Eu/Eu^*)_n$  опускается до 0.6–0.4 (рис. 4).

Величины изотопного возраста для основной массы андезибазальта (B-5-1), андезита (B-7) и дацита (B-5) составили 105–109 млн лет при расчете по плато и 104–111 млн лет в изохронном варианте (табл. 2). На данном этапе исследований наиболее вероятный возрастной интервал формирования рассматриваемых вулканидов может быть ограничен рамками 105–111 млн лет. Предлагаемые значения находятся в соответствии с флористическим обоснованием возраста свиты, объединяющей стратифицируемые вулканические образования комплекса, поскольку один из комплексов флоры соответствует верхнеаптскому – ниже-среднеальбскому стратиграфическому уровню [5].

Вышележащие вулканические образования представлены преимущественно кислыми вулканическими породами и, согласно существующим пред-

**Таблица 1. Химический состав представительных образцов мезозойских магматических образований Хингано-Олонойской зоны.**

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Образец	В-5	В-5-1	В-7	В-3	В-4	В-7-1	В-8-1	В-11-1	В-22-1	В-23	В-23-1
SiO <sub>2</sub>	67.18	55.94	59.92	77.96	78.93	76.94	78.12	75.73	78.65	76.55	78.41
TiO <sub>2</sub>	0.71	1.390	1.28	0.10	0.14	0.12	0.14	0.14	0.11	0.12	0.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.28	14.01	14.69	11.06	10.83	12.59	12.49	12.01	11.20	12.77	11.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	7.19	9.56	8.25	1.90	1.60	0.64	1.11	2.70	1.46	0.97	1.17
MnO	0.11	0.19	0.13	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.03	<0.01	<0.01	<0.01
MgO	0.14	3.33	1.96	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
CaO	1.81	6.42	4.61	0.13	0.08	0.09	0.11	0.21	0.24	0.17	0.43
Na <sub>2</sub> O	3.11	3.13	3.05	1.77	3.13	0.44	<0.20	3.57	2.88	2.91	2.88
K <sub>2</sub> O	4.26	2.27	3.09	5.48	4.79	6.38	6.09	5.07	4.85	5.19	5.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.21	0.23	0.26	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02
PPP	1.62	3.30	2.86	1.48	0.36	2.72	1.62	0.42	0.56	1.16	0.12
SUM	99.62	99.77	100.08	99.90	99.90	99.95	99.70	99.90	99.98	99.86	99.86
Ga	26.9	23.3	20.6	30.0	26.2	18.9	32.2	30.8	23.4	30.2	24.9
Rb	135	76	103	240	217	190	320	146	207	247	236
Cs	8	15	10	7	19	5	15	4	6	10	19
Sr	190	289	260	4	6	5	5	<30	10	11	<30
Ba	675	201	416	12	21	148	60	45	54	46	101
La	31.15	35.04	30.46	32.67	68.99	41.89	57.63	85.03	55.65	28.07	10.98
Ce	75.07	71.53	65.40	33.53	138.12	94.87	99.60	116.41	112.82	31.95	32.48
Pr	8.29	7.92	7.61	6.78	16.07	10.67	12.66	17.46	13.64	6.58	3.48
Nd	31.34	30.56	29.47	27.01	58.05	39.27	46.30	67.85	49.51	24.32	16.68
Sm	7.39	6.10	6.50	5.76	10.88	7.61	9.08	12.90	10.31	6.27	4.37
Eu	1.50	1.68	1.46	0.07	0.22	0.27	0.18	0.52	0.08	0.14	0.19
Gd	8.88	7.16	6.61	6.52	10.66	6.27	8.36	12.88	9.25	8.06	4.77
Tb	1.36	1.02	1.01	1.13	1.51	0.92	1.38	1.65	1.41	1.54	0.78
Dy	8.50	6.14	5.62	7.48	9.14	4.90	8.17	8.72	7.94	10.94	4.68
Ho	1.78	1.15	1.05	1.58	1.52	0.87	1.73	1.46	1.46	2.25	0.89
Er	5.13	3.28	3.12	4.69	4.48	2.28	5.35	4.18	4.26	7.05	2.58
Tm	0.74	0.45	0.43	0.66	0.61	0.28	0.79	0.57	0.60	1.02	0.42
Yb	4.79	2.76	2.67	4.06	4.31	1.76	4.94	3.53	3.87	6.48	2.85
Lu	0.70	0.40	0.37	0.55	0.60	0.23	0.68	0.48	0.52	0.88	0.40
Y	51	40	27	46	38	20	44	54	36	58	34
Th	15.89	9.14	10.74	19.13	24.24	25.03	21.83	18.40	21.45	19.04	8.48
U	5.22	2.29	2.96	2.92	4.91	2.18	4.91	3.21	4.04	6.26	5.05
Zr	412	169	201	262	374	243	341	332	203	345	165
Hf	13.1	5.3	5.0	10.8	11.0	8.5	10.8	10.2	7.4	13.2	5.8
Nb	38.7	18.7	20.2	58.9	71.6	37.4	53.3	50.5	40.4	63.1	39.1

ставлениям, включаются в состав *солонечного, юринского, обманьского* вулканических комплексов, хотя многие исследователи указывают на большую условность в выделении указанных подразделений (см. обзор в [4, 7]). По данным авторов, вулканы кислого состава можно достаточно четко разделить на три геохимические группы, которые, тем не менее, имеют практически идентичный возраст.

Первую группу составляют *ультракислые риолиты*, которые, как правило, включались в состав солонечного комплекса. Они представлены лавами, туфами и игнимбритами. Лавы риолитов – это породы с гломеропорфировой структурой, где сростки порфировых выделений (кварц – плагиоклаз – калишпат) достигают 3–4 мм, а их содержание – 25 %. Основная масса имеет микрографическую (участками), микрофельзитовую, сфероидальную структуры.

Таблица 1. (Продолжение).

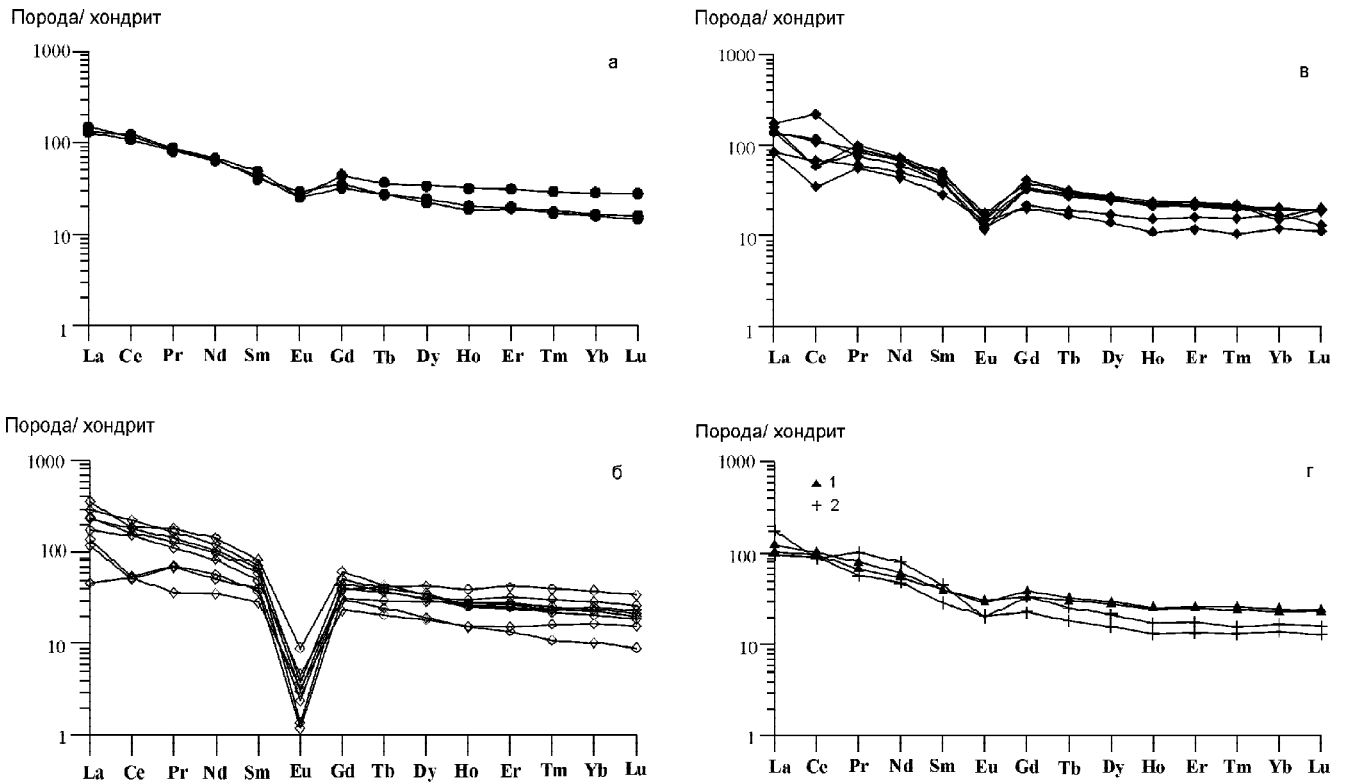
	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Образец	B-11	B-12	B-14	B-15	B-16	B-27	B-27-1	B-1-1	B-1-2	B-12-1	B-13
SiO <sub>2</sub>	72.72	74.37	73.74	74.23	75.17	74.66	73.81	65.61	64.77	67.19	69.15
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.17	0.18	0.16	0.14	0.18	0.23	0.33	0.33	0.36	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.29	12.83	12.77	12.42	12.32	12.80	13.62	15.26	15.29	14.85	14.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	3.44	3.20	3.49	3.10	2.71	2.59	2.39	6.35	5.70	4.45	4.21
MnO	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02	0.01	0.15	0.17	0.09	0.06
MgO	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05
CaO	0.24	0.49	0.75	1.02	0.75	0.68	0.71	0.77	0.88	1.63	0.88
Na <sub>2</sub> O	2.71	3.48	2.77	3.35	3.11	1.98	2.84	4.62	5.62	3.63	3.69
K <sub>2</sub> O	5.96	4.91	5.37	4.87	4.93	4.94	5.09	5.37	4.79	5.66	5.59
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04	0.07	0.06	0.08	0.07
PPP	1.17	0.34	0.65	0.71	0.63	2.00	1.08	1.21	2.04	1.96	0.76
SUM	99.82	99.84	99.81	99.93	99.83	99.89	99.82	99.73	99.65	99.90	99.66
Ga	27.3	25.5	24.5	24.5	26.8	25.6	23.7	31.6	35.1	26.5	23.6
Rb	123	168	149	131	124	154	133	139	134	128	104
Cs	8	4	6	5	6	10	10	1	2	5	4
Sr	16	56	83	73	70	68	90	122	159	147	152
Ba	214	328	344	406	411	350	530	1399	1212	1320	1350
La	41.44	19.84	33.54	37.13	32.58	33.29	19.92	29.52	24.52	42.00	22.93
Ce	133.87	41.87	35.96	35.91	72.17	67.08	21.63	63.89	58.86	54.90	56.45
Pr	8.66	5.72	8.07	9.45	7.23	8.59	5.22	7.65	6.50	9.79	5.52
Nd	32.70	23.08	32.90	34.45	28.17	33.59	20.49	28.42	25.82	37.76	22.46
Sm	5.77	5.86	6.73	7.26	6.05	7.70	4.39	6.12	6.12	6.91	4.43
Eu	0.73	0.70	0.90	1.05	0.79	0.91	0.88	1.69	1.81	1.17	1.21
Gd	4.53	6.77	6.94	7.80	6.85	8.54	4.13	8.01	6.86	6.94	4.71
Tb	0.72	1.13	1.09	1.15	1.03	1.19	0.64	1.24	1.14	0.96	0.69
Dy	4.40	6.59	6.36	6.67	6.27	7.01	3.61	7.54	7.25	5.48	3.99
Ho	0.88	1.28	1.23	1.26	1.24	1.37	0.63	1.46	1.43	0.99	0.75
Er	2.68	3.92	3.65	3.71	3.60	3.88	2.00	4.34	4.32	2.94	2.23
Tm	0.40	0.57	0.53	0.56	0.52	0.55	0.27	0.67	0.61	0.40	0.34
Yb	2.96	2.78	3.51	3.39	3.42	2.55	2.07	4.27	3.88	2.90	2.38
Lu	0.34	0.52	0.49	0.48	0.49	0.48	0.29	0.62	0.59	0.41	0.33
Y	25	52	45	46	43	57	26	46	43	36	28
Th	12.48	10.29	13.29	11.74	13.91	15.67	5.04	8.68	8.79	8.69	6.90
U	1.98	3.57	3.01	2.69	3.63	2.71	2.02	1.78	4.53	1.82	2.12
Zr	529	244	269	229	228	255	308	613	661	533	462
Hf	14.4	7.5	7.6	7.0	8.3	7.8	7.0	18.0	18.9	11.9	10.9
Nb	42.8	38.4	30.5	28.3	25.8	31.1	30.4	69.8	79.5	35.8	32.5

Примечание. Оксиды даны в масс. %, микроэлементы – в г/т, прочерк – нет данных.

1–3 – породы станолирского вулканического комплекса; 4–11 – ультракислые умеренно-щелочные риолиты (образцы 6, 7 со следами вторичного изменения); 12–18 – умеренно-щелочные и щелочные риолиты; 19–20 – щелочные трахидацииты; 21–22 – кварцевые сиенит-порфиры и гранит-порфиры хинганского комплекса.

Биотит присутствует в основной массе в виде тонких чешуек. Игнимбриты имеют хорошо выраженную псевдофлюидальную структуру, вдоль которой расположены пустотки, выполненные волокнистой массой калиевого полевого шпата с "гребенчатой" струк-

турой. Обломочный материал представлен кварцем, кислым плагиоклазом, вулканическим стеклом, его содержание не превышает 5%. Характерными особенностями пород являются пересыщенность кремнекислотой, содержание которой достигает 75–78 %,



**Рис. 4.** Графики распределения редкоземельных элементов в мезозойских магматических образованиях Хингано-Олонойской вулканической зоны.

а – вулканиты станолирского комплекса, б – ультракислые умеренно-щелочные риолиты, в – умеренно-щелочные и щелочные риолиты, г – щелочные трахидацинты(1) и кварцевые сиенит-порфиры(2) хинганского комплекса.

Состав хондрита по [17].

низкие количества CaO, редко превышающие 0.25 % (табл. 1). По сумме щелочей, редко превышающей 8 %, они относятся к умеренно-щелочным породам (рис. 3) калиево-натриевой ( $Na_2O/K_2O=0.5-0.7$ ) и калиевой ( $Na_2O/K_2O=0.03-0.3$ ) серий. Составом пород свойственна отчетливо проявленная перглиноземистость (индекс  $ASI=1-1.8$ ) и низкая магнезиальность. Геохимические особенности выражаются в высоких содержаниях Rb (120–320 ppm), Th (12–25 ppm), Nb (37–72 ppm), Hf (8–14 ppm), низких – Sr (менее 30 ppm), Ba (12–60 ppm). Яркой отличительной чертой рассматриваемых пород является глубокая отрицательная европиевая аномалия. При этом, величина отношения  $(Eu/Eu^*)_n$  зачастую не превышает 0.1 на фоне общего преобладания легких лантаноидов над тяжелыми, что подчеркивается параметром  $(La/Yb)_n = 5.8-11.5$  (рис.4).

Величины возраста для основной массы трех образцов риолитов (В-4, В-7-1, В-11) составили 100–101 млн лет при расчете по плато и 98–101 млн лет – по изохроне (табл. 2). Наиболее молодой возраст –  $98.1 \pm 1.3$  млн лет – получен при расчете в изохронном варианте, при этом, первичное отноше-

ние  $^{40}Ar/^{36}Ar$  составляет  $380 \pm 48$ , что значительно отличается от атмосферного и, вероятно, указывает на наличие избыточного  $^{40}Ar$ . В этой связи, наиболее вероятный интервал формирования вулканитов может быть сужен до 100–101 млн лет. Несколько отличный результат 103–103.5 млн лет по плато и 104–109 млн лет по изохроне получен для игнимбрита риолита (В-22-1), что объясняется включениями обломков более древних пород, попавшими в анализируемую фракцию. Предполагаемый интервал формирования вулканитов первой группы соответствует альбскому возрасту солонечной свиты, включающей вулканогенные образования рассматриваемого комплекса, по флористическим данным [5].

Вторую группу составляют **риолиты** с порфировой структурой, где выделения плагиоклаза, кварца, калиевого полевого шпата и биотита составляют от 3–5 до 25 %. Основная масса неравномерно, но значительно раскристаллизована и имеет микрографическую или фельзитовую структуру. Характерно повышенное содержание акцессорных минералов в сростках с биотитом. Это породы с обычной для данных пород кремнекислотностью 72–75 %, которые



Таблица 2. Результаты  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования мезозойских магматических образований Хингано-Олонойской зоны.

Свита Комплекс Группа	Порода	Образец	Анализируемая фаза	Возраст* по всем ступеням, млн лет	Расчет по плато		Расчет по изохроне			
					Возраст*, млн лет	Выделенный $^{39}\text{Ar}$ (%)	Возраст*, млн лет	СКВО ( $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ) <sub>0</sub>		
Хинганский Щелочные трахидациты	Кварцевый сиегит-порфир	B-12-1	Матрикс	101.7±0.3	100.3±0.2	56.7	98.5±0.4	1.9	318±3	
	Щелочной трахидацит	B-1	Матрикс	98.7±0.6	99.1±1	42.7	-	-	-	
	Умеренно- щелочные и щелочные риолиты	Трахириолит	B-14	Матрикс	101.8±0.2	101.5±0.1	84.7	101.4±0.3	1.6	298.5±2
		Риолит	B-27	Матрикс	99.1±7	100.9±0.2	80.3	101±0.3	2.8	294±1
Ультракислые умеренно- щелочные риолиты	Плаггиоклаз (ксенофаза)	B-4	Матрикс	106±0.6	105.7±0.6	97.5	106±0.6	0.6	292±3	
			Матрикс	98.7±0.3	99.9±0.2	50	98.1±1.3	1.9	380±48	
	Риолит	B-7-1	Матрикс	101±0.4	99.9±2.7	99.8	101.3±0.5	0.5	287.5±8	
	Риолит	B-11-1	Матрикс	100.4±0.3	100.9±0.3	81.3	100.7±0.4	1.1	296±8	
	Игнимбриит	B-22-1	Матрикс I	104.7±0.3	103.4±0.6	71.1	109.4±0.8	2.4	234±6	
		B-5	Матрикс II	103.7±0.3	103.2±0.2	49.0	103.8±0.7	1.7	289±5	
Станолорекая	Дациит	B-5	Матрикс	105.3±0.3	105.4±0.2	82.6	108.1±2	1.5	276.8±20	
	Андезит	B-7	Матрикс	115±0.6	107.8±0.3	46.1	104.4±4	3.5	315±1	
	Андезит	B-22	Матрикс	110.1±0.4	108.5±0.3	66.6	111±0.6	3.7	297.6±0.2	

Примечание. \* Возраст рассчитан с доверительным интервалом ±2σ. Номера образцов в таблице соответствуют номерам в тексте и на рисунках.

по содержанию щелочей относятся к субщелочным породам (рис. 3) калиево-натриевой ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0.4-0.7\%$ ) серии при постоянном преобладании  $\text{K}_2\text{O}$  (табл. 1). Так же как и ультракислые риолиты первой группы, рассматриваемые породы являются перглиноземистыми (индекс  $\text{ASI}=1-1.25$ ) и низкомагнезиальными. Геохимические особенности заключаются в умеренных содержаниях Rb (120–170 ppm), Ba (410–630 ppm), Th (11–13 ppm), Nb (28–38 ppm), Hf (7–8.3 ppm), Zr (230–270 ppm), низких содержаниях Sr (56–90 ppm), однако превышающих таковые в ультракислых риолитах первой группы. График распределения REE в рассматриваемых породах более пологий, с величиной отношения  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.1-7.8$ , при менее выраженном европиевом минимуме  $(\text{Eu}/\text{Eu}*)_n = 0.3-0.6$  (рис. 4).

Риолиты с такими геохимическими особенностями были отобраны в контуре как яруинской, так и обманьской свит. При этом величины возраста для основной массы образцов (B-14, B-27) из разных свит полностью тождественны и составили 101–101.5 млн лет при расчете по плато и в изохронном варианте (табл. 2). Значимо более древний возраст – 106 млн лет – получен для плаггиоклаза того же образца (B-27), однако для этой минеральной фазы предполагается ксеногенное происхождение. Предполагаемый интервал формирования вулканитов рассматриваемой группы, так же как и для первой, в стратиграфической шкале отвечает альбу. Это обстоятельство лишний раз подчеркивает существующие проблемы в схеме расчленения вулканических комплексов кислого состава Хингано-Олонойской зоны.

Третью группу составляют **щелочные трахидациты** – это породы с порфировой, гломеропорфировой структурой. Порфировые выделения – сильно пелитизированный нерешетчатый калишпат, плаггиоклаз (5–10 %) и пироксен (не более 3 %). Пироксен замещен оксидами железа, гидрослюдами, хлоритом. Основная масса – слабо раскристаллизованное стекло с индивидами этих же минералов и магнетитовой пылью. В щелочных трахидацитах отмечаются максимальные для пород рассматриваемой вулканической зоны (среди исследованных образцов) значения суммы  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=10-10.4\%$  (табл. 1, рис. 3). Породам присущи высокие содержания Ba (1400–1700 ppm), Zr (610–660 ppm), Nb (70–80 ppm), Hf (18–19 ppm), умеренные – Rb (134–139 ppm), Sr (120–160 ppm). График распределения REE имеет пологий характер при величине отношения  $(\text{La}/\text{Yb})_n = 4.5-5$  на уровне 50–100 хондритовых норм, со слабо проявленным европиевым минимумом  $(\text{Eu}/\text{Eu}*)_n = 0.7-0.8$  (рис. 4).

Возраст основной массы, полученный для одного из образцов рассматриваемых пород (В-1) по редуцированному плато, составил  $99.1 \pm 1$  млн лет (табл. 2), что в стратиграфической шкале соответствует позднему альбу. Эти породы были обнаружены в контуре солонечной свиты, однако, судя по геохимическим особенностям и более молодому возрасту, они представляют собой самостоятельные образования.

Выше упоминалось о том, что в строении Хингано-Олонойской зоны принимают участие также *субщелочные и щелочные гранит-профиры, кварцевые сиенит-порфиры*, слагающие небольшие тела среди кислых вулканитов. Исследованные нами образцы по своим петро- и геохимическим особенностям (табл. 1, рис. 3, 4) практически идентичны щелочным трахидацитам, описанным выше. Возраст основной массы для образца В-12-1 составил  $100.3 \pm 0.2$  млн лет (табл. 2), при этом, они прорывают риолиты второй группы.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные данные позволяют выделить в истории образования Хингано-Олонойской зоны Хингано-Охотского вулканического пояса два этапа магматической активности: 111–105 и 101–99 млн лет. Первый отвечает формированию дифференцированной базальт-андезит-дацитовый ассоциации (с преобладанием андезитов), второй – проявлению существенно кислого магматизма (нормального, субщелочного и щелочного рядов). Таким образом, полученные результаты не подтверждают распространенное мнение о наличии в пределах зоны вулканизма широкого возрастного диапазона от начала раннего мела и до границы мела – палеогена (см. обзор в [2, 4, 7, 13]), несмотря на то, что коллекция образцов охватывала все выделяемые вулканические комплексы.

Следует подчеркнуть, что впервые для магматических ассоциаций Хингано-Олонойской зоны удалось получить дискретные интервалы значений абсолютного возраста. В первую очередь это обусловлено методическим превосходством  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метода, заключающемся в одновременном определении калия и аргона в одном эксперименте, что позволяет устранить влияние фактора геохимической неоднородности образца. Другое достоинство метода заключается в возможности оценки степени измененности образца непосредственно по результатам эксперимента. В этом отношении показательно сравнение значений, полученных для вулканитов станолирского комплекса по плато, с одной стороны, и по всем ступеням\*, с

другой. Разница в значениях составляет 2–7 млн лет, при этом средневзвешенный возраст по всем ступеням в двух случаях из трех оказывается древнее возраста плато (табл. 2). Присутствие низкотемпературных ступеней, соответствующих возрасту от 120 до 200 млн лет, объясняется нами присутствием газожидких включений с избыточным  $^{40}\text{Ar}$ , и именно они могут являться причиной получения искусственно удвоенных значений К-Аг методом, приводимых в литературе. С другой стороны, практически во всех спектрах удается идентифицировать и отсечь влияние наложенных процессов с возрастом 65–75 млн лет, 88–96 млн лет, что невозможно выполнить, используя К-Аг метод.

Приведенные в данной статье в аннотированном виде результаты петро- и геохимических исследований свидетельствуют, что выделяемые компактные по вещественному составу сообщества пород далеко не всегда соответствуют разделению по существующим вулканическим комплексам. Так, основу выборки риолитов, составляющих первую из выделенных нами групп, составляют породы солонечного комплекса, хотя некоторые образцы были отобраны в контурах станолиторского и обманийского комплексов. Вторая группа сформирована из образцов обманийского и юринского комплексов, при этом их не удается корректно разделить по каким-либо геохимическим признакам. Третья группа кислых пород вообще включалась в состав более древнего вулканического комплекса. Таким образом, приводимые в данной статье результаты геохимических и изотопно-геохронологических исследований свидетельствуют о необходимости пересмотра схемы расчленения вулканических образований Хингано-Олонойской зоны на основе современных тонких геохимических и геохронологических методов.

Выше упоминалось, что геодинамическая обстановка формирования Хингано-Охотского пояса является остро дискутируемой проблемой. Среди возможных вариантов предполагается обстановка субдукционной [9–11] или трансформной [15] континентальной окраины. Геохимические особенности пород, охарактеризованные в предыдущем разделе, в частности, высокие содержания К, Rb, Th, Nb, Hf указывают на возможное участие в исходном магматическом расплаве источника, близкого к обогащенной мантии. Такие условия могли осуществиться как в рифтогенной зоне, так и в обстановке трансформной континентальной окраины. Данный вопрос требует дальнейшего уточнения.

Исследования проведены при поддержке совместного интеграционного проекта Президиумов

\*Это значение приближенно соответствует величине, которая может быть получена в К-Аг варианте.

ДВО РАН и СО РАН (грант 04-2-0-00-022), РФФИ (грант 03-05-64533).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Вулканические пояса востока Азии. Геология и металлогения / Ред. А.Д.Щеглов. М.: Наука, 1984. 503 с.
2. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2500000 / Гл. ред. Л.И.Красный, Пэн Юньбяо. СПб.– Благовещенск – Харбин, 1996.
3. Геология зоны БАМ. Л.: Недра, 1988. Т. 1. 443 с.
4. Гоневчук В.А. Оловоносные системы Дальнего Востока: магматизм и рудогенез. Владивосток: Дальнаука, 2002. 298 с.
5. Кирьянова В.В. Новое в стратиграфии мела южного Приамурья // Корреляция мезозойских континентальных образований Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Чита: ГГУП «Читагеолсъемка», 2000. С.49-52.
6. Маркевич В.С. Бугдаева Е.В. Ископаемые флоры Зейско-Буреинского бассейна // Флора и динозавры на границе мела и палеогена Зейско-Буреинского бассейна. Владивосток: Дальнаука, 2001. С. 44–71.
7. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск: ПГО «Дальгеология», 1990. 215 с.
8. Моисеенко В.Г., Сахно В.Г. Глубинные флюиды, вулканизм и рудообразование Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1982. 192 с.
9. Натальин Б.А., Попеко Л.И., Чеботов С.А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1985. № 2. С. 42–64.
10. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
11. Натальин Б.А., Фор М. Геодинамика восточной окраины Азии в мезозое // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 3–20.
12. Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в К-Аг,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ , Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 1. С. 55–64.
13. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и восточного Забайкалья: Комплект схем. Хабаровск: Хабаровское ГГПИ. 1994.
14. Сухов В.И. Вулканические формации Дальнего Востока. М.: Недра, 1975. 113 с.
15. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
16. Шевченко Д.О., Пономарчук В.А., Манойлов В.В. Пакет макросов Excel для обработки аргон-аргоновых данных // Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты: Материалы науч. конф. Москва, 15–17 ноября 2000 г. М.: ГЕОС, 2000. С. 408–411.
17. McDonough, Sun S-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. Is. 3–4. P. 223–253.

Поступила в редакцию 5 января 2004 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

*A.A. Sorokin, V.A. Ponomarchuk, I.M. Derbeko, A.P. Sorokin*

### **New data on geochronology of magmatic assemblages in the Khingan-Olonoy volcanic zone (Russian Far East)**

The paper features new isotopic and geochronological data for the Mesozoic magmatic assemblages of the Khingan-Olonoy volcanic zone of the Khingan-Okhotsk volcanic belt obtained by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  technique as well as the first results of geochemical studies of rocks conducted with the use of precision analytical devices. Two discrete stages of magmatic activity (111-105 Ma and 101-99 Ma) are distinguished in the history of formation of the volcanic zone under study. The former stage corresponds to eruption of the differential basalt-andesite-dacite association (with predominance of andesites), and the latter stage corresponds to manifestation of essentially acid magmatism (normal, subalkali, and alkali compositions). In spite of the fact that the collection of the analyzed samples covers all the already known rock complexes of the region, the traditional concept of the presence of volcanics of a wide age range (from the Early Cretaceous to the Cretaceous- Paleogene boundary) within the Khingan-Olonoy zone is not confirmed at the present stage of investigations. Geochemical peculiarities of rocks in this zone do not allow us to suggest their origin in a subduction environment; however, they allow the formation of the rocks in an environment of the transform continental margin.

**КРИСТАЛЛИЗАЦИОННО-ЛИКВАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ  
ПЛАТИНОИДНО-ХРОМИТИТОВЫХ РУД В МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВЫХ  
КОМПЛЕКСАХ**

*А.В. Округин*

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск*

На основе анализа фазовых диаграмм состояния петрогенных оксидов и минералого-петрологических особенностей пород мафит-ультрамафитовых комплексов рассматривается ликвационная природа формирования платиноидно-хромититовых руд. Автором построена обобщенная гипотетическая тройная диаграмма  $\text{SiO}_2 - (\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{CaO})$ , отражающая картину кристаллизационно-ликвационной дифференциации пикритовой магмы, в результате которой достигается область расщепления расплава на несмешивающиеся силикатную и существенно хромистую жидкости. Показано, что при гравитационном фракционировании ликвационная оксидно-рудная жидкость проходит через большие массы вмещающей магмы, адсорбируя и аккумулируя в себя элементы платиновой группы. Низкая растворимость платиновых металлов в хромшпинелидах обуславливает при кристаллизации рудных ликватов выделение самостоятельных минеральных фаз платиновой группы, формирующих как рудные, так и россыпные месторождения.

**Ключевые слова:** хромиты, элементы платиновой группы, дифференциация магмы, ликвация, мафит-ультрамафиты, пикриты, щелочные габброиды, Инаглинский массив, Якутия.

**ВВЕДЕНИЕ**

Значительная концентрация элементов платиновой группы (ЭПГ) в платиноносных месторождениях связана с хромитовыми рудами, локализованными в породах расслоенных интрузивов, габбро-клинопироксенит-дунитовых массивов, альпинотипных гипербазитов и щелочно-ультраосновных комплексов, что указывает на генетическую связь платинометалльной минерализации в этих породах с хромитообразованием. В этой проблеме одним из самых сложных аспектов является объяснение механизма концентрации ЭПГ с ppm-уровня рассеяния в магматических расплавах до ppm-содержаний в рудных телах и появления собственных фаз минералов элементов платиновой группы (МПГ). Из существующих альтернативных гипотез (кристаллизационной дифференциации, ликвационного отделения, метасоматического преобразования и гидротермальной реомобилизации) ни одна не дает четкого ответа на этот вопрос. В данной статье автором на основе анализа фазовых диаграмм состояния петрогенных оксидов и минералого-петрологических особенностей пород мафит-ультрамафитовых комплексов рассматривает-

ся ликвационная природа формирования платиноидно-хромитовых руд.

Возможность ликвационного механизма образования хромитоносных залежей в гипербазитовых массивах показана на основе комплексного рассмотрения макро- и микрогетерогенности хромитоносных массивов, особенностей составов породообразующих минералов и хромшпинелидов [22]. Основными аргументами в пользу ликвационной гипотезы являются текстурно-структурные особенности хромитовых руд и вмещающих их пород, которые в большинстве случаев имеют ортомагматический облик. По мнению автора, локализацию платиноидно-хромитовых руд исключительно в пределах базит-ультрабазитовых комплексов нельзя объяснить моделью гидротермально-метасоматической реомобилизации ЭПГ и хрома, которая в последние годы интенсивно развивается многими исследователями. В этом случае, несомненно, наблюдалась бы практически полная переработка материнских магматических пород и вынос немалой доли ЭПГ из базит-ультрабазитов во вмещающие породы. В связи с тем, что при дифференциации платиноносных магм не происходит пре-

имущественного накопления ЭПГ в остаточном расплаве и перехода их в постмагматические гидротермальные растворы, не совсем ясен механизм вначале сбора гидротермами из магматических пород весьма рассеянных элементов, а затем их мобилизации в отдельные локальные точки в этих же породах. Присутствующие часто в хромитовых рудах многофазные агрегаты МПГ, имеющие структуры кристаллизации из жидких металлических расплавов и структуры распада высокотемпературных (более 750–900 °С) твердых сплавов, также не могут формироваться в условиях гидротермальных процессов.

Автор не отрицает, что на постмагматическом этапе эволюции рудно-магматических систем остаточная часть хрома и ЭПГ, в особенности относительно легкоплавких Pd, Pt и Rh, переходит в состав более подвижных комплексов и участвует в гидротермальных и метасоматических процессах. Такие процессы, по-видимому, привели к формированию платиноносных высокохромистых скарнов, развивающихся по малосульфидным рудам такситовых габбродолеритов фронтальной части Талнахского интрузива [24]. Подобные минерализованные растворы могут мигрировать и на большие расстояния и на контрастных геохимических барьерах резко разгружаться, формируя в них заметные весовые концентрации ЭПГ, например, в черносланцевых толщах. В таких объектах МПГ находятся, как правило, в мелкодисперсном состоянии и представлены, в основном, сульфидами и другими соединениями платины и палладия.

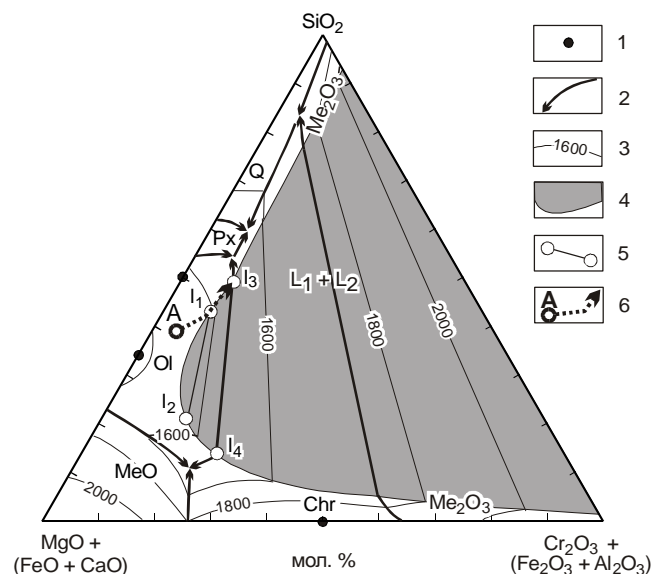
#### СИЛИКАТ-ХРОМИТОВАЯ ЛИКВАЦИЯ

Как известно, высокая доля жесткой направленной ковалентной связи Si–O определяет присутствие в силикатных расплавах устойчивых комплексных ионов  $(Si_xO_y)^{z-}$ , образующих анионный скелет расплава. В силикатных расплавах при наличии катионов металла с достаточно сильными связями с анионами кислорода наряду с кремнекислородными комплексами возникают катион-кислородные микрообласти с последующим расслоением расплава на две жидкости. Одним из таких металлов является хром, причем растворимость оксидов хрома и кремния друг в друге в жидком состоянии не превышает 0,1 мас. %.

При рассмотрении ликвационной модели образования хромитовых руд многие исследователи обращаются к диаграмме фазовых равновесий системы  $MgO-SiO_2-Cr_2O_3$ , в которой М.Л. Кейтом [2] установлена обширная область жидкостной несмешиваемости. Но, как отмечалось ранее [22], достичь рудных концентраций хромита путем кристаллизационной

дифференциации по законам этой диаграммы невозможно. Согласно этой диаграмме, из близких к ультрабазитам составов также нельзя достичь области ликвации, которая находится в заэвтектической области, причем составы несмешивающихся жидкостей соответствуют практически чистому кремнезему и низкохромистому силикатному расплаву с нормативным кварцем. Изучение данной системы с введением дополнительных компонентов и летучих показывает расширение поля ликвации и значительное снижение температуры фазовых равновесий, по сравнению с таковыми, реализуемыми в "сухих" условиях, что позволяет допустить участие ликвационных процессов при образовании хромитовых руд [16, 18].

В результате всестороннего анализа диаграмм состояния силикатных систем [2], автором на основе диаграммы  $MgO-SiO_2-Cr_2O_3$  построена обобщенная гипотетическая тройная система, в которой учтено влияние второстепенных оксидов ( $FeO$ ,  $CaO$ ,  $Fe_2O_3$  и  $Al_2O_3$ ), входящих в основную систему в виде изоморфных компонентов (рис. 1). Такая диаграмма является схематичной и приближенной, но она адекватно отражает реальную картину кристаллизационной дифференциации базит-ультрабазитовой магмы.



**Рис. 1.** Гипотетическая диаграмма  $SiO_2 - (Cr_2O_3 + Fe_2O_3 + Al_2O_3) - (MgO + FeO + CaO)$ .

1 – фигуративные точки фаз; 2 – пограничные кривые; 3 – изотермы ликвидуса и бинодали; 4 – область несмешиваемости ( $L_1 + L_2$ ); 5 – сосуществующие жидкие фазы ( $I_1 - I_4$ ); 6 – тренд кристаллизации пикритового расплава. Области кристаллизации:  $Ol$  – оливина;  $Px$  – пироксена;  $Chr$  – хромита;  $Cr$  – кристоалита;  $MeO$ ,  $Me_2O_3$  – оксидов.

Кремнезем в жидком состоянии практически не смешивается с  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , и растворимость последних в жидком  $\text{SiO}_2$  не более 0,1 вес. %. В других системах  $\text{SiO}_2$ -MeO (где MeO = MgO, FeO или CaO) области расслаивания вплотную примыкают к кремнезему и их ширина колеблется примерно от 30 до 40 вес. %. По мнению автора, ликвация почти чистого кремнезема от других петрогенных оксидов является основным механизмом формирования "гидротермальных" руд, и нет никакой необходимости привлекать к этим процессам "моря" гидротермальных вод.

На тройных диаграммах  $\text{SiO}_2$ - $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -MeO две области ликвации объединяются в одну, протягиваясь широкой полосой. Из основных петрогенных оксидов только  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  дают с кремнеземом гомогенные расплавы. Добавление этих оксидов в двухкомпонентные системы  $\text{SiO}_2$ -MeO резко сужает поле несмесимости, и при >5 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$  или щелочей в этих системах исчезают области расслаивания. Следовательно, даже небольшие примеси  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и щелочей вызовут разрыв области несмесимости, примыкающей к стороне  $\text{SiO}_2$ -MeO тройной системы  $\text{SiO}_2$ - $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -MeO, что отражено на обсуждаемой диаграмме.

Кроме того, добавление глинозема существенно расширяет поле кристаллизации оливина. Такому же эффекту будет способствовать присутствие щелочей в системе, которые, согласно принципу кислотно-основного взаимодействия, повышают активность среднего по основности компонента. Вследствие этого должно произойти наложение области расслаивания на поле кристаллизации оливина, возможно, и пироксена. В соответствии с правилом фаз, область расслаивания не может захватывать только тройную эвтектику, т.к. число фаз в тройной конденсированной системе при постоянном давлении не должно превышать четырех. Таким образом, мы получаем предлагаемую тройную диаграмму  $\text{SiO}_2 - (\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{CaO})$ , в которой существует обширная ликвационная область, примыкающая к стороне  $\text{SiO}_2$ - $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и охватывающая поля кристаллизации оксида хрома, хромшпинели и оливина ( $\pm$  пироксена).

Рассмотрение на этой диаграмме (рис. 1) пути кристаллизации исходного расплава (А), соответствующего пикритовой магме, показывает, что первыми выпадают кристаллы оливина и состав жидкой фазы обогащается кремнеземом и оксидом хрома. Последнее объясняется низкой растворимостью  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (менее 0,01 %) в оливине из ультраосновных пород и ассоциирующих с ними хромитов [32], что

на порядок ниже содержания хрома в исходной магме. По достижению поля ликвации начинается расслоение остаточного расплава на две жидкости –  $l_1$  и  $l_2$ . Так как здесь присутствуют три фазы (одна твердая и две жидкие), то, согласно правилу фаз, система имеет одну степень свободы, и, следовательно, при понижении температуры составы двух равновесных жидкостей будут изменяться по бинадальной кривой до  $l_3$  и  $l_4$ . При этом первая жидкость обогащается кремнеземом (перидотитовый расплав), а вторая – оксидом хрома (рудная, существенно хромистая жидкость). Ликвация подобного состава была установлена Дж. Свичером и С. Мак-Кейбом [35] в системе  $\text{CaO-SiO}_2\text{-Cr}_2\text{O}_3$ , где уже при 1600°C в тяжелой кальциевосиликатной жидкости концентрируется более 40 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , а в легкой – менее 5 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

На рассматриваемой диаграмме бинадаль  $l_3 - l_4$  одновременно является котектической линией совместной кристаллизации оливина и хромшпинелида, т.к. при наложении области расслаивания на два поля пограничная кривая становится коннодой. Таким образом, в бинадали  $l_3 - l_4$  появляется четвертая фаза – хромшпинель, а по правилу фаз в этой системе сосуществование четырех фаз определяет инвариантную точку, в которой при постоянной температуре возможно лишь изменение соотношения фаз при постоянстве их состава и числа. При продолжающейся потере теплоты количество второй жидкости  $l_4$  уменьшается, а количество оливина, хромшпинели и первой жидкости  $l_3$  увеличивается. Постоянство температуры в этом процессе поддерживается выделением скрытой теплоты кристаллизации оливина с хромитом и длится до полного израсходования второй жидкой фазы. Исчезновение одной жидкой фазы дает системе одну степень свободы, и вдоль котектической линии продолжается кристаллизация оливина и хромита, затем во вспомогательной реакционной точке происходит кристаллизация пироксена за счет реакции остаточного расплава с оливинам. При равновесной кристаллизации исходного расплава (А) процесс фазовых превращений на этом заканчивается. Однако в природных неравновесных условиях появляется много нюансов, ряд из которых обсуждается далее.

#### КРИСТАЛЛИЗАЦИОННО-ЛИКВАЦИОННАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАГМ

Кристаллизация больших объемов магматических расплавов в силу гравитационного разделения твердых и жидких фаз всегда приводит к фракционной дифференциации. Со всей очевидностью можно также предположить, что после ликвации силикатная (перидотитовая) и рудная (существенно хромистая)

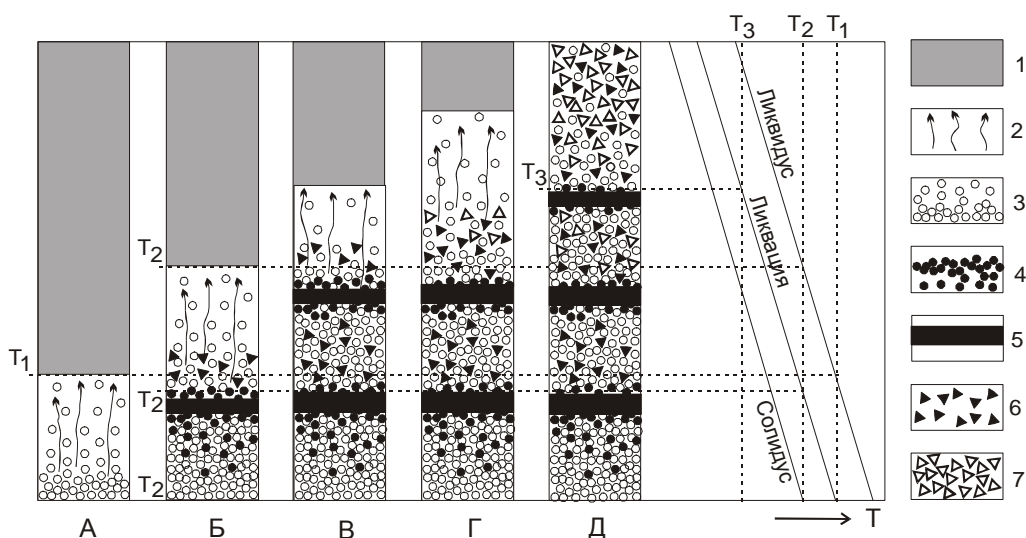


жидкости будут фракционировать и в дальнейшем эволюционировать как самостоятельные расплавы. Как показывают расчеты [26], в магматических интрузивах значительной вертикальной мощности вследствие разницы в величинах градиента точки плавления и адиабатического градиента кристаллизация расплава возможна только в нижней части камеры.

В рассматриваемой модели кристаллизационно-ликвационной дифференциации (рис. 2) полоса фракционирования состоит из трех зон: 1 – частичной кристаллизации, состоящая из первых кристаллов оливина в остаточном расплаве; 2 – ликвационного отделения рудной жидкости от остаточного расплава; 3 – затвердевания ликвационных жидкостей. С продвижением фронта затвердевания интрузива от подошвы вверх, начинается кристаллизация оливина с одновременной его гравитационной отсадкой, и образуется первая зона частичной кристаллизации. Увеличение доли кумулятивного оливина вызывает отжатие остаточного расплава вверх, где последний, реагируя с основной массой исходного расплава, обогащает его легкоплавкими компонентами, а в нижней части этой полосы уже может формироваться "каша" дунитов (рис. 2, А). По мере охлаждения интрузива, вслед за продвижением фронта кристаллизации вверх с некоторым отставанием, равным разнице изотермы ликвидуса и бинодали ликвации, начинается восхождение зоны ликвационного разделения остаточного расплава. Вначале в остаточном расплаве появляются мелкие капельки рудного ликвата, которые иногда фиксируются в виде сфероидных включений в оливине, затем они постепенно укрупняются и слипаются (мелкие нодулы и шилеры). Далее полоса ликвации расширяется, гравитационное осаждение тяжелых рудных ликватов

с верхних горизонтов приводит к формированию линз и пластов хромититов, залегающих на дунитах (рис. 2, Б). Одновременно с более высоких горизонтов продолжается непрерывное осаждение субликвидусного оливина, и поэтому дальнейшее выделение микропорций рудной жидкости не приводит к формированию хромититовых образований, т.к. они консервируются в массе оливинового кумулата в виде интерстиционного хромита. Повторная полоса ликвационного слоя может формироваться выше, там, где низкая концентрация первичного оливина не будет препятствовать коалесценции капелек рудной жидкости в макровыделении (рис. 2, В). Такое циклическое чередование процессов затвердевания может привести к возникновению ритмичной расслоенности в базит-ультрабазитовых массивах с хромититовым оруденением.

В дальнейшем вследствие гравитационного фракционирования силикатная и рудная жидкости развиваются как самостоятельные системы, взаимодействие между которыми ограничивается только узкой контактовой зоной. Как следует из диаграммы (рис. 1), фигуративная точка расплава  $l_4$  относительно жидкости  $l_3$  находится по другую сторону линии Алькемаде, соединяющей оливин и хромшпинель, т.е. минеральным парагенезисом при кристаллизации рудной магмы является оливин – хромит – MeO. Роль MeO в магматических системах сложного состава, по-видимому, отводится фазам с низким отношением  $SiO_2/Me_xO_y$ . К таким фазам, наряду с оливином, относятся богатые алюминием хлориты – минералы, широко развитые в хромититовых рудах, т.е. на самой заключительной стадии затвердевания рудной жидкости к основной оливин-хромитовой котектической паре присоединяется хлорит – третий эвтектический компонент в данной области системы. На-



**Рис. 2.** Схема кристаллизационно-ликвационной дифференциации магмы в глубинных мафит-ультрамафитовых интрузивах.

1 – исходный расплав; 2 – остаточный расплав; 3 – оливин; 4 – капли хромистой жидкости; 5 – слой хромититов; 6 – акцессорные хромшпинели; 7 – пироксен.

личие в природных хромитовых рудах наряду с оливином, серпентином и хлоритом других гидроксильных минералов, в том числе и слюд, свидетельствует о широком участии в ликвационных процессах летучих компонентов и щелочей.

Обогащение хромитом может произойти также при спокойных условиях кристаллизации, когда происходит гравитационная отсадка хромита уже в пределах самой рудной магмы. В зависимости от этих условий формируются хромитовые руды, текстура которых изменяется от убоговкрапленной до густовкрапленной, вплоть до появления практически массивных хромитов. Форма тел, сформированных из жидкой рудной магмы, может быть также самой разнообразной – шпирь, линзы, пласты и даже жилы. При течении магмы и тектонических подвижках рамы магматического резервуара жидкие или полужатвердевшие рудные массы могут приобретать разнообразные изогнутые очертания, "утонуть" в полужатвердевший нижний горизонт дунитов, а в отдельных случаях – выдавливаться в трещины ранее затвердевших пород, формируя секущие жильные тела.

Обогащенная кремнеземом перидотитовая жидкость ( $I_3$ ) кристаллизуется по котектике выделения пары оливин–хромшпинелид, затем по достижении котектической точки вместо оливина кристаллизуется пироксен. В результате формируются слои дунитов и перидотитов с акцессорной хромшпинелевой минерализацией (рис. 2, Б – Д). Согласно диаграмме, составы акцессорных хромшпинелидов должны быть менее магнезиальными и менее хромистыми по сравнению с рудными хромитами, что соответствует данным по акцессорным и рудным хромшпинелидам из ультрамафитов различных формаций [20, 22 и др.]. Следует отметить также, что самые магнезиальные оливины в ультрамафитах, как правило, связаны с хромититами. Состав перидотитов в зависимости от содержания СаО изменяется от гарцбургитов до лерцолитов и верлитов. При более высоких содержаниях СаО и  $Al_2O_3$  в рассматриваемой системе появится поле выделения анортита, примыкающее к полю пироксена, т.е. на заключительной стадии кристаллизуются плагиоклазовые перидотиты и габброиды.

Таким образом, при такой схеме кристаллизационно-ликвационной дифференциации магмы ультраосновного состава образуются ритмично-расслоенные интрузивы с хромитовыми горизонтами. Однако в процессе длительного развития такой дифференциации несмешивающиеся жидкости с большой разницей в удельных весах подвержены вязкому течению и различным подвижкам. Вследствие этого

часто наблюдается несоответствие пространственного положения пород и руд с первичной последовательностью породивших их расплавов, что вызывает разную трактовку их генезиса у исследователей. Здесь рассмотрена только принципиальная схема модели, которая в каждом конкретном случае имеет свои особенности в зависимости от состава пород, условий их становления, геологического положения и других факторов. Ниже, в свете предлагаемой модели, дается краткое описание схемы формирования Инаглинского массива, становление которого происходило в приповерхностных условиях в камере цилиндрической формы.

#### СХЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ИНАГЛИНСКОГО МАССИВА

Инаглинский массив, расположенный в 30 км западнее г. Алдана, относится к концентрически-зональным кольцевым массивам щелочно-ультраосновных пород Алданского щита, с которыми связаны россыпи иридино-платинового типа. Они впервые были детально изучены И.С. Рожковым с соавторами [23] и выделены в самостоятельный алданский тип. Позднее Л.Дж. Кабри и А.Дж. Налдретт [6] выделили их в инаглинский подтип, наряду с аляскинским (уральским) подтипом, в составе платиноносных месторождений зональных ультрамафических массивов.

Инаглинский массив находится в узле пересечения двух региональных систем разломов – северо-западного (Юхтинского) и северо-восточного (Инаглинского). Он прорывает породы архейского кристаллического фундамента в виде диапира, имеет в плане округлую форму диаметром около 5 км и концентрически-зональное строение с дунитовым ядром, которое окаймляется оторочкой верлитов, клинопироксенитов, миссуритов и калиевых щелочных габброидов (в основном шонкинитов) мощностью до 0,5 км. Периферическая кольцевая зона сложена малиньитами, пуласкитами и щелочными сиенитами. В пределах дунитового ядра и отчасти шонкинитовой оторочки широко развиты пегматитовые жилы диоксид-ортотлазового, роговообманково-ортотлазового и амфибол-микроклин-альбитового составов, заполняющие системы радиальных и кольцевых трещин. Вокруг массива развиты сиенит-порфиры, залегающие в виде силлов в венд-кембрийских толщах, перекрывающих с угловым несогласием архейские метаморфические комплексы. В непосредственной близости к массиву сиенит-порфиры залегают в виде крутонаклонной кольцевой интрузии.



Возраст массива, согласно калий-аргоновым датировкам габброидов, пироксенитов, щелочных пород и их минералов, определяется как юрско-меловой [1, 3–5, 8, 10, 12]. Некоторые авторы [4, 23, 28 и др.] придерживаются полиформационной природы подобных массивов, в которых дунитовое ядро формировалось в докембрийское время, а щелочные габброиды и сиениты – в мезозойское. На основе определения возраста дунитов палеомагнитным методом и установления вокруг массива признаков деформации венд-раннекембрийского осадочного чехла и залегающих в нем силлов средне-позднеюрских сиенит-порфиров А.Н. Угрюмов и Ю.В. Киселев [25] считают время формирования дунитов позднеюрским. Это позволяет отнести ультрамафиты и щелочные породы Инаглинского массива к единой щелочно-ультрамафитовой формации калиевого ряда [10].

Нами в последние годы проводились детальные минералого-геохимические исследования пород Инаглинского массива и МПГ из связанных с ним россыпей [19, 20, 34]. На основе этих данных и литературных сведений ниже дается интерпретация механизма становления Инаглинского массива в рамках кристаллизационно-ликвационной модели дифференциации базит-ультрабазитовых магм.

На вариационной диаграмме (рис. 3) видно, что породы, участвующие в строении Инаглинского массива – от дунитов до щелочных сиенит-порфиров (табл. 1), образуют единую непрерывную серию. Тесная пространственная и временная сопряженность, единый тренд изменения состава этих пород свидетельствуют об их комагматичности. В качестве исходного расплава можно предположить калиевые щелочные пикриты, которые выявлены в виде силлов в Якокутском грабене [14] и в составе дайкого комплекса Рябинового массива [11, 27]. Калиевые пикриты здесь тесно ассоциируют с силлами и дайками шонкинитов и калиевых щелочных сиенитов, что позволило исследователям объединить их в единую магматическую ассоциацию. Ассоциация высококалиевых щелочных пород, включающая щелочные и нефелиновые сиениты, щелочные габброиды и подчиненные им щелочные вулканиты, выделена Е.П. Максимовым и А.Н. Угрюмовым [17] в лейцитит-щелочносиенитовую субформацию. В её составе

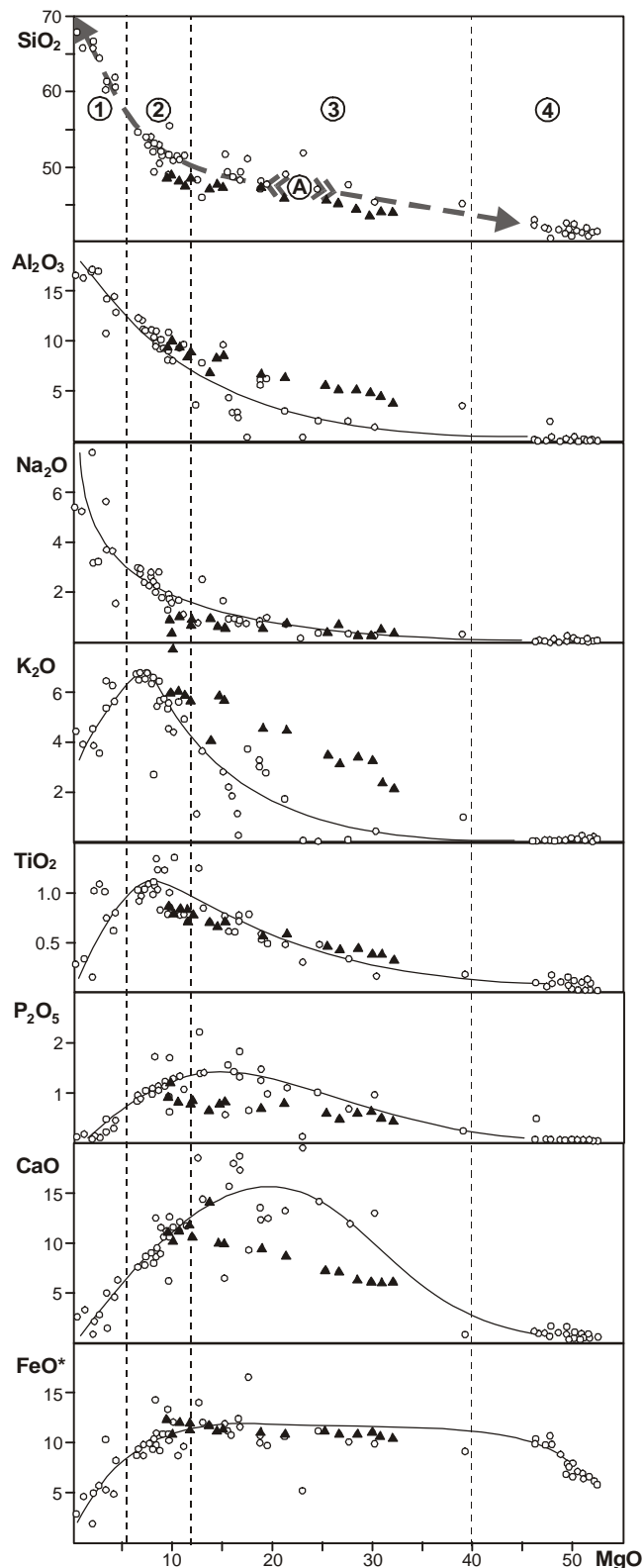


Рис. 3. Вариации содержаний петрогенных оксидов в зависимости от MgO.

Породы Инаглинского массива (незалитые кружочки) разделены тонкой пунктирной линией на щелочные сиениты (1), калиевые щелочные габброиды (2), пироксениты–перидотиты (3) и дуниты (4). Тонкие сплошные линии – тренды дифференциации пород, толстые пунктирные линии со стрелками – линии фракционирования исходного расплава (А) для Инаглинского массива. Черные треугольные значки – калиевые пикритоиды Центрального Алдана, по А.П. Кривенко [14]. Исходные химические анализы пересчитаны на сухой остаток и приведены к 100%.  $FeO^* = FeO + Fe_2O_3$ .

Таблица 1. Представительные анализы пород Инаглинского массива, мас. %.

№	№ проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
1	510-200	38,92	0,01	0,06	2,43	3,12	0,10	49,45	0,27	0,03	0,10	0,02	5,09	99,60
2	ИН-9	38,39	0,08	0,24	3,42	2,83	0,15	48,61	0,60	0,02	0,01	0,04	5,55	99,94
3	ИН-1	38,86	0,12	0,13	3,34	4,09	0,13	47,11	1,37	0,23	0,01	0,03	4,93	100,35
4	ИН-20	39,44	0,08	0,13	3,18	5,22	0,15	46,34	0,66	0,00	0,00	0,03	3,57	98,80
5	ИН-6	40,19	0,05	0,02	3,78	5,68	0,15	45,55	0,78	0,00	0,01	0,04	2,92	99,17
6	ИН-16	40,10	0,08	0,07	5,52	4,34	0,21	43,92	0,77	0,00	0,00	0,04	4,68	99,73
7	ИН-14	39,98	0,09	0,21	5,29	3,97	0,15	43,22	0,77	0,00	0,00	0,04	6,07	99,79
8	ИН-29	46,36	0,32	2,01	1,93	7,94	0,21	26,76	11,57	0,31	0,06	0,67	1,31	99,45
9	ИН-38	45,63	0,45	2,13	3,06	7,88	0,15	23,69	13,90	0,39	0,07	1,00	0,48	98,83
10	ИН-77	47,85	0,46	3,01	4,24	6,12	0,21	20,63	12,88	0,72	1,69	1,08	0,71	99,60
11	ИН-37	46,73	0,54	5,47	3,16	7,21	0,20	18,06	11,95	0,80	2,99	1,48	0,55	99,14
12	ИН-63	48,36	0,69	2,88	5,06	6,31	0,23	16,15	17,07	0,71	1,12	1,32	0,30	100,20
13	ИН-62	46,49	0,72	2,38	5,05	6,89	0,25	15,82	17,90	0,77	0,12	1,83	0,33	98,55
14	ИН-5	48,34	0,57	4,38	5,90	5,07	0,28	15,14	15,55	0,88	2,19	1,56	0,81	100,67
15	ИН-70	47,01	1,18	3,40	8,45	5,20	0,20	12,03	18,26	0,72	1,07	2,23	0,45	100,20
16	ИН-80	44,39	0,80	7,60	7,42	4,28	0,18	12,36	14,01	2,42	3,59	1,39	0,99	99,43
17	ИН-26	50,07	0,74	9,28	3,34	6,04	0,19	10,60	11,28	1,06	4,81	1,08	1,11	99,60
18	ИН-65	50,19	0,94	7,90	5,33	5,33	0,20	9,17	12,31	1,73	4,41	1,71	0,57	99,79
19	ИН-30	49,69	0,78	9,95	4,33	4,77	0,18	8,40	11,44	2,70	6,38	1,14	0,77	100,53
20	ИН-66	51,16	1,05	10,84	3,84	6,39	0,18	7,71	8,51	2,53	6,29	1,08	0,42	100,00
21	502-130	53,25	0,87	12,15	4,95	4,34	0,18	6,26	7,33	2,95	6,68	0,94	0,63	100,53
22	ИН-72	57,07	1,04	10,35	10,25	0,83	0,02	3,44	1,67	5,74	5,30	0,21	3,95	99,87
23	502-245	60,74	0,73	14,18	2,18	3,09	0,06	3,11	4,86	3,63	6,39	0,46	0,25	99,68
24	ИН-3	66,41	0,15	17,15	1,20	0,64	0,12	1,75	0,39	7,54	4,56	0,04	0,53	100,48
25	ИН-15	65,16	0,32	16,17	2,59	1,98	0,05	0,85	2,89	5,18	3,91	0,16	0,45	99,71
26	ИН-24	67,16	0,27	16,50	2,20	0,69	0,05	0,06	2,38	5,27	4,42	0,10	0,43	99,53

*Примечание.* 1–7 – дуниты; 8–9 – верлиты; 10–11 – флогопитовые перидотиты; 12–15 – пироксениты; 16 – миссуриты; 17–21 – шонкиниты; 22–23 – пуласкиты; 24 – щелочные сиениты; 25–26 – щелочные сиенит-порфиры. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГАБМ СО РАН.

встречаются также авгититы, лимбургиты, миссуриты, фергуситы, псевдолейцитовые сиенит-порфиры и др. Эта субформация геологически обособлена и сосредоточена в пределах структур, представляющих собой сложное сочетание кольцевых и конических интрузивных тел, а также кальдер проседания, выполненных щелочными эффузивно-пирокластическими толщами.

Следует отметить, что Инаглинский массив находится в центре одноименной купольной морфоструктуры (диаметром 25 км) второго порядка, которая, так же как Якокутская кальдера, расположена почти точно по периметру Алданской купольной очаговой морфоструктуры первого порядка [13]. Все это подтверждает правомочность отнесения Инаглинской структуры к вулcano-плутоническим, хотя прямых свидетельств существования в ее пределах вулканических пород нет. Но они, по-видимому, были уничтожены последующей эрозией. Формирование в Центральном Алдане кольцевых структур с широким проявлением щелочного магматизма можно связать с деятельностью верхнемантийного плюма. Такие

плюмы вызывают в земной коре купольные поднятия диаметром 100–200 км и более, сопровождаемые интенсивным магматизмом, в составе которого возможны проявления пикритов, кимберлитов и карбонатитов [31].

По морфологии Инаглинский массив представляет собой вертикальный цилиндрический канал большой протяженности. Сложенная сиенит-порфирами внешняя оторочка, которая переходит в силлы, развитые вокруг массива, указывает на то, что этот канал был уже проработан инъекцией большой массы щелочных сиенитовых расплавов, поступивших в верхние горизонты. Как показали расчеты [7], возникновение естественной тепловой конвекции даже для вязких расплавов и при небольших значениях температурного напора начинается при мощности магматических тел 10–100 м. При этом конвектирующие магмы, например соответствующие по вязкости сухим гранитам, могут обеспечить за 10<sup>6</sup> лет через поверхность теплообмена в 1 км<sup>2</sup> потоки тепла, достаточные для расплавления примерно 10 км<sup>3</sup> вмещающих пород, а основные магмы – до 10<sup>3</sup> км<sup>3</sup>. Таким

образом, щелочные сиенит-порфиры, по-видимому, являются наиболее легкими дифференциатами щелочной пикритоидной магмы, эволюционировавшей в глубинном промежуточном очаге Инаглинской купольной вулканоплутонической структуры.

Можно было предположить, что вслед за щелочными сиенитами последовали щелочные габброиды и, наконец, были выдавлены оливиновые кумулаты и в результате сформировался концентрически-зональный кольцевой интрузив с дунитовым ядром и щелочно-габброидной и сиенитовой оторочками. Однако такой простой механизм формирования противоречит многим фактам, одним из которых является широкое развитие в пределах дунитового ядра радиальных и кольцевых даек щелочных сиенитов и пегматитов. В связи с этим предлагается следующая схема становления Инаглинского массива.

После внедрения щелочно-сиенитовых расплавов, затем, возможно, и базальтоидных дифференциатов, в верхние слои вплоть до палеоповерхности вертикальный подводящий канал заполняется последней порцией слабодифференцированного калиево-щелочного пикритоидного расплава. Это подтверждается более молодым возрастом пород ультраосновного ядра (К-Аг датировки по флогопиту – 130 и 100 млн лет) и шонкинитов (110–100 млн лет) по сравнению с малиньитами и пуласкитами, время образования которых варьирует в пределах 145–130 млн лет [8]. На это также указывают признаки деформации осадочного чехла с силлами сиенит-порфилов вокруг массива [25].

Судя по геологической ситуации, Инаглинский массив формировался на близповерхностном уровне. В таких условиях затвердевание интрузива происходит с верхней и боковых частей, следовательно, в интрузиве цилиндрической формы фронт кристаллизации будет иметь куполовидную форму (рис. 4, А). С продвижением фронта кристаллизации вниз происходит накопление кумулятивного оливина, а при большой скорости осаждения оливина он попадает в область сверхликвидусных температур и будет реагировать с исходным расплавом, меняя свой состав в сторону более магнезиального оливина, устойчивого в более высокотемпературных условиях. Состав оливина в дунитах Инаглинского массива варьирует в пределах  $Fa_{3-10}$ , редко достигая  $Fa_{18}$  [20]. В итоге формируется первый куполовидный свод затвердевших дунитов. Магнезиальность дунитов варьирует в пределах 43–50 мас. % и отрицательно коррелируется с их железистостью при практическом постоянстве других компонентов (табл. 1). Исходя из состава пород Инаглинского массива и щелочных пикритов

Якутского грабена, можно предположить, что магнезиальность исходной пикритоидной магмы составляла примерно 20–25 мас. %. В силлах пикритов Якутского грабена также наблюдается отсадка оливина с формированием нижних горизонтов с содержанием MgO до 30 мас. % [14], однако в силу малых мощностей (1–10 м) силлов это не привело к глубокой дифференциации, и тренды изменения состава пород имеют неполный и прямолинейный характер (см. рис. 3).

Пути кристаллизации высококалиевой пикритоидной магмы можно проследить на диаграммах форстерит-диопсид-кремнезем и диопсид-лейцит-кремнезем (рис. 5), на которых видно, что кристаллизация исходного пикритового расплава (А) начинается с оливина. Как было показано выше, после выделения сверхкотектического оливина расплавы с высоким содержанием хрома могут достигнуть поля несмесимости, что приводит к ликвационному отделению от силикатной массы существенно хромитовой жидкости (рис. 1). Первые мелкие капельки консервируются в интерстициях кумулятивного оливина, но при продвижении фронта ликвации вниз вслед за ореолом кристаллизации оливина (рис. 4, Б) слипание отдельных капелек приводит к образованию более крупных сегрегаций различной формы. Встречающиеся в дунитах Инаглинского массива хромититовые шпирсы с причудливо-изогнутыми очертаниями свидетельствуют об их деформации в жидком состоянии. Далее эволюция несмешивающихся жидкостей идет по описанной в предыдущем разделе схеме.

Гравитационное удаление из системы сверхкотектического оливина, который уже не участвует в реакционных процессах дифференциации, приводит по мере уменьшения магнезиальности остаточного расплава к постепенному росту в нем содержания всех, кроме железа, основных петрогенных оксидов, не входящих в состав оливина. Практически полное отделение оливиновых кумулатов с хромшпинелидом от остаточного расплава приводит к появлению разрыва между составами дунитов и перидотитов Инаглинского массива (рис. 3). Дальнейшее фракционирование котектических оливина и пироксена приводит к наслаиванию на дунитовом куполе верлитов, постепенно переходящих к клинопироксенитам (рис. 4, Б). Это обуславливает в последующем при горизонтальном эрозионном срезе зонально-кольцевое строение таких массивов (рис. 4, Г). Отделение от расплава наряду с оливином клинопироксена – фазы, содержащей избыточное количество оксида кальция – отражается в появлении на вариационных диаграмм

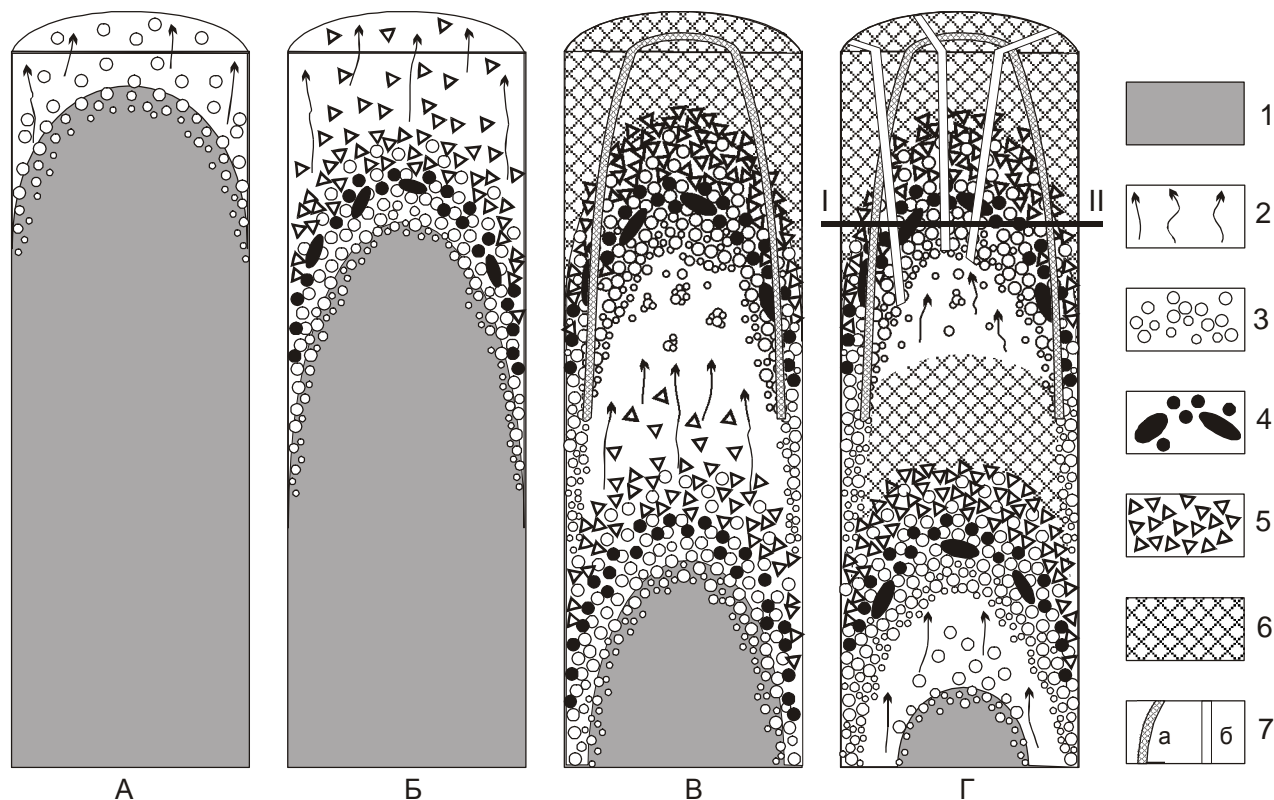


Рис. 4. Схема формирования Инаглинского массива.

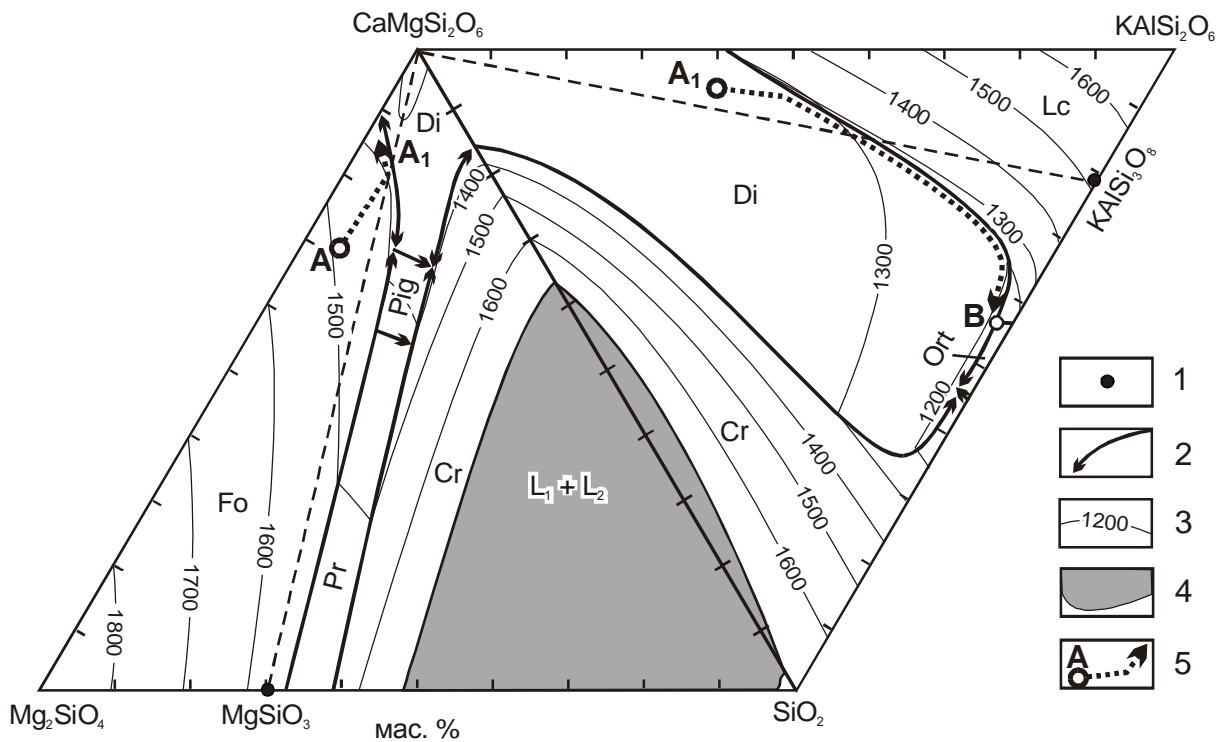
1 – исходный расплав; 2 – остаточный расплав; 3 – оливин; 4 – сегрегации хромитов; 5 – пироксен; 6 – шонкиниты; 7 – кольцевые (а) и радиальные (б) дайки. I–II – уровень современного эрозионного среза.

мах (рис. 3) максимума в содержании CaO в области клинопироксенитов на фоне дальнейшего постепенного роста других оксидов и индифферентном поведении оксидов железа. При консервации остаточной жидкости в интерстициях кумулятивного оливина и пироксена появляются флогопитовые разновидности верлитов и клинопироксенитов, в которых наряду с флогопитом и ортоклазом отмечаются короткопризматические кристаллики апатита и сидеронитовые выделения магнетита. Истощение оливином, затем и котектическим с ним пироксеном приводит к изменению остаточного расплава в сторону шонкинитов.

Состав остаточного щелочно-базальтоидного расплава, недосыщенного кремнеземом, попадает в треугольник Алькемаде: диопсид–лейцит–ортоклаз (рис. 5, точка  $A_1$ ) – и кристаллизационная эволюция такой магмы продолжается в дальнейшем выделении пироксена. В этой системе поле диопсида, как среднего по основности компонента, находящегося между сильными кислотным и основным членами системы, гипертрофированно расширено. Затем идет совместная кристаллизация диопсида и лейцита по котектике до вспомогательной реакционной точки (B).

Как следует из диаграммы, при этом остаточный расплав постепенно обогащается кремнеземом, который в конечной инвариантной реакционной точке перитектически реагирует с избыточным лейцитом, формируя псевдоморфозы ортоклаза по лейциту. Все это подтверждается присутствием в прозрачной ортоклазовой интерстиционной массе шонкинитов Инаглинского массива округлых с мутной окраской псевдоморфоз ортоклаза и нефелина по первичному лейциту.

Отсадка клинопироксена при одновременном всплытии котектического с ним легкого лейцита, наряду с кристаллизацией апатита и магнетита, обуславливает прогрессирующий рост кремнеземистости, глиноземистости и щелочности остаточного расплава при уменьшении в нем содержаний кальция, фосфора, железа и титана (рис. 3). Это приводит к формированию ряда пород миссурит – шонкинит – малиньит – меланократовый щелочной сиенит – пуласкит – щелочной сиенит, слагающих внешнее кольцо Инаглинского массива. Относительное снижение калиевости пуласкитов и щелочных сиенитов можно



**Рис. 5.** Тренды кристаллизации пород Инаглинского массива на диаграммах форстерит–диопсид–лейцит–кремнезем.

1 – фигуративные точки фаз; 2 – пограничные кривые; 3 – изотермы ликвидуса; 4 – область несмесимости ( $L_1+L_2$ ); 5 – тренды кристаллизации расплава (A-A<sub>1</sub>-B). Fo – форстерит; Di – диопсид; Pig – пижонит; Pr – протоэнстатит; Lc – лейцит; Ort – ортоклаз; Cr – кристобалит. Диаграмма Fo–Di–SiO<sub>2</sub> – по Боуэну и Куширо, Di–Lc–SiO<sub>2</sub> – по Шейреру и Боуэну. Пояснения в тексте.

объяснить преимущественным вхождением калия в ранние фазы лейцита в шонкинитах.

При нисходящем продвижении фронта кристаллизации подобным образом формируется второй куполовидный свод, сложенный дунитами, верлитами и клинопироксенитами (рис. 4, В). Между верхней затвердевшей пробкой и вторым сводом заключается большая масса остаточного расплава, и при постепенном его затвердевании и остывании, очевидно, происходит уменьшение объема, что соответственно приведет к появлению контракционных трещин отрыва во вмещающих породах. В результате в верхних горизонтах появятся кольцевые трещины с падением от центра к периферии массива, по которым происходит компенсационное оседание кровли, и приоткрывшиеся трещины залечиваются выдавленным остаточным расплавом. На Инаглинском массиве такие кольцевые разломы фиксируются в виде концентрически расположенных дугообразных трещин, заполненных пуласкитами и щелочными пегматитами, а самый внутренний кольцевой разлом представляет собой зону сильнотрещиноватых и брекчированных дунитов [9].

Поздняя стадия затвердевания сопровождается интенсивным отделением летучих, что приводит к повышению давления в резервуаре остаточного расплава и купольному поднятию кровли с появлением радиальных трещин растяжения, заполненных хромдиопсид-слюдяными метасоматитами и щелочными пегматитами (рис. 4, Г). На этой стадии, по-видимому, и происходит частичная серпентинизация дунитов. Заключительный процесс полной консолидации верхнего промежуточного резервуара сопровождался формированием конических разломов с крутыми углами падения к центру, по которым происходило ступенчатое проседание центральных частей кровли интрузива, что наблюдается также на Инаглинском массиве. В итоге мы получаем схему образования зонально-кольцевых интрузивов большой вертикальной протяженности, формировавшихся в тектонически стабильных областях земной коры. В зависимости от уровня эрозионного среза такие массивы на современной поверхности имеют разные породные ассоциации, что определяет их продуктивность на россыпную платину.

### КОНЦЕНТРАЦИЯ ЭПГ В ХРОМИТОВЫХ РУДАХ

В этой проблеме наиболее важным является выявление механизма, приводящего к мобилизации ЭПГ в локальные участки из большого объема магматического расплава с весьма низким содержанием платиноидов. В процессе кристаллизационно-ликвационной дифференциации, по-видимому, уже при выделении сверхкотектического оливина начинается процесс накопления ЭПГ в остаточном расплаве. Последующее ликвационное отделение оксидно-рудной жидкости приводит к резкому перераспределению платиноидов.

Преимущественное концентрирование ЭПГ в рудной жидкости при силикат-хромитовой ликвации объясняется тем, что в отличие от магматических силикатных расплавов, имеющих ионно-молекулярную природу, оксидно-рудные расплавы являются типично ионными жидкостями [21], а в силикатном расплаве платиноиды находятся преимущественно в ионной форме [29]. Это подтверждается не только приуроченностью платинометалльной минерализации к хромитам, но также резко повышенным (обычно на 2–3 порядка) содержанием ЭПГ в хромитах по отношению к вмещающим их породам. Содержание ЭПГ в дунитах зональных массивов обычно варьирует в диапазоне от 10 до 100 мг/т, в то время как в хромитах этих массивов количество платиноидов колеблется в пределах 0,5–6 г/т [15]. Такие же содержания ЭПГ характерны и для хромитов расслоенных интрузивов и офиолитовых комплексов [33].

В начальной стадии ликвации концентрация ЭПГ в рудной массе будет незначительной, но в результате гравитационного фракционирования рудные ликваты, постепенно продвигаясь сквозь большие массы силикатного расплава, будут адсорбировать и аккумулировать в себя все больше платиноидов. Для оценки концентрации ЭПГ в хромитовых рудах, формирующихся при ликвации, можно применить формулу, предложенную И. Кемпбеллом и А. Налдреттом [30], для определения концентрации элементов в сульфидной ликвационной фазе:

$$Y_i = X_i \times D_i \times (R + 1) / (R + D_i),$$

где  $Y_i$  – концентрация  $i$ -го элемента в сульфидной фазе;  $X_i$  – его концентрация в исходном силикатном расплаве;  $D_i$  – коэффициент распределения элемента между сульфидом и силикатом;  $R$  – отношение масс силикатного и сульфидного расплавов. Отсюда видно, что степень концентрации в сульфидной фазе элемента главным образом зависит от коэффициента распределения  $D_i$  и  $R$ -фактора, т.е. отношения между исходным и конечным объемами перераспределения.

Для приближенных расчетов допустим, что исходный пикритовый расплав содержит 50 мг/т ЭПГ и 0,1 мас. %  $Cr_2O_3$ . Далее примем, что десятая часть оксида хрома формирует ликвационные руды с содержанием  $Cr_2O_3$  в 50 мас. %, т.е. отношение масс силикатного и рудного расплавов  $R$  составляет 5000. Тогда при коэффициенте распределения  $D_i = 100$ , согласно вышеприведенной формуле, получаем концентрацию ЭПГ в хромитовом ликвате, равную 4,9 г/т, а при  $D_i = 1000$  получим значение 42 г/т. Если допустить, что ликвирует почти половина  $Cr_2O_3$ , т.е.  $R=1000$ , тогда при  $D_i = 100$  концентрация ЭПГ в руде составит 4,5 г/т, а при  $D_i = 1000$  это значение достигает 25 г/т. Полученные значения соответствуют условиям стопроцентного контактирования ликвирующих масс, а в действительности они, естественно, будут ниже. Эти несложные расчеты показывают, что при кристаллизационно-ликвационной дифференциации пикритовых расплавов могут формироваться хромитовые руды с весовыми содержаниями ЭПГ, вполне отвечающими реально наблюдаемым в природе значениям – от первых до первых десятков ppm.

Хотя жидкие оксидно-рудные ликваты растворяют в себе большое количество ЭПГ, при последующей кристаллизации хромита платиноиды обособляются в виде самостоятельных фаз, т.к. растворимость ЭПГ в оксидно-рудных минералах в твердом состоянии резко сокращается. Это можно подтвердить тем, что в Кондерском массиве количество ЭПГ в хромитах превышает 500 мг/т, а в аксессуарных хромшпинелидах – составляет всего 66 мг/т [15], что соизмеримо с содержанием ЭПГ в дунитах, т.е. не наблюдается предпочтительного вхождения платиноидов в структуру кристаллизующегося хромшпинелида. Избыточное количество ЭПГ в хромитах находится в виде самостоятельных фаз МПГ. На Инаглинском массиве хромшпинелиды, находящиеся в сростании с МПГ, идентичны минералам из шпировых выделений хромшпинелидов, но отличаются высокой магнезиальностью от аксессуарных, что указывает на связь платиновой минерализации с хромитовыми рудами [20].

Наблюдается весьма неравномерная концентрация МПГ в хромитовых рудах от практического отсутствия первых до ощутимых весовых содержаний, когда из одной штучной пробы можно извлечь десятки, а в редких случаях и сотни зерен минералов платиновых металлов. Эта разница, по-видимому, определяется объемами силикатной массы, с которыми проконтактировали рудные ликваты при гравитационном оседании. В зависимости от количества ЭПГ, заимствованных из силикатного вмещающего рас-

плава, при кристаллизации хромититов происходит образование различных форм выделений МПГ. При низких содержаниях формируются дисперсные и мельчайшие включения неправильно-изометричной, сфероидной или кристаллической форм, а с повышением концентрации ЭПГ появляются более крупные интерстиционные выделения железо-платиновых сплавов, имеющие ветвистые формы. Иногда такие выделения приобретают особо крупные размеры, формируя цементирующий каркас, что приводит к появлению самородков платины с обильными вкраплениями хромита. Такие самородки характерны для россыпей, связанных с зональными массивами уральского (аласкинского) и алданского типов.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования показывают, что при дифференциации пикритовых магм возможно ликвационное отделение от силикатного расплава оксидно-рудной жидкости существенно хромитового состава. В зависимости от состава исходных пород и условий их становления кристаллизационно-ликвационная дифференциация приводит к формированию различных морфологических типов хромититовых руд. При гравитационном продвижении рудных ликватов через большие массы магмы происходит значительное адсорбционное обогащение первых платиноидами в силу высоких коэффициентов распределения ЭПГ между хромититовой жидкостью и силикатным расплавом, что обуславливает появление в мафит-ультрамафитовых комплексах платиноидно-хромититовых руд различного типа, формирующих как рудные, так и россыпные месторождения.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченко А.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974. 175 с.
2. Диаграммы состояния силикатных систем: Справочник / Торопов Н.А., Барзаковский В.П., Лапин В.В. и др. Л.: Наука, 1972. 448 с.
3. Ельянов А.А., Моралев В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // Докл. АН СССР. 1961. Т. 141, № 3. С. 687–689.
4. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте массивов ультраосновных – щелочных пород Алданской и Южно-Верхоянской провинции // Геология и геофизика. 1973. № 10. С.5–23.
5. Еремеев Н.В. Вулкано-плутонические комплексы калиевых щелочных пород. М.: Наука, 1984. 135 с.
6. Кабри Л.Дж., Налдретт А.Дж. Природа распределения и концентрации элементов платиновой группы в различных геологических средах // Минералогия. Секция С. 10. Доклады. М.: Наука, 1984. № 10. С. 10–27.
7. Кадик А.А., Хитаров Н.И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла // Геохимия. 1968. № 6. С. 651–665.
8. Кононова В.А., Первов В.А., Богатиков О.А. и др. Мезозойский калиевый магматизм Центрального Алдана: геодинамика и генезис // Геотектоника. 1995. № 3. С. 35–45.
9. Корчагин А.М. Инаглинский плутон и его полезные ископаемые. М.: Недра, 1996. 157 с.
10. Костюк В.П., Панина Л.И., Жидков А.Я. и др. Калиевый щелочной магматизм Байкало-Становой рифтогенной системы. Новосибирск: Наука, 1990. 239 с.
11. Кочетков А.Я. Особенности строения и состава рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан) // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 3. С. 697–700.
12. Кравченко С.М., Власова Е.В. Щелочные породы Центрального Алдана. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 190 с.
13. Кравченко С.М., Диденко М.И., Кочетков А.Я., Угрюмов А.И. Соотношение морфоструктур Центрального Алдана с магматизмом и оруденением // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 1. С. 187–193.
14. Кривенко А.П. Мезозойские калиевые пикритоиды Центрального Алдана // Докл. АН СССР. 1980. Т. 254, № 2. С. 465–467.
15. Лазаренков В.Г., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. СПб.: Галарт, 2001. 266 с.
16. Лапин В.В., Соловова И.П. Новые экспериментальные данные по проблеме генезиса хромитов // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 146–170.
17. Максимов Е.П., Угрюмов А.Н. Мезозойские магматические формации Алданского щита // Сов. геология. 1971. № 7. С. 107–119.
18. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. 317 с.
19. Округин А.В. Россыпная платиноносность Сибирской платформы. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2000. 184 с.
20. Округин А.В. Минеральные парагенезисы и генезис самородков изоферроплатины из россыпи Инагли (Сибирская платформа) // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43, № 3. С. 268–279.
21. Ольшанский Я.И. Об ионно-электронных жидкостях // Докл. АН СССР. 1950. Т. 71, № 4. С. 701–704.
22. Павлов Н.В., Григорьева И.И., Гришина Н.В. Образование и генетические типы хромитовых месторождений геосинклинальных областей // Условия образования магматических рудных месторождений. М.: Наука, 1979. С. 5–78.
23. Рожков И.С., Кицул В.И., Разин Л.В., Боришанская С.С. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 119 с.
24. Рябов В.В., Шевко А.Я., Симонов О.Н., Аношин Г.Н. Состав платиноносных высокохромистых скарнов Талнаха (Норильский район) // Геология и геофизика. 1996. № 7. С. 60–75.
25. Угрюмов А.Н., Киселев Ю.В. О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 19–24.
26. Шарков Е.В. Петрология магматических процессов. М.: Недра, 1983. 200 с.



27. Шарыгин В.В. Калиевые щелочные пикриты массива Рябиновый (Центральный Алдан) // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 4. С. 60–70.
28. Шнай Г.К. Гетерогенность дунитов в ультраосновных–щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1980. № 4. С. 23–35.
29. Borisov A., Palme H. Solubilities of noble metals in Fe-containing silicate melts as derived from experiments in Fe-free systems // Amer. Mineral. 2000. V. 85. P. 1665–1673.
30. Campbell I.H., Naldrett A.J. The influence of silicate/sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides // Econ. Geol. 1979. V. 74. P. 1503–1505.
31. Ernst R.E., Buchan K.L. Recognizing mantle plumes in the geological record // Annu. Rev. Earth. Planet. Sci. 2003. V. 31. P. 469–523.
32. Meyer H.O.A., Boyd F.R. Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamond // Gechim. et Cosmochim. Acta. 1972. V. 36. P. 1255–1274.
33. Naldrett A.J., von Gruenewaldt G. Association of platinum-group elements with chromitite in layered intrusions and ophiolite complexes // Econ. Geol. 1989. V. 84. P. 180–187.
34. Okrugin A.V. Mineralogy, types, and origin of platinum-bearing placer deposits of the Siberian platform // International Geology Review. 1998. N 8. P. 677–687.
35. Swisher J.H., McCabe C.L. Miscibility gap in the CaO-SiO<sub>2</sub>-Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> system at 1600°C // Trans. Met. Soc. AIME. 1964. V. 230. P. 261–263.

Поступила в редакцию 23 августа 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

*A. V. Okrugin*

### **Crystallization-liquation model of the formation of platinum-group element-chromitite ores in mafic-ultramafic complexes**

An analysis was made of phase diagrams of petrogenic oxides and mineralogical-petrological features of the rocks of mafic-ultramafic complexes, which suggests liquation formation of platinum-group element-chromitite ores. The author constructed a generalized hypothetical SiO<sub>2</sub>-(Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> + Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>)-(MgO + FeO + CaO) ternary diagram reflecting crystallization-and-liquation differentiation of picritic magma resulting in segregation of the melt into immiscible silicate and high-Cr liquids. It is shown that during gravitational fractionation the liquation oxide-ore liquid passes through large volumes of enclosing magma, adsorbing and accumulating platinum-group elements. The low solubility of platinum-group elements in chrome-spinellids conditions segregation in the course of crystallization of ore liquates, of discrete grains of platinum-group minerals forming both lode and placer deposits.



## УРАН-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В МАССИВАХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

*М.В. Горошко\*, В.А. Гурьянов\*\**

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

*\*\*ФГУГПП "Хабаровскгеология", г. Хабаровск*

В статье приведена характеристика геологической позиции, состава и геохимических особенностей интрузивных массивов центрального типа с карбонатитами, развитых на юго-востоке Сибирской платформы.

С использованием новых данных охарактеризованы особенности локализации уран-редкометалльного оруденения в различных массивах ультраосновных щелочных пород. Доказана принадлежность уран-редкометалльного оруденения к трем типам рудовмещающих пород: карбонатитам, метасоматитам кальций-магний-фтор-железистого состава по пироксенитам и альбититам в зонах разломов, в экзоконтактах массивов.

Рассматривается практическая значимость уран-редкометалльного оруденения в массивах центрального типа, в том числе в случаях выявления в них кор выветривания, и в аллювиальных россыпях.

**Ключевые слова:** ультраосновные щелочные интрузии, метасоматиты, металлогения, юго-восток Сибирской платформы.

### ВВЕДЕНИЕ

В состав рассматриваемой юго-восточной части Сибирской платформы входят Учурский и Майский рифейские платформенные прогибы, раннедокембрийские Батомгский гранит-зеленокаменный мегаблок и Идюмо-Хайканский выступ Алданского гранулит-гнейсового мегаблока.

В раннем и позднем протерозое, палеозое и мезозое район претерпел неоднократную тектоно-магматическую активизацию с широким развитием корового и мантийного магматизма.

Объектом наших исследований является позднерифейский интрузивный комплекс. Рифейские интрузивы юго-восточной части Сибирской платформы и области её сочленения с Верхояно-Колымской складчатой системой содержат значительные ресурсы уран-редкометалльных, редкоземельных элементов цериевой группы, апатит-магнетитовых руд, стронция, реже платиноидов и золота.

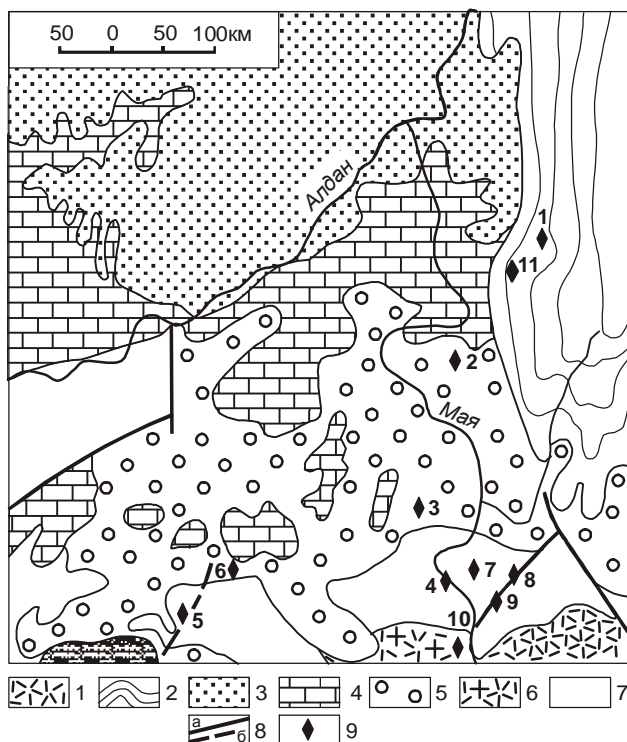
Массивы локализуются весьма неравномерно, в участках существенного растяжения земной коры в сводовых поднятиях фундамента, в зонах сочленения и пересечения разнонаправленных разломов (рис. 1).

По форме проявления рифейского магматизма юго-восточная часть Сибирской платформы относится к провинциям плутонического типа. Большинство интрузий – среднеэродированные, меньшая часть – слабо эродированные.

Рифейский магматизм проявился формированием массивов различного состава, среди которых преобладают ультраосновные щелочные с карбонатитами. Менее распространены гетерогенные щелочно-ультрамафитовые интрузии [1, 19, 23].

Относительно крупные щелочно-ультрамафитовые интрузии относятся к концентрически зональным магматоженным структурам с центральным дунитовым ядром [22]. К ним относятся массивы Кондер и Чад. Ядра этих массивов сложены дунитами, промежуточная зона – перидотитами и пироксенитами, а периферия – щелочными габброидами, монцонитами и сиенитами [10]. Их отличие от типичных ультраосновных щелочных массивов с карбонатитами заключается в следующем:

- 1) щелочноземельная, а не щелочная специализация второй фазы интрузий,
- 2) отсутствие в их пределах карбонатитов,



**Рис. 1.** Схема размещения интрузий центрального типа юго-восточной части Сибирской платформы.

1 – меловые вулканиты Преджугджурского вулканогенного прогиба; 2 – Нельканская чешуйчато-надвиговая зона; 3–6 – структурные ярусы Сибирской платформы: 3 – юрский, 4 – венд-среднекембрийский, 5 – рифейский, 6 – нижнепротерозойский; 7 – архейский кристаллический фундамент; 8 – разломы: а – установленные, б – предполагаемые; 9 – позднерифейские интрузии центрального типа: 1 – Горноозерская, 2 – Ингилийская, 3 – Кондёрская, 4 – Инганская, 5 – Арбарастахская, 6 – Медвежья, 7 – Нягдягитская, 8 – Батомгская, 9 – Одолинская, 10 – Чадская, 11 – Хамнинская.

3) развитие хромитовой и платиновой минерализаций, не характерных для типично ультраосновных щелочных ассоциаций пород,

4) преобладание халько-сидеро-литофильной геохимической специализации с изометрично-кольцевым типом геохимических полей. Геохимически они специализированы на хром, никель, кобальт, платину и палладий.

Малые тела представлены только оливиновыми пироксенитами, иногда амфиболизированными (интрузии Медвежья, Нягдягитская, Батомгская).

Специализированными на уран-редкометалльное оруденение являются ультраосновные щелочные с карбонатитами интрузии, вмещающие уран-тантало-ниобиевое, редкоземельное и апатит-магнетитовое (магнетитовое) оруденение. Это Арбарастахская, Ин-

гилийская, Горноозерская, Хамнинская и Инганская интрузии.

В настоящее время рудоносность вышеперечисленных интрузий изучена слабо, но даже имеющийся фактический материал позволяет характеризовать их как объекты, заслуживающие проведения дальнейших работ с целью открытия в них уран-редкометалльных месторождений.

#### РУДОНОСНОСТЬ АРБАРАСТАХСКОГО МАССИВА

Арбарастахский массив ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов (рис. 2) был открыт К. Абрашевым (Алданская экспедиция ВАГГ) в 1954 году при заверке крупной аэромагнитной аномалии. Им установлено, что аномалия связана с массивом ультраосновных и щелочных пород. В 1955–1956 гг. массив изучался сотрудниками этой экспедиции С.П. Стояловым, Н.Д. Зленко и А.В. Амировой, которыми составлена карта массива м-ба 1:25 000 и предварительно исследована его геология, петрография и полезные ископаемые. В 1957 году массив посетил Л.С. Бородин, позднее использовавший свои наблюдения в некоторых работах (Бородин, 1966). В 1959–1961 гг. при поисково-разведочных работах в центральной части Арбарастахского массива на площадь 5 км<sup>2</sup> была составлена геологическая карта м-ба 1:10 000 (Д.П. Шапошников, Ю.А. Славутский, А.Г. Харченков, Э.А. Супрунов). Одновременно была проведена геологическая съемка окрестностей м-ба 1:50 000. В эти же годы изучением минералогии, петрологии и рудоносности массива занимался сотрудник ИГЕМ А.А. Глаголев, работники ВСЕГЕИ Г.В. Ициксон и Б.И. Лови, а позднее – сотрудники ИМГРЭ А.Г. Жабин и А.Г. Харченков. В исследованиях массива принимали также участие М.П. Орлова, Е.М. Шаденков, А.Р. Энтин и В.М. Бириков [4, 6–8, 10–13, 19, 21].

В 1988 году Арбарастахский массив был покрыт АГСМ-съемкой м-ба 1:50 000, проведенной аэропартией № 35 Таежного ПГО (М.В. Горошко, А.В. Марючин и др.). В 1999 году АГСМ-съемка была продолжена к западу от массива таким образом, чтобы выявленная аэроспектрометрическая аномалия была полностью оконтурена.

Аэроработами было выявлено большое количество локальных аэроаномалий урановой и торий-урановой природы как в пределах Арбарастахского массива, так и в его ближайших экзоконтактах [8].

При наземной проверке аэроаномалий единичными сечениями было вскрыто 20 рудных зон, в том числе и с богатыми рудами. Особенно интересные результаты были получены в 2000 году, когда в зонах фенитизации и альбитизации по гнейсам было выяв-



лено неизвестное ранее богатое и масштабное уран-тантал-ниобиевое оруденение.

Полученные поисковые результаты существенно изменили представления предшественников по рудоносности Арбарастахского массива и позволили выдвинуть его в разряд наиболее перспективных структур на юго-востоке Сибирской платформы на комплексное уран-тантал-ниобиевое, редкоземельное и апатит-магнетитовое оруденение.

Арбарастахский массив расположен в бассейне руч. Арбарастах, левого притока р. Идюм, в западной части Идюмо-Хайканского блока раннедокембрийских метаморфических пород Алданского щита, в узле пересечения глубинного Аимо-Токинского разлома с тектоническими нарушениями широтного и северо-западного направлений.

В плане массив имеет округлую форму площадью 38 км<sup>2</sup> с грубо концентрическим строением. Он прорывает метаморфические породы арбарастахской свиты нижнего архея и обрамляется ореолом фенитов и фенитизированных пород мощностью до 1700 м. В аэромагнитном поле Арбарастахский массив фиксируется интенсивной магнитной аномалией с приращением поля  $\Delta T$  4 000–7 000 нТл, достигающая над центральной частью 10 000–15 000 нТл. Интерпретация аэромагнитных и гравиметрических полей позволяет рассматривать массив как трубообразное, расширяющееся книзу тело, нижняя кромка которого находится на глубине свыше 10 км [8].

Большинством исследователей подчеркивается концентрически-зональное строение массива в плане, определяемое пироксенитовым ядром, кольцевыми телами карбонатитов и внешней фенитовой оболочкой с малыми телами щелочных сиенитов. Щелочные клинопироксениты, слагающие субвертикальное штокообразное тело в центральной части массива, в большинстве своем преобразованы в флогопит-амфиболовые, флогопитовые и вермикулитовые метасоматиты с эгирин-диопсидом, титаномагнети-

том, актинолитом и тремолитом. Фельдшпатитизированные, нефелинизированные и эгиринизированные породы состава ийолит-уртитов и мельтейгитов в сравнительно небольших масштабах развиты в краевых частях пироксенитового ядра в пределах полосы шириной 0,5–1 км.

Образования второй фазы магматизма представлены породами карбонатитовой серии [7, 8]. Карбонатиты развиты по системам конических, цилиндрических и диагональных разноориентированных трещин как в клинопироксенитах, где они слагают свыше 20 % площади, так и в экзоконтактовой зоне массива. Характерны дуговидные, полукольцевые, серповидные формы залежей, а также разнообразие по форме штокверки и жильные зоны. Размеры залежей изменяются в широких пределах, достигая сотен метров по мощности и 5–6 км по простиранию. Углы падения карбонатитовых тел, независимо от близости их к центру массива, составляют от 60° до 80°, изредка отклоняясь от этих величин до 20–30°. Направление падения – внутрь массива.

Ранние карбонатиты в основном кальцитовые [2, 12]. Более поздними являются доломитовые и анкеритовые карбонатиты [9]. Доломитовые карбонатиты образуют серии параллельных жил мощностью 10–15 см. Они распространены обычно в краевых частях ядра пироксенитовых пород, в фенитах и в фенитизированных гнейсах. Карбонатиты этого типа имеют плотное мелкозернистое строение, массивную текстуру. Порода состоит из доломита, образующего агрегаты изометричных зерен с неровными, извилистыми границами. Из других минералов присутствуют единичные мелкие чешуйки флогопита и мелкие зерна сульфидов.

Анкеритовые карбонатиты распространены на периферии массива и несут редкоземельную, сульфидно-полиметаллическую и флюоритовую минерализацию. Структура крупнозернистая, текстура массивная с элементами крустификационной и друзовой.

**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта Арбарастахского массива с данными по рудоносности.

1 – аллювиальные отложения (галька, гравий, пески, суглинки); 2–7 – породы арбарастахского комплекса: 2 – канкринитовые и нефелиновые сиениты, миаскиты, луавриты, фойяиты, сельвсбергиты, тингуаиты, бостониты, фонолиты; 3 – ийолит-уртиты, мельтейгиты; 4 – карбонатиты; 5 – пикриты, кимберлиты; 6 – карбонат-биотитовые, карбонат-диопсидовые, амфибол-пироксен-флогопитовые породы – метасоматические производные по пироксенитам; 7 – реликтовые тела неизменных пироксенитов; 8 – гнейсы, кристаллические сланцы и мраморы нижнего архея (арбарастахская и холболухская свиты); 9–12 – раннеархейские гранитоиды: 9 – аляскитовые граниты, 10 – биотитовые и биотит-роговообманковые граниты, 11 – гранито-гнейсы, 12 – диориты; 13 – тектонические нарушения: 1 – установленные, 2 – предполагаемые; 14 – стратиграфические и интрузивные контакты горных пород; 15 – фениты, твейтозиты, фенитизированные горные породы; 16 – ореолы интенсивной альбитизации; 17 – флюоритовая жила; 18 – апатит-магнетит-форстеритовые залежи; 19 – вскрытые горными выработками уран-редкометалльные рудные зоны; 20 – радиометрические аномалии (невскрытые рудные зоны) и их интенсивность в мкР/ч; 21 – наклонное залегание полосчатости, сланцеватости горных пород и интрузивных контактов.

По данным А.А. Ельянова и Г.В. Андреева [10], в карбонатах отмечаются относительно высокие концентрации рассеянных элементов: скандия – 7,4–11,8 г/т, хрома – 12,8–13,2 г/т, лантана – 208–242 г/т, церия – 431–479 г/т, самария – 49–53 г/т, европия – 8,6–9,3 г/т, тербия – 2,9–3,1 г/т, иттербия – 2,5–2,7 г/т, лютеция – 0,3–0,6 г/т, гафния – 0,4–2,7 г/т, стронция – 8449–9383 г/т.

В ультраосновном щелочном с карбонатами арбарастахском комплексе, по А.Г. Жабину [12], присутствуют так называемые карбонатитовые кимберлиты. Дайки карбонатитовых кимберлитов имеют мощность от 1–2 до 40 см, ориентированы вертикально и радиально по отношению к округлому в плане штоку пироксенитов. Выделяются две генерации карбонатитовых кимберлитов: внутрикарбонатитовая (пересекается доломитовыми карбонатами) и послекарбонатитовая (пересекает самые поздние анкеритовые жилы с карбонатами бария, стронция и лантаноидов). Контакты даек с карбонатами инъекционные, резкие и конформные. Внутри даек присутствуют ксенолиты карбонатитов и пироксенитов. На контакте даек с вмещающими пироксенитами, карбонатами и ксенолитами в последних отмечается афанитовая зона закалки (0,5–1 см).

Завершающие фазы магматизма представлены дайками и малыми интрузивными телами (штоками, пластовыми залежами) сиенитов, сиенит-порфиrow натриевого петрохимического ряда. Среди них установлены нефелиновые сиениты и сиенит-порфиры, сельвсбергиты, тингуаиты, трахитоидные пуласкиты, фойяиты, канкринитовые луавриты. Тела щелочных сиенитов и сиенит-порфиrow, нередко с сульфидной и флюоритовой минерализацией, контролируются зонами кольцевых разломов преимущественно в западной части массива.

С завершающими фазами щелочного магматизма связана интенсивная фенитизация горных пород, вплоть до образования полнопроявленных фенитов и твейтозитов. Фенитизация развивалась во вмещающих архейских метаморфитах по периферии Арбарастахского массива в виде непрерывной кольцевой зоны шириной 0,5–1,2 км, частично захватывая краевые части ультрамафитов. Фениты характеризуются высокими содержаниями оксида натрия – от 6,5–7 % и до 10 %. Отношение  $K_2O:Na_2O$  – 0,13–0,20. Они содержат альбит, микроклин, эгирин, арфведсонит, рибекит, реже нефелин и канкринит.

Уран-редкометалльные руды локализуются в разнообразных по составу и условиям залегания метасоматитах, сформированных в постмагматическую стадию формирования Арбарастахского

массива. Выявлено две обстановки формирования уран-редкометалльных руд: 1) в центральной части массива, в блоке северо-западного простирания размером 2,5×6 км, выделяемого контрастной, интенсивной аномалией радиоактивности (рис. 3); 2) в ореоле аномальной радиоактивности размером 0,6×3,0 км, приуроченном к зоне субмеридионального Аимо-Токинского разлома, проходящего вдоль западного контакта Арбарастахского массива. Северо-западный блок включает в себе основную массу уран-тантал-ниобиевых руд. В аэрогамма-поле блок выделяется по изолинии 40 мкР/час, характеризуясь максимальными значениями радиоактивности 100–300 мкР/ч.

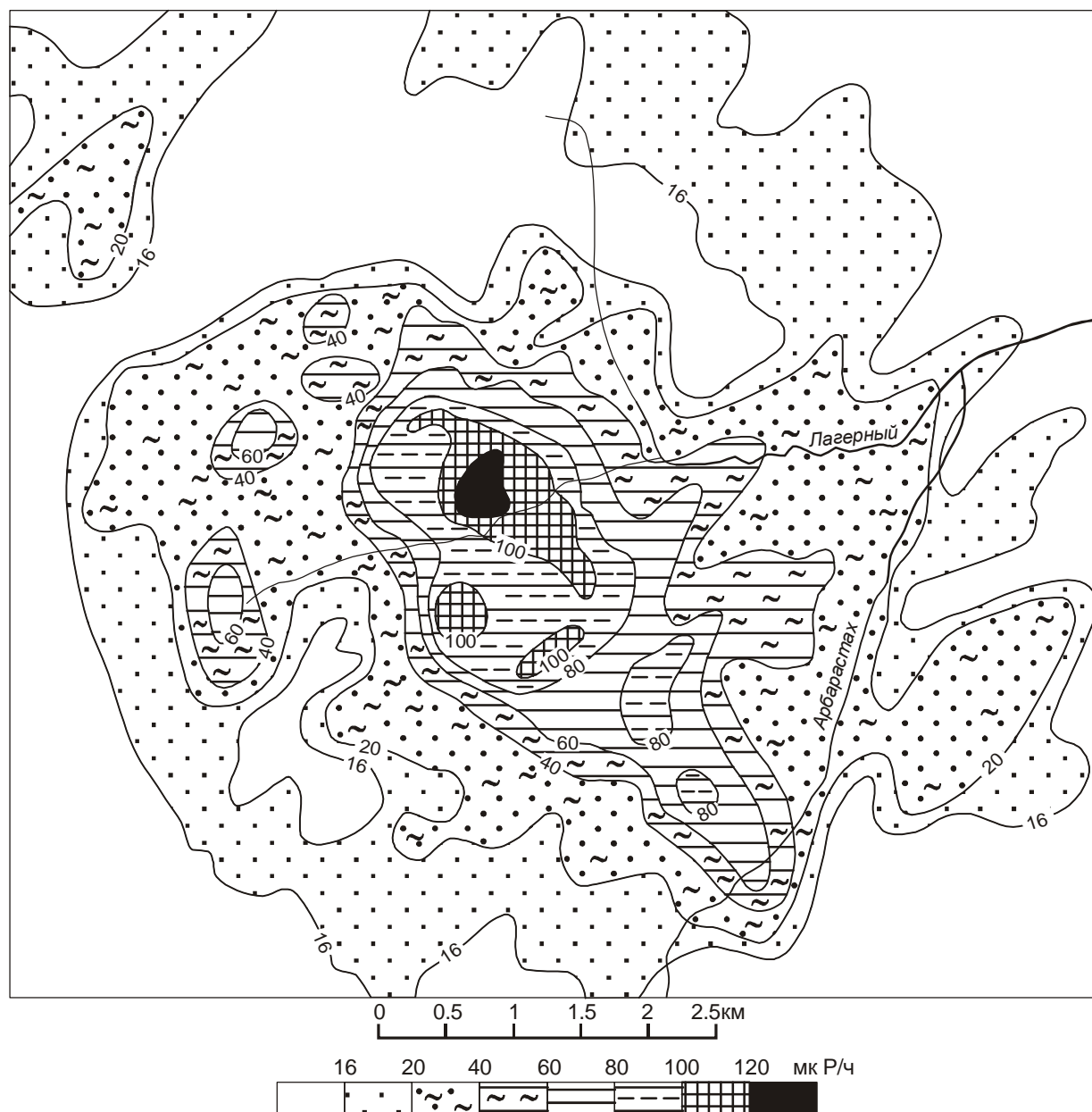
В пределах блока пироксениты и карбонатиты подверглись объемному катаклазу и рассланцеванию. Последующий метасоматоз, вызванный потоками мантийных флюидов, протекал при значительной подвижности железа, фосфора, урана, тория, и ниобия, тантала, циркония и редкоземельных элементов цериевой группы [8].

В результате метасоматических процессов по карбонатам сформировались пироксен-апатит-флогопит-магнетит-кальцитовые, а по пироксенитам – карбонат-флогопит-апатит-магнетитовые метасоматиты. Наиболее интенсивно процессы метасоматоза проявились в верхнем течении руч. Лагерного, где картируются ядерные части метасоматической колонки, отличающиеся максимумом радиоактивности (рис. 3), представленные редкометалльно-апатит-магнетитовыми рудами с форстеритом и слагающие разноориентированные пластовые тела с углами падения 45–70° и мощностью в среднем около 30 м.

Комплекс редкометалльно-редкоземельных минералов представлен пирохлором (гатчеттолитом), бетафитом, дизаналитом, цирконолитом, баствезитом и другими более редкими минералами. Содержание ниобия в рудных зонах колеблется от 0,2 до 0,5–1,2 %, тантала – от 0,002 до 0,1 %, урана – от 0,003 до 0,3 %, тория – 0,005–0,03 %.

В рудных метасоматитах блока встречаются отдельные линзы и штоки руд повышенного качества с содержанием ниобия 1,27–4,39 %, тантала – 0,09–0,26 %, урана до 0,6 % при мощности рудных интервалов до 2,1 м. Наличие таких руд, контролируемых разноориентированными тектоническими нарушениями, позволяет прогнозировать выявление богатых рудных залежей при дальнейших поисковых работах.

В качестве попутных компонентов в уран-тантало-ниобиевых рудах, помимо циркония и редких земель, отмечаются также стронций, фосфор и медь. Стронций содержится в карбонатах (0,7–1 %) и в



**Рис. 3.** Карта гамма-поля Арбарастахского массива по данным АГСМ-съемки м-ба 1:50 000 (по материалам ГП «Таёжгеология»).

апатит-магнетитовых рудах (0,1–0,3 %). Содержание пятиоксида фосфора в апатит-магнетитовых метасоматитах и апатитсодержащих карбонатах составляет свыше 10 %. Медь в количестве 0,1–0,3 % содержится в апатит-магнетитовых метасоматитах. Абсолютный возраст уран-редкометалльной минерализации, по нашим данным, – 761–792 млн лет [8].

Субмеридиональный Аимо-Токинский разлом в западном эндо-экзоконтакте Арбарастахского массива представлен зоной милонитизации мощностью до 250 м. Зона разлома частично накладывается на кар-

бонатиты и метасоматически измененные пироксениты Арбарастахского массива. По результатам литогеохимического опробования в зоне разлома по изолинии 0,03 % выделяются два аномальных ореола урана площадью 0,09 и 0,05 км<sup>2</sup>. По изолинии 0,01 % урана эти ореолы объединяются в один ореол размером 0,4 км<sup>2</sup>. Ореол ниобия по изолинии 0,1 % по контурам близок к ореолу урана с содержанием 0,01 % и имеет размер 0,4 км<sup>2</sup>. По изолинии 0,3 % можно выделить два ореола ниобия размером 0,075 и 0,15 км<sup>2</sup>. В контуре ореола урана с содержа-



нием более 0,01 % выделяется ореол циркония размером 0,12 км<sup>2</sup> по изолинии 0,1 %.

Минералого-петрографическими исследованиями установлена приуроченность аномальных содержаний урана и ниобия к интенсивно альбитизированным породам. Руды представляют собой светло-серую, мелко-среднезернистую, слабо гнейсовидную породу. Текстура мелкоочковая, местами неясноочковая, обусловленная катаклазом, слабой милонитизацией и последующей метасоматической перекристаллизацией. В породе четко выражен коррозионный характер взаимоотношений реликтовых минералов (карбонат, флогопит) и более позднего, наложенного альбита. Интенсивность альбитизации колеблется в широких пределах и нередко достигает почти полного замещения альбитом карбоната. В зависимости от интенсивности альбитизации, порода имеет следующий состав: флогопит – 90–25 %, карбонат – 2–45 %, альбит – 20–65 %, микроклин – 0,2–25 %, апатит – 0,п%–5 %, гатчеттолит – 3–10 %, циркон – до 5 %, флюорит – 0,1 %, пирит – 0,1 %.

Микроклин отмечается в виде реликтовых включений, либо в виде порфиробластов. Альбит

представлен тонко полисинтетически сдвойникованными кристаллами размером до 0,1 мм, реже образует слойки мощностью до 2–2,5 мм. Флюорит отмечен в виде обособлений, сложенных тонкозернистым агрегатом темно-фиолетовых зерен. Размер обособлений – последние сотые доли миллиметра. Гатчеттолит и циркон приурочены к зонам дробления и катаклаза, где слагают неравномерную, очень густую сыпь в тонко раздробленном материале породы. Кроме того, возможно нахождение здесь и собственно урановых минералов. На это указывает относительно слабая связь между ураном и ниобием по данным корреляционного анализа.

Редкометалльные альбититы в экзо-эндоконтактах Арбарастахского массива нами выявлены впервые. Руды в альбититах характеризуются более высокими содержаниями урана (до 0,28 %), ниобия (до 2,5 %) и тантала (до 0,12 %) по сравнению с рудами в центральной части интрузии. Их оценка может привести к выявлению богатых уран-редкометалльных руд, что в целом резко повышает промышленные перспективы Арбарастахского массива. Ореолы рассеяния урана и ниобия изображены на рис. 4.

По оценкам А.Г. Харченкова, Э.А. Супронова и нашим данным, прогнозные ресурсы урана по Арбарастахскому массиву составляют 63 тыс. тонн, тантала – 140 тыс. тонн, ниобия – 4,2 млн тонн, циркония – 350 тыс. тонн.

По данным лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР (калий-аргоновый метод по флогопитам из пироксен-слюдистых, апатит-слюдистых пород и карбонатитов), абсолютный возраст пироксен-слюдистых пород и карбонатитов – 690±28 млн лет, апатит-магнетитовых руд – 720±28 млн лет.

Промышленная значимость Арбарастахского рудного объекта может существенно возрасти в случае выявления кор выветривания по карбонатитам [17] в выположенных участках рельефа, где на покрытой мощными наносами поверхности выявлены значительные по площади (до 1–2 км<sup>2</sup>) ореолы радиоактивности интенсивностью свыше 300 мкР/ч. Здесь можно ожидать накопления инертных рудных минералов, обусловленного выносом из зоны гипергенеза подвижных компонентов, главным образом карбонатом.

Кроме того, выявлены признаки существования аллювиальных и аллювиально-делювиальных россыпей по руч. Лагерному и Арбарастах, где мощность аллювия достигает 12–16 м. Положительным моментом является благоприятная орографическая обстановка территории, повышенная (30–70 мкР/ч) радиоактивность пойменных отложений и вы-



**Рис. 4.** Ореолы аномальных содержаний урана и ниобия площади Арбарастахского массива по результатам обработки рентгеноспектральных анализов литогеохимических проб.

1 – аномальные ореолы рассеяния урана (с 0,005%); 2 – аномальные ореолы рассеяния ниобия (с 0,05%); 3 – контур Арбарастахского массива.

сокие содержания в шлиховых пробах рудных минералов (гачеттолита, бадделеита, бетафита и др.) из аллювия руч. Арбарастах и Лагерного.

Учитывая, что площадь перспективных участков долин составляет не менее 5 км<sup>2</sup>, перспективы выявления промышленных россыпей могут иметь реальное значение, что существенно повысит рентабельность освоения этого объекта.

#### РУДОНОСНОСТЬ ИНГИЛИЙСКОГО МАССИВА

Ингилийский массив был открыт в 1958 году в результате поисково-съёмочных работ м-ба 1:200 000, проводимых Алданской экспедицией ВАГТа. В 1958 и 1960 гг. сотрудниками ВАГТа и ВИМСа А.Н. Мильто, Н.Д. Зленко, Л.И. Махониной, А.А. Ельяновым, Т.Б. Здорик, В.М. Моралевым проводились геолого-съёмочные и поисковые работы м-ба 1:50 000– 1:10 000, в процессе которых был закартирован Ингилийский массив. Петрологические исследования проводились на массиве также сотрудниками ВСЕГЕИ Г.В. Ицксон и Б.И. Лови (1960 г.) и сотрудниками ГЕОХИ И.В. Александровым и В.С. Павленко (1962 г.).

В 1978 и 1987 гг. дополнительные работы на Ингилийском массиве проводил Е.М. Шаденков (ВСЕГЕИ) [23, 24], в результате которых были уточнены особенности геологического строения, история формирования и взаимоотношения пород массива друг с другом и с близким к нему пространственно и по времени формирования проявлениями щелочных пикритов-ингилитов, детально охарактеризованных Ф.В. Каминским в 1969 году [14].

Обобщение и дополнение данных по геологическому строению и рудоносности Ингилийского массива недавно проведены Ю.А. Багдасаровым [3] и В.М. Бирюковым [4].

В 1985–1988 гг. аэропоисковые и оценочные работы на Ингилийском массиве проводила Геофизическая экспедиция ПГО «Дальгеология» (Н.Г. Карсакова, В.В. Оскарев). Этими работами существенно уточнено геологическое строение массива и дана довольно подробная характеристика обнаруженных проявлений редких металлов, золота и апатитовых руд.

Ингилийский массив расположен в среднем течении р. Ингили, правого притока р. Май, в центре одноименной купольной структуры, сложенной породами архейского фундамента. Массив находится в месте пересечения и сопряжения глубинных разломов северо-восточного простирания при менее четко выраженной роли разломов ортогональной системы – меридиональных и широтных.

Раннедокембрийские образования представлены одолинской свитой, сложенной амфиболитами, скаполит-амфибол-плагиоклазовыми (с корундом) кристаллическими сланцами и биотит-силлиманитовыми гнейсами. Все породы инъецированы мелкими телами и прожилками гнейсовидных, биотитовых плагиогранитов и гранитов. На левобережье р. Ингили метаморфические образования одолинской свиты фенитизированы.

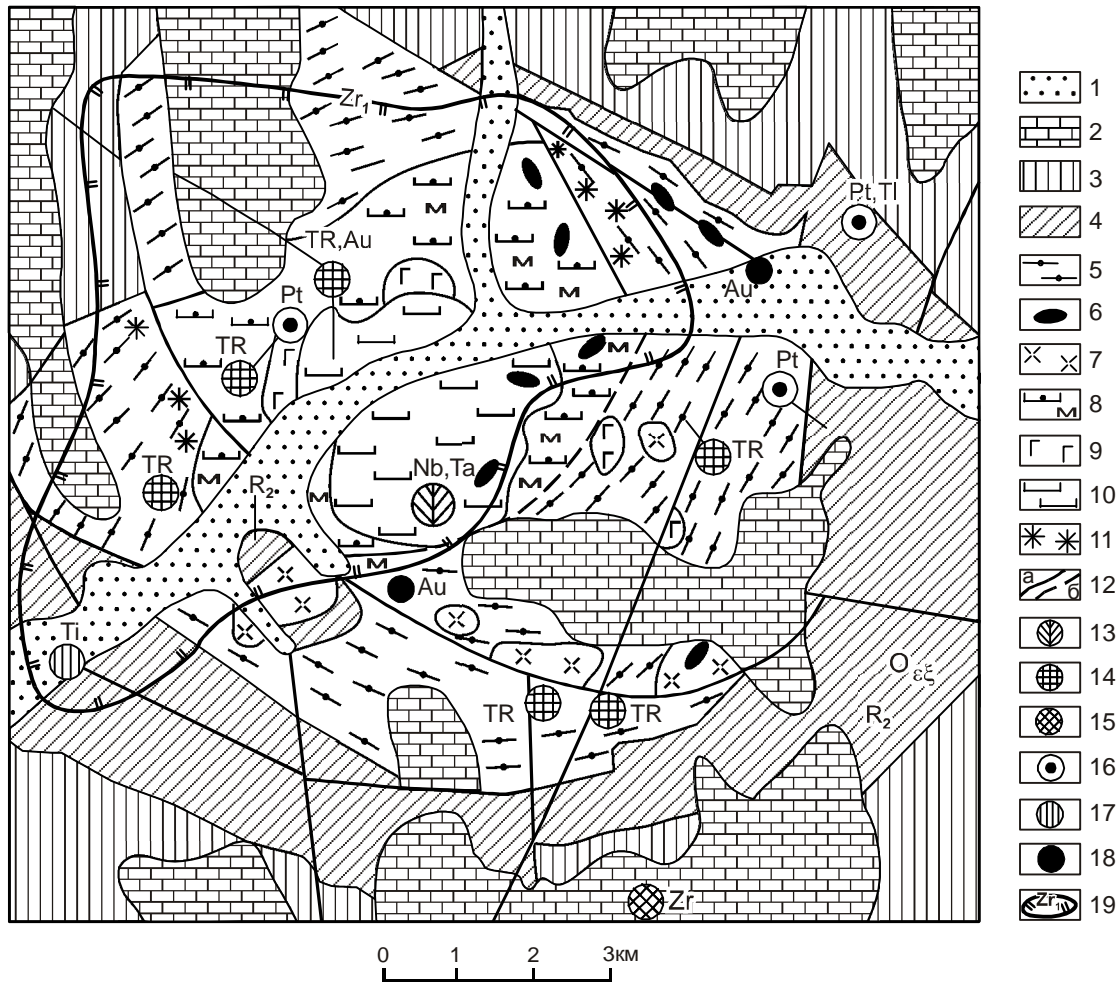
Рифейские платформенные отложения со всех сторон окаймляют выступ кристаллического фундамента. Углы падения пород, очень крутые (80–85°) вблизи интрузии, довольно быстро выволаживаются к периферии и уже на расстоянии 3–4 км уменьшаются до 20–30°. Далее по направлению к окраине Ингилийского поднятия они на протяжении первых километров выволаживаются до практически горизонтального залегания.

В состав Ингилийского комплекса (рис. 5) входит одноименный массив и свыше двухсот трубчатых жильных тел кимберлитоподобных пород (щелочных пикритов), которые в совокупности представляют Ингилийское поле кимберлитов и кимберлитоподобных пород – ингилитов, по Ф.В. Каминскому [14].

Сам массив имеет площадь 30 км<sup>2</sup> и сложное концентрически-кольцевое строение. Ядерная часть Ингилийского массива сложена гипербазитами и щелочно-ультраосновными породами, представленными пироксенитами, мелилитсодержащими уртидами и ийолит-мельтейгитами. Пироксениты относятся к слюдястым апатитоносным магнетитсодержащим разностям. По данным моделирования, выполненного геофизиками Геофизической экспедиции ПГО "Дальгеология", пироксениты слагают конусообразные тела, выклинивающиеся на глубинах 1500–3000 м. Под ними понимается целая группа средне-крупнозернистых, темно-зеленого, до черного цвета пород, представленных диопсидитами (диопсида 60–90 %, биотит, гастингсит, сфен, апатит, магнетит – по 5 %) и метасоматическими образованиями по диопсидитам: диопсид-гастингсит-биотитовыми, диопсид-биотитовыми, диопсид-гастингситовыми и биотитовыми породами. Все разновидности имеют постепенные переходы из одной в другую и широкие вариации минерального состава.

Кроме основных минералов, в составе метасоматитов установлены: апатит (1–40 %), магнетит – 5–60 %, сульфиды (халькопирит, пирит, пирротин, галенит, сфалерит), сфен (до 2 %), циркон (до 3–5 %), очень редко плагиоклаз (от 5 до 10 %), шорломит (до 10 %).





**Рис. 5.** Схематическая геологическая карта района Ингилийской интрузии основных-щелочных пород.

1 – четвертичные аллювиальные отложения; 2 – доломиты и песчаники юдомской серии; 3 – песчаники, известняки, алевролиты и аргиллиты верхнего рифея; 4 – доломиты, известняки, песчаники и алевролиты среднего рифея; 5 – метаморфиты одолинской свиты (AR<sub>2</sub>); 6–11 – ингилийский комплекс: 6 – карбонатиты (вне масштаба), 7 – щелочные и нефелиновые сиениты, 8 – диопсид-гастингсит-биотитовые метасоматиты по пироксенитам, 9 – тералиты, 10 – ийолит-мельтейгиты, мелилитсодержащие уртиты, пироксениты, 11 – фениты и фенитизированные породы; 12 – разломы: а) установленные, б) предполагаемые; рудопроявления: 13 – тантала и ниобия, 14 – редких земель, 15 – циркония, 16 – платины, 17 – титана, 18 – золота; 19 – ореол рассеяния циркония.

Температура метасоматических преобразований в пироксенитах Н.Г. Карсаковой оценивается от 520° до 660° С (по ассоциации новообразованных минералов).

Среди метасоматитов по пироксенитам в правом борту р.Ингили и среди метаморфических пород одолинской свиты закартированы в различной степени метаморфизованные тералиты. Жильными телами щелочно-ультраосновных пород (мелилитсодержащих уртит-ийолит-мельтейгитов) насыщена, в основном, северо-западная часть Ингилийского массива. Реже, по данным буровых работ, они встречаются на остальной территории. Во всех породах уртит-ийо-

лит-мельтейгитового комплекса отмечается сульфидная минерализация пленочного типа (ковеллин, борнит), в уртитах и зонах дробления по ийолит-мельтейгитам – вкрапленность сульфидов до 10 %.

Уртит-ийолит-мельтейгиты часто прорываются мелкими телами карбонатитов и эгириин-нефелиновых сиенитов.

Щелочные породы представлены нефелин-канкринитовыми, биотит-эгириновыми, эгириновыми и эгириин-нефелиновыми сиенитами. Все породы мелко-среднезернистые, массивной, порфировидной, часто трахитоидной текстуры.

Щелочные образования рвут пироксениты и габброиды и, в свою очередь, прорываются карбонатами. В экзоконтактах сиенитов наблюдается карбонатизация. Упорядоченное расположение даек и малых тел щелочных пород вокруг Ингилийского массива позволяет сделать вывод о существовании дуговых разломов, контролирующих их размещение.

А.А. Ельянов и Г.В. Андреев [10] отмечают замещение карбонатами метасоматически измененных ультраосновных пород, даек основных щелочных пород и сиенитов, что говорит, скорее, в пользу метасоматического происхождения карбонатитов.

Н.Г. Карсакова, на основании детальных поисковых работ с применением бурения, также считает карбонатиты метасоматическими.

По ее данным выделяется пять температурных фаций карбонатитов:

- калишпат-кальцитовая,
- альбит-кальцитовая,
- амфибол-доломит-кальцитовая,
- хлорит-серицит-анкеритовая,
- цеолитовая.

Три первые фации встречаются в теле Ингилийской интрузии. Температура образования более 500° С. В них установлены магнетит, апатит, пироксид, гатчеттолит, циркон, галенит, пирит, флюорит, иногда кобейт, бастнезит и вторичные урановые минералы. Разделение карбонатитов на фации условное, так как чаще всего эти породы даже в пределах одного тела переходят друг в друга.

Хлорит-серицит-анкеритовые и цеолитовые карбонатиты закартированы среди метаморфических образований одолинской свиты. В карбонатитах этих фаций отмечаются циркон, пироксид, вторичные урановые минералы.

Карбонатиты слагают несколько штокообразных тел в северо-восточном эндоконтакте Ингилийского массива и в гнейсах одолинской свиты. На остальной территории картируются, преимущественно, жильные тела.

Элементы залегания, контуры тел и характер взаимоотношений карбонатитов с другими породами массива наблюдались, главным образом, в горных выработках и керне скважин. Согласно этим наблюдениям, карбонатиты образуют жилы с разветвлениями и меняющимися азимутами простирания и углами падения. Контакты карбонатитов с вмещающими породами часто довольно четкие, хотя встречаются и постепенные с обогащением по контакту амфиболом. Углы падения тел меняются от практически горизонтального до 70°. Мощность карбонатитовых тел колеблется от сантиметров до 20 м.

В контактах карбонатитовых тел наблюдается карбонатизация вмещающих силикатных пород, образующая широкие ореолы. Часть карбонатитовых тел образована путем метасоматического замещения щелочных сиенитов. Все виды карбонатитов отмечаются высокой радиоактивностью урановой и торий-урановой природы.

Экзоконтактовая зона Ингилийского массива проявляется площадными ореолами фенитов с альбитом, биотитом, арфведсонитом, клинопироксеном, гранатом и калиевым полевым шпатом.

В целом Ингилийский массив представлен магматитами с аномально высоким содержанием щелочей, в первую очередь  $\text{Na}_2\text{O}$ , связанных с нефелином. Средневзвешенный химический состав Ингилийского массива соответствует магматической породе, промежуточной между эссекситом и базанитом.

Ингилийский массив характеризуется четко выраженным литофильным типом геохимической специализации с высокими содержаниями ( $\text{Kk} > 10$ ) церия, циркония, ниобия, лантана, стронция, бария и ванадия. Для кимберлитоподобных тел характерно преобладание хальколитофильной геохимической специализации при  $\text{Kk} > 10$  для олова, бериллия, молибдена, серебра, свинца и ниобия.

Ингилийский массив отличается разнообразной металлогенией, но с преобладанием уран-редкоземельно-редкометалльного профиля. Кроме этого, практический интерес может представлять апатитовая и золоторудная минерализация, выявленные в последнее время ФГУПП «Дальгеофизика». Рудная минерализация локализуется в метасоматически измененных пироксенитах, ийолит-мельтейгитах, щелочных и нефелиновых сиенитах и карбонатитах. В центральной части интрузии, в скважине, вскрывшей метасоматически измененные пироксениты, установлены содержания золота до 1–3 г/т, платины – 0,02–0,3 г/т. Суммарный интервал с золоторудной минерализацией составляет 46,9 м. В меридиональной зоне дробления и милонитизации по мелилитсодержащим ийолит-мельтейгитам установлены сульфидная и редкометалльная минерализация. Содержание ниобия в зоне – до 1,72 %, урана – до 0,52 %, тория – 0,02 %, свинца – 0,06 %, золота – до 2–5 г/т (видимая мощность зоны, содержащей золото, – до 18,8 м). Минералами-носителями редкометалльно-редкоземельной и радиоактивной минерализации являются пироксид и радиоактивный сфен.

В альбитизированных нефелиновых и щелочных сиенитах наблюдается уран-ниобиевое оруденение, связанное с обильной вкрапленностью пироксидов. Характерна высокая радиоактивность руд.

Содержание урана достигает 0,02%, тория – 0,006%, ниобия – 0,2%.

Карбонатиты в целом характеризуются ярко выраженной редкоземельно-редкометалльной и урановой специализацией, обусловленной обилием в них аксессуарных минералов: апатита, циркона, пироклора (гатчеттолита), бадделеита, торита, паризита, перовскита, ортита и флюорита. Особенно характерны для них сравнительно высокие содержания циркония. По данным В.А. Буряка [5], повышенные (1,7–4 %) содержания двуокиси циркония установлены в карбонатитах ранней генерации, хлорит-серицит-анкеритовым карбонатитам свойственна редкоземельная и урановая специализация.

Тантал-ниобиевое оруденение выявлено также и в калишпат-кальцитовых и альбит-кальцитовых карбонатитах. Размер рудных тел не превышает 200–300 м. Содержание пятиокиси ниобия в карбонатитовых рудах колеблется от 0,05 до 0,4 %, сумма редких земель по 10 элементам составляет 0,36 %. Содержание пятиокиси тантала не превышает 0,01 %, урана – 0,079 %.

Прогнозные ресурсы  $P_2$  пятиокиси ниобия на глубину 100 м составляют 21 тыс. тонн, суммы редких земель – 493 тыс. тонн. Выделено пять площадей развития рудоносных карбонатитов, каждая из которых может рассматриваться как потенциальное комплексное месторождение (ниобий, редкие земли, цирконий и др.).

Изученные канавами и скважинами рудные карбонатиты, как правило, несут прожилковую и вкрапленную сульфидную минерализацию (пирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, галенит). Содержание меди в карбонатитах – до 0,2 %, свинца и цинка – 0,3 %, золота – до 0,6 г/т. В некоторых пробах установлено содержание платины до 0,01–0,03 г/т.

Для метасоматически измененных пироксенитов характерно повышенное содержание пятиокиси фосфора – от 1 до 9,95 %, достигающее в отдельных случаях 12,42 %. Основная рудная зона прослежена по простиранию на 2500 м при средней ширине 300 м и протягивается, по геофизическим данным, на глубину до 3000 м. Прогнозная оценка ресурсов пятиокиси фосфора, подтвержденная данными по единичным скважинам, составляет 21,92 млн тонн до глубины 100 м.

Возраст пород ингилийского комплекса до – юдомский, что установлено прямыми геологическими наблюдениями.

Абсолютный возраст пород массива 610–690 млн лет, максимально – 752 млн лет [9].

## РУДОНОСНОСТЬ ГОРНООЗЕРСКОГО МАССИВА

Горноозерский массив впервые описан (как тело сиенитов, окруженное скарнами) в 1945 г. Н. Кашаевым и П. Быловым [10]. В 1958 году Ф.Э. Апельцин предположил, что он принадлежит к типу интрузий щелочных пород с карбонатитами.

Первое детальное изучение массива проведено в 1958–1959 гг. группой геологов ВАГТа и ВИМСа (А.А. Ельянов, Т.Б. Здорик, В.М. Моралев, Б.Е. Рунов, А.Н. Мильто, А.Г. Лосев и др.), которыми были составлены геологические карты массива и его окрестностей. С 1960 по 1963 год Якутским геологическим управлением на массиве проводились поисково-разведочные работы (М.К. Силичев, А. Теслин, И.Г. Волкодав).

Одновременно изучением петрографии, минералогии и рудоносности массива занимались сотрудники ВИМСа (Т.Б. Здорик, И.П.Паньшин и др.) под руководством Е.М. Эпштейна, Института геохимии СО АН СССР (Л.К. Пожарицкая, В.С. Самойлова, Е.М. Чернышева и др.), ЯФАНа (И.Я. Некрасов), ГЕОХИ (И. Александров и В.С. Павленко) и др.

Горноозерский массив расположен на западном склоне хребта Улахан-Бам, близ оз. Горного, среди рифейских осадочных пород. Массив является каплевидным в плане, круто наклоненным на восток телом площадью 11,5 км<sup>2</sup>. Большая часть массива сложена карбонатитами, среди которых встречаются реликты измененных ультрабазитов, ийолит-уртитов и нефелиновых сиенитов

Наиболее ранними являются ультрабазиты, которые, вероятно, первоначально слагали весь массив. В настоящее время ультрабазиты, превращенные в крупнокристаллические, существенно пироксеновые породы, отмечаются в северной, центральной и южной частях массива в виде небольших (до 300×500 м) реликтовых тел неправильной формы [10].

Вслед за ними внедрялись ийолит-уртиты, сохранившиеся в виде реликтовых тел неправильной формы размером до 200×500 м. Среди них отмечаются ксенолиты метасоматически переработанных пироксеновых пород.

В третий этап внедрялись нефелиновые сиениты, которые формируют в западной части массива два тела неправильной формы площадью 0,12 и 0,05 км<sup>2</sup>, а также ряд мелких линзообразных тел, секущих ультрабазиты и ийолит-уртиты. Породы содержат ксенолиты известняков, аргиллитов, ультрабазитов и ийолитов.

Кроме этих сиенитов, замещаемых карбонатитами всех стадий, отмечаются дайки более поздних

нефелиновых сиенитов и альбититов, секущих карбонатиты I и II стадий. Мощность даек нефелиновых сиенитов 20–60 м, альбититов – 0,1–2,0 м.

Выделяются карбонатиты более чем 20 разновидностей. Подавляющая часть их образовалась на месте ультрабазитов и ийолит-уртитов. Карбонатиты ранних стадий имеют авгит-диопсид-кальцитовый, форстерит-кальцитовый, биотит-кальцитовый, кальцитовый, реже доломитовый состав. Они наблюдаются в виде штоков, крутопадающих жил и линз. Протяженность жил 2–150 м, мощность – до 25 м.

Карбонатиты поздних стадий (4-я стадия) эгирин-доломитового, эгирин-анкеритового, анкеритового составов слагают в центральной части массива штоки площадью выхода 0,45–1 км<sup>2</sup>, а также линзовидные, серповидные тела и жилы протяженностью до 900 м, мощностью до 150 м.

В истории формирования Горноозерского массива геологами ВАГТа [9, 11] выделяются несколько этапов:

1. Внедрение ультрабазитов, которые первоначально, по-видимому, слагали весь массив.
2. Внедрение ийолит-уртитов.
3. Внедрение нефелиновых сиенитов.
4. Постмагматический щелочно-кальциевый метасоматоз и образование карбонатитов 1, 2а, 2б стадий.
5. Внедрение даек нефелиновых сиенитов и альбититов.
6. Формирование карбонатитов 3, 4 стадий.
7. Карбонатизация (флюоритизация).

Тантал-ниобиевое (пироксоровое и гатчеттолитовое) оруденение в пределах Горноозерского массива приурочено, главным образом, к карбонатитам ранних стадий (2а, 2б, 3 стадии). Карбонатиты поздних стадий (4-я стадия) характеризуются редкоземельным (бастнезит, паризит, монацит) и тантал-ниобиевым (пироклор, колумбит) оруденением. Среднее содержание пятиокиси ниобия и тантала в рудах, соответственно, составляет: 0,183; 0,009 % (пироксоровые руды); 0,36, до 0,012 % (гатчеттолитовые руды); 0,09; 0,011% (пироклор-колумбитовые руды).

Содержание суммы окислов редких земель составляет 0,30–0,35 %, пятиокиси фосфора – 5,38 %. Запасы пятиокиси ниобия (среднее содержание 0,088 %) составляют 900 тыс. тонн, пятиокиси тантала (среднее содержание 0,004 %) – 12 тыс. тонн. Прогнозные ресурсы суммы редких земель составляют 1,2 млн тонн (при среднем содержании суммы редких земель 1,4 %).

Попутными компонентами в рудах Горноозерского месторождения являются цирконий (циркон),

фосфор (апатит), железо (магнетит), уран, торий и флогопит.

Открыто и оценено россыпное прибрежно-озерное месторождение, главными компонентами в котором являются пироклор, колумбит, гатчеттолит, бастнезит, апатит, циркон, магнетит, ильменит. Запасы пятиокиси ниобия в россыпи – 43 тыс. тонн.

Возраст редкоземельно-редкометалльного оруденения Горноозерского месторождения по свинец-свинцовому методу – 600–640 млн лет (Столяров, МГУ). А.И. Тугариновым по бастнезиту и гатчеттолиту радиологический возраст руд оценивается цифрой в 570–650 млн лет [10].

### РУДОНОСНОСТЬ ИНГАНСКОГО МАССИВА

Инганский массив ультраосновных пород с карбонатитами открыт в 1986 году при заверке локальной аэrorадиометрической аномалии геологами Таежного ПГО В.А. Федорцовым и Г.П. Кузнецовым. В 1987 году детальные работы (м-б 1:5 000) на нем проводили М.В. Горошко, В.В. Николаев и С.С. Васюкович. Описание геологического строения участка и минералогии карбонатитовых руд дается по материалам этих исследователей.

Перидотитовый массив расположен в верхнем течении руч. Инган, правого притока р. Маймакан (рис. 1), среди высокометаморфизованных пород маймаканской свиты батомгской серии архея. В составе метаморфитов преобладают меланократовые амфиболовые, биотит-амфиболовые, пироксен-амфиболовые гнейсы с подчиненным количеством более лейкократовых, биотитовых гнейсов, амфиболитов, пироксеновых гнейсов и кристаллических сланцев. Гнейсы смяты в мелкие складки с крутым падением крыльев.

Метасоматические измененные перидотиты картируются в виде небольшого (до 80 м в поперечнике) изометричного тела пород шпинель-пироксен-оливинового состава. Более 50 % объема породы замещено вторичными минералами: тремолитом, серпентином, амфиболом, флогопитом и карбонатами. В северо-западном экзоконтакте интрузии вскрыто жиллообразное тело светло-серых средне-крупнозернистых карбонатитов флогопит-оливин-карбонатного состава. Жила северо-восточного простирания (аз. пр. 25–35°) падает под углом 70–80° на юго-восток. Формирование жилы контролируется тектоническим нарушением такой же ориентировки. Расположена она в непосредственном экзоконтакте интрузии перидотитов и, вероятно, генетически с ней связана. Вмещающими породами являются меланократовые среднезернистые пироксеновые, амфибол-пироксе-

новые, амфиболовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, содержащие прослойки мономинеральных пироксеновых и пироксен-гранатовых гнейсов. Вмещающие породы в различной степени гидротермально изменены. На удалении от карбонатитовой жилы, на расстоянии 2–3 метров, в гнейсах отмечается интенсивное замещение плагиоклаза мелкочешуйчатым серицитом, бледно-зеленого пироксена – густозеленой роговой обманкой, реже – бесцветным амфиболом тремолитового ряда и карбонатом. Характерно для вмещающих пород высокое содержание акцессорных: сфена, апатита, циркона. По мере приближения к жиле карбонатитов степень метасоматических изменений возрастает, вплоть до образования полнопроявленных карбонат-тремолит-актинолит-серицитовых метасоматитов с высоким содержанием сфена, апатита и ортита. Последний присутствует в виде зернистых агрегатов буро-коричневого цвета. Вторичные минералы развиваются как по массе породы, так и образуют многочисленные параллельные ветвящиеся микропрожилки, сложенные лучистым, шестоватым, бесцветным тремолитом (актинолитом) и зернистым карбонатом. Отмечаются лишь реликты первичных минеральных агрегатов гнейсов. Сами карбонатиты имеют среднезернистое строение, состоят из карбоната – 35–70 %, оливина – 10–30 %, флогопита – 5–20 %, серпентина – 5–10 %, магнетита – 0,5–1 %, ураноторианита – 1–2 %, радиоактивного акцессорного минерала – 0,5 %, диопсида (единичные зерна в шлихах).

Оливин и флогопит встречаются в виде отдельных зерен, редко образуют сростки. Структура обоих минералов подтверждена рентгеноструктурным анализом. Повышенное содержание бария и железа в флогопите и присутствие железа, при явном преобладании магния, в оливине позволяют определить первый как бариофлогопит, а второй – как железистый форстерит. Все зерна оливина замещены серпентином (степень замещения от 10–15 до 70–80 %). Очень редко серпентин встречается в виде непротяженных прожилковидных выделений в карбонате, содержит многочисленные мелкие включения магнетита.

Радиоактивная минерализация тонковкрапленного характера приурочена к полиминеральным участкам породы (карбонат, оливин, флогопит) и представлена собственно уран-ториевым минералом (ураноторианитом) и не определенным акцессорным минералом с примесью урана и тория. Отмечаются непротяженные микропрожилки ураноторианита в зернах оливина. Эти факты свидетельствуют о метасоматическом характере образования ураноторианита.

Акцессорный минерал встречается в виде удлиненных кристалликов и неправильных зерен оранже-

во-красного цвета, изотропен, размер выделений – десятые доли мм. Рентгеноструктурным анализом минерал не диагностируется (рентгеноаморфен). По спектральному анализу монофракции он состоит из Fe, Ti – 7 %; Ce, La – 5 %; Si – 3 %; Mg – 2 %; U – 1,5 %; Th – 0,5 %; Pb – 0,7 %; Mn, Zr, Y – 0,05 %; Al, Co – 0,03 %; Nb, Se, Yb – 0,005 %. Образует сростки с ураноторианитом.

Мощность карбонатитовой жилы – до 3,1 м. Содержание урана – 0,061 % на мощность 0,5 м, тория – 0,31 %. В протолочке рудной пробы минералогическим анализом установлены: апатит, циркон, торит, сфен, арсенопирит, монацит, ортит, ураноторит.

Выклинивание карбонатитовой жилы происходит в северо-восточном направлении. На юго-западе она резко обрывается одним из северо-западных разломов. Прослеженная протяженность карбонатитовой жилы – 140 м. Геохимически рудные карбонатиты характеризуются крайне низкими содержаниями щелочей (десятые доли %, редко до 1 %), обогащены церием – 0,2–0,3 %, лантаном – 0,1 %, иттрием – 0,015–0,2 %, стронцием – до 1 %, барием – 0,07–0,2 %.

По результатам рентгеноспектрального и спектрального анализов бороздовых проб и монофракций шлихов видно, что уран-торий-редкоземельная минерализация в карбонатитовой жиле связана как с собственно уран-ториевыми минералами, так и с акцессорными – ортитом, цирконом, монацитом и недиагностируемым минералом.

Во вмещающих метаморфических породах отмечаются локальные геохимические аномалии ванадия, хрома, никеля, меди, скандия, в единичных случаях – титана, бария и фтора.

#### РУДОНОСНОСТЬ ХАМНИНСКОГО МАССИВА ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД

Район развития даек и мелких штоков щелочных пород и флюорит-карбонатные редкоземельные зоны в бассейне р. Хамни привлекают внимание, прежде всего, перспективами открытия в породах терригенно-карбонатного чехла рифейского возраста крупных редкоземельно-редкометаллических месторождений типа Байан Обо в КНР [18].

Хамнинские тела щелочных пород были открыты в 1956 году В. Филитовым и С. Котляром при проверке азурорадиометрической аномалии, выявленной в 1954 году Н. Кашаевым. В 1959 и 1963 гг. участок изучался геологами ВАГТа В.А. Самозванцевым и Б.Е. Руновым, которыми была выявлена и изучена большая часть даек и редкоземельных зон. На Хамнинском участке проводились специальные геолого-поисковые работы (Б.Е. Рунов), а в 1963 г. – поиско-

во-оценочные работы м-ба 1:10 000 (М.К. Силичев, Н.В. Белозерцева).

Материалы вышеперечисленных исследований легли в основу этого раздела [4, 9–11, 21].

К участку развития малых интрузивных тел щелочных пород в междуречье Юдомы и Хамни приурочена крупная аэромагнитная аномалия, которая связывается предшественниками с невоскрытым массивом ультраосновного состава. Эпицентр аномалии располагается в 8–9 км к западу от зоны развития даек, в зоне Нельканского глубинного разлома. Существование ультраосновного массива на глубине подтверждается широким ореолом метасоматически измененных пород, который, по-видимому, не мог образоваться под воздействием вскрытых малых интрузий. Эта невоскрытая интрузия сопоставляется с Горноозерским массивом ультраосновных и щелочных пород с карбонатитами.

На поверхности широким развитием пользуются терригенно-карбонатные отложения ципандинской, лахандинской и кандыкской свит позднего протерозоя, среди которых картируются дайки и штоки щелочных пород и диабазов.

На Хамнинском месторождении среди метасоматически измененных отложений лахандинской и кандыкской свит сконцентрировано значительное число даек, мелких штоков щелочных сиенитов и более крупных тел (700×600 м) щелочных автобрекчий и эруптивных брекчий. Редкоземельное оруденение контролируется зоной интенсивно трещиноватых и катаклазированных пород северо-восточного простирания, прослеженной по простиранию на 3500 м при ширине 900 м.

На месторождении наблюдается несколько рудных зон с редкоземельной минерализацией, характеризующихся карбонатно-флюоритовым, флюоритовым, железисто-флюоритовым типами руд [20].

Карбонатно-флюоритовый тип крайне редок, наблюдается в зоне тектонического контакта карбонатных пород лахандинской свиты и терригенных образований кандыкской свиты верхнего протерозоя. Протяженность рудного тела до 100 м, мощность 25–30 м. Минерализация – кальцит, доломит, анкерит, флюорит, фторкарбонаты редких земель (бастнезит и паризит), галенит.

Фторкарбонаты редких земель локализуются в зоне в виде гнезд, пятен, прожилков в количестве 10–15 % от рудной массы. Содержание суммы редких земель цериевой группы – 0,52–0,96 %, ниобия – 0,18–0,26 %.

Флюоритовый тип руд наблюдается в щелочных сиенитах и известняках лахандинской свиты. Минерализованные зоны имеют протяженность 1500 м при мощности до 500 м. Минералогический состав руд: флюорит, карбонаты, фторкарбонаты редких земель, галенит, барит. Руды вкрапленные и прожилково-вкрапленные. Среднее содержание суммы редких земель – 0,246 %, ниобия – 0,033 %.

Железисто-флюоритовый тип руд встречается в виде крутопадающих жил, мощностью до 1, 4 м и протяженностью не более 100 м, и штокверковых тел с площадью выходом 100–500 м<sup>2</sup> в зонах брекчирования среди известняков лахандинской свиты верхнего протерозоя. Минеральный состав руд: сидерит, анкерит, флюорит, барит, паризит, бастнезит. Содержание суммы редких земель составляет 0,2–1,93 %, ниобия – 0,03–0,1 %.

Ресурсы суммы редких земель цериевой группы на Хамнинском месторождении составляют 390 тыс. тонн при среднем содержании редких земель 0,25 %.

К югу от Хамнинского месторождения расположен целый ряд проявлений редких земель, приуроченных к флюорит-карбонатным, флюоритовым, кальцит-барит-флюоритовым и анкерит-флюоритовым минерализованным зонам.

Эти минерализованные зоны контролируются разрывами, оперяющими крупные меридиональные разломы (Нельканский, Гувиндинский) и располагаются главным образом среди карбонатных отложений ципандинской, лахандинской, реже – терригенных образований кандыкской свиты позднего протерозоя.

Редкоземельное оруденение в минерализованных зонах представлено фторкарбонатами (бастнезит, паризит) и монацитом. В одной из минерализованных зон, на редкоземельном проявлении "Хамнюк", было отмечено бериллиевое (бертрандит) оруденение.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрение геологии и рудоносности ультраосновных щелочных массивов центрального типа с карбонатитами юго-востока Сибирской платформы позволяет отметить следующие их особенности:

1. Массивы центрального типа локализуются в центральных частях сводовых поднятий фундамента и контролируются разломами глубокого заложения, возникшими на раннем этапе платформенного развития территории.

2. Массивы формировались в гипабиссальных и мезоабиссальных условиях и слагают субвертикальные, кольцевые тела площадью до 40 км<sup>2</sup>, прослеженные геофизическими методами на глубину не менее, чем 10 км.

3. По особенностям внутреннего строения массивы подразделяются на интрузии с центральным ультрамафитовым (Ингилийский) или карбонатитовым (Горноозерский) ядром и массивы с центральным ультрамафитовым ядром с концентрически зональным размещением щелочных пород и карбонатитов (Арбарастахский).

4. Геохимически они специализированы на уран, торий, ниобий, редкие земли, фосфор, железо и титан.

5. Уран-редкометалльное оруденение в массивах локализуется в трех обстановках:

а) в карбонатитовых залежах;

б) в метасоматически измененных породах ядерных частей интрузий;

в) в натровых метасоматитах зон разломов в экзоконтактах массивов, где обнаружено богатое уран-редкометалльное оруденение.

Оруденение представлено в большинстве случаев рядовыми, реже богатыми рудами. Интрузии в отношении рудоносности изучены крайне недостаточно. В первую очередь, они требуют дальнейшего изучения с целью выявления в них кор выветривания по карбонатитам, обладающих необычайно высокой продуктивностью [15–17], в основе которой лежит высокая подвижность главных породообразующих компонентов выветривания, определяющих громадные масштабы миграционных процессов в зоне гипергенеза и сильный рудоконтролирующий эффект этих процессов, связанный с остаточным накоплением инертных рудных компонентов, прежде всего – редкометалльных и редкоземельных минералов.

Расположение интрузий в пониженных, выложенных участках рельефа позволяет прогнозировать выявление рудоносных кор выветривания прежде всего на Арбарастахском и Ингилийском массивах.

Требуют своего дальнейшего изучения зоны развития редкоземельного оруденения в терригенно-карбонатных отложениях рифейского возраста, где вероятно выявление крупных редкоземельных месторождений типа Байан Обо [18] в зонах разломов вблизи нескрытой эрозией Хамнинской интрузии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонцев С.Н. Новые данные о генезисе ультрамафитов Кондерского массива // Докл. АН СССР. 1986. Т. 286, № 4. С. 955–957.
2. Алтухов Е.Н., Похвиснева Е.А. О закономерностях размещения карбонатитов // Докл. АН СССР. 1988. Т. 298, № 3. С. 684–687.
3. Багдасаров Ю.А. Ингилийско-Алгминский рудный узел Восточного Алдана // Отч. геология. 1994. № 1. С. 18–29.
4. Бирюков В.М. Магматические комплексы линейного и концентрического типов. Владивосток: Дальнаука, 1997. 267 с.
5. Буряк В.А., Беспалов В.Я., Гагаев В.Н., Зарубин Б.А., Троян В.Б. Новый геолого-промышленный тип циркониевого оруденения (условия образования, перспективы использования). Хабаровск, 1999. 216 с.
6. Геологическая карта СССР. 1:1 000 000 (новая серия). О-52(53) – Томмот: Объясн.зап. / ВСЕГЕИ. Л., 1986. 128 с.
7. Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков Л.Г. Щелочно-ультрасосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974. 175 с.
8. Горошко М.В., Соломатин Г.Б., Николаев В.В. Новые геолого-геофизические данные о структуре и рудоносности Арбарастахского массива // Тихоокеан. геология. 1994. № 2. С. 54–63.
9. Ельянов А.А., Моралев В.М. О возрасте массивов ультраосновных щелочных пород Алданской и Южноверхоянской провинций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 10. С. 34–40.
10. Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Новосибирск: Наука, 1991. 168 с.
11. Зленко Н.Д. Новая петрографическая провинция интрузий центрального типа на восточной окраине Алданского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т.64, вып.6. С.131–132.
12. Жабин А.Г. Карбонатитовые кимберлиты из Арбарастаха (Якутия, СССР) // Докл. АН СССР. 1967. Т. 171, № 3. С. 987–989.
13. Ициксон Г.В. Закономерности метасоматоза при образовании карбонатитов (на примере Сибирских провинций) // Сов. геология. 1964. № 6. С. 44–60.
14. Каминский Ф.В., Потапов С.В. Кимберлитовые тела Ингилийского района (Восточная окраина Алданского щита) // Геология и геофизика. 1968. № 11. С. 30–37.
15. Когарко Л.Н. Геохимические модели супергигантских апатитовых и редкометалльных месторождений, связанных со щелочным магматизмом // Основные направления геохимии. М.: Наука, 1995. С. 111–127.
16. Лапин А.В. Геологическая позиция и генезис богатых комплексных руд месторождения Томтор (север Сибирской платформы) // Геология руд. месторождений. 1995. № 1. С. 22–39.
17. Лапин А.В. Строение, условия формирования и рудоносность главных типов месторождений кор выветривания карбонатитов // Отч. геология. 1997. № 2. С. 15–22.
18. Минеральные месторождения Китая / Сост. Федорчук В.П. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1999. 279 с.
19. Невский В.А., Фролов А.А. Структура рудных месторождений кольцевого типа. М.: Наука, 1986. С. 37–95.
20. Овчинников Л.Н., Солодов Н.А. Формационно-парагенетическая классификация промышленных месторождений литофильных редких металлов // Проблемы минерального сырья. М.: Наука, 1975. С. 71–109.
21. Орлова М.П., Авдонцев С.Н., Шаденков Е.М. Щелочной магматизм Алданского щита и его минерагенетическая специализация // Геология и геохимия рудоносных магматических и метасоматических формаций зоны Малого БАМа. Якутск, 1986. С. 4–12.

22. Рудашевский Н.С., Жданов В.В. Петрогенезис в платиноносных ультрамафитах // Зап. ВМО. 1983. Вып.4. С. 398–411.
23. Шаденков Е.М. Новые данные по геологии Ингилийского массива // Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 79–89.
24. Шаденков Е.М. Петрология позднерифейских щелочно-ультраосновных комплексов Алданского щита: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. СПб. 1993.

*Поступила в редакцию 3 сентября 2001 г.*

*Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным*

*M.V. Goroshko, V.A. Guroyanov*

**Conditions of location of complex uranium-rare metal mineralization in the massifs of ultrabasic alkali rocks, south-eastern part of the Siberian platform**

This paper gives characteristics of the geological position, composition and geochemical features of central-type intrusive massifs holding carbonatites which are developed in the south-eastern part of the Siberian platform, including those that have been mapped personally by one of the authors.

Using new data obtained by production geological organizations during prospecting, the features of location of uranium-rare metal mineralization in different massifs of ultrabasic alkali rocks are characterized. It is shown that uranium-rare metal mineralization belongs to three types of ore-bearing rocks: carbonatites, metasomatites of calcite-magnesium-fluorine-ferruginous composition replacing pyroxenites, and albitites in fault zones at massifs' exocontacts.

Practical implications of uranium-rare metal mineralization in central-type massifs are considered in case of recognition in them crusts of weathering and alluvial placers.



## АУЦЕЛЛИНЫ МЕЛА СИХОТЭ-АЛИНЯ

Т.Д. Зонова\*, Е.А. Языкова\*\*\*

\*Всероссийский нефтяной научно-исследовательский геологоразведочный институт, г. Санкт-Петербург,

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

\*\*\*Silesian University, Soskowitc, Poland

В работе приведены результаты изучения представителей рода *Aucellina* из южной части Российского Дальнего Востока (Сихотэ-Алинь, Нижнее Приамурье). Установлено семь видов рода, пять из которых являются эндемиками. Перечислены конкретные местонахождения с указанием совместно встреченных остатков других групп фауны. Дано конкретное обоснование возрастной принадлежности изученных видов. Высказано предположение о возможности ограничения их возрастного диапазона в этом регионе апт-альбом.

Для оценки стратиграфической и корреляционной значимости ауцеллин для региона приведена схема расчленения меловых отложений Сихотэ-Алинской складчатой системы. Дано краткое обоснование всех выделенных таксонов схемы.

**Ключевые слова:** ауцеллины, мел, схема расчленения, Сихотэ-Алинь, Дальний Восток.

Представители биссусных пектиаций рода *Aucellina* пользуются широчайшим распространением на планете. Принято, что после исчезновения в готериве бухий, начиная от позднего баррема, вплоть до сеномана и особенно в апте и альбе (век "*Aucellina*"), ауцеллины являются характерным возрастным репером, наряду с руководящими группами аммоноидей и иноцерамид.

История изучения группы и её расселения рассматривалась многими исследователями, в том числе В.Н. Верещагиным и А.Г. Халиловым [5]. Ими предложены три географических ареала расселения ауцеллин: Средиземноморский, Притихоокеанский и Австралийский.

Притихоокеанский ареал распространения ауцеллин в пределах России охватывает огромную территорию от Владивостока на юге и до северо-восточного Приколымья на севере. Более того, он протягивается и далее за пределы России до юго-восточной Аляски и северной Канады. На этом огромном пространстве известны многочисленные местонахождения, главным образом, аптских и альбских представителей рода *Aucellina*, но есть указания на барремский и реже сеноманский их возраст.

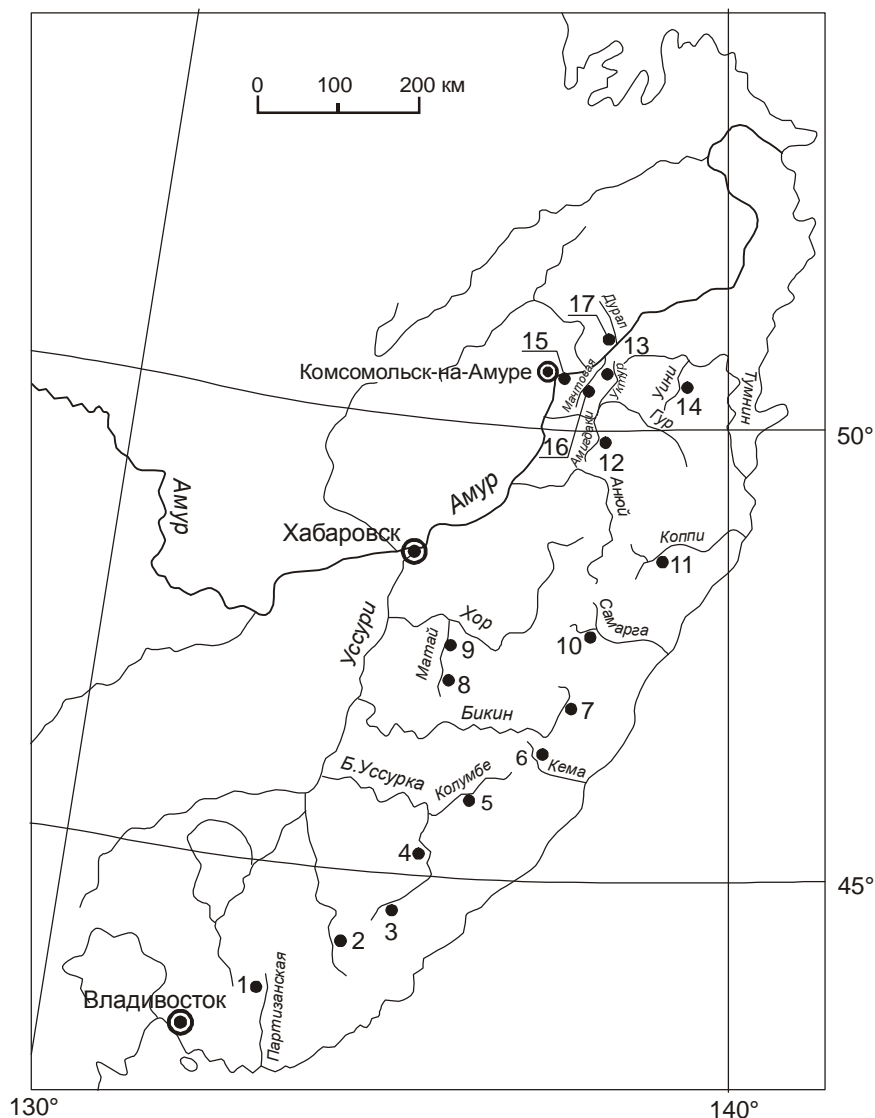
В пределах Востока России большим разнообразием видов и многочисленностью находок отличаются представители рода *Aucellina* в Анадырско-Ко-

ряжском регионе, то есть в северной части Притихоокеанья. Они детально изучены, описаны и изображены Г.П. Тереховой [22].

Задача настоящей работы заключается в изучении и изображении представителей рода, встреченных в южной части Притихоокеанского ареала, а именно – в пределах хребта Сихотэ-Алинь и Нижнего Приамурья. Здесь многочисленные местонахождения ауцеллин вдоль восточных, западных и северных отрогов Сихотэ-Алиня приурочены к отложениям, протягивающимся полосой в направлении с юго-запада на северо-восток (рис. 1).

Самая южная находка *Aucellina* cf. *caucasica* (Buch) известна с р. Тигровой, правого притока р. Партизанской. Судя по находкам тетических аммоноидей на этой широте (примерно 43° параллель), по данным В.Н. Верещагина и В.И. Бодылевского\*, здесь происходила смена бореальных фаун на тетические. В последние годы отмечается достаточно широкое смешивание бореальных и тетических аммоноидей в северных широтах и разных временных уровнях [10, 20]. Самой северной находкой, в преде-

\*В.Н. Верещагин [2] называет *Neocomites*, *Berriasella*, *Eohaploceras*, *Spiticeras*, а также экзогир, корбикур и др. Ранее на это указывал и В.И. Бодылевский [1], предполагая, что сучанский район является самым южным пунктом распространения валанжинской трансгрессии с севера.



**Рис. 1.** Схема местонахождения ауцеллин, отобранных из коллекции В.Н. Верещагина.

1 – р. Тигровая, приток р. Партизанской: *Aucellina* cf. *caucasica* (Buch); 2 – водораздел ключей Исакова и Базовского (басс. р. Уссури): *Aucellina ucturiensis* Vereshagin, *Aucellina* ex gr. *caucasica* (Buch), *A. caucasica* (Buch), *A. aptiensis* (d' Orbigny); 3 – Красная речка (басс. р. Бол. Уссурка): *Aucellina* cf. *aptiensis* (d' Orbigny), *Aucellina* ex gr. *caucasica* (Buch); 4 – р. Бол. Уссурка: *Aucellina rhomboidea* Avdejko et Terechova, *A. caucasica* (Buch), *Aucellina* aff. *aptiensis* (d' Orbigny); 5 – р. Колумбе (водораздел между её притоками Нанца и Да-Нанца): *Aucellina aptiensis* (d' Orbigny), *Aucellina* cf. *caucasica* (Buch), *Aucellina* cf. *ucturiensis* Vereshagin; 6 – р. Кема (верховья): *Aucellina aptiensis* (d' Orbigny), *Aucellina* cf. *caucasica* (Buch); 7 – р. Бикин (выше ключа Плотникова: *Aucellina ucturiensis* Vereshagin, *A. aptiensis* (d' Orbigny), *A. caucasica* (Buch); 8, 9 – р. Матай (басс. р. Хор): *Aucellina imlayi* Avdejko, Basov et Terechova, *A. caucasica* (Buch), *A. aptiensis* (d' Orbigny); 10 – р. Самарга (устье притока Кукси): *Aucellina* cf. *aptiensis* (d' Orbigny); 11 – р. Коппи (выше притока Дякома): *Aucellina* aff. *aptiensis* (d' Orbigny), *A. rhomboidea* Avdejko et Terechova, и по её притоку Мопу: *Aucellina* aff. *rhomboidea* Avdejko et Terechova, *Aucellina* cf. *aptiensis* (d' Orbigny); 12 – р. Амигдаки (басс. р. Гур): *Aucellina*(?) sp. 1; 13 – р. Хасанка, приток р. Уктур: *Aucellina ucturiensis* Vereshagin, *Aucellina* aff. *aptiensis* (d' Orbigny), *Aucellina* cf. *caucasica* (Buch), *A. rhomboidea* Avdejko et Terechova, *Aucellina* cf. *rhomboidea* Avdejko et Terechova; 14 – р. Уини (басс. р. Тумнин): *Aucellina ucturiensis* Vereshagin, *A. imlayi* Avdejko, Basov et Terechova, *Aucellina* aff. *aptiensis* (d' Orbigny), *A. caucasica* (Buch), *A. carinata* Avdejko et Terechova, *Aucellina* cf. *carinata* Avdejko et Terechova; 15 – правый берег р. Амур, пристань Пивань: *Aucellina* (?) sp.; 16 – р. Мачтовая, правый приток р. Амур: *Aucellina peculnejensis* Vereshagin; 17 – левый берег р. Амур, в 1,5 км выше устья р. Дурал: *Aucellina peculnejensis* Vereshagin, *Aucellina* aff. *caucasica* (Buch), *Aucellina aptiensis* (d' Orbigny).

лах рассматриваемого региона, можно считать ауцеллин, собранных вблизи устья р. Дурал, на левом берегу р. Амур. Находки ауцеллин, без учёта вышеупомянутых, известны на правом берегу Амура, в карьере у пристани Пивань (фототабл. 3, фиг. 28, что подлежит тщательной проверке), а также в бассейнах рек: Мачтовая, Гур (по притоку Уктур и водоразделу между р. Гур и её притоком Амигдаки\*; Тумнин (по притоку Уини); Коппи (выше устья притока Дякома); Вторая Седьмая; Хор (по притокам Матай, Хасами); Подхоренок; Самарга (в устье притока Кукси); Бикин (выше ключа Плотникова); Кема (верховья), Бол. Уссурка (верховья и по притоку Колумбе с притоками Да-Нанца, Нанца); Усури (по притокам р. Извилистой, ключам Исакова и Базовского и водоразделам между ними). Во многих из перечисленных мест ауцеллины встречаются вместе с аммонитами и иноцерамами, что взаимно уточняет возрастные позиции названных групп и возраст вмещающих отложений.

Надо заметить, что органические остатки в меловых отложениях сложноскладчатой системы Сихотэ-Алиня редки и трудно находимы. Неважная сохранность органики является почти нормой для этих мест, что связано с сильным метаморфизмом вмеща-

ющих пород и объясняет определение многих видов со знаком открытой номенклатуры. Однако именно органика определяет возраст пород и даёт возможность стратиграфического расчленения меловых образований этого региона. Эти обстоятельства и объясняют необходимость публикации результатов изучения отобранного материала, а главное – его изображения, что ранее, насколько нам известно, сделано не было.

В итоге удалось установить семь видов: *Aucellina aptiensis* (d'Orbigny), *A. caucasica* (Buch), *A. imlayi* Avdejko, Basov et Terechova, *A. rhomboidea* Avdejko et Terechova, *A. carinata* Avdejko et Terechova, *A. pekulnejensis* Vereshagin, *A. ucturiensis* Vereshagin и несколько форм, видовая принадлежность которых не установлена: *Aucellina* sp. № 1, *Aucellina* sp. № 2, *Aucellina?* sp. № 3. Представители двух первых видов (*A. aptiensis*, *A. caucasica*) встречаются во многих из названных выше местонахождений. По аналогии со Средиземноморским ареалом диапазон их распространения считается апт-альбским. Остальные пять являются эндемиками, встреченными пока лишь на территории Притихоокеанского ареала. Как упоминалось, особенно хорошо они представлены в его се-

#### Фототаблица I.

Фиг. 1–10. *Aucellina ucturiensis* Vereshagin. Фиг. 1–4, экз. № 1/13051, 2/13051, 3/13051, 4/13051, фиг. 5, экз. № 69/13051, фиг. 6, экз. № 6/13051, фиг. 7, фиг. 8, экз. 6/13051 Сихотэ-Алинь\*\*, верховья р. Хасанка, притока р. Уктур, басс. р. Гур. Апт-альб. Сборы П.П. Емельянова, Ю.И. Старикова, 1958 г., т. 1. Фиг. 9, экз. № 7/13051, верховья р. Бикин, выше устья ключа Плотникова (вместе с *Marshallites* sp.). Апт-альб. Сборы И.К. Пушина, 1968 г., т. 347. Фиг. 10, экз. № 8/13051. Верховья р. Хасанка, притока р. Уктур, басс. р. Гур. Апт-альб. Сборы П.П. Емельянова, Ю.И. Старикова, 1958 г., т. 1.

Фиг. 11–20. *Aucellina* cf. *ucturiensis* Vereshagin. Фиг. 11, 12. Р. Уктур, басс. р. Гур. Апт-альб. Сборы В.Н. Плиева, 1954 г., т. 171. Фиг. 13–15, экз. № 9/13051, 10/13051, 11/13051, р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт-альб. Сборы П.П. Емельянова, Т.Д. Зоновой, 1957 г., т. 2. Фиг. 16, фиг. 17, экз. № 12/13051, р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт-альб. Сборы И.М. Вдовина, 1958 г., т. 11000. Фиг. 18–20, экз. № 13/13051, 14/13051, 15/13051. Р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт-альб. Сборы П.П. Емельянова, Т.Д. Зоновой, 1957 г., т. 2.

Фиг. 21. *Aucellina imlayi* Avdejko, Basov et Terechova. Экз. № 16/13051. Правый берег р. Хасами, притока р. Матай, басс. р. Хор. Апт-альб. Сборы А.А. Козлова, 1960 г., т. 9222.

Фиг. 22. *Aucellina* cf. *imlayi* Avdejko, Basov et Terechova. Экз. № 17/13051. Р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт-альб. Сборы И.М. Вдовина, 1955 г., т. 11000.

Фиг. 23. Обломок гетероморфного аммонита, возможно *Tropaeum? kajgordzevi* (Vereshagin). Экз. № 18/13051. Верховья р. Бикин, вместе с *Aucellina ucturiensis* Vereshagin (фототабл. I, фиг. 9), *Aucellina aptiensis* (d'Orbigny) (фототабл. II, фиг. 11). Апт-альб. Сборы И.К. Пушина, 1968 г., т. 347.

Фиг. 24. *Mariella* sp. aff. *M. circumtaeniata* (Kossmat).

Фиг. 24<sup>a</sup>, экз. № 19/13051, фиг. 24<sup>b</sup>, экз. № 20/13051 (отпечаток). Верховья р. Бол. Уссурка. Поздний альб-ранний сеноман, вместе с *Aucellina* sp. 1 (фототабл. III, фиг. 11, 12). Сборы В.К. Мостового, 1956 г., т. 14002<sup>a</sup>.

Фиг. 25–27. *Aucellina?* sp. nov. Фиг. 25, фиг. 26, экз. № 21/13051, фиг. 27, экз. № 22/13051. Водораздел между р. Гур и её притоком р. Амигдаки. Нижний мел, апт-альб? Сборы Н.Н. Воронцова, 1954 г., т. 651.

\*Здесь найдено несколько экземпляров (см. фототабл. 1, фиг. 25–27), обладающих признаками как ауцеллин, так и бухий. Решение вопроса требует дальнейшего изучения.

\*\* Все изображенные на таблицах образцы происходят с хребта Сихотэ-Алинь.

Фототаблица I.



верной части (хр. Пекульней, р. Майн, мыс Мамет). Здесь их отличает многочисленность и прекрасная сохранность. Три из них на Сихотэ-Алине установлены впервые и представлены пока небольшим количеством экземпляров: **1.** *Aucellina imlayi* Avdejko, Basov et Terechova, фототабл. I, фиг. 21, 22, (2 экземпляра с рек Уини и Хасами вместе с *Aucellina ucturiensis* Vereshagin); **2.** *Aucellina* aff. *rhomboidea* Avdejko et Terechova, фототабл. III, фиг. 16–23 (5 экземпляров с реки Хасанка, 2 экземпляра с верховьев р. Бол. Уссурка, 2 экземпляра с р. Мопай); **3.** *Aucellina* aff. *carinata* Avdejko et Terechova, фототабл. III, фиг. 1–4 (много экземпляров с р. Уини вместе с *Aucellina ucturiensis* Vereshagin).

Возрастной диапазон видов эндемиков рассматривается по аналогии с Северо-Востоком, где они были выделены: *Aucellina imlayi* Avdejko, Basov et Terechova встречается в апт-альбских отложениях; *Aucellina rhomboidea* Avdejko et Terechova – только в альбе; *Aucellina carinata* Avdejko et Terechova встречается в слоях с *Tropaeum? kajgorodzevi* (Vereshagin), а также в отложениях, «возраст которых пока не может быть определён ближе чем апт-альб» [22]. Для *Aucellina pekulnejensis* Vereshagin подчёркивается строгая приуроченность к слоям с *Tropaeum? kajgorodzevi* (Vereshagin) [22], возраст которых на Межведомственном стратиграфическом совещании

в г. Петропавловск-Камчатский (1974 г.) принят аптским.

В Нижнем Приамурье представители *Aucellina pekulnejensis* Vereshagin были встречены на правом (р. Мачтовая, фототабл. II, фиг. 26) и левом (вблизи устья р. Дурал, фототабл. II, фиг. 24, 25) берегах р. Амур. Экземпляр *Aucellina* cf. *pekulnejensis* Vereshagin найден и на водоразделе рек Матай и Подхорёнок (фототабл. II, фиг. 27 – сборы Козлова А.А., 1960 г., обр. 9219). У р. Дурал представители вида *Aucellina pekulnejensis* обнаружены в комплексе с аптским *Eogaudryceras* (*Eotetragonites*) *duvalianus* d'Orbigny, *Gaudryceras penjiensis* Vereshagin, *Phyllopachyceras* aff. *chitanum* Imlay, *Aucellina* aff. *caucasica* (Buch), *Aucellina aptiensis* (d'Orbigny) и обломком гетероморфного аммонита, который возможно является остатком *Tropaeum (?) kajgorodzevi* (Vereshagin). Обломок гетероморфного аммонита найден и в верховьях р. Бикин, выше ключа Плотникова (фототабл. I, фиг. 23 – сборы И.К. Пушина, 1968 г., обр. 347). Вместе с ним здесь встречены *Aucellina ucturiensis* Vereshagin, *Aucellina* aff. *aptiensis* (d'Orbigny) и *Silesites* sp. Следовательно, если допустить, что обломки гетероморфных аммонитов принадлежат роду *Tropaeum*, то возраст ауцеллин ограничится апт-альбским интервалом. Первоначально принятый барремским возраст для *Aucellina pekulnejensis* Vereshagin был основан на совместном

## Фототаблица II.

Фиг. 1–7. *Aucellina* aff. *aptiensis* (d'Orbigny). Фиг. 1–3, экз. № 23/13051, 24/13051, 25/13051. Р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт-альб. Сборы И.М. Вдовина, 1955 г., т. 11000. Фиг. 4, экз. № 27/13051. Р. Мопай. Апт-альб. Сборы А.А. Козлова, 1960 г., т. 9206. Фиг. 5, экз. № 28/13051. Р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт-альб. Сборы П.П. Емельянова, Т.Д. Зоновой, 1957 г., т. 2. Фиг. 6. Р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт-альб. Сборы И.М. Вдовина, 1955 г., т. 11000. Фиг. 7. Ключ Дорожный, басс. р. Извилистой. Апт-альб. Сборы Ю.П. Бидюка, 1959 г.

Фиг. 8–15. *Aucellina aptiensis* (d'Orbigny). Фиг. 8, экз. № 33/1305, верховья р. Бикин, выше кл. Плотникова. Апт-альб. Сборы И.К. Пушина, 1968 г. Фиг. 9, экз. № 31/13051. Р. Хасанка, приток р. Укгур, басс. р. Гур. Апт-альб. Сборы П.П. Емельянова, Ю.И. Старикова, 1958 г., т. 1. Фиг. 10, экз. № 32/13051, р. Эльга, басс. р. Тумнин. Апт-альб. Сборы Е.Б. Бельтенева, т. 5. Фиг. 11, экз. № 33/13051. Верховья р. Бикин, выше устья ключа Плотникова. Апт-альб. Сборы И.К. Пушина, 1968 г., т. 347. Фиг. 12, 13, экз. № 11/13047, 12/13047. Левый берег р. Амур, в 1,5 км выше устья р. Дурал. Апт-альб. Сборы Т.И. Стасюкевич, И.Б. Бойко, 1962 г., т. 3. Фиг. 14, фиг. 15, экз. № 34/13051. Водораздел рек Подхорёнок и Матай. Апт-альб. Сборы А.А. Козлова, 1960 г., т. 9212.

Фиг. 16–19. *Aucellina caucasica* (Buch). Фиг. 16, экз. № 35/13051. Верховья р. Бол. Уссурка. Альб. Сборы В.К. Мостового, 1956 г., т. 14002. Фиг. 17, экз. № 36/13051, р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт-альб. Сборы П.П. Емельянова, Т.Д. Зоновой, 1957 г., т. 2. Фиг. 18, экз. № 37/13051. Р. Матай, приток р. Хор. Апт-альб. Сборы А.А. Козлова, 1960 г., т. 9219. Фиг. 19. Басс. р. Извилистой. Апт-альб. Сборы Ю.П. Бидюка, 1959 г.

Фиг. 20, 21. *Aucellina ucturiensis* Vereshagin. Фиг. 20, 21. Ключ Исакова, басс. р. Извилистой. Апт-альб. Сборы Ю.П. Бидюка, 1959 г.

Фиг. 22, 23. *Aucellina* aff. *caucasica* (Buch). Фиг. 22, 23, экз. № 13/13047, 14/13047. Левый берег р. Амур, в 1,5 км выше устья р. Дурал. Апт-альб. Сборы Т.И. Стасюкевич, И.Б. Бойко, 1962 г., т. 3.

Фиг. 24–27. *Aucellina pekulnejensis* Vereshagin. Фиг. 24, 25, экз. № 16/13047, 17/13047. Местонахождение, возраст и сборы те же (вместе с *Eogaudryceras* (*Eotetragonites*) *duvalifnus* d'Orbigny). Фиг. 26, экз. № 40/13051. Р. Мачтовая, правый приток р. Амур, ниже пристани Пивань, но выше устья р. Дурал. Апт-альб. Сборы Дальневосточной экспедиции, т. 576. Фиг. 27. Экз. № 37/13051. Р. Матай, приток р. Хор. Апт-альб. Сборы А.А. Козлова, 1960 г., т. 9219.

Фототаблица II.



нахождении ее в хр. Пекульней с остатками гетероморфных аммонитов, которые были определены В.Н. Верещагиным как *Aspinoceras kajgorodzevi* Vereshagin [2], а род *Aspinoceras* выше баррема не поднимается. Впоследствии, после изучения дополнительных сборов, Г.П. Терехова [21] переопределила их и отнесла этот вид к аптскому роду *Tropaeum*(?) *kajgorodzevi* (Vereshagin).

Широкое распространение на Сихотэ-Алине, особенно в северной его части, из названных имеет пятый эндемик – *Aucellina ucturiensis* Vereshagin, фототабл. I, фиг. 1–10. Массовые скопления представителей этого вида отмечены на р. Уини, правом притоке р. Тумнин (сборы И.М. Вдовина, 1955 г., обр. 11000 и П.П. Емельянова и Т.Д. Зоновой, 1957 г., обр. 2) и на р. Хасанке, правом притоке р. Уктур (сборы П.П. Емельянова и Ю.И. Старикова, 1958 г., обр. 1). Представители вида встречаются и в веховьях р. Бикин, выше ключа Плотникова (сборы И.К. Пущина, 1958 г., обр. 347). Известны они и на р. Колумбе, басс. р. Бол. Уссурка (сборы Н.Ф. Васильева, 1961 г.) и на р. Извилистой, басс. р. Уссури (сборы В.П. Битюка, 1962 г.). Считалось, что это наиболее древние из представителей ауцеллин. Их возрастной диапазон рассматривается как баррем–альб. Барремский возраст обусловлен присутствием на р. Уктур, предположительно в тех же отложениях барремского *Spitidiscus* aff. *rotula* Sowerby [2], хотя совместные их

находки неизвестны. Апт-альбский возраст объясняется присутствием представителей *Aucellina* aff. *aptiensis* (d'Orbigny), *Aucellina caucasica* (Buch). В таком же сочетании они встречаются и на юге Сихотэ-Алиня, в басс. р. Уссури, на р. Извилистой, где на водоразделе притоков последней кл. Исакова и кл. Базовского, в нижних слоях (ключ Павлиева) обнаружены *Spitidiscus*(?) cf. *rotula* Sowerby (сборы Ю. П. Битюка, 1959 г., обр. 3761), а выше появляются *Aucellina ucturiensis* Vereshagin, *Aucellina* ex gr. *caucasica* (Buch), *Silesites* sp. Ещё выше, в породах, вскрывающихся по кл. Базовскому, встречаются многочисленные *Aucellina caucasica* (Buch) и *Aucellina aptiensis* (d'Orbigny). Причём, в отложениях, стратиграфически отвечающих положению *Spitidiscus* (?) cf. *rotula* Sowerby отмечены скопления *Entolium*, *Nucula*, *Pleuromya*, *Cuculace*, *Lima*, *Camptonectes* [4]. Некоторые из них встречаются также на реках Уктур (басс. р. Гур) и Эльга (басс. р. Тумнин), а также в Вассинской протоке. Примерно тот же набор двустворок, вместе с ауцеллинами, *Inoceramus* sp. и *Mariella* sp., (фототабл. I, фиг. 24) встречен в веховьях р. Бол. Уссурка, сборы В.К. Мостового, 1956 г., т. 14002, 14002<sup>a</sup>). Остатки пектенид, ктенодонтид, а несколько выше по разрезу – массовое скопление *Aucellina aptiensis* (d'Orbigny), *Aucellina caucasica* (Buch) отмечает и Е.А. Калинин [11] на р. Матай (басс. р. Хор). А в веховьях р. Правый Подхоренок в

### Фотогалаблиця III.

Фиг. 1–4. *Aucellina*(?) aff. *A. carinata* Avdejko et Terechova. Фиг. 1, 4, экз. № 41/13051, 42/13051. Р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт–альб, слои с *Tropaeum? kajgorodzevi*. Сборы П.П. Емельянова, Т.Д. Зоновой, 1957 г., т. 2. Фиг. 2, 3, экз. № 43/13051, 44/13051. Р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт–альб. Сборы И.М. Вдовина, 1955 г., т. 11000.

Фиг. 5–8. *Aucellina* (?) cf. *carinata* Avdejko et Terechova. Фиг. 5, экз. № 26/13051, фиг. 6, 7, экз. № 45/13051, № 46/13051. Р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт–альб. Сборы И.М. Вдовина, 1955 г., т. 11000. Фиг. 8, экз. № 47/13051. Р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт–альб. Сборы П.П. Емельянова, Т.Д. Зоновой, 1957 г., т. 2.

Фиг. 9–15. *Aucellina* sp.1 aff. *A. aptiensis* (d'Orbigny). Фиг. 9, фиг. 10, экз. № 48/13051. Р. Хасанка, правый приток р. Уктур, басс. р. Гур. Апт–альб. Сборы П.П. Емельянова, Ю.И. Старикова, 1958 г., т. 1. Фиг. 11, 12 (отпечаток), экз. № 49/13051, 50/13051, веховья р. Бол. Уссурка. Альб. Сборы В.К. Мостового, 1956 г., т. 14002<sup>a</sup> (вместе с *Mariella* sp.). Фиг. 13, экз. № 51/13051. Р. Мопу. Апт–альб. Сборы А.А. Козлова, 1960 г., т. 9206. Фиг. 14, 15, экз. № 52/13051, 53/13051. Веховья р. Хасанки, приток р. Уктур. Апт–альб. Сборы П.П. Емельянова, Ю.И. Старикова, 1958 г., т. 1.

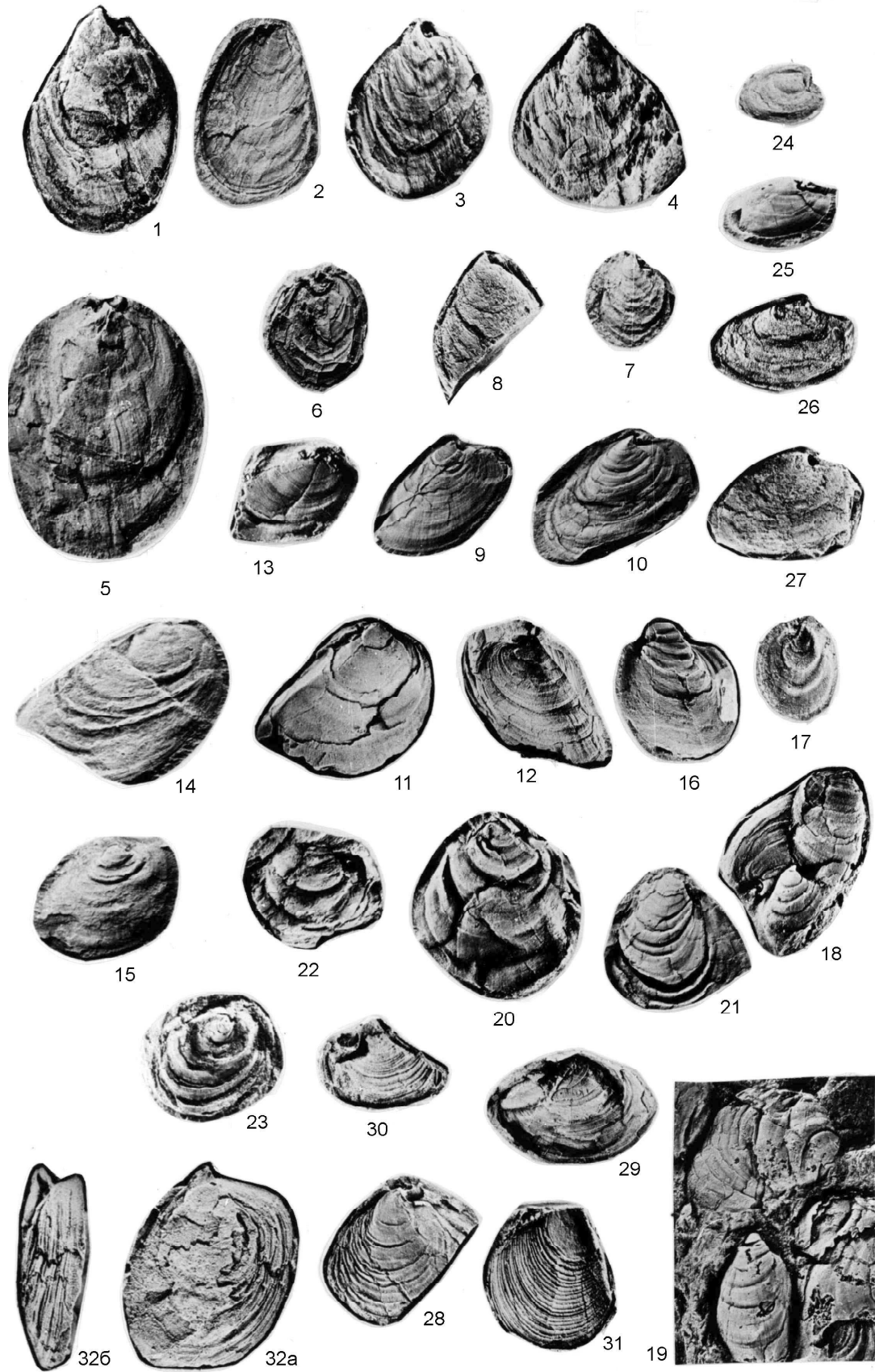
Фиг. 16–23 *Aucellina* aff. *rhomboidea* Avdejko et Terechova. Фиг. 16, экз. № 54/13051. Веховья р. Бол. Уссурка. Альб. Сборы В.К. Мостового, 1956 г., т. 14002. Фиг. 17, 20, экз. № 55/13051, 56/13051. Р. Мопу, басс. р. Коппи. Апт–альб. Сборы А.А. Козлова, 1960 г., т. 9206. Фиг. 18, 19, экз. № 57/13051, 58/13051. Веховья р. Хасанки, приток р. Уктур. Апт–альб. Сборы П.П. Емельянова, Ю.И. Старикова, 1958 г., т. 1. Фиг. 21–23, экз. № 59/13051, 60/13051, 61/13051. Веховья р. Хасанки, приток р. Уктур. Апт–альб. Сборы П.П. Емельянова, Ю.И. Старикова, 1958 г., т. 1.

Фиг. 24–27, *Aucellina* sp. 2. Фиг. 24. Р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт–альб. Сборы И.М. Вдовина, 1955 г., т. 11000. Фиг. 25. Веховья р. Хасанки, притока р. Уктур. Апт–альб. Сборы П.П. Емельянова, Ю.И. Старикова, 1958 г., т. 1. Фиг. 26, 27, экз. № 62/13051, 63/13051. Р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт–альб. Сборы П.П. Емельянова, Т.Д. Зоновой, 1957 г., т. 2.

Фиг. 28–32. *Aucellina*(?) sp.. 3. Фиг. 28, экз. № 64/13051. Правый берег р. Амур, карьер у пристани Пивань. Нижний мел (апт–альб ?). Сборы Т.Д. Зоновой, 1958 г., т. 8. Фиг. 29, экз. № 65/13051. Р. Уини, басс. р. Тумнин. Апт–альб. Сборы П.П. Емельянова, Т.Д. Зоновой, 1957 г., т. 2. Фиг. 30, экз. № 66/13051. Водораздел рек Коппи, Гур, Анной. Апт–альб. Сборы Л.П. Ботылевой, 1962 г., т. 1850, (вместе с *Marshallites* sp). Фиг. 31, 32, экз. № 67/13051, 68/13051. Нижнее Приамурье, в р-не пристани Пивань. Нижний мел (апт–альб ?). Сборы А.С. Шуваева, 1959 г., т. 991.



Фототаблица III.





стратиграфически более высоких горизонтах ему удалось наблюдать конкреции, насыщенные остатками пиннид, камптонектесов и плеуромий. Видимо, перечисленные двустворки встречаются в породах баррем–апт–альбского возрастного интервала, а возможно он и много шире. Этот вопрос интересен и требует обстоятельного изучения.

Подводя итог, касающийся группы ауцеллин, встреченных на Сихотэ-Алине и в Нижнем Приамурье, с учётом двух факторов: 1. Переопределение барремского *Aspinoceras kajgorodzevi* Vereshagin на аптский *Tropaeum(?) kajgorodzevi* (Vereshagin); 2. Отсутствие совместных\* находок ауцеллин с готерив-барремским *Spitidiscus* aff. *rotula* Sowerby, можно не исключать возможность того, что находки ауцеллин на Сихотэ-Алине могут стать указателем более узкого, только апт–альбского, возрастного диапазона. Однако этот вывод нуждается в тщательной дополнительной проверке. Пока апт–альбскому возрасту ауцеллин не противоречит и размещение их в схеме стратиграфии мела, принятой на 4-ом Дальневосточном межведомственном стратиграфическом совещании (ДВ МРСС) в г. Хабаровске в 1990 г. [16]. В будущем рассмотренные виды должны найти в ней своё место.

Представленный материал хранится в г. Санкт-Петербурге, в ЦНИГР музее им Ф.Н. Чернышова, коллекция № 13051.

Для оценки стратиграфической и корреляционной роли представленного материала приводится таблица (схема расчленения меловых отложений и характерные комплексы фауны Сихотэ-Алинской складчатой системы), отражающая таксономическую принадлежность остатков фауны, их примерный возрастной уровень, географию местонахождений с попыткой привязки к современному структурно-фациальному районированию (табл.). Приводимый в таблице материал по различным группам фауны, имеющимся в коллекции, дополнен данными из литературных источников последних лет (см. сноску к таблице). Это работы И.И. Сей и Е.Д. Калачёвой [17, 18, 20], где дано описание и изображение ряда таксонов мелового возраста. Кроме того, из списков фауны (пока не описанной и не изображённой), приведённых В.П. Коноваловым и др. [14], в таблицу введены таксоны, встреченные в других регионах Сихотэ-Алиния, но отобраны только те из них, которые удалось установить в имеющемся у нас материале. Эта

схема была представлена на Первом Всероссийском совещании по меловой системе России [9]. Здесь она приведена обновленной и дополненной с целью демонстрации распространения установленных видов ауцеллин, их приуроченности к одновозрастным фаунистическим сообществам и оценки корреляционной значимости выделенных таксонов.

Ниже впервые рассмотрено обоснование всех подразделений (слои с фауной), приведённых в схеме.

Расчленение меловых отложений и прямую или опосредованную корреляцию с международным стандартом мела обеспечивают аммоноидеи и двустворчатые моллюски. Из последних иноцерамиды, бухии, ауцеллины, отчасти тригонииды позволяют стратифицировать отложения и проводить межрегиональную корреляцию. К сожалению, в имеющемся материале (коллекции В.Н. Верещагина, представленные сборами геологов – съёмщиков и тематических партий, начиная с 40-х годов) отсутствовали тригонииды и неполно представлены бухии. Последние, как известно, в восточных и, в частности, в рассматриваемых регионах нередко играют определяющую роль в расшифровке стратиграфии меловых пород. Достаточно детальное расчленение берриас-валанжинских отложений по бухиям предложено в работах В.П. Коновалова [13, 14], Е.А. Калинина [11], И.И. Сей, Е.Д. Калачёвой [19]. Такую возможность видимо, дадут и ауцеллины для более высоких стратоуровней.

Отложения низов берриаса – слои с *Pseudosubplanites* и *Berriasella*, предложенные И.И. Сей и Е.Д. Калачёвой [20], с характерными тетическими аммонитами *Pseudosubplanites* cf. *grandis* (Maz), *Berriasella* ex gr. *jacobi* (Maz), *Dalmasiceras orientale* Sey et Kalach. установлены и в Южном Приморье на побережье Уссурийского залива. По их мнению, на севере Сихотэ-Алиния присутствуют более высокие слои подъяруса, судя по находкам *Substeuroceras* cf. *kellumi* Imlay, *Parodontoceras* sp. ind., *Fauriella* ex gr. *floquinensis* Le Heg., представляющие смешанный тихоокеанско-тетический комплекс. В этом районе верхний берриас индексируют также тетические *Spiticeras* (S.) *multiforme* Dian., *Fauriella* sp. ind., *Berriasella?* sp. ind. Тетический облик сохраняет аммонитовый комплекс валанжина, заключающий *Olcostephanus*, *Neocomites*, *Sarasinella*, выделяемый как с л о и с *Olcostephanus* spp.

Из двустворчатых моллюсков широко распространённая и быстро эволюционирующая группа иноцерамид позволяет наметить на Сихотэ-Алине и в Нижнем Приамурье ряд уровней с фауной. В берриасе и валанжине она характеризуется присутстви-

\*На р. Уктур находки ауцеллин и *Spitidiscus* aff. *rotula* Sowerby разделены 2–3 км [3, с. 276], но предполагается, что они найдены в одних и тех же стратиграфических слоях.

ем иноцерамов *Inoceramus vereshagini* Poch. и многочисленных анопей, описанных А.А. Капицей [12], которые наряду с бухиями образуют фаунистический маркер *Buchia–Anopaea*. Но преобладающей группой на Сихотэ-Алине, в Южном Приморье и Западном Приохотье в этот временной интервал остаются бухии. Соответственно на большей части Сихотэ-Алиня пока выделяются слои с *Buchia* spp. в объёме двух ярусов.

Более детальное расчленение берриаса по бухиям проведено для Удского и Торомского прогибов И.И. Сей и К.Д. Калачёвой [19]. Здесь ими установлена нижнеберриасская (верхневожская) зона *Buchia piohii–B. terebtatuloides* с зональным комплексом *B. fischeriana* (d' Orb.), *B. trigonoides* (Lah.), *B. unshensis* (Pavl.). Этот стратон прослеживается в Южном Приморье и намечается в Бикинско-Хорской зоне Сихотэ-Алиня. По их данным, аналог зоны *Buchia okensis* может присутствовать в басс. р. Анюй, где встречены *Buchia okensis* (Pavl.) и *B. volgensis* (Lah.).

Готерив и, возможно, начало баррема отмечены своеобразными представителями рода *Coloniceramus–C. colonicus* (Anders.), *C. cf. aucella* (Traut.), *Inoceramus* ex gr. *paraketzovi* Efim. и выделены в слои с *Coloniceramus colonicus*. Аналогичные слои хорошо фиксируются на Северо-Востоке России, где они встречены вместе с *Simbirskites* [15]. В отложениях готеривского возраста, по данным И.И. Сей и Е.Д. Калачёвой [20], отмечены и представители *Crioceratinae*, на их присутствие указывает и Е.А. Калинин [24].

Из барремских отложений В.Н. Коноваловым [14] без описания и изображения названы тетические *Crioceratites* cf. *emericii* Leveil. и *Barremites* sp. В Калифорнии на этом уровне присутствуют *Simbirskites*, *Crioceratites*, *Pulchellia* – индексы готерив–баррема [25]. В настоящей работе в отложениях барремского возраста выделены слои со *Spitidiscus* aff. *rotula*. Основанием для их выделения послужили находки вида-индекса в бассейне р. Уктур (р. Хасанка) на севере и в бассейне р. Уссури (р. Извилистая, водораздел ключей Исакова и Базовского) на юге. Видимо к этим же слоям приурочен и *Pseudohaploceras chinense* Sey et Kalach., описанный И.И. Сей и Е.Д. Калачёвой [20] из баррема Сихотэ-Алиня и Северо-Восточного Китая.

Слои с *Eogaudryceras (Eotetragonites) duvalianus*, выделенные в апте–нижнем альбе, описаны в работах Т.Д. Зоной и Е.А. Языковой [7] и Е.А. Языковой [23]. Вид-индекс *Eogaudryceras (Eotetragonites) duvalianus* (d' Orb.) является одним из наиболее

распространённых в апт–нижнеальбских отложениях Сихотэ-Алиня. Находки вида были сделаны в шести местонахождениях, прослеживающихся полосой от верховьев р. Уссури на юге до широты Комсомольска-на-Амуре в Нижнем Приамурье [7], а в 2001 г. представитель вида был найден Л.П. Эйхвальд на побережье оз. Удыль на мысе Скальном. Кроме того, В.П. Коноваловым [14] в двух местах указаны находки морфологически очень близкого *Eogaudryceras shimizui menneri* Avd. Не исключено, что они могут принадлежать к виду *E. duvalianus*. Находки *Eogaudryceras (Eotetragonites) duvalianus* (d' Orb.) известны из отложений верхнего апта Северного Кавказа, Грузии, Малого Кавказа, а также верхнего апта–нижнего альба Франции, Швейцарии, Болгарии. Кроме зонального вида В.П. Коноваловым в отложениях апта отмечаются находки *Pseudotetragonites* cf. *kudrjavzevi* Druzic [14], который является видом, характерным для тетической области.

Апт-альбские отложения содержат многочисленные ауцеллины и выделяются как слои с *Aucellina* spp. Эти двустворки в регионе пока изучены недостаточно, но несомненно, после дополнительных и целенаправленных сборов, позволят в будущем осуществлять более детальное расчленение этих ярусов.

В течение позднего альба обстановка в палеобассейнах Приморья и Приамурья несколько изменилась. Большинство обнаруженных в альбских отложениях аммонитов можно считать бореальными. Распространение таких таксонов, как *Puzosia* cf. *lata* Seitz, *P. cf. sigmoidalis* Don., *Phyllopachyceras* aff. *chitinanum* Imlay, *Parasilesites* cf. *bullatus* Imlay, представители родов *Archthoplites*, *Marshalites* и некоторых других, а также находки *Gaudryceras penjiensis* Ver. – вида, характерного для альба Северо-Востока России, указывают на бореальный характер сообщества. В то же время, распространённые в Приморье аммониты рода *Cleoniceras* и его подрода *C. (Grycia)*, позволяющие выделять одноименные слои во многих восточных регионах России, одновременно дают возможность сопоставления с меловым стандартом Тетиса. Эти слои намечались и на Сихотэ-Алине.

Альбский ярус охарактеризован широко распространёнными видами иноцерамов группы англикус – *Inoceramus anglicus* Woods, *I. udylenensis* Zon., *I. cunensis* Zon., sp. nov., *I. omutnensis* Zon., рассмотренной Т.Д. Зоной и Е.А. Языковой [8]. На этом же уровне В.П. Коновалов [14] указывает *Inoceramus salomoni* (d' Orb.). К сожалению, в коллекции авторов состав группы представлен экземплярами, сохранность которых позволила определить многие из

Таблица. Схема расчленения и характерные комплексы

Структурно-фациальное районирование				З а п а д н о – С и х о т э –					
				Г о р и н с к а я					
Отдел	Ярус	Подъярус	Слои с фауной	Левобережье р. Амур, пос. Дуди, Вассинская протока	Озеро Удыль, р. Силасу	Реки Ситога, Лимури, Мал. Долман, р. Амур (в 1,5 км выше устья р. Дурал)	Р. Амур в р-не пристани Пивань, реки Туганина, Березовая, Мачтовая, пос. Кальма, пос. Савинское		
				л е в о б е р е ж ь е р . А м у р					
Верхний мел	С е н о м а н	нижний	в.	<i>Inoceramus sichotealinensis</i> , <i>I. tuganinensis</i>	<i>Birostrina nipponica</i> (Nag et Mats.) <i>Inoceramus sichotealinensis</i> Zon., <i>I. s. declinatus</i> Zon., <i>I. pressulus</i> Zon., <i>I. tuganinensis</i> Ver. et Zon., <i>I. cf. slovutnensis</i> Ver. et Zon., <i>I. cf. tychjawajamensis</i> Ver., <i>I. aff. tenuistriatus</i> Nag. et Mats., <i>Desmoceras (Pseudouhligella)</i> sp. ind.	<i>Inoceramus</i> ex gr. <i>pictus</i> Mant., <i>Inoceramus</i> ex gr. <i>dunveganensis</i> McLearn	<i>Birostrina tamurai</i> (Nag. et Mats.) <i>Inoceramus sichotealinensis</i> Zon., <i>I. tuganinensis</i> Ver. et Zon., <i>I. cf. prefragilis</i> Steph., <i>I. pressulus</i> Zon., <i>I. tychjawajamensis</i> Ver., <i>I. subovatus</i> Ver.	<i>I. sichotealinensis</i> Zon., <i>I. sich. declinatus</i> Zon., <i>I. tuganinensis</i> Ver. et Zon., <i>I. prefragilis</i> Steph., <i>I. ex gr. prefragilis</i> Steph., <i>I. pressulus</i> Zon.	
					нижний	ср.	в.		
Н и ж н и й м е л	Альб	нижний	ср.	в.	<i>Cleonicerus</i> sp., <i>I. ex gr. anglicus</i>	<i>Birostrina cf. concentrica</i> (Park.) <i>Inoceramus</i> sp. (ex gr. <i>anglicus</i> Woods), <i>I. udylenis</i> Zon., <i>Beudanticeras</i> sp., <i>Marshallites</i> sp., <i>Pycnolepas</i> sp. (усоногие раки) <i>Lima (Lima)</i> aff. <i>consobrina</i> d'Orb., <i>Modiolus</i> sp., <i>Exogyra</i> cf. <i>aquillana</i> Steph.	<i>Inoceramus udylenis</i> Zon., <i>I. cf. udylenis</i> Zon. <i>Inoceramus</i> ex gr. <i>bellvuensis</i> Resside, <i>I. sp. nov.</i>	<i>Tetragonites</i> sp., <i>Sonneratia?</i> sp., <i>Gaudryceras penjiensis</i> Ver., <i>Phyllopachyceras aff. chitinatum</i> Imlay <i>Eogaudryceras (Eotetragonites) duvalianus</i> (d'Orb.), <i>Aucellina pekulnejensis</i> Ver., <i>A. caucasica</i> (Buch.)	<i>Birostrina cf. concentrica</i> (Park.), <i>Eogunnarites?</i> sp., <i>Puzosia cf. lata</i> Seitz, <i>Entolium utukokense</i> Imlay, <i>Inoceramus udylenis</i> Zon. <i>Cleonicerus</i> sp.
Н и ж н и й м е л	Апт				<i>Eogaudryceras (Eotetragonit.) duvalianus</i>	<i>Eogaudryceras (Eotetragonites) duvalianus</i> (d'Orb.)	<i>Aucellina aptiensis</i> (d'Orb.) <i>Tropeum? kajgorodzevi</i> (Ver)	<i>Aucellina pekulnejensis</i> Ver., <i>A. (?) sp.</i> , <i>Entolium utukokense</i> Imlay, <i>Exogyra cf. aquillana</i> Steph.	
									нижний
Н и ж н и й м е л	Баррем				<i>Spiridiscus</i> aff. <i>rotula</i>				
									нижний
Н и ж н и й м е л	Готерив				<i>Coloniceras colonicus</i>				
									нижний
Н и ж н и й м е л	Валанжин				<i>Olcosterphamus</i> spp.			<i>Buchia</i> cf. <i>sublaevis</i> (Keys.), <i>B. jasikovi</i> (Pavl.), <i>B. keyserlingi</i> (Tr.), <i>B. bulloides</i> (Lah.), <i>Entolium</i> sp., <i>Lima</i> aff. <i>consobrina</i> d'Orb., <i>Inoceramus</i> cf. <i>vereshagini</i> Poch., <i>Sarasinella</i> cf. <i>varians</i> (Uhlig)**)	
									нижний
Н и ж н и й м е л	Берриас				<i>Buchia</i> spp.			<i>Buchia okensis</i> (Pavl.) и др.	
									нижний
Н и ж н и й м е л	Берриас	ниж.	в.		<i>Pseudo-subplanites</i> , <i>Berriassella</i>				
									нижний

\*) – В.П. Коновалов [14]; \*\*) – И.И. Сей, Е.Д. Калачева [20].

## фауны Сихотэ-Алинской складчатой системы.

А л и н с к и й    п р о г и б				
з о н а		Б и к и н о - Х о р с к а я   з о н а		
Реки Анной, Гобилили, Таунга	Р. Си (бассейны реки Немта, Джугда)	Реки Хор, Правый Подхоронок, Матай, Хасами, Вторая Седьмая, Ассикаевка	Низовья р. Бикин, ст. Вяземская, хр. Стрельникова, руч. Глубокий	Р. Бикин, выше пос. Верхний Перевал, пос. Новомихайловка
п р а в о б е р е ж ь е   р .   А м у р				
		<i>Eogunnarites</i> sp. <sup>*)</sup>		<i>Camptonectes</i> sp. <sup>*)</sup>
<i>Gaudryceras</i> cf. <i>penjiensis</i> Ver.	<i>Paragastrolites</i> ex gr. <i>spiekeri</i> (Mc Learn) <sup>*)</sup> , <i>Subarthroplites</i> <i>talkeemanus</i> Imlay <sup>*)</sup> , <i>Lima</i> sp.	<i>Entolium utukokense</i> Imlay, <i>Thracia</i> sp., <i>Paragastrolites</i> ex gr. <i>spikeri</i> (Mc Learn) , <i>Inoceramus</i> ex gr. <i>anglicus</i> Woods <sup>*)</sup> , <i>Gastrolitinae</i> , <i>Pleuromya</i> sp. <sup>*)</sup> , <i>Marshallites</i> ? sp., <i>Inoceramus</i> ex gr. <i>altifluminis</i> Mc Learn <sup>*)</sup> , <i>Anagaudryceras aurarium</i> (Anders.) <sup>*)</sup> , <i>Phyllopachyceras</i> <i>chitinanum</i> Imlay <sup>*)</sup>	<i>Anagaudryceras</i> ? sp.ind. <sup>*)</sup>  <i>Gastrolitinae</i> <sup>*)</sup> , <i>Grantzicerus</i> sp. <sup>*)</sup> , <i>Grycia pereziana</i> (Whit.) <sup>*)</sup> , <i>Marshallites</i> sp.  <i>Arcthoplites</i> aff. <i>belli</i> (Mc learn), <i>Inoceramus</i> sp.	<i>Entolium utukokense</i> Imlay <sup>*)</sup> , <i>Thracia</i> cf. <i>kissoumi</i> Mc Learn <sup>*)</sup>  <i>Inoceramus</i> cf. <i>anglicus</i> Woods <sup>*)</sup> , <i>Chlamys</i> sp. <sup>*)</sup> , <i>Tetragonites</i> sp. <sup>*)</sup>
<i>Eogaudryceras</i> ( <i>Eotetragonites</i> ) cf. <i>duvalianus</i> (d'Orb.), <i>Inoceramus</i> sp.		<i>A. aptiensis</i> (d'Orb.), <i>A. pekulnejensis</i> Ver., <i>A. imlayi</i> Avd., Bas. et Ter., <i>A. ucturiensis</i> Ver., <i>Eogaudryceras</i> ( <i>E.</i> ) <i>shimizui</i> <i>menneri</i> Avd. <sup>*)</sup>	<i>Eogaudryceras</i> ( <i>Eotetragonites</i> ) <i>duvalianus</i> (d'Orb.) <sup>*)</sup> , <i>Inoceramus</i> sp.	<i>Aucellina aptiensis</i> (d'Orb.) <sup>*)</sup> , <i>Eogaudryceras</i> ( <i>Eotetragonites</i> ) <i>duvalianus</i> (d'Orb.)
<i>Coloniceramus</i> <i>colonicus</i> (Anderson)				
		<i>Buchia</i> ex gr. <i>keyserlingi</i> (Traut.) и др.		
<i>Spiticeras</i> ( <i>S.</i> ) <i>multi-</i> <i>forme</i> Djan. <sup>***)</sup> , <i>Fauriella</i> sp. ind. <sup>***)</sup> , <i>Berriasella</i> ? <sup>***)</sup> , <i>Substuroceras</i> cf. <i>kellumi</i> Imlay <sup>*)</sup> , <i>Parodontoceras</i> sp. ind. <sup>***)</sup>		<i>Buchia terebratuloides</i> (Pavl.) <sup>*)</sup> и др.		

Структурно-фациальное районирование			Западно-Сихотэ-Алинский прогиб			Центральное поднятие			
			Тумнинская зона			Хорско-Дальненская зона	Окраинская зона		
Ярус	Подъярус	Слои с фауной	ж/д Комсомольск-Совгавань, реки Гур, Джаур, Амигдаки, Борхи, Удоми, Почепта			Р. Уктур с пр. Хасанка	Р. Тумнин с пр. Эльга, пр. Уни, Мули, Буга	Р. Голубица, басс. р. Бол. Уссурка	Реки Уссури, Извилистая, м/р. Извилинка-Соколовка, руч. Павлиев, Партизанский, кл. Исакова, р. Мал. Сотникова
			Сенюман	нижний	в. ср.	<i>Inoceramus sichotealinensis</i> - <i>I. tuganinensis</i>	<i>Birostrina nipponica</i> (Nag. et Mats.) <i>Inoceramus sichotealinensis</i> Zon., <i>I. s. declinatus</i> Zon., <i>I. pressulus</i> Zon., <i>I. aff. tenuistriatus</i> (Nag. et Mats.)		
Альб	нижний	<i>Aucellina</i> spp. <i>Eogaudryceras</i> ( <i>Eotetragonit.</i> ) <i>duvalianus</i>	в. ср.	<i>Cleonicerus</i> sp. <i>I. ex gr. anglicus</i>	<i>Entolium</i> ( <i>E.</i> ) <i>utukokense</i> Imlay, <i>Limatula</i> aff. <i>fittoni</i> (d'Orb.), <i>Inoceramus cunensis</i> Zon., <i>I. aff. anglicus</i> Woods, <i>Camponectes</i> sp.ind. <i>Variamussium</i> aff. <i>kimurai</i> Hayami, <i>Cleonicerus</i> sp., <i>Pleuromia borealis</i> Warren	<i>Entolium utukokense</i> Imlay	<i>Entolium</i> aff. <i>utukokense</i> Imlay, <i>Limatula</i> aff. <i>fittoni</i> (d'Orb.), <i>Inoceramus</i> aff. <i>urius</i> Wellm., <i>I. ex gr. anglicus</i> Woods <i>I. cf. udylensis</i> Zon., <i>I. cf. onutnensis</i> Zon., <i>Camptonectes</i> sp. ind., <i>Marshallites</i> sp., <i>Protetragonites</i> cf. <i>aeolus aeolus</i> (d'Orb.), <i>Aucellina caucasica</i> (Buch), <i>A. aptiensis</i> (d'Orb.)	<i>Entolium utukokense</i> Imlay, <i>Thracia semiplanata</i> Whit. <sup>*)</sup>	<i>Entolium utukokense</i> Imlay <sup>*)</sup> , <i>Thracia cf. kissoumi</i> (McLearn) <sup>*)</sup>  <i>Gaudryceras</i> cf. <i>penjiensis</i> Ver., <i>Phyllopachyceras</i> cf. <i>chitinanum</i> Imlay <sup>*)</sup> , <i>Parasilesites</i> cf. <i>bullatus</i> Imlay, <i>P. ex gr. orientalis</i> Mich.et Ter. <sup>*)</sup> , <i>Pleuromya</i> cf. <i>kellory</i> Imlay <sup>*)</sup> , <i>Kossmatella</i> sp. ind. <sup>*)</sup>  <i>Aucellina caucasica</i> (Buch) <i>Silesites</i> sp.
			Апт	<i>Aucellina</i> sp. nov., <i>Pseudotetragonites</i> cf. <i>kudrjavcevi</i> Druzic <sup>*)</sup>	<i>A. aptiensis</i> (d'Orb.), <i>A. aff. aptiensis</i> , <i>A. ucturiensis</i> Ver., <i>A. cf. carinata</i> Avd. et Ter.	<i>A. aff. aptiensis</i> (d'Orb.), <i>A. carinata</i> Avd. et Ter., <i>A. imlayi</i> Avd., Bas. et Ter., <i>A. cf. ucturiensis</i> Ver.		<i>Aucellina aptiensis</i> (d'Orb.), <i>A. aff. aptiensis</i> (d'Orb.), <i>A. ucturiensis</i> Ver., <i>A. anthulai</i> Pavl., <i>Eogaudryceras</i> ( <i>Eotetragonites</i> ) <i>duvalianus</i> (d'Orb.)	
Баррем		<i>Spitidiscus</i> aff. <i>rotula</i>		<i>Spitidiscus</i> aff. <i>rotula</i> (J.de C. Sow.)			<i>Spitidiscus</i> aff. <i>rotula</i> (J.de C.Sow.) <sup>*)</sup> <i>Entilium</i> sp., <i>Nucula</i> sp., <i>Pleuromia</i> sp., <i>Cuculact</i> sp. <sup>*)</sup>		
Готерив		<i>Coloniceramus colonicus</i>			<i>Coloniceramus colonicus</i> (Anders.) <sup>*)</sup> , <i>C. cf. aucella</i> (Traut.)				
Валанжин		<i>Olcosterphanus</i> spp.		<i>Acila</i> ( <i>Truncacila</i> ) sp., <i>Inoceramus</i> cf. <i>vereshagini</i> Poch.			<i>Buchia keyserlingi</i> (Lah.) и др.	<i>Buchia</i> cf. <i>sublaevis</i> (Keys.), <i>B. keyserlingi</i> и др. <sup>*)</sup>	
Берриас	ниж.	<i>Pseudo-subplanites</i> <i>Berriassella</i>	<i>Buchia</i> spp.	<i>Buchia terebratuloides</i> (Lah.) <sup>*)</sup> , <i>B. unschensis</i> (Pavl.) <sup>*)</sup> , <i>Fauriella</i> ex gr. <i>floquinensis</i> Le Heg. <sup>*)</sup>					

Восточно-Сихотэ-Алинский прогиб			Прибрежное поднятие	
Коппи-Лужкинская зона			Кемская зона	Таухинская зона
Реки Самарга, Кукси, Коппи (Джауса), Мопау	Р. Бикин, кл. Плотникова, реки Зева, Мал. Светловодная	Реки Большая Уссурка (верховья), Колумбе, Казачка, Арму, Ороченка	Реки Кема (р. Сметховка), Рудная (руч. Березовый, Сухой), Бол. Уссурка (руч. Южный, Левый Путеводный, Зап. Кема)	Р. Маргаритовка, г. Снежная, реки Черная, Аввакумовка
		<i>Birostrina</i> aff. <i>nipponica</i> (Nag. et Mats.)  <i>Inoceramus</i> aff. <i>tenuistriatus</i> Nag. et Mats	<i>Birostrina concentrica</i> (Park.) <sup>*)</sup>	
<i>Entolium utukokense</i> Imlay, <i>Thracia kissoumi</i> (Mc Learn) <sup>*)</sup> <i>Inoceramus anglicus</i> Woods <sup>*)</sup> , <i>I. salomoni</i> (d'Orb.) <i>Parasilestites</i> cf. <i>flexicostatus</i> Imlay <sup>*)</sup> <i>Aucellina caucasica</i> (Buch), A. aff. <i>rhomboidea</i> Avd. et Ter. <i>Marshallites</i> sp.	<i>Inoceramus</i> aff. <i>urius</i> Wellm., <i>Thracia</i> sp. <sup>*)</sup> <i>Inoceramus</i> cf. <i>anglicus</i> Woods <sup>*)</sup> <i>Grantzicerus</i> cf. <i>affine</i> (Whit.) <sup>*)</sup> , <i>Gastroplites</i> sp. <sup>*)</sup> , <i>Subarchoplites</i> sp. <sup>*)</sup> , <i>Cleoniceras</i> sp. <sup>*)</sup> , <i>Marshallites</i> sp.  <i>Aucellina caucasica</i> (Buch) <sup>*)</sup> <i>Silesites</i> sp.	<i>Lima</i> sp., <i>Entolium</i> sp. <sup>*)</sup> <i>Camptonectes</i> (C.) sp. ind., <i>I. cf. udylensis</i> Zon., <i>I. ex gr. anglicus</i> Woods, <i>I. cf. bellvuensis</i> Reeside, <i>Lima</i> sp. aff. <i>subovalis</i> Sow.  <i>Cleoniceras</i> (?) sp. ind. <sup>*)</sup> , <i>Parasilestites</i> cf. <i>bullatus</i> Imlay <i>Mariella</i> sp.  <i>Aucellina</i> aff. <i>rhomboidea</i> Avd. et Ter. <i>A. caucasica</i> (Buch) <sup>*)</sup>	<i>Entolium utukokense</i> Imlay <sup>*)</sup> <i>Thracia kissoumi</i> (McLearn) <sup>*)</sup> <i>Tropaeum</i> sp. <sup>*)</sup>  <i>I. anglicus</i> Woods <sup>*)</sup> , <i>I. ex gr. anglicus</i> Woods <sup>*)</sup> <i>I. salomoni</i> (d'Orb.) <sup>*)</sup> ,  <i>Aucellina caucasica</i> (Buch) <sup>*)</sup>	
<i>Aucellina aptiensis</i> (d'Orb.)	<i>Aucellina aptiensis</i> (d'Orb.), <i>A. ucturiensis</i> Ver., <i>A. anthulai</i> Pavl. <sup>*)</sup> , <i>Eogaudryceras shimizui menneri</i> Avd. <sup>*)</sup>	<i>Aucellina</i> aff. <i>aptiensis</i> (d'Orb.), <i>Nuculana</i> sp.	<i>A. aptiensis</i> (d'Orb.) <sup>*)</sup> , <i>Variamusium</i> sp. <sup>*)</sup> <i>Eogaudryceras</i> ( <i>Eotetragonites</i> ) ex gr. <i>duvalianus</i> (d'Orb.) <sup>*)</sup>	
		<i>Pseudohaploceras chinense</i> Sey et Kalacheva <sup>**)</sup>		
<i>Coloniceramus colonicus</i> (Anders.)		<i>Coloniceramus colonicus</i> (Anders.) <sup>*)</sup> , <i>C. cf. aucella</i> (Traut.) <sup>*)</sup> , <i>I. ex gr. paraketzovi</i> Efim. <sup>*)</sup>	<i>Coloniceramus colonicus</i> (Anders.) <sup>*)</sup>	
<i>Buchia keyserlingi</i> (Lah.) и др. <sup>*)</sup>		<i>Olcostephanus</i> (O.) sp. <sup>*)</sup>  <i>Buchia keyserlingi</i> (Lah.) и др. <sup>*)</sup>	<i>Neocomites</i> sp. <sup>**)</sup> , <i>Olcostephanus</i> ( <i>Olcostephanus</i> ) cf. <i>quadriradiatus</i> Imlay <sup>**)</sup>	<i>Olcostephanus</i> (O.) sp. <i>Neocomites neocomiensis</i> (d'Orb.) <sup>**)</sup> , <i>N. teschensis</i> (Uhlig) <sup>**)</sup>
				<i>Neophyllites</i> sp. <sup>*)</sup> <i>Berriasella</i> sp. <sup>*)</sup>

них в открытой номенклатуре. Однако их расселение на огромных площадях и на определённом стратоуровне свидетельствует о возможности выделения слоёв с *Inoceramus* ex gr. *anglicus*. Они прослежены от верховьев р. Усури на юге, через водораздел рек Подхорёнок, Матай и 67, 5 км ж/д Комсомольск-на-Амуре – Советская Гавань, в бассейне р. Гур (р. Уини) и в верховьях р. Тумнин (р. Эльга). Встречены эти слои и в Нижнем Приамурье на отдельных участках разреза Вассинской протоки у пос. Дуди на левом берегу р. Амур и у пос. Савинское на правом берегу р. Амур, а также на побережье оз. Удыль (Резиденция Удыльская) и, наконец, в верховьях р. Большая Силасу на севере. Такой охват территории делает группу хорошим возрастным репером. Как правило, к этому уровню приурочены многочисленные находки энтолиумов, пектенов, траций, камптонектесов, остатки зубов рыб и усонюгих раков, зафиксированных и совместно с ауцеллинами. Из аммоноидей этот уровень, как отмечалось, характеризует *Cleoniceras* sp. На некоторых участках можно фиксировать смыкание группы *anglicus* с представителями сеноманского возраста. На севере – это верховья р. Силасу, южнее – бассейн р. Борхи, в районе ст. Кун, на юге – верховья р. Большая Уссурка, в районе пос. Мельничное. За пределами региона такое смыкание отчётливо наблюдается на п-ове Шмидта.

Сеноманские отложения не содержат большого количества аммоноидей, что отчасти указывает на обмеление бассейна. На этом уровне встречены лишь представители рода *Desmoceras* (*Pseudouhligella*), часто встречающиеся в сеномане Северо-Востока России, Сахалина, Японии. Иногда здесь присутствуют представители рода *Eogunnarites* в сообществе богатых комплексов двустворчатых моллюсков, среди которых заметную роль играют иноцерамы. Они широко распространены в различных бассейнах сеноманского времени, приуроченных, главным образом, к осевой части Сихотэ-Алинского прогиба, и представлены многочисленными остатками иноцерамов и бирострин – *Inoceramus sichotealinensis* Zon., *I. sichotealinensis declinatus* Zon., *I. tuganinensis* Ver., *I. pressulus* Zon., *I. subovatus* Ver., *Birostrina concentrica* (Park), *B. nipponica* (Nag. et Mats.), *B. tamurai* (Mats. et Noda) [6]. Эта эндемичная группа Тихоокеанской биохории пользуется широчайшим распространением на дальневосточных окраинах России и в Японии. Представители группы известны на Сахалине, в Пенжинской депрессии, Корякском нагорье, бухте Угольной и на северо-западном побережье Камчатки.

Таким образом, изучение имеющихся фаунистических остатков из меловых отложений Нижнего Приамурья, Сихотэ-Алиня и Приморья позволило наметить примерные возрастные уровни в ранге слоёв с фауной, которые со временем по мере получения дополнительного материала могут быть детализированы и переведены в более узкие временные рамки.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бодылевский В.И. О нижнемеловой фауне Сучанского угленосного бассейна // Докл. АН СССР. 1943. Т. XXI, № 6. С. 266–269.
2. Верещагин В.Н. Проблема готерива и баррема на Дальнем Востоке // Сов. геология. 1962. № 8. С. 33–39.
3. Верещагин В.Н., Потапова З.П. Баррем-апт-альбские отложения // Геология СССР. М., 1966. Т. 19. С. 275–281.
4. Верещагин В.Н., Коновалов В.П. Зона главного антиклинория Сихотэ-Алиня // Геология СССР. М., 1969. Т. 32. С. 268–272.
5. Верещагин В.Н., Халилов Ф.Г. Особенности расселения ауцеллин в раннемеловых морях // Палеонтология, палеогеография и мобилизм. Магадан, 1981. С. 147–148. (Тр. XXI, ВПО, АН СССР).
6. Зонова Т.Д. Меловые иноцерамиды Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Новые данные по стратиграфии и палеогеографии Дальнего Востока. Владивосток, 1982. С. 42–52.
7. Зонова Т.Д., Языкова Е.А. Слои с *Tetragonites duvalianus* на Сихотэ-Алине // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 3. С. 12–17.
8. Зонова Т.Д., Языкова Е.А. Представители группы *Inoceramus anglicus* на Сихотэ-Алине и в Пенжинской депрессии // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 4. С. 116–126.
9. Зонова Т.Д., Языкова Е.А. Новое наполнение стратиграфической основы схемы меловых отложений Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии: Первое Всерос. совещ.: Тез. докл. М., 2002. С. 45–47.
10. Калинин Е. А. Новые данные по биостратиграфии альба Сихоте-Алиня // Мезозойские и кайнозойские отложения Дальнего Востока: Препр. Магадан, 1987. С. 3–15.
11. Калинин Е.А. Слои *Buchia* валанжина бассейна р. Хор. (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 78–85.
12. Капица А.А. Новые виды нижнемеловых иноцерамид Нижнего Приамурья // Биостратиграфия юга Дальнего Востока (фанерозой). Владивосток, 1978. С. 65–77.
13. Коновалов В.П. Род *Buchia* в Тихоокеанской области // Эволюция органического мира Тихоокеанской области. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1977. С. 139–155.
14. Маркевич П.В., Коновалов В.П., Малиновский А.И., Филипов А.Н. Нижнемеловые отложения Сихотэ-Алиня / ДВО РАН. М-во природ. ресурсов. Приморгеолком. Владивосток, 2000. 280 с.
15. Похилайнен В.П. Мел Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 37 с.

16. Решения 4-го Дальневосточного межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1994. С. 91–110.
17. Сей И.И., Калачева Е.Д. Нижнеберийские отложения Южного Приморья и положение границы юры и мела на Дальнем Востоке СССР // Граница юры и мела. М: Наука, 1990. С. 178–187.
18. Сей И.И., Калачева Е.Д. Зональная стратиграфия верхней юры и низов мела Дальнего Востока // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток, 1990. С. 162–170.
19. Сей И.И., Калачева Е.Д. Бухииды и зональная стратиграфия верхнеюрских отложений северной части Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 8. С. 46–58.
20. Сей И.И., Калачева Е.Д. Раннемеловые аммониты Сихотэ-Алинской системы и их биостратиграфическое значение // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 83–92.
21. Терехова Г.П. О некоторых развёрнутых нижнемеловых аммонитах Северо-Востока СССР // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. 1972. № 20. С. 200–210.
22. Терехова Г.П., Авдейко Г.П., Басов И.А. Ауцеллины в меловых отложениях Северо-Востока СССР // Палеонтология и биостратиграфия Корякского нагорья. Магадан: ДНД СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 37–63.
23. Языкова Е.А. Некоторые раннемеловые аммониты Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2001. Т.20, № 1. С. 100–106.
24. Matsukawa M., Kalinin J., Futakami M., et al. Paleogeography and paleocurrents of the Barremian strata in Japan, NE China and Sikhote-Alin (Russia) // Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology. 1993. V. 105. P. 71–81.
25. Papenoe W.P., Imlay R.W., Murphy M.A. Correlation of the Cretaceous Formations of the Pacific Coast (United States and Northwestern Mexico) // Bull. Geol. Soc. Amer. 1960. V. 71, N 10. P. 1491–1540.

Поступила в редакцию 30 июня 2000 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

*T.D. Zonova, E.A. Yazykova*

#### **Cretaceous *Aucellina* from the Sikhote- Alin.**

The results of the study of representatives of the *Aucellina* genus from the southern part of the Pacific Coast Area (Sikhote-Alin and the Lower Amur Region) are given in this paper. Seven species were determined, including five endemics. The detailed faunal locations are shown. The representatives of other attendant faunal groups are also referred to. Different evidence for the stratigraphic range of the investigated taxa is discussed. The Aptian-Albian interval is proposed as an optimum for these species.



## ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА В УСЛОВИЯХ ЭВОЛЮЦИОНИРУЮЩЕЙ КРИОЛИТОЗОНЫ

*В.И. Джурик, С.П. Серебренников, А.Д. Дреннов*

*Институт Земной коры СО РАН, г. Иркутск*

В статье приводятся данные анализа сейсмических воздействий при сильных землетрясениях для территорий, расположенных в различных климатических зонах Сибири и северо-востока Азии. Выявленные преобладающие направления в изменении макросейсмических проявлений в наглядной форме подтверждают различную степень затухания балльности с расстоянием для зон сплошной и островной мерзлоты. По результатам экспериментальных исследований построены физико-геологические модели, характеризующие наиболее вероятные типы приповерхностных и глубинных неоднородностей криолитозоны. Оценено их влияние на исходные сейсмические сигналы в процессе возможного изменения температуры и деградации мерзлоты под воздействием искусственных и техногенных факторов. На этой основе в первом приближении изучена динамика сейсмического риска при возможных температурных изменениях в криолитозоне.

**Ключевые слова:** динамика, сейсмический риск, криолитозона, акселерограмма, спектры, частоты, максимальные ускорения.

### ВВЕДЕНИЕ

Общая площадь многолетней мерзлоты – криолитозоны Земли – составляет около 25% суши, а в России она занимает примерно 65% территории, на которой расположены важнейшие горнорудные, нефтяные, угольные и другие промышленные предприятия. Более половины площадей сейсмоактивных районов России приходится на область распространения вечной мерзлоты с различной степенью прерывистости, разной мощностью и температурой. На необходимость выделения в северном полушарии особой инженерно-сейсмогеокриологической области площадью порядка 10 млн км<sup>2</sup> указывал еще В.П. Солоненко в 1977 г. [15]. Это около 3,5 млн км<sup>2</sup> на территории России, а остальные – в Северной Америке (Канада, Аляска), северо-восточной Гренландии и на островах Северного Ледовитого океана. Отмечалось, что вечная мерзлота существенно усложняет районирование сейсмической опасности. Важнейшее значение при этом имеет правильный выбор и сочетание мерзлотных и сейсмических характеристик [3], однако учесть все разнообразие мерзлотных и геологических условий практически невозможно. Поэтому приходилось пользоваться грубой классификационной геокриологической схемой [16]. Дальнейшие исследования показали, что сейсмические свойства мерзлых грунтов не являются постоянными, "стабильными" в сейсмическом отношении коренные породы [19] в зависимости от внешних и внут-

ренних факторов также подвержены постоянным изменениям [3]. Все это потребовало проведения детальных исследований сейсмических свойств скальных грунтов различного состояния [4] и разработки новых методов прогноза сейсмических воздействий в условиях криолитозоны [7].

Риск есть мера опасности [19], в нашем случае она выражается в величинах вероятных сейсмических воздействий, которые представляются набором параметров, определяющих частоты, амплитуды и продолжительность сейсмических воздействий [2]. Одним из наиболее ответственных показателей является максимальное ускорение колебаний "почвы" при землетрясениях. Существуют специальные карты сейсмического риска, которые считаются вероятностными. Например, для территории США были составлены карты сейсмического риска, где ожидаемая интенсивность сотрясений выражается в значениях эффективного пикового ускорения, возникающего при землетрясениях на твердых грунтах [18]. Каждое указанное на карте значение ускорений с вероятностью примерно 90% не будет превзойдено в течение 50-летнего периода [1]. По такому же принципу составлены карты сейсмического районирования территории России в баллах [9]. Кроме указанных факторов при составлении любой карты сейсмического риска необходимо учитывать преобладающие периоды при сильных землетрясениях, резонансные частоты колебаний рыхлых грунтов, длитель-

ность колебаний и затухание [2] (уменьшение средней интенсивности колебаний с расстоянием от очага землетрясений).

В пределах сейсмокриолитозоны природные и техногенные факторы являются определяющими при изменении уровня сейсмического риска [21]. Поэтому, в итоге мы рассматриваем его оценку для двух возможных вариантов: естественного состояния мерзлых грунтов для определенной территории и на случай их деградации [23]. При этом основой для таких оценок является сравнительный анализ проявления сейсмичности при сильных землетрясениях в районах сплошного распространения мерзлых грунтов и в переходных зонах от мерзлых к талым.

#### АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ ПРОЯВЛЕНИЯ СЕЙСМИЧНОСТИ В ПРЕДЕЛАХ КРИОЛИТОЗОНЫ

Трудность анализа заключается в том, что в зонах сплошной и островной мерзлоты сейсмическая активность в одних и тех же местах в течение времени, установленного графиком повторяемости, не является непрерывной начиная со значений магнитуд от 4–5 и, тем более, достигающих 7–8. В этом случае статистические экстраполяции распространяются не на ограниченные участки, а на большие территории [20]. Поэтому проводимый нами анализ связи изосейст, температуры и сопутствующих им характеристик мерзлоты является генерализованным, но он, несомненно, будет представлять определенную ценность при переходе к более ограниченным территориям и при проектировании ответственных сооружений. На наш взгляд, необходимо показать, что

при оценке динамики сейсмического риска осваиваемых территорий криолитозоны важно знать в первую очередь сейсмичность территории, ее геологические и мерзлотные данные, и это является основой дальнейшего прогноза изменения параметров сейсмических воздействий в пределах эволюционирующей криолитозоны.

Анализ распределения уровня сейсмичности [9] и распространения мерзлоты на территории Восточной Сибири показывает, что границы этих зон практически не согласуются. Так, районы 7–9 балльных сотрясений вытянуты с запада на восток (рис. 1), а значения отрицательной температуры и мощность мерзлоты, в общем, уменьшаются с севера на юг и юго-восток. Эпицентры рассматриваемых нами землетрясений расположены в зоне сплошной мерзлоты, в пределах которой температура грунтов ниже минус 2°C, и островной ( $t = 0-2^\circ\text{C}$ ). Для всего региона характерны значительные вариации как потенциальной сейсмической опасности, так и температурного поля грунтов. Это позволило изучать физические свойства слоев мерзлоты геофизическими методами в довольно широком диапазоне температур в естественном залегании и получать сравнительные характеристики их поведения при землетрясениях. Ниже кратко приводятся основные, имеющиеся и полученные нами, результаты исследований скоростей сейсмических волн в зависимости от состояния скальных и рыхлых грунтов, в том числе и с учетом глубины залегания слоев.

В характере изменения скоростей с глубиной отмечаются следующие особенности. В скальных

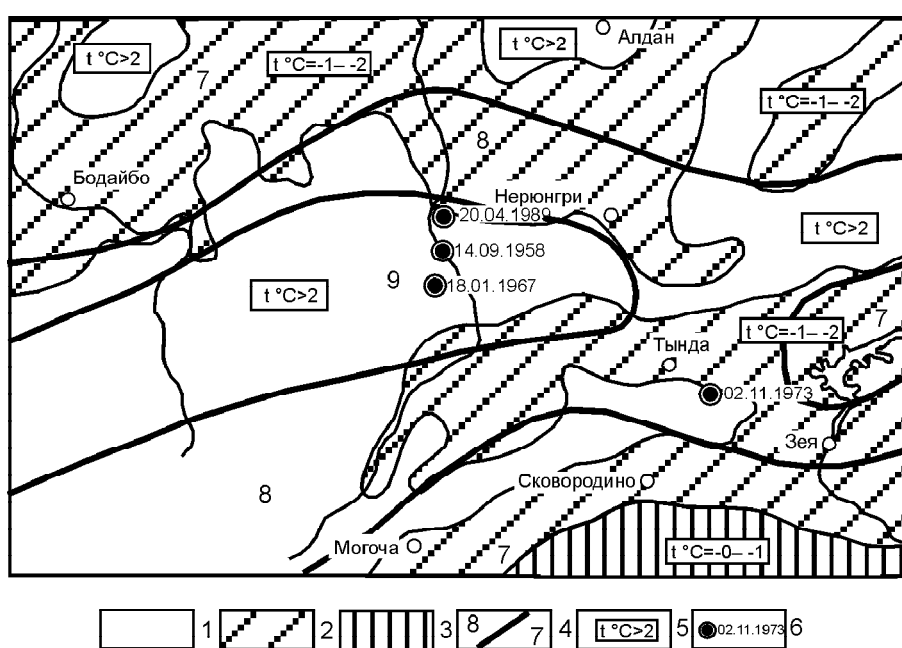


Рис. 1. Совмещенная схема мерзлотного и общего сейсмического районирования региона.

1–3 – районы распространения многолетнемерзлых грунтов: 1 – непрерывного, 2 – массивно-островного, 3 – островного; 4 – границы сейсмических районов; 5 – температура вечномерзлых грунтов; 6 – эпицентры сильных землетрясений.

грунтах наиболее вероятные значения скоростей в верхней зоне разреза увеличиваются при переходе от воздушно-сухого состояния к водонасыщенному и мерзлому ( $V_p$  от 2,5 до 3,4 км/с и  $V_s$  от 1,1 до 1,7 км/с). С глубиной различия уменьшаются. Это свидетельствует о том, что наибольшим градиентом изменения  $V_p$  и  $V_s$  обладают воздушно-сухие и наименьшим – мерзлые грунты.

В воздушно-сухих песчаных и грубообломочных грунтах скорость Р- и S-волн увеличивается при изменении глубины от 2–3 до 30 м в 1,5–3 раза; в водонасыщенных интенсивность роста скоростей с глубиной снижается:  $V_p$  может увеличиваться в 1,2–1,4 раза,  $V_s$  – в 2 раза. В мерзлых грунтах скорости продольных и поперечных волн возрастают в пределах указанных глубин в 1,2–1,4 раза.

Приведенные данные свидетельствуют о закономерном повышении скоростей сейсмических волн, мощности мерзлоты и понижении ее температуры при переходе от южных районов к северным [5, 22], что не может не сказываться и на изменении параметров проявления сейсмичности. Это наглядно подтверждает и характер распределения изосейст сильных землетрясений. Соотношение магнитуды землетрясения, его интенсивности, выраженной в баллах, и вида изосейст неоднократно рассматривалось и ранее [20]. Исследователями отмечается ярко выраженная асимметрия изосейст отдельных землетрясений относительно эпицентра. Кроме того, они вытянуты либо в одном, либо в двух направлениях. Однако общая картина наложенных изосейст землетрясений при совмещении их эпицентров выглядит довольно симметрично. Это позволило ввести средние соотношения [17], которые для землетрясений с  $M=5,3–5,5$  характеризуют среднее спадание балльности от 6 до 5 и 4-х баллов с расстоянием от эпицентра 35, 90 и 190 км – соответственно.

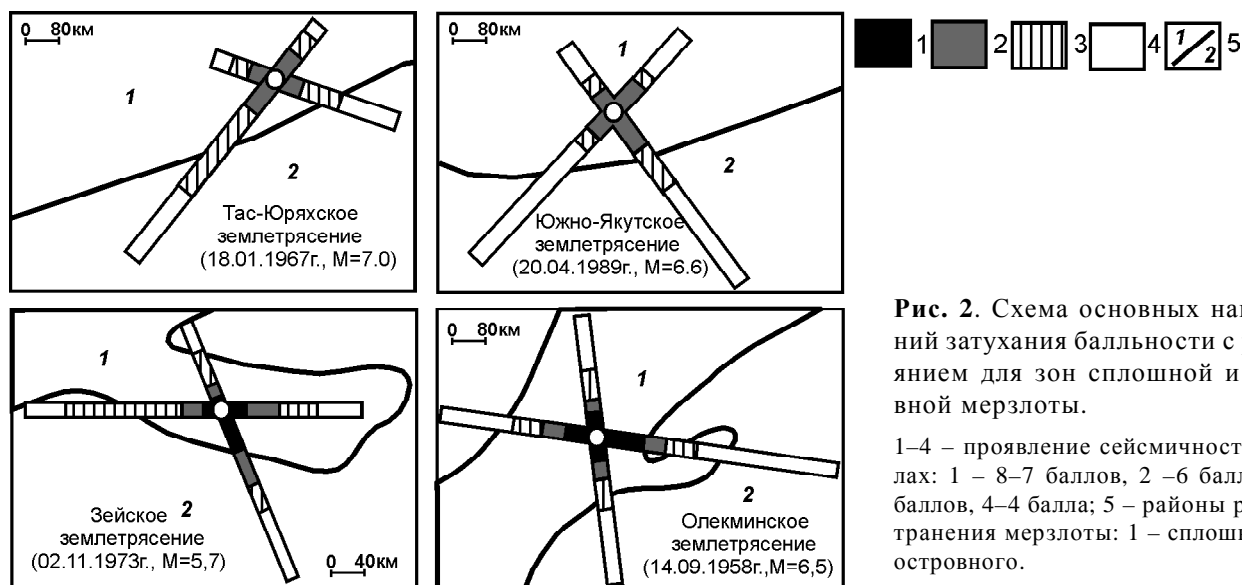
Конкретное рассмотрение последствий сотрясений по площади для 4 сильных землетрясений, произошедших в последние 50 лет, приводят к несколько другим результатам. Эпицентры выбранных землетрясений расположены в зоне сплошной мерзлоты и в переходной от сплошной к островной мерзлоте (рис. 1). Их основные характеристики следующие: Тас-Юряхское землетрясение 18.01.1967 г. (9–10 баллов,  $M=7$ , ощущалось на площади 1,3 млн км<sup>2</sup> и на расстоянии более 1100 км от эпицентра) [16]; Южно-Якутское землетрясение 20.04.1989 г. (8 баллов,  $M=6,6$ , ощущалось на площади 1,2 млн км<sup>2</sup> и на расстоянии более 800 км от эпицентра) [12]; Олекминское землетрясение 14.09. 1958 г. ( $M=6,5$ , эпицентр расположен на крайнем востоке Олекмо-Витимской горной страны в бассейне среднего течения р. Олек-

мы [8], площадь ощутимого потрясения оценивается в 450–500 тыс. км<sup>2</sup>); Зейское землетрясение 02.11.1973 г. ( $M=5,7$ , эпицентр расположен в Зейском районе Амурской области, интенсивность в эпицентре 8 баллов [11], общая площадь, на которой ощущалось землетрясение, свыше 100 тыс. км<sup>2</sup>). Олекминское землетрясение в отличие от других приведенных произошло в условиях сглаженного рельефа, характеризующегося слабой дифференциацией неотектонических движений.

Выделенные по изосейстам преобладающие максимальные и минимальные направления макросейсмических проявлений в наглядной форме подтверждают различную степень затухания балльности с расстоянием для зон сплошной и островной мерзлоты (рис. 2). Для Тас-Юряхского и Южно-Якутского землетрясений, если брать северное направление (Алдан) и южное (Чита, Благовещенск), затухание балльности различаются в 1,5–2 раза. В первом случае (северное направление) среднее спадание балльности от 6 до 5 и 4-х баллов отмечается на расстояниях от эпицентра – 80, 150 и 240 км, во втором (южное направление) – 110, 310 и 580 км, соответственно.

Зейское и Олекминское землетрясения расположены в более сложных сейсмокриологических условиях (рис. 2), однако отмеченные особенности распределения преобладающих направлений интенсивности землетрясений сохраняются. В южном направлении для Зейского землетрясения спадание балльности от 7, 6, 5 и до 4-х баллов отмечается на расстоянии 80, 120, 200 и 260 км; в направлении распространения сплошной мерзлоты, северное направление – 20, 40, 100 и 160 км, соответственно. Для Олекминского землетрясения, магнитуда которого на единицу превышает предыдущее, спадание балльности в направлении развития островной мерзлоты (юго-восток) и преобладания талых пород (для отмеченных выше значений балльности) характеризуется следующими расстояниями: 140, 200, 300, и 700 км. Для территорий развития твердомерзлых пород (северное направление) – 60, 120, 180 и 340 км, соответственно.

В рассматриваемом регионе преобладающее направление основных разломов и геологических структур близко к направлению с запада на восток, к которому, несомненно, должны тяготеть и максимальные проявления интенсивности сотрясений. В какой-то степени, для Зейского землетрясения это подтверждается, и, в то же время, явно прослеживается понижение затухания интенсивности сотрясений в южном направлении, что может быть связано и с увеличением влияния физического состояния приповерхностной части земной коры на величину сей-



**Рис. 2.** Схема основных направлений затухания балльности с расстоянием для зон сплошной и островной мерзлоты.

1–4 – проявление сейсмичности в баллах: 1 – 8–7 баллов, 2 – 6 баллов, 3–5 баллов, 4–4 балла; 5 – районы распространения мерзлоты: 1 – сплошного, 2 – островного.

смических воздействий. Однако это существенно для изосейст <5–6 баллов. Их характер при сейсмичности >7 баллов для всех рассмотренных землетрясений определяется в основном силой землетрясения, глубиной очага и его механизмом. Но и в этих зонах встречаются участки, расположенные на одинаковом расстоянии от эпицентра и с различной степенью проявления сейсмичности, достигающей одного балла, что требует детального изучения физических свойств мерзлоты в основаниях исследуемых сооружений.

Сформулированные, при использовании приведенных выше примеров, особенности проявления сейсмичности могут являться основой изучения пространственно-временной неоднородности поведения криолитозоны при температурных, техногенных и сейсмических нагрузках.

#### ИЗУЧЕНИЕ ДИНАМИКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО РИСКА В ПЕРЕХОДНЫХ ЗОНАХ ОТ МЕРЗЛЫХ ПОРОД К ТАЛЫМ

Для количественной оценки влияния приповерхностной части земной коры на исходные сейсмические сигналы проведены теоретические расчеты акселерограмм, спектров ускорений и собственных частотных характеристик. Изменения указанных характеристик при полной или частичной деградации мерзлоты будут отражать динамику сейсмического риска. Проследить такие изменения возможно путем построения набора динамических физико-геологических моделей для переходных зон от сплошной мерзлоты к талым грунтам и проведения необходимых расчетов степени изменения исходных сигналов верхней частью земной коры, представленной указанными моделями.

Для реализации такого подхода был выбран метод тонкослоистых сред [13]. Решалась двумерная задача для плоской объемной волны, падающей под различными углами на подошву нижнего слоя. В расчетном алгоритме используется линейная теория упругости, моделирующая слабые сейсмические воздействия. Прямое применение результатов расчета справедливо при сравнительно слабой исходной сейсмичности (до 7 баллов), однако по расчетным максимальным ускорениям, превышающим 7-ми балльные сотрясения, возможно прогнозировать остаточные деформации с определенной достоверностью [13].

В связи с решением поставленной задачи, на первом этапе были построены три сейсмические модели до глубин возникновения землетрясений. Они характеризуются изменением с глубиной акустических жесткостей, скоростей продольных и поперечных волн и декрементов их затухания. Модели соответствуют геологическим разрезам северо-восточной части Байкальской сейсмической зоны (БСЗ) (в пределах криолитозоны – для мерзлых грунтов и для талых – с различной мощностью рыхлых отложений). Это могут быть районы эпицентральных зон рассматриваемых землетрясений в средних и южных районах Восточной Сибири. Верхняя часть разреза нами достаточно надежно изучена в скоростном отношении [7], и обобщающие данные приведены в предыдущем разделе. В нижележащих слоях значения скоростей P- и S-волн взяты по данным, приведенным в работах [10, 14]. Декременты поглощения оценены по скоростям поперечных волн в соответствии с методикой, изложенной в работе [13]. Параметры сейсмических моделей представлены в табличной форме (табл.).

**Таблица. Параметры сейсмических моделей верхней части земной коры.**

№ модели	Скорость P- волн (км/с)	Скорость S- волн (км/с)	Мощность слоя (км)	Объемная масса (г/см <sup>3</sup> )	Декремент поглощения
1	3,4	2,0	0,01	2,2	0,027
	4,8	2,8	0,325	2,5	0,025
	5,8	3,5	2,65	2,7	0,023
	6,0	3,6	3,0	2,8	0,02
	6,2	3,7	3,0	2,9	0,018
	6,4	3,8	3,0	3,0	0,016
	7,0	3,95	5	3,2	0,014
2	7,6	4,5	∞	3,4	0,013
	0,8	0,35	0,01	1,8	0,2
	0,97	0,45	0,01	1,9	0,17
	2,6	1,3	0,06	2,5	0,05
	3,4	2,0	0,01	2,55	0,035
	4,8	2,9	0,325	2,6	0,025
	5,8	3,5	2,65	2,7	0,023
	6,0	3,6	3,0	2,8	0,02
	6,2	3,7	3,0	2,9	0,018
	6,4	3,8	3,0	3,9	0,016
	7,0	3,95	5	3,2	0,014
3	7,6	4,5	∞	3,4	0,013
	0,9	0,45	0,10	1,9	0,2
	1,1	0,55	0,2	2,0	0,16
	2,6	1,4	0,1	2,5	0,05
	3,4	2,0	0,01	2,55	0,035
	4,8	2,9	0,325	2,6	0,025
	5,8	3,5	2,65	2,7	0,023
	6,0	3,6	3,0	2,8	0,02
	6,2	3,7	3,0	2,9	0,018
	6,4	3,8	3,0	3,9	0,016
	7,0	3,95	5	3,2	0,014
	7,6	4,5	∞	3,4	0,013

В региональном плане первая модель построена для северных районов, охваченных мерзлотой (Чарская впадина). В ее пределах в самой верхней зоне разреза скорости сейсмических волн имеют высокие значения, равные 3,2–3,6 км/с – для продольных и 1,6–1,9 км/с – для поперечных волн. На первых десятках метров они быстро возрастают до 4,8 и 2,8 км/с, соответственно. Далее до глубины 18 км разрез представлен шестью слоями со значениями  $V_p=5,8; 6,0; 6,2; 6,4; 7$  и 7,6 км/с.

Вторая модель соответствует талым грунтам, она представляется 11-ю слоями. В рыхлых неводонасыщенных грунтах средняя скорость P-волн в верхнем 10-ти метровом слое равна 0,8 км/с, а  $V_s=0,35$  км/с. На участках выхода коренных пород на поверхность скорость продольных волн в слое мощностью 70 метров увеличивается от 2,6 до 4,8 км/с, а  $V_s$  – от 1,3 до 2,9 км/с. Ниже, до глубины 18 км, распределение скоростей соответствует предыдущей сейсми-

ческой модели. Эта модель представляет предгорные районы и участки конусов выноса.

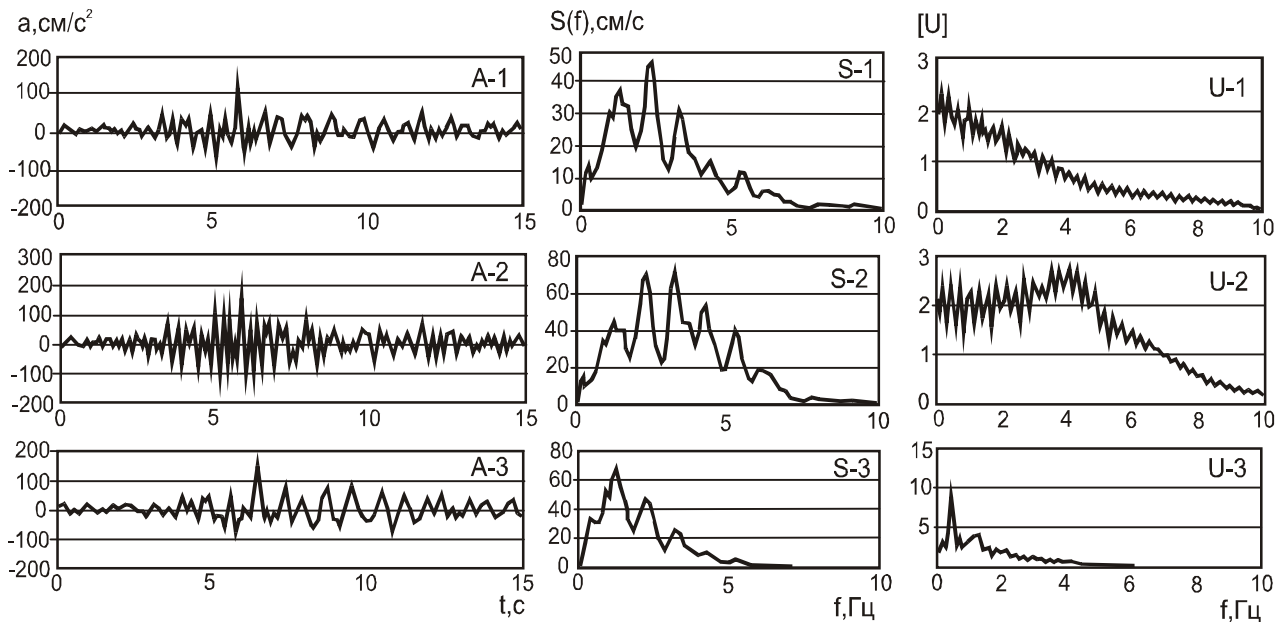
Третья модель, характеризуется увеличением мощности рыхлых талых грунтов до 300–500 м и соответствует обширным территориям, занимаемым речными долинами и впадинами Байкальского типа. Составленные модели имеют ряд неопределенностей в значениях скоростей P- и S-волн, мощностях промежуточных слоев и объемном весе пород. Однако они основаны на большом экспериментальном материале, статистическом анализе имеющихся данных, на сведениях о физическом строении земных недр Сибири и Дальнего Востока и могут в дальнейшем уточняться или детализироваться в соответствии с местными условиями.

В качестве исходного сигнала была сформирована акселерограмма для горизонтальной компоненты по методике, изложенной в работах [6, 7], с относительно широкополосным спектром, соответствующим приведенным выше сильным землетрясениям [8, 11, 12]. Продолжительность сигнала составила 20 с, максимум спектра приходится на 1–2 Гц, ширина спектра, на уровне 0,5 от максимума, лежит в интервале 0,7–5,5 Гц. По отмеченным параметрам, частотному и амплитудному составу такой сигнал может соответствовать большому числу возможных сильных землетрясений исследуемого региона.

Расчеты выполнены для горизонтальной составляющей сейсмического сигнала. Они иллюстрируют обусловленную природными и техногенными факторами относительную степень его изменения верхней частью земной коры в переходной области, от мерзлых горных пород к талым. Проанализируем кратко полученные результаты.

Модель 1, мерзлые грунты. Степень изменения исходного сигнала в зависимости от частоты показывает частотная характеристика 18-ти километровой толщи (рис 3, U-1). Наибольшие усиления в 1,5–2,4 раза приходятся на периоды 0,5–2 Гц. Спектр имеет основные максимумы на частотах 1,5–3,5 Гц (рис. 3, S-1), а максимальное ускорение, соответствующее твердомерзлым и коренным породам, равно 130 см/с<sup>2</sup>. Эти величины не привязаны конкретно к определенному району, но они по своим значениям соответствуют 7-ми балльному сейсмическому воздействию на твердых грунтах. В дальнейшем, при сравнительном анализе проявлений сейсмичности для районов, представляемых следующими двумя моделями, они приняты как "эталонные".

Модель 2 (сверху до 80 м – талые рыхлые и трещиноватые скальные грунты) соответствует модели 1



**Рис. 3.** Вероятные сейсмические характеристики сильных землетрясений в переходных климатических зонах.

Пояснения в тексте.

(мерзлые грунты) начиная с четвертого слоя. Эти изменения приводят к увеличению максимальных ускорений в 1,85 раза (до  $240 \text{ см/с}^2$ ) (рис. 3, A-2) и максимума спектра – в 1,6 раза. Ширина спектра на уровне 0,5 от максимума меняется в несколько больших пределах по сравнению с исходным сигналом, от 1,7 до 5,2 Гц. Длительность колебаний с амплитудами 0,5 от максимума увеличилась практически в 2 раза (рис. 3, S-2, A-2). Существенным является изменение формы частотной характеристики, она в интервале частот от 3,5 до 4,5 Гц имеет максимум, равный 2,9 (U-2). Это свидетельствует о значительном увеличении интенсивности колебаний исходного сигнала приповерхностной частью оттаявших грунтов на относительно высоких частотах.

Модель 3 (талые грунты, соответствует модели 1 начиная с 300 метрового слоя) приводит к следующим изменениям параметров исходного сигнала. Максимум ускорений несколько снижается (до  $190 \text{ см/с}^2$ ) по сравнению с моделью 2, но они приходятся на более низкие частоты. То есть произошло снижение интенсивности колебаний исходного сигнала на относительно высоких частотах (3–4 Гц) и увеличение на относительно низких (1,5–2 Гц). Это хорошо подтверждается расчетной акселерограммой (рис. 3, A-3), спектром (рис. 3, S-3), и частотной характеристикой (рис. 3, U-3). В последнем случае на частотах, близких к одному герцу, можно ожидать усиления исходного сигнала в 9 раз.

Для оценки и разделения степени влияния глубинных и приповерхностных неоднородностей на исходный сигнал использовались частотные характеристики [7, 13]. Суммарное влияние для построенных моделей найдено путем деления спектров сейсмических колебаний на поверхности на спектр исходной акселерограммы. Они показывают, что модель, представленная сверху мерзлыми и плотными грунтами, увеличивает длиннопериодные колебания на частотах меньше 2–3 Гц. С увеличением частоты наблюдается быстрый спад кривой (рис. 3, U-1). Для талых грунтов (рис. 3, U-2) происходит заметное увеличение (в 2–3 раза) интенсивности исходных колебаний на частоте от 2 до 5 Гц. Поэтому величины отношений этих кривых будут иметь максимум, равный 3,2 на низких частотах (близких к 1 Гц) и 5,4 на частотах, близких к 2 Гц. Это свидетельствует о возрастании степени влияния приповерхностных неоднородностей на величину изменений амплитудного и частотного состава колебаний исходного сигнала при переходе от территорий с твердомерзлыми грунтами к территориям распространения островной мерзлоты, что подтверждается отмеченным выше распределением изосейст сильных землетрясений (рис. 2).

Непосредственно проследить динамику интенсивности сейсмических колебаний на определенных частотах при переходе от северных районов к южным возможно по относительным частотным характеристикам. Переход к южным предгорным участкам

или оттаивание верхнего слоя рыхлых грунтов мощностью 20 м и зоны выветривания до 60 м приводят к увеличению интенсивности колебаний исходного сигнала на частотах 4–8 Гц в 2–4 раза (рис. 4; ряд 2/1). Низкочастотные колебания по величине амплитуд на частотах до 2 Гц практически не меняются.

Если рассматривать центральные части южных впадин с мощностью талых грунтов до 200–300 м или деградацию мерзлоты указанной мощности, то можно ожидать относительное усиление колебаний на частотах 0,5–1,5 Гц в 2–4,5 раза (рис. 4; ряд 3/1). Относительное увеличение интенсивности колебаний в зависимости от частоты с возрастанием мощности рыхлых кайнозойских отложений от 20 до 300 м показывает частотная характеристика 3/2 (рис. 4). При этом, наибольшие усиления в 3–4 раза приходятся на частоту 0,4–0,6 Гц.

Таким образом, путем построения набора моделей изучена в первом приближении динамика сейсмического риска территорий, расположенных в зонах сплошной и островной мерзлоты. При изучении использовались макросейсмические сведения по сильным землетрясениям и исходный сигнал, соответствующий 7-ми балльному воздействию для твердых

пород. В результате получен набор параметров, характеризующих изменение сейсмического риска при одинаковых сейсмических воздействиях (7 баллов для твердых грунтов) в случае деградации мерзлоты определенной мощности.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявление влияния природно-техногенных факторов на величину сейсмических воздействий в пределах криолитозоны связано с решением многих задач сейсмоки криолитозоны, направленных на разработку единой методики районирования сейсмической опасности территорий, охваченных мерзлотой. В этом отношении представляет интерес оценка влияния степени изменения среды, в которой распространяются сейсмические волны, на величину их динамических характеристик.

Основные параметры неоднородностей горных пород в пределах верхней части литосферы определяются их состоянием, составом, слоистостью, трещиноватостью и объемной массой. Две последние характеристики неоднородностей в большинстве случаев уменьшаются с увеличением глубины. Исключения составляют различного рода включения, волноводы и резкие границы раздела типа Мохо. Все это оказывает существенное влияние на амплитудный и частотный состав сейсмических колебаний и должно учитываться при районировании сейсмической опасности. В таком направлении и представлены результаты исследований влияния природно-техногенных факторов на величину сейсмических воздействий в пределах криолитозоны. Они основаны на проведении комплексных геофизических измерений в различных (по мерзлотным особенностям) районах и сравнении сейсмических характеристик горных пород различного состояния. Теоретические расчеты и макросейсмические данные по сильным землетрясениям показывают значительную изменчивость влияния верхних слоев грунтовых отложений на интенсивность и частотный состав землетрясений. Для районов с твердомерзлыми грунтами большой мощности основные изменения исходного сигнала можно ожидать на относительно низких частотах. Переход к южным районам или деградация мерзлоты малой мощности приводят к усилению влияния приповерхностных неоднородностей, которые становятся значительными (сравнимыми с глубинными) на частотах сейсмических колебаний больше 3 Гц.

Увеличение мощности рыхлых отложений до 300 м или деградация мерзлоты такой мощности приводит к появлению в спектре сейсмических колебаний резонансных максимумов на низких частотах, наиболее опасных для зданий и сооружений, что и

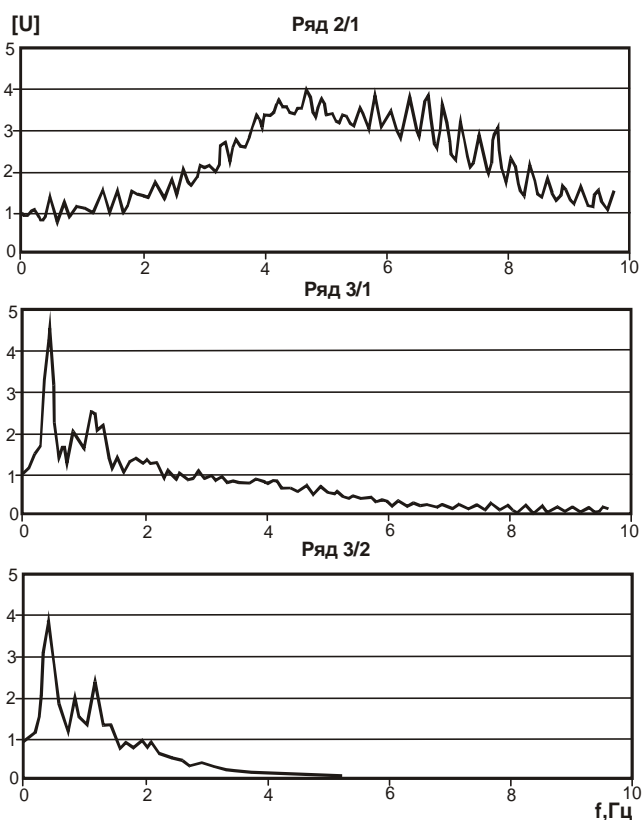


Рис. 4. Относительные частотные характеристики верхних пачек слоев земной коры.

Пояснения в тексте.

отмечается по макросейсмическим данным. Тем самым, для решения методических задач районирования сейсмической опасности и изучения динамики сейсмического риска в пределах эволюционирующей криолитозоны выявлена необходимость наиболее углубленного анализа сейсмологических и геофизических данных, полученных в районах с различными мерзлотными условиями, расширения сети режимных инженерно-сейсмологических измерений и использования данных проявления сильных землетрясений.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ проекта № 04-05-64376.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Болт Б. Землетрясения. М.: Мир, 1981. 254 с.
2. Винсон Т. С. Мерзлые грунты под динамическими нагрузками // Геотехнические вопросы освоения Севера / Пер. с англ. М., 1983. С. 401–488.
3. Джурик В.И. Динамика сейсмических свойств скальных грунтов // Геологические и экологические прогнозы. Новосибирск: Наука, 1984. С. 26–35.
4. Джурик В.И., Дреннов А.Д., Иванов Ф.И., Потапов В.А. Сейсмические свойства скальных грунтов. Новосибирск: Наука, 1986. 137 с.
5. Джурик В.И., Дреннов А.Д. Влияние глубинных и приповерхностных неоднородностей на динамику сейсмических сигналов // Геология и геофизика. М.: Наука, 1991. С. 98–108.
6. Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Басов А.Д. Влияние неоднородных слоистых сред верхней части земной коры на динамику сейсмических сигналов // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 3–12.
7. Джурик В.И., Дреннов А.Д., Басов А.Д. Прогноз сейсмических воздействий в условиях криолитозоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 272 с.
8. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. М.: Наука, 1966. 230 с.
9. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации, ОСР-97: Объясн. зап. и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: РАН, 1999. 57 с.
10. Недра Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
11. Николаев В.В., Семенов Р.М., Солоненко В.П. Сейсмогеология Монголо-Охотского линеймента (восточный фланг). Новосибирск: Наука, 1979. 110 с.
12. Николаев В.В., Голенецкий С.И., Серебренников С.П. Геологические условия возникновения и макросейсмические проявления Южно-Якутского землетрясения 20 (21) апреля 1989 г. // Геология и геофизика. 1991. №12. С. 110–118.
13. Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность: Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М.: Наука, 1988. 224 с.
14. Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 1997. 300 с.
15. Солоненко В.П. Особенности сейсмических проявлений в условиях вечной мерзлоты // Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1977. С. 279–284.
16. Солоненко В.П. Сейсмогеологические условия зоны строительства БАМ: Оперативная информация: Иркутск, 1981. 49 с.
17. Солоненко А.В., Кочетков В.М. Энергетическая классификация землетрясений // Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. Новосибирск: Наука, 1997. С. 79–92.
18. Сейсмический риск и инженерные решения. М.: Недра, 1981. 374 с.
19. Сейсмическое микрорайонирование в условиях вечной мерзлоты. Новосибирск: Наука, 1975. 90 с.
20. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Отв. ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1997. 306 с.
21. Управление риском. Риск, устойчивое развитие синергетика. М.: Наука, 2000. 429 с.
22. Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. М.: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. 515 с.
23. Якупов В.С., Ахметшин А.А., Калинин В.М. Оценка времени деградации мерзлой толщи на некоторых участках Хапчгайского мегавала // Тез. Докл. Междунар. Симпоз. Ч. 2: "Четвертичные события стратиграфия Евразии и Тихоокеанского региона". Якутск, 1990. С. 85–86.

Поступила в редакцию 15 сентября 2003 г.

Рекомендована к печати Н.П. Романовским

**V.I. Dzhurik, S.P. Serebrennikov, A.D. Drennov**

#### **The study of dynamics of seismic risk in conditions of the evolving cryolite zone**

Data on the analysis of seismic effects during large earthquakes are offered for the territories located in different climatic zones of Siberia and northeastern Asia. The trends dominating the change of macroseismic development are indicative of the fact that damping of seismic intensity with distance is different for continuous and insular permafrost zones. Physical and geological models characterizing the most probable types of near-surface and deep-seated inhomogeneities of the cryolite zone are constructed based on experimental research data. Their influence on the initial seismic signals is determined in the course of probable temperature variations and permafrost degradation under the effect of simulated and man-made factors. As a first approximation, the dynamics of seismic risk at probable temperature variations in the cryolite zone is studied based on this determination.



## ХРОНИКА

УДК 551.763(5)

### СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ МОРСКОГО И НЕМОРСКОГО МЕЛА В ЮЖНОЙ И ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

*Г.Л. Кириллова*

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

В декабре 2003 г. в г. Каласин (Тайланд) состоялся V симпозиум по проекту 434 Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО и Международного союза геологических наук "Стратиграфическая корреляция морских и неморских меловых пород в Южной, Восточной Азии и прилегающих территориях". В работе симпозиума приняли участие 62 ученых из 9 стран: Тайланд (28), Япония (14), Корея (6), Китай (3), Филиппины (4), Индия (2), Россия (2), Вьетнам (2), Монголия (1).

Корреляция морских и неморских осадков осуществляется разными методами. Одним из новых методов корреляции является изучение стабильных изотопов углерода и кислорода по разрезам, построение кривых и последующее их сравнение. Подобные исследования являются одной из целей проекта 434 "Взаимодействие суши и океана, углеродный цикл, изменение биоразнообразия в Азии в течение мелового периода", и в этом направлении достигнуты определенные результаты, преимущественно в Японии.

Церемония открытия симпозиума началась с приветственного адреса губернатора провинции Каласин Висита Роджанапана. Он рассказал о главных направлениях развития своей провинции. Прежде всего, это сельское хозяйство, в котором занята большая часть населения. Здесь выращивают рис, тапиоку, сахарный тростник, земляной орех. Вторым по значению является туризм. Однако, несмотря на обилие исторических, археологических, культурных памятников, первыми объектами губернатор назвал национальные парки-заповедники, которые создаются вокруг местонахождений скелетов костей и следов

динозавров и других представителей биоты давних времен.

Затем выступил руководитель проекта 434 проф. Хиромиси Хирано (Япония). Он коротко осветил задачи проекта и текущие результаты. Завершилась торжественная церемония открытия симпозиума речью вице-президента геологического общества Тайланда, заместителя генерального директора департамента минеральных ресурсов Тайланда Самаи Чиамахиндаратана. Он выразил надежду на плодотворное сотрудничество ученых стран Азии и пожелал всем успеха.

Пленарное заседание началось с доклада руководителя проекта 434 Хиромиси Хирано "Объекты и результаты проекта 434 МПГК". Он напомнил, что главные объекты исследований были очерчены на I симпозиуме в Токио в 2000 г. Одной из главных задач является построение новой шкалы с помощью изучения стабильных изотопов углерода с учетом глобального цикла углерода. Это весьма актуально, поскольку континентальные меловые отложения весьма широко распространены в Восточной Азии, но всё ещё плохо датированы. Большое внимание в ходе проекта уделялось деятельности плюмов и связанным с нею тектоническим движениям в Восточной и Южной Азии.

Кроме того, изучались полезные ископаемые, связанные с меловыми образованиями, изменения уровня Мирового океана, его расслоенной структуры, апвеллинга, бескислородные события и связанные с этим изменения биоразнообразия, вариации парциального давления двуокиси углерода, измене-

ния климата, эволюция растительного мира, включая появление и развитие покрытосеменных, и прочие явления меловой истории.

Рассказывая о текущих результатах, Х. Хирано особо остановился на итогах изучения стабильных изотопов. Группа японских исследователей (Hasegawa T., Ando A., Takahashi, Hirano H. и др.) внесли большой вклад в построение изотопной стратиграфической шкалы. Были изучены два бескислородных события в северо-западной Пацифике, довольно полная шкала построена для альб-кампанского интервала. Она сравнивалась с биостратиграфической шкалой, разработанной многими исследователями по аммонитам, иноцерамам, планктонным фораминиферам, радиоляриям, наноплактону, а также с радиометрическими и магнитостратиграфическими данными. Тајика изучал глобальный цикл углерода, используя экспериментальные и теоретические методы. Начаты совместные работы японских и китайских ученых по изучению изотопов углерода в континентальных меловых отложениях гр. Джекхол по р. Хейлуцзян. Вымирание одних групп фауны и появление других во время ОАЕ 2 исследовали Kurihara и Kawabe (2003).

С помощью изучения стабильных изотопов можно определять палеотемпературы. Ю.Д. Захаров с группой соавторов в 2002 г. в серии статей опубликовали важные результаты по температурному режиму вод северо-западной Пацифики от альба до маастрихта, анализируя раковины моллюсков и брахиопод. Мория с соавторами, анализируя изотопы кислорода, получил в 2003 г. важные результаты по распределению палеотемператур от дна до поверхности океана по планктонным фораминиферам, аммонитам и бентосным моллюскам. Оказалось, что во время бескислородного события (ОАЕ) 1d в кампане температуры поверхностных и донных вод были близки (от 18° до 26°С).

В заключение Х. Хирано продемонстрировал некоторые сравнительные данные по корреляции изотопных кривых в разных регионах мира и известный рисунок Р.Л. Ларсона, демонстрирующий главные события меловой истории, дополненный кривой изменений значений стабильных изотопов углерода и кривой семейств аммонитов, появившихся и исчезнувших в течение мела.

Второй доклад на пленарном заседании "Палеонтология надсемейства Trigonoidacea (неморские меловые двустворки)" сделал проф. Jingeng Sha – директор института геологии и палеонтологии из г. Нанджин, КНР. Это надсемейство включает 7 семейств и подсемейств, 26 родов, и его представители

широко распространились в Азии в течение мела. Эти зарывающиеся организмы жили преимущественно в пресных, но иногда и солоноватоводных водоёмах. Проф. Ша выделил два главных этапа в эволюции тригониойдесов: апт-альб, когда тригониойдесы быстро распространились вдоль восточного, южного и юго-восточного побережья Палеоазии, и турон-маастрихт, когда они распространились в Северном Китае, Монголии и Средней Азии. На сводной таблице проф. Ша продемонстрировал на мировой шкале 7 главных ассоциаций тригониойдесов, установленных и датированных в тех разрезах, где морские слои переслаиваются с континентальными. На этой основе проводится корреляция континентальных формаций, содержащих тригониойдесов.

Далее работа симпозиума проходила по шести секциям.

1. Континентальные меловые отложения (4 доклада).
2. Корреляция морского и неморского мела (4 доклада).
3. Меловая биота (5 докладов).
4. Стратиграфия и радиохронологическое датирование меловых отложений (4 доклада).
5. Меловая тектоника (5 докладов).
6. Прочие проблемы (4 доклада).

Совещание завершилось заседанием региональных координаторов под председательством руководителя проекта Х. Хирано.

1. Обсуждалось состояние дел с публикацией трудов предыдущих симпозиумов.
2. Планировалось место и время проведения VI симпозиума. Предполагается провести его во Вьетнаме в конце 2004 г.

3. Обсуждались планы на будущее. Х. Хирано проинформировал участников, что в 2004 г. работы по проекту продолжаются в статусе ОЕТ (On Extensional term status), но не финансируются ЮНЕСКО. В течение этого года надо завершить все публикации по проекту, выбрать тему и руководителя будущего проекта, обсудить все предложения на VI симпозиуме во Вьетнаме и представить все необходимые материалы (которые обычно составляют 20–40 стр.) по будущему проекту в ЮНЕСКО. После обсуждения будущим руководителем проекта назван проф. Yong Il Lee (Сеулский университет, Ю. Корея). Он сделал короткий доклад, в котором обосновал тему будущего проекта "Климатическая зональность в мелу Азии".

После симпозиума состоялась четырёхдневная геологическая экскурсия по разрезам меловых континентальных отложений бассейна Кхорат. Этот бас-

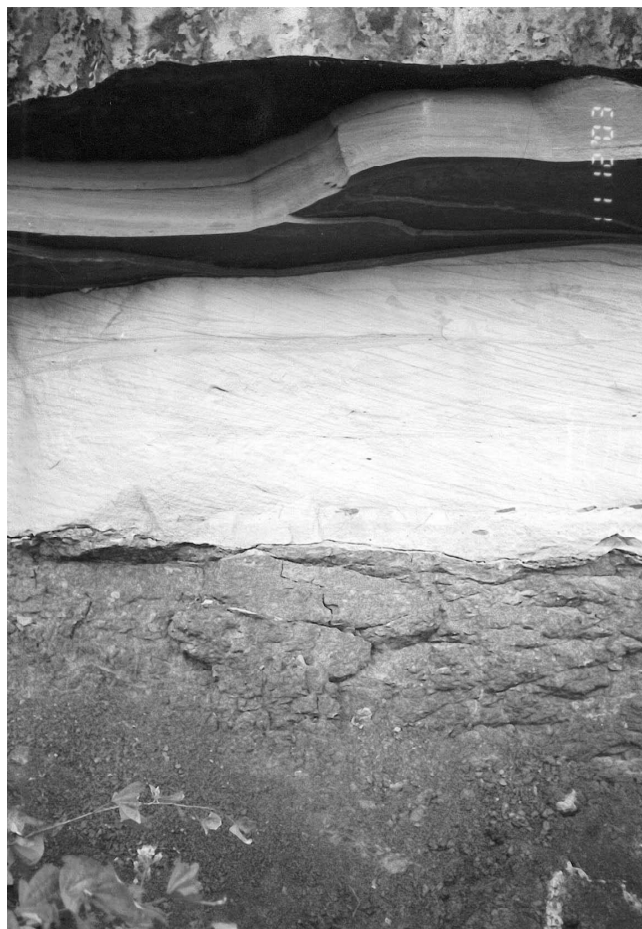
сейн расположен в северо-восточной части Тайланда. Он рассечен невысокими хребтами на три суббассейна. После Индосинийской орогении, выразившейся в столкновении террейнов Шан-Тай и Индосинийского, внедрении гранитов, излиянии андезитовых лав, в этом регионе в режиме последующего растяжения сформировалась серия полуграбенов, заполненных континентальными юрско-меловыми осадками группы Кхорат, состоящей из 7 формаций.

Участникам экскурсии представилась возможность посетить типичные обнажения юрско-меловых формаций, содержащих многочисленные остатки скелетов динозавров (фото 1).

Нижняя формация Пра Вихан обнажается в ядре антиклинали, простирающейся в северо-западном направлении. Она сложена серыми тонко- и среднезернистыми кварцевыми песчаниками со слоями конгломератов и алевролитов, образующими



**Фото 1.** Отпрепарированный фрагмент скелета мелового динозавра.



**Фото 3.** Типичный разрез формации Сао Кхуа. Внизу – красно-коричневые палеопочвы, перекрытые косослоистой серией светло-серых русловых песчаников с темными обломками палеопочв в основании. Выше – тонкослоистые озерные алевролиты.



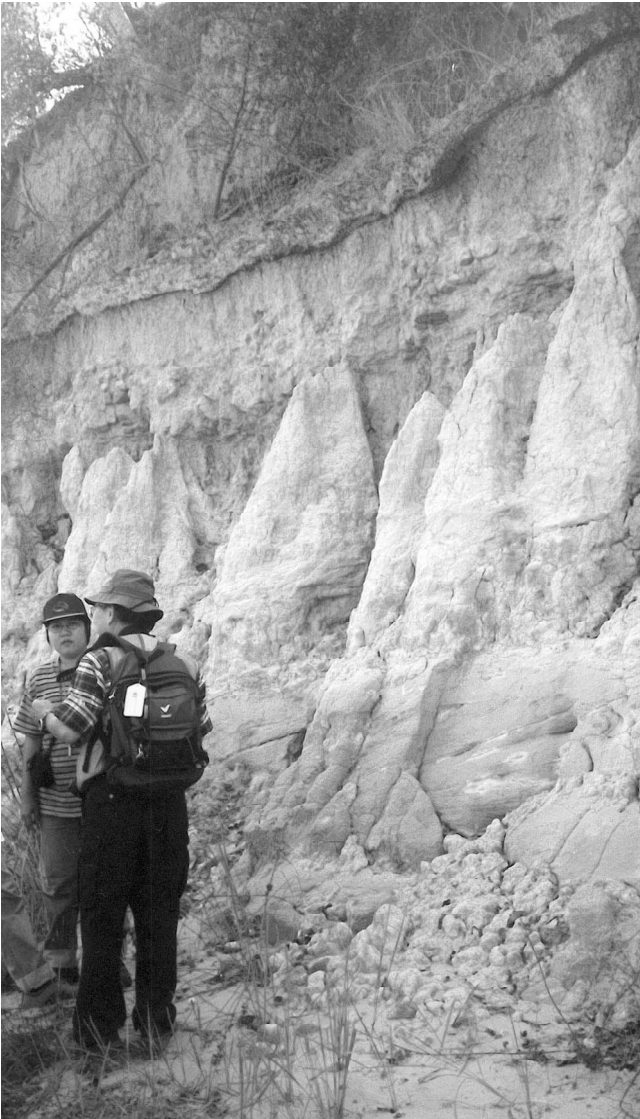
**Фото 2.** Крупная косая слоистость в серых песчаниках формации Пра Вихан.



**Фото 4.** Трещины усыхания в палеопочвах формации Сао Кхуа.



**Фото 5.** Несогласное залегание формации Пху Пхан с конгломератами в основании на красно-коричневых песчаниках формации Сао Кхуа с калькретами. Выше конгломератов залегает косослоистая серия песчаников.



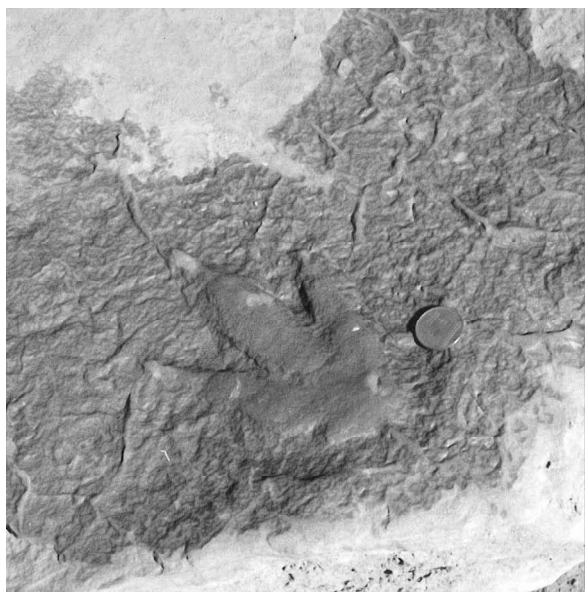
**Фото 6.** Красноцветные слои формации Кхок Круат.

мощные косослоистые серии (фото 2). В ряде мест на поверхности слоёв формации Пра Вихан отмечены отпечатки ног позднеюрских динозавров.

Вышележащая формация Сао Кхуа представлена переслаиванием красно-коричневых алевритовых глин, алевролитов и тонко-среднезернистых песчаников с карбонатными конкрециями. Нередко отмечаются красноцветные слои палеопочв мощностью от 0.1 до 2 м (фото 3). Детальное изучение палеопочв показало, что они формировались в субтропическом климате со сменой влажных и сухих периодов. На поверхности слоёв нередко видны трещины усыхания (фото 4). В отложениях этой формации найдены кости динозавров (зауропод), панцири черепаш, двустворки пликатоуний и тригониодесов апт-альбского возраста.

Формация Пху Пхан распространена наиболее широко в бассейне Кхорат. Она залегает с размывом и конгломератами в основании на нижележащей формации (фото 5), сложена светло-серыми средне- и крупнозернистыми песчаниками, обычно косослоистыми, с линзами конгломератов и тонкослоистых алевролитов.

Формация Кхок Краут является верхним членом группы Кхорат. Она сложена красно-коричневыми тонко-среднезернистыми песчаниками, алевролитами, аржиллитами со слоями конгломератов (фото 6),

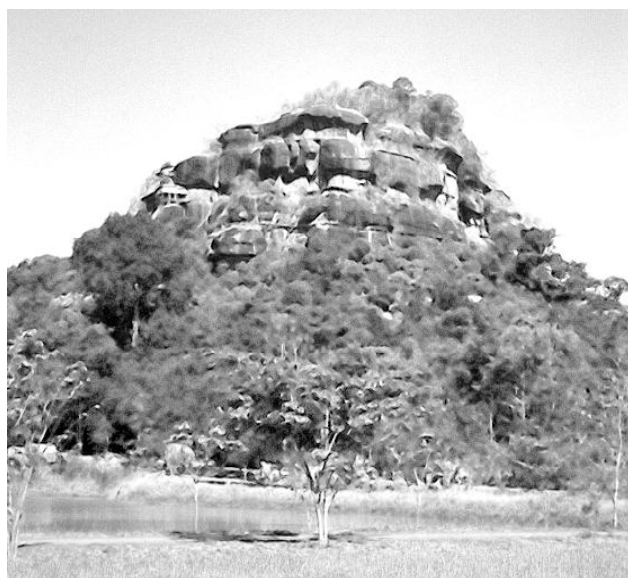


**Фото 7.** Следы небольших динозавров (*Theropoda*) в отложениях формации Кхок Краут.

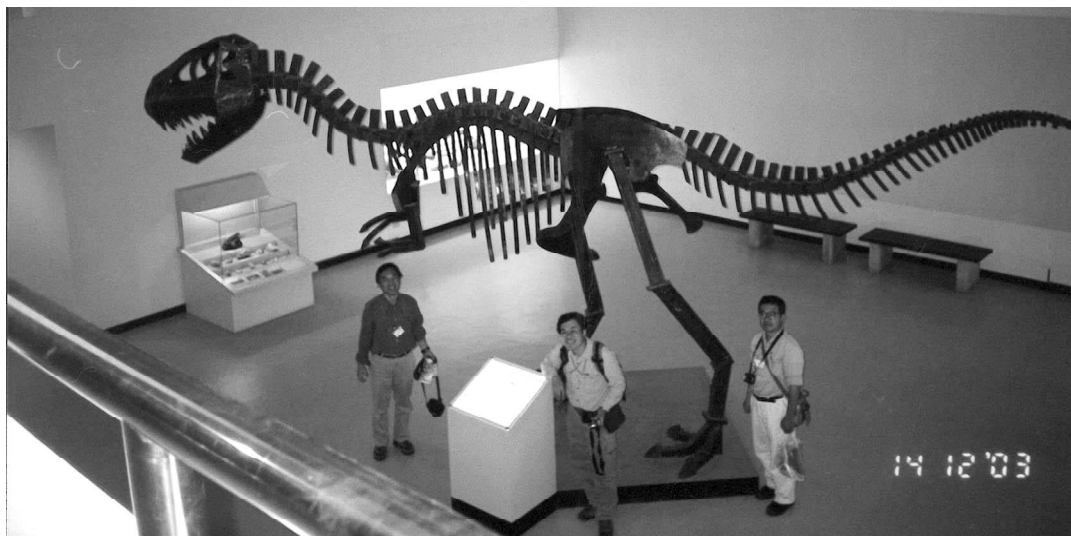
накопившимися в системе меандрирующей реки. В этих отложениях найдены зубы и кости динозавров, панцири черепах, остатки двустворок, растений, рыб апт-альбского возраста, а также отпечатки ног динозавров (фото 7).

Формации группы Кхорат перекрываются формацией Пху Ток раннего-позднего мела, состоящей из четырех пачек. В великолепном обнажении представилась возможность увидеть разрез этой формации в разных сечениях (фото 8). Первая пачка сложена толстослоистыми тонкозернистыми песчаниками и алевролитами. Вторая пачка представлена переслаиванием тонко- и среднезернистых песчаников. В третьей пачке доминируют средне- и грубозернистые песчаники. Четвертая пачка по составу похожа на вторую. Все породы окрашены в красно-коричневые цвета. Песчаники принадлежат к аркозам и субаркозам, хорошо отсортированным. Идеальная окатанность зерен, типичная косая и волнистая слоистость позволили исследователям предположить эоловое происхождение этих пород.

Завершилась геологическая экскурсия посещением одного из национальных парков Пху Вианг, где впервые при поисках урана были обнаружены остатки динозавров. Позже здесь были найдены мелкие и крупные фрагменты скелетов динозавров, крокодилов, черепах, более 50 отпечатков их следов и открыт музей с пятью секциями, главной из которой является «Парк динозавров». Здесь реконструированы ске-



**Фото 8.** Обнажение формации Пху Ток.



**Фото 9.** Скелет динозавра средней величины из металла в музее Пху Вианг.

леты динозавров в натуральную величину, найденные в Тайланде (фото 9) и среда их обитания.

Отрадно отметить, что в Тайланде создано множество Национальных парков и музеев, в которых сохраняются природные богатства страны, в том числе ископаемые остатки животных и растений, ведет-

ся активная просветительская работа с населением, создаются специальные программы по активизации этой деятельности, поддерживаемые правительством и губернаторами провинций. И это создаёт надежду, что этот древний мир будет сохранен для потомков.



## КОНФЕРЕНЦИЯ "НОВЫЕ КОНЦЕПЦИИ В ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТЕНИКЕ"

*Л.А. Маслов*

*Вычислительный Центр ДВО РАН, г. Хабаровск*

Очередная конференция "Новые концепции в глобальной тектонике" (НКГТ), организованная Международной группой НКГТ, состоящей из ученых Австралии, Индии, Китая, Кореи, России, США и Японии, прошла с 5 по 11 мая 2002 года в г. Лахунта, штат Колорадо, США. Принимающая сторона: Otero Junior College. В конференции приняли участие ученые из 9 стран: Бразилии, Китая, Германии, Греции, Италии, России, Южной Кореи, США и Японии.

Всего было сделано 28 докладов в следующих секциях:

1. Глобальные геолого-геофизические данные и геоконструкции.
2. Региональные геолого-геофизические данные и тектонические модели.
3. Физика и динамика глубинных недр.

В первой секции значительный интерес вызвал доклад Кристиана Смута (Гавайи), посвященный исследованию мегалинеаментов Тихого океана и прилегающих областей континентов. Автором показано, что существует упорядоченная сеть мегалинеаментов океанского дна, прослеживающаяся на континенты.

Несколько других работ данной секции посвящены проблеме расширяющейся Земли и связанным с этим процессом геологическим событиям.

Во второй секции превалировали работы японских и корейских ученых, посвященные детальному изучению глубинного строения структур окраинных морей и областей сочленения континента и океана.

В третьей секции предложен ряд интересных концепций, касающихся эволюции земной коры, а также процессов самоорганизации структур земной коры и минералов.

В рамках конференции были проведены три геологические экскурсии:

1. Неотектоника и палеосейсмичность рифта Рио Гранде, штат Колорадо.
2. Олигоценно-миоценовый магматизм района Испанских пиков, южная часть Колорадо.
3. Мезозойская стратиграфия, обстановка осадконакопления и палеонтология каньона реки Purgatory (Чистилище), юго-восточная часть Колорадо.

Общее число участников научных сессий и полевых экскурсий составило 41 человек. С самого начала конференция планировалась как встреча ученых для

сводного обмена новыми идеями и новыми данными, для свободной дискуссии по различным геотектоническим темам и гипотезам происхождения, эволюции, строения и активности Земли. В результате работы конференции её участники пришли к выводам, которые были сформулированы следующим образом:

Наше современное понимание происхождения и эволюции Земли, процессов, протекающих в её глубинах и на поверхности, её взаимодействия с Космосом ещё очень далеко от действительности. В настоящее время не существует ни одной (включая плитовую тектонику) убедительной научной теории или гипотезы, способной объяснить все многообразие структур и геологических процессов, протекающих в недрах Земли и на её поверхности.

Собрано большое количество материалов, противоречащих господствующей в настоящее время парадигме плитовой тектоники и требующих своего адекватного объяснения.

Участники конференции отметили, что:

Существует необходимость уточнения и даже пересмотра наших взглядов на строение Земли и протекающие в ней процессы.

Необходимо развитие новых эффективных методов наблюдения Земли, сбора, обработки, хранения и распространения полученной информации.

Необходимо работать над развитием новых концептуальных основ наук о Земле с использованием достижений современной физики, теории динамических систем, теории фракталов, теории термодинамически неравновесных систем и др.

Необходимо преодолевать узкую специализацию геологических исследований и подходить к обучению специалистов в университетах с наиболее широкими и распространенными позициями, учитывающих различные концептуальные точки зрения.

Проведение очередной конференции Новые Концепции в Глобальной Тектонике было намечено в рамках очередного Международного Геологического Конгресса, который должен состояться в Италии в 2004 году.

К началу конференции был издан сборник трудов, объёмом 360 страниц и содержащий 25 докладов и описание полевых экскурсий. Его можно получить от Sallie Hibbs; электронная почта: s\_hibbs@ojc.edu

## ЮБИЛЕИ

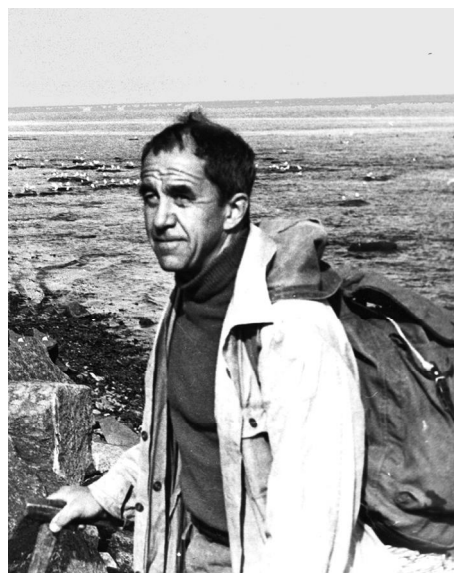
### ВАСИЛИЙ ФЕОФАНОВИЧ БЕЛЫЙ

(к 75-летию со дня рождения)

Заслуженный деятель науки профессор В.Ф. Белый родился 19 февраля 1929 г. в небольшом городке Орехов на Украине. Мальчишкой пережил войну и фашистскую оккупацию и все же вовремя закончил школу. В 1949–1953 гг. он увлеченно, настойчиво и очень успешно учился в Московском геолого-разведочном институте, на старших курсах еще и работал в геологических партиях, в которых летом проходил производственную практику под руководством преподавателей МГРИ. Это не только давало очень нужную денежную добавку к стипендии, но и способствовало формированию его профессионального профиля как специалиста по геологическому картированию с особым интересом к геотектонике. Увлекался спортом – альпинизм и лыжные гонки. Был распределен в "Дальстрой" и оказался в пос. Усть-Нера, где его сразу назначили начальником одной из геолого-съёмочных партий Верхнеиндигирского РайГРУ (В "Дальстрое" не доставало кадров, а подготовка у выпускников МГРИ была основательная!) . Однако и верхоянский комплекс, природа которого в те годы, после самого первого этапа исследований, представлялась в общих чертах выясненной, как объект картирования, и рутинные поиски россыпей золота показались молодому специалисту слишком монотонными, и через год он попросился в менее изученные районы. Б.Н. Ерофеев, тогдашний главный геолог ГРУ Дальстроя, был знатоком региональной геологии Чукотки и ее оловорудных месторождений, долго руководил та-  
мошними геологическими организациями, продолжал их опекать; не боящегося трудностей молодого геолога он направил в Певек, в Чаунское РайГРУ. Там в 1954–1957 гг., а затем в 1958–1959 гг. в Анадырской экспедиции (переехав в пос. Хасын, под Магаданом) В.Ф. Белый участвует в рекогносцировочном геологическом картировании – так назывались в Дальстрое работы масштаба 1 : 500 000 на совсем неисследованных площадях, которых на водоразделе рек бассейна Восточно-Сибирского моря с р. Анадырь и на ее левобережье, где прошли его чукотские полевые сезоны, оставалось тогда немало. Этими съемками были закрыты обширные "белые пятна" на геологической карте Евразии, уточнялись и отрабатывались такие важнейшие понятия геологии Северо-Востока, как Охотско-Чукотский вулканогенный пояс, Ниппонская, или Корьякско-Камчатская геосинклиналь, которые появились в науке после маршрутов С.В. Обручева – в первой половине 30-х гг., П.И. Полевого – еще до революции. Эти выдающиеся геологи были почти единственными предшественниками В.Ф. Белого и его товарищей в центральных районах Чукотского округа.

В 1959 г. В.Ф. Белый переводится в Магадан, в Центральную комплексную тематическую экспедицию Северо-Восточного геологического управления – сначала на специализированные исследования, ставившиеся для решения принципиальных вопросов стратиграфии при подготовке листов Госгеолкарты миллионного масштаба (первое поколение) Корьякского нагорья и бассейна р. Анадырь, а затем на собственно тематические работы. В 1966 г. в стремлении к более свободному научному творчеству он переходит в академический СВКНИИ, с лабораторией тектоники которого был уже связан совместной работой над Тектонической картой Северо-Востока СССР м-ба 1 : 2 500 000 (первой цветной тектонической картой территории и первой, где ее тектоническое строение показано полностью, включая самые восточные районы, которыми как раз занимался нынешний юбиляр). Карта издана под ред. Ю.М. Пушаровского в 1965 г., записка к ней – в 1964. В СВКНИИ В.Ф. Белый начал младшим научным сотрудником, в 1967 г. защитил кандидатскую диссертацию (в ИГЕМ РАН) , в 1977 г. – докторскую (в ИГГ СО РАН), организовал новую лабораторию палеовулканологии и заведовал ею, потом – при очередном изменении структуры института – стал главным научным сотрудником лаборатории магматической геологии, а сейчас, с 1998 г., В.Ф. Белый – главный научный сотрудник – консультант этой лаборатории, живет в г. Жуковский под Москвой, наезжает, когда институт может оплатить расходы по командировке, в Магадан на научные совещания, продолжает активно печататься и работать, поддерживая контакты с кафедрой петрографии МГУ, с ОИФЗ и ИГЕМ РАН, где пользуется библиотекой, лабораторной базой.

В своих тектонических трудах В.Ф. Белый сочетает классический подход, воспринятый от профессоров МГРИ – Н.С. Шатского, В.В. Белоусова, А.А. Богданова, М.В. Муратова, в терминах геосинклинальной концепции и метод точного структурного наблюдения, отработанный дальстроевскими специалистами геологической картографии Б.А. и





Л.А. Снятковыми, Н.И. Лариным, А.В. Зимкиным и другими при тщательном дешифрировании аэрофотоснимков; вслед за ними и за Е.К. Устиевым понял, как велика роль магматического фактора в процессах структурообразования в тихоокеанском обрамлении. Составляя тектоническую карту, В.Ф. Белый в 60-х гг. определил некоторые понятия, проработка которых не исчерпана и сегодня, в частности Эскимосский срединный массив (жесткая структура, объединяющая древние кристаллические породы, обнаженные на Чукотском п-ове и на п-ове Сьюард на Аляске). В 1963 г., опираясь на свои материалы по правобережью нижнего течения р.Анадырь, В.Ф. Белый вступил в обсуждение того, следует ли разделять по возрасту структуры, изначально относившиеся к единой позднемеловой – третичной (альпийской) Ниппонской геосинклинали, нашел, что в Корякском нагорье есть возрастные аналоги североамериканских ларамид. Этот вывод не получил поддержки, потому, вероятно, что формационное наполнение кордильерских и выделяемых им корякских ларамид разительно различно. Однако как раз синхронность содержательно различных геологических событий в западном и восточном обрамлении Тихого океана нашла разнообразное подтверждение в последующих исследованиях и сама по себе очень интересна. В сравнении геологии Северо-Востока Азии и Кордильер Северной Америки В.Ф. Белый следует за С.С. Смирновым, Ю.М. Шейнманном, П.Н. Кропоткиным, С.М. Тильманом, Ю.М. Пушаровским, занимается этим непрерывно, недавно выступил с представлением о едином Канадско-Колымском секторе Тихоокеанского подвижного пояса, охарактеризовал его строение и историю, классифицировал окраинно-континентальные тектоно-магматические пояса в его составе.

Из них Охотско-Чукотский вулканогенный пояс (ОЧВП) стал, когда юбиляр переехал в Певек, и остается до сих пор самым главным объектом его исследований. Составляя геологическую карту м-ба 1 : 500 000 и пользуясь аэрофотоснимками, которые тогда, в середине 50-х гг., и единственной топографической основой на Чукотке еще служили, и бесценную информацию о геологической структуре давали, он первым подробно описал стратиграфический разрез вулканогенных накоплений в Пегтымельском прогибе – важнейшем элементе ОЧВП на Чукотке. Названные тогда свиты и сегодня остаются во всех региональных схемах стратиграфии мела, легендах геологических карт любых масштабов. Химическая и петрографическая характеристика последовательности вулканизма в чукотской части ОЧВП позволила охарактеризовать ее как антидромную, и это, по-видимому, был первый случай в стране, когда предложенное А.Н. Заварицким понятие оказалось использованным в приложении к конкретной геологической ситуации. Впоследствии различие гомодромных, антидромных и контрастных серий стало неперенным элементом описания вулканогенных структур. Тогда же В.Ф. Белый обнаружил асимметрию в строении чукотской части ОЧВП – различие структуры вулканических полей близ границы ОЧВП с Корякско-Камчатской областью и с чукотскими складчатыми мезозоидами. При сопоставлении с материалами по северному побережью Охотского моря это дало основание различить в ОЧВП внутреннюю (приокеаническую) и внешнюю (приконтинентальную) зоны. Это, подтверждая мысли С.В. Обручева, Е.К. Устиева, Н.С. Шатского о пограничном положении ОЧВП, послужило основой для его сопоставлений с другими вулканическими поясами, для его металлогенического районирования. Стратиграфия, тектоника и вулканические формации северной части ОЧВП описаны В.Ф.Белым, главным образом, по личным полевым наблюдениям. Эти материалы существенно дополняют то, что было известно об ОЧВП после работ Е.К. Устиева и его сотрудников на побережье Охотского моря. Они систематизированы в кандидатской диссертации В.Ф. Белого, монографии 1969 г., в нескольких статьях.

Деятельность В.Ф. Белого в 60–70-х гг. (в ЦКТЭ и в СВКНИИ) – это системно проведенные в ОЧВП и его обрамлении целенаправленные полевые работы, анализ и обобщение огромного объема литературных данных, геологических отчетов. В итоге последовало общее феноменологическое описание ОЧВП – в главах XXX т. "Геологии СССР", в нескольких монографиях, многочисленных журнальных статьях; составлена также, при участии ближайших сотрудников, Структурно-формационная карта ОЧВП м-ба 1 : 1 500 000. Книги и карты, вышедшие в 70-е гг., и сейчас на столах у всех, кто занимается любыми вопросами геологии и металлогении ОЧВП, по ним учатся студенты.

Е.К. Устиев считал, что ОЧВП образовался между мезозоидами Северо-Востока и альпийскими геосинклиналями, когда те и другие находились в контрастном тектоническом состоянии (воздымание орогена и глубокое прогибание), т.е. в определенное время в пределах позднего мезозоя. Принимая это, В.Ф.Белый приложил огромные усилия, чтобы уточнить хронологические рамки этих событий, нашел, кроме того, необходимое при таком понимании генезиса ОЧВП (и таком его определении) решение задачи о тектонической природе его основания, указав, в частности, что внутренняя зона ОЧВП перекрывает структуры островной дуги, сложенные позднепалеозойскими и мезозойскими вулканическими накоплениями, предшествующими ОЧВП. Для того, чтобы включить такие структуры в единообразную тектоническую систематику, В.Ф. Белый, расширяя данную М.В. Муратовым классификацию геосинклиналей по их литологическому наполнению, предложил термин "андезитовая геосинклиналь", обсудил соотношение этого термина с восходящим к трудам Э. Аргана и Ж. Обуэна понятием "эвлиминар", которое стали применять к подобным структурам с 60-х гг. Когда В.Ф. Белый начинал свои исследования, возраст вулканогенных и осадочных накоплений ОЧВП определялся только на основе сбора и изучения ископаемых растений. Это получалось не без противоречий, и в поисках решений он вынужден был научиться самостоятельно определять остатки листовой флоры, активно включился в дискуссии по палеофлористике, стал, наконец, видным специалистом по стратиграфии неморского мела, успешно участвовал в международных проектах по этой проблематике. Он понял, что бесперспективны попытки построить биостратиграфию неморского мела, основанную только на руководящих ископаемых растениях, продолжил начатое В.А. Самылиной изучение их комплексов. Занялся расшифровкой палеоботанической зональности, палеогеографическими сопоставлениями, чтобы найти опорные геологи-

ческие соотношения субаэральных образований, содержащих определенные комплексы флористических остатков, и отложений с руководящей морской фауной. Затем стал широко привлекать также палинологические данные, результаты палеомагнитологических исследований, иногда по-новому их трактуя. Все это базировалось на добротных данных полевой геологии, часто – собственных, на расшифровках геологической структуры меловых толщ. Вот так – комплексно обоснованная им новейшая стратиграфическая схема континентальных стратоноров ОЧВП вошла в качестве рабочей в Стратиграфическую схему меловых отложений Верхояно-Охотско-Чукотского региона, принятую 3-м стратиграфическим совещанием по Северо-Востоку России (декабрь 2003 г., С.-Петербург) и утвержденную МСК России в апреле 2003 г. При этом 3-е стратиграфическое совещание приняло в качестве альтернативных еще две схемы, геохронологическую (К-Ar и Rb-Sr методы, И.Н. Котляр и Т.Б. Русакова) и биостратиграфическую (листовая флора, Г.Г. Филиппова); трактовкой возраста ОЧВП в целом, местных и региональных стратиграфических подразделений они различаются между собой и каждая – со схемой В.Ф. Белого. В это же время В.В. Акинин и Дж. Хоуриган (США) разработали Ar-Ar хронологию для одного из опорных в ОЧВП районов, и их оценки возраста наиболее изученных вулканических свит на 10–15 млн лет отличаются (моложе) от того, что дают и В.Ф. Белый, и И.Н. Котляр. Свои взгляды есть еще у С.В. Щепетова, у А.Б. Германа. И.Н. Котляр, С.В. Щепетов, В.В. Акинин – в прошлом сподвижники и ученики В.Ф. Белого в исследованиях ОЧВП, меловой стратиграфии и палеовулканологии, Г.Г. Филиппова, как и он, ученица А.Ф. Ефимовой и В.А. Самылиной. Расхождение в их выводах – это и следствие сложности проблемы, и доказательство необходимости дальнейшего исследования. Роль В.Ф. Белого в развитии этого научного направления исключительна.

Одновременно с изучением основ палеоботаники ему пришлось еще и основательно усовершенствоваться в полевых и лабораторных методиках петрографического изучения вулканитов, войти в курс сложной петрогенетической проблематики времен второй половины XX в. И в этом направлении научные выступления юбиляра в печати и на специализированных совещаниях всех уровней – от регионального до международного – отличаются высоким профессионализмом и научной актуальностью. Несомненны его успехи в таких дискуссионных и трудных вопросах петрологии, как андезитовый и ультраосновной вулканизм. Редкое у одного ученого сочетание стратиграфических и петрологических интересов, которое мы видим в творчестве В.Ф. Белого, наиболее ярко выразилось в его палеовулканологических работах. Стратиграфическая, структурная, петрохимическая характеристика ОЧВП в его трудах завершается рассмотрением общих тектонических условий масштабного проявления андезитового вулканизма в мезозое вокруг Тихого океана. В 80-е и 90-е гг. в круг его интересов, кроме ОЧВП, входит Берингийская провинция позднекайнозойского вулканизма, с интереснейшими проявлениями ультраосновных и основных щелочных магм. Много лет он выступает с подробными и оригинальными доказательствами вулканической природы ультраосновных пород, исследовавшихся им на юго-западе Корякского нагорья, в хр. Пекульней, на Чукотском п-ове. К подобному выводу приходили А.Ф. Михайлов, С.С. Зимин с соавторами, но многие из тех, кто и после посещал те же выходы ультрамафитов, отмечая их серпентинизацию и катакластическую текстуру, удовлетворялись отнесением их к офиолитам и меланжам. И в данном случае поучительно использование В.Ф. Белым классических исследовательских методов. Детальнейшее геологическое картирование всех текстурных разновидностей вулканогенных ультраосновных пород показало, что своим строением их поля поразительно похожи на структуры в известных областях основного вулканизма. В результате тщательного изучения представительных образцов ультраосновных пород выявились их гипидиоморфная и порфирировая петрографические структуры, последовательность выделения минералов и их химического изменения, отвечающая магматической кристаллизации.

Когда в 70-х гг. прошлого века по предложению И.В. Луцицкого началась подготовка к составлению в СССР палеовулканологических карт и в 1979 г. последовала соответствующая рекомендация в письме из отделения наук о Земле АН СССР и управления научно-исследовательских организаций Мингео СССР, в Магадане эту инициативу подхватил В.Ф. Белый. С опорой на знания о нашем регионе был разработан проект легенды мелкомасштабных палеовулканологических карт, которые предлагалось строить на краткие (узкие) возрастные интервалы. Главная редакционная коллегия серии карт "Древние вулканические области СССР и их минерагения" избрала другой подход, и "Атлас палеовулканологических карт Северо-Восточной Евразии (территория России и других стран СНГ)", изданный после многолетнего ожидания в 2001 г., сделан по другому принципу – состоит из пяти карт всего на пять временных интервалов, на которые разделена вся фанерозойская история.

Для Северо-Востока Сибири В.Ф. Белый и его соавторами в 80-х гг. составлены карты в более крупном масштабе (1 : 2 500 000) и по "узким" срезам (Поздний триас, норийский век; Поздняя юра, волжский век; Ранний мел, готерив; Ранний мел, средний альб; Ранний мел, поздний альб). Показывая палеогеографическую и палеотектоническую обстановку вулканизма, его зональность в выбранное характерное в геологической истории большого региона время, эти карты дополняют Атлас 2001 г. Два обозначившихся подхода в картографическом отображении истории вулканизма соответствуют методу проекций и методу сечений, которые сосуществуют во многих разделах естествознания. К сожалению, магаданские карты размножены небольшим тиражом, да и намеченная программа подготовки таких карт в 90-х гг. свернута. Тем не менее, они использовались, в частности, в металлогенических построениях. Желательность продолжения работ очевидна. Вот и в Решении второго Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии, который прошел в Екатеринбурге в сентябре 2003 г., говорится о необходимости «Проводить палеовулканологическое картирование в более крупном масштабе и для более узких возрастных интервалов, чем это было сделано в «Атласе...». В.Ф. Белый выступал с

докладами и в прениях на этом симпозиуме; на Урале он раньше не бывал и теперь познакомился с некоторыми чертами его геологии, участвуя в полевой экскурсии (и преодолевая боль в ноге, травмированной много лет назад).

В.Ф. Белый – полевой геолог. Всю жизнь его манят дальние экспедиции, и все, что в них надо делать, все он умеет сам. Это – обдуманно подобрать снаряжение, изготовить самому, если что нужно (в Певеке они с К.В.Паракецовым собирали из ивовых прутьев и брезента лодки – тогда у геологов еще не было надувных – и сплавлялись на них по чукотским речкам со всем грузом в течение всего сезона), поставить палатку, наловить хариусов, добыть медведя, если кончились продукты, наметить систему маршрутов, и главное – увидеть, наконец, как устроена геологическая структура, каковы соотношения горных пород, ее слагающих. Одно из самых любимых занятий в маршруте – перспективная зарисовка горного ландшафта, обобщающая наблюдения в обнажениях и представляющая убедительное изображение того, каким он видит строение гор. Таких зарисовок много в его полевых дневниках, он часто воспроизводит их в своих статьях и книгах. Здесь сказывается натура – стремление к целостному видению Мира – в объеме и в ходе времени, запечатленном в последовательности геологического напластования. Наверное, этим же объясняется его нелюбовь к творчеству П. Пикассо (особенно кубистического периода), П. Филонова, к теории относительности и к террейновому анализу. Во всем подобном он, по-видимому, ощущает некоторую попытку разъять целостность Мира, которая для него – высшая эстетическая ценность. Глубокое чувство природы заставляет его обращаться к философским проблемам геологического знания, значение которого в построении общей картины Мира и в ее понимании он пропагандирует в нескольких интересных эссе. Не следует думать, что он чужд новому в искусстве, литературе и науке. В рисунках и полотнах таких постимпрессионистов, как, скажем, Модильяни или Кес Ван Донген, многое ему даже очень нравится. И в науке новые концепции (не только в геологии, но и в других областях естествознания, в общественных науках), новые наблюдения он тщательно и со здоровым критицизмом изучает. Добавим, что его художественная склонность порождает и собственные опыты: иногда прямо в научном заседании он рисует чудесные шаржи на коллег, много лет, подбирая древесные сучки и грибы, делает сказочные или гротескные фигуры (даже жанр обозначил – "сучкография"), выступает и с литературными произведениями.

Может быть, именно эстетическое отношение к природе более всего привлекло его внимание к озеру Эльгыгытгын на Анадырском плоскогорье. Еще при первом знакомстве в 1956 г. этот "удивительный феномен природы" (так он пишет в 2002 г.) поразил его, как до него и С.В. Обручева, своей таинственной красотой и необычайной переменчивостью облика. Геологическая природа впадины, выполненной озером, стала темой одной из самых первых его научных публикаций и, наверное, самой главной, после ОЧВП, темой его исследований, предметом дискуссионных выступлений. Каково происхождение импактных пород, найденных во впадине оз. Эльгыгытгын, в изучение которых он внес ощутимый вклад? Другие исследователи этих пород, геологии и геоморфологи впадины доказывают, что это типовая астроблема, след удара космического тела, произошедшего несколько миллионов лет назад. В.Ф. Белый уже в 50-х гг. увидел, что впадина расположена совершенно закономерно в раскрытой им геологической структуре чукотской ветви ОЧВП, и обоснованно предполагает, что космический удар не мог быть таким прицельно точным. Эльгыгытгын, по В.Ф. Белому, – эндогенная вулканическая структура, палеовулканологический объект, связанный с необыкновенной силы взрывом (возможно, с последовательными взрывами) интрателлурических газов. Теперь, когда геологическими и геохронологическими методами определен раннеплиоценовый возраст импактогенеза, это событие увязывается с глубинным ультраосновным – щелочным вулканизмом в Берингийской провинции на Чукотском п-ове. Кто бы ни был прав в этой дискуссии явно общенаучного значения, наблюдения и выводы В.Ф. Белого о геологически измеримой длительности импактогенеза освещают одну из важнейших сторон этого явления.

В списке научных трудов В.Ф. Белого около 300 названий, только в 2003 г. опубликовано 6 работ – интенсивность труда ученого не убывает. В "Тихоокеанской геологии" В.Ф. Белый стал печататься в 1982 г. – в самый первый год существования журнала, выступил в №№ 3 и 5 на самые любимые темы: «К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканического пояса» и «Впадина озера Эльгыгытгын – метеоритный кратер или геологическая структура новейшего этапа развития Центральной Чукотки». По сей день он остается постоянным автором журнала.

Поздравляя юбиляра, желаем ему сохранить творческую активность, стойкость в научных дискуссиях и в преодолении жизненных невзгод, хорошего здоровья, бодрости, радостей от детей и внуков.

*Редколлегия, друзья*