

**Том 23, номер 1**  
**ISSN 0207 - 4028**

**Январь-Февраль 2004**

*РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК*

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР  
МОИСЕЕНКО В.Г.



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

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>И.Н. Котляр, Т.Б. Русакова, А.М. Гагиева.</i> Буондино-Сугойская рудоконцентрирующая площадь: уникальный металлогенический ареал Северо-Востока России .....	3
<i>А.М. Петрищевский.</i> Гравитационная неоднородность земной коры и верхней мантии Приамурья (пространственно-статистические модели) .....	20
<i>А.Н. Деркачев, Н.А. Николаева, С.А. Горбаренко.</i> Особенности поставки и распределения кластогенного материала в Охотском море в позднечетвертичное время .....	37
<i>С.В. Зябрев, А.Н. Пересторонин, А.Э. Жаров.</i> Начало терригенной седиментации в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе – деталь ранней истории аккреционной системы Сахалина и Хоккайдо .....	53
<i>П.Н. Колосов.</i> О трехчленном юдомии в Юдомо-Майском прогибе .....	62
<i>С.П. Ермакова.</i> К вопросу о глобальном стратотипе границы индского и оленекского ярусов .....	65
<i>В. В. Баранов, Т. С. Альховик.</i> Девонские циртиноидеи (Brachiopoda) Северо-Востока России .....	69
<i>Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло, И.Н. Пономарева, М.Е. Мельников, Э.А. Еганов, Т.М. Хулапова, Т.Е. Седьшева, И.К. Басов.</i> Результаты изучения субстрата кобальто-марганцевых корок по керну скважин на гайотах ИОАН и Дальморгеология (Магеллановы горы, Тихий океан) .....	76
<i>А.И. Киселев, К.Н. Егоров, Р.А. Чернышов, А.В. Чащухин, Ю.Т. Яныгин.</i> Проявления флюидно-взрывной дезинтеграции базитов в Накынском кимберлитовом поле (Якутская алмазоносная провинция) .....	97
<i>С.В. Квашук.</i> Инженерно-геологические и петрофизические свойства горных пород в зоне гипергенеза Приамурья .....	105
<b>Дискуссии</b>	
<i>К.Б. Булнаев.</i> К вопросу об источнике фтора эпитермальных флюоритовых месторождений .....	113

## CONTENTS

<i>I.N. Kotlyar, T.B. Rusakova, A.M. Gagieva.</i> Buyunda-Sugoi ore-bearing area: a unique metallogenetic region of Northeast Russia .....	3
<i>A.M. Petrishchevsky.</i> Gravitational heterogeneity of the Earth's crust and upper mantle of Priamurye (spatial and statistical models) .....	20
<i>A.N. Derkachev, N.A. Nikolaeva, S.A. Gorbarenko.</i> The peculiarities of supply and distribution of clastogenic material in the Sea of Okhotsk during Late Quaternary .....	37
<i>S.V. Zyabrev, A.N. Perestoronin, A.E. Zharov.</i> Commencement of siliciclastic sedimentation in the West Sakhalin forearc: an aspect of the early history of the Sakhalin-Hokkaido accretionary system .....	53
<i>P. N. Kolosov.</i> The Trimembral Yudomian in the Yudoma-Maya basin .....	62
<i>S.P. Yermakova.</i> The problem of a global stratotype at the Induan-Olenekian boundary .....	65
<i>V.V. Baranov, T.S. Alkhovik.</i> Devonian Cyrtinoidea (Brachiopoda) of Northeast Russia .....	69
<i>E.L. Shkolnik, Ye.A. Zhegallo, I.N. Ponomareva, M.Ye. Melnikov, E.A. Yeganov, T.M. Khulapova, T.Ye. Sedysheva, I.K. Basov.</i> Results of the study of substratum of cobalt-manganese crusts based on the cores from the holes drilled on IOAN and Dalmorgeologiya Guyots, Magellan Seamounts, Pacific Ocean .....	76
<i>A.I. Kiselev, K.N. Yegorov, R.A. Chernyshov, A.V. Chashchukhin, Yu.T. Yanygin.</i> The nature of basic explosive breccias within the Nakyn kimberlitic field (Yakutian diamondiferous province) .....	97
<i>S.V. Kvashuk.</i> Engineering and geological, and petrophysical features of rocks in the hypergenesis zone of Priamurye ....	105
 <b>Discussion</b>	
<i>K.B. Bulnaev.</i> The problem of the fluorine source at epithermal fluorite deposits .....	113

**БУЮНДИНО-СУГОЙСКАЯ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩАЯ ПЛОЩАДЬ:  
УНИКАЛЬНЫЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АРЕАЛ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ**

*И.Н. Котляр, Т.Б. Русакова, А.М. Гагиева*

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

На основе комплексного анализа геологических и изотопных (Rb-Sr, K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) материалов установлена последовательность формирования высокоглиноземистых гранитных, известково-щелочных андезибазальтовых – гранодиоритовых и субщелочных риолитовых (лейкогранитовых) – базальтовых магматических комплексов и ассоциирующих с ними золото-кварцевых, золото-серебряных, серебряных, оловянных и молибденовых руд. Доказывается связь золота, серебра и олова с различными по составу и возрасту магматическими комплексами. Обосновывается ошибочность гипотезы о приуроченности рудных месторождений территории к формациям Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

**Ключевые слова:** Rb-Sr- и K-Ar-методы, изохроны, реликтовые даты, золото, серебро, олово, Северо-Восток России.

**ВВЕДЕНИЕ**

Буюндино-Сугойская рудоконцентрирующая площадь (БСРП) охватывает разнородные структуры Яно-Колымской складчатой системы (ЯКСС): восточную часть Буюндино-Балыгычанского поднятия (ББ), Чалбыго-Бургалийский синклиорий (ЧБ), северо-восточную оконечность Арманско-Вилигинского синклиория (АВ), Омсукчанский рифт (ОР). Тектоническая природа последнего дискуссионна, однако такие признаки структуры, как линейность (длина 270 км, ширина 15–30 км), налегание заполняющих ее меловых терригенных формаций с перерывом и резким угловым несогласием на породы фундамента, большие (5–6 км) мощности этих формаций [28], проявления «экзотического» магматизма (ассоциация ультракалиевых риолитов с мантийными изотопными характеристиками и трахибазальтов [14]), отсутствие сейсмической расслоенности земной коры под Омсукчанским прогибом [27], свидетельствуют в пользу его рифтогенной природы.

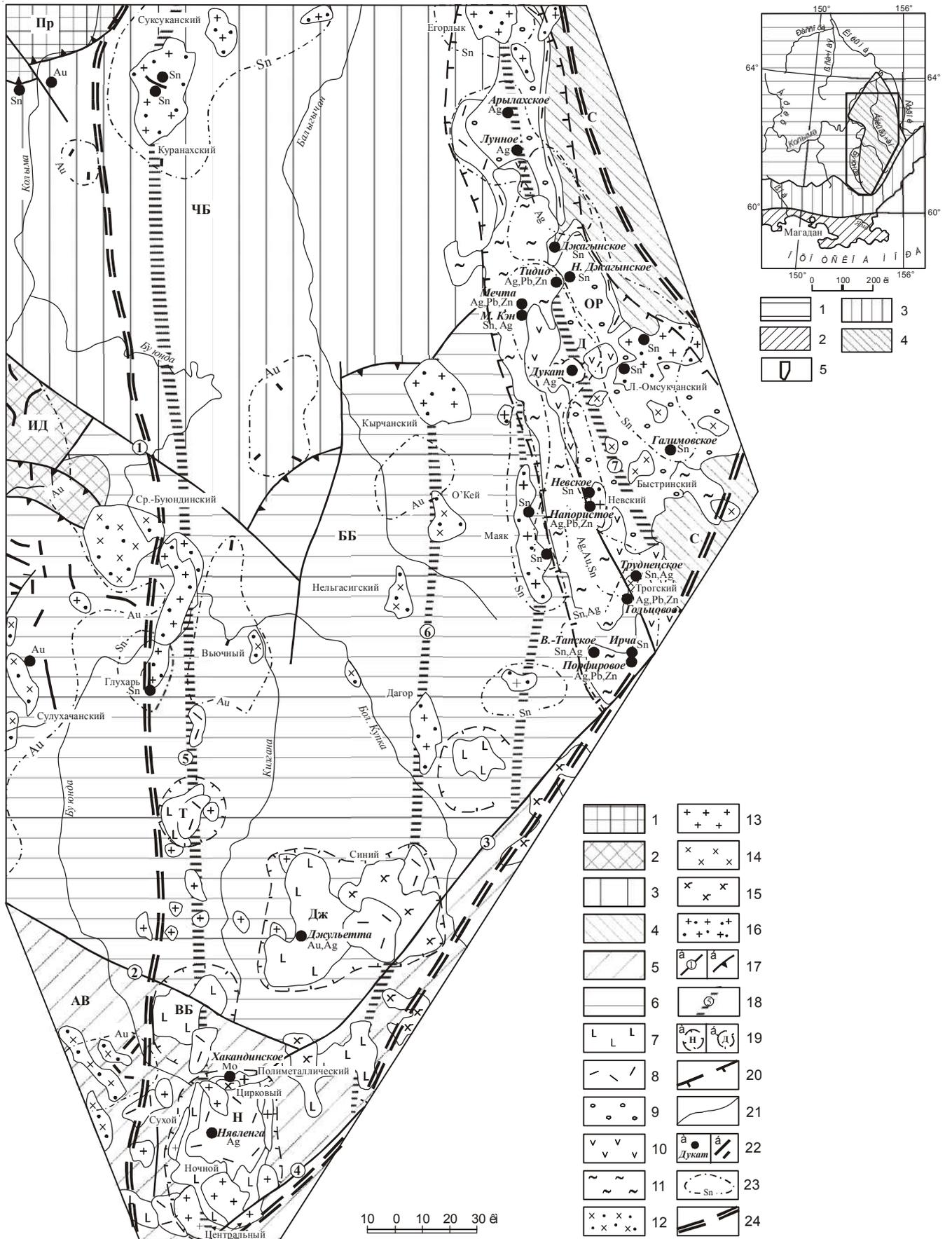
Ограничениями БСРП служат: надвиги и взбросы (на северо-западе), Буюндинский, Угуланский и Килгана-Буксундинский глубинные разломы (на западе и юго-востоке); восточная граница БСРП совмещена с ОР. Площадь характеризуемой территории – 35 тыс. км<sup>2</sup> (рис.1).

БСРП входит в состав Яно-Колымской металлогенической провинции (ЯКМП), в пределах которой сосредоточена большая часть узлов россыпной золо-

тоносности и золоторудных месторождений Северо-Востока России. БСРП, выделяемая в ранге ареала, занимает юго-восточную оконечность ЯКМП и отличается уникальным совмещением оловянного, серебряного, золото-серебряного, золото-кварцевого и молибденового оруденения, что не встречается в других металлогенических провинциях Северо-Востока России.

Своеобразие геологического строения БСРП выражается в специфичности развитого здесь магматизма: крайне ограниченно распространены среднеюрские интрузивные комплексы и отсутствуют раннемеловые – сибирдыкский и негаяхский, столь типичные для других районов ЯКСС; на большую часть территории, за исключением ОР, не проникают образования Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП).

Среднеюрские интрузии представлены штоками предположительно басугунынского комплекса, тяготеющими к меридиональным разломам (рис. 1). В неокоме широко проявился андезибазальтовый вулканизм (момолтыкичский комплекс), продукты которого слагают изометричные отрицательные вулканоструктуры: Нявленгинскую, Верхне-Буюндинскую, Тенкелийскую, Джугаджакскую и др., группирующиеся в меридиональные ряды (рис 1.). В барреме – апте обособилась рифтогенная структура – ОР, где формировались трахириолит-трахибазальтовые и угленосные молассовые формации (аскольдинский



комплекс и омасукчанская серия соответственно). Каналы поступления на поверхность аскольдинских трахириолитов, как правило, наследуют пути, по которым доставлялись неокомские андезиты, вследствие чего те и другие присутствуют в единых вулканоструктурах. Кроме того, в пределах БСРП формировались гранитоиды нявленгинского и омасукчанского комплексов, отсутствующие на остальной части ЯКСС и организующиеся, как и вулканы, в меридиональные ряды.

Специфика геологического строения БСРП предопределяет своеобразие её металлогении. Эта площадь названа нами рудоконцентрирующей, так как здесь сосредоточены уникальные и крупные эпitherмальные месторождения серебра и богатые серебром золото-серебряные месторождения (Дукат, Лунное, Арылах, Няленга), единственное известное на Северо-Востоке России золото-серебряное месторождение неокомского возраста (Джувелта), практически все известные в ЯКСС месторождения и рудопроявления касситерит-силикатной, олово-полиметаллической и олово-серебряной формаций. В то же время, в пределы БСРП не проникают золото-кварцевые пояса, определяющие металлогению Главного Колымского золотоносного пояса. Единичные рудопроявления золото-кварцевой формации и связанные с ними мелкие россыпи пространственно сопряжены с редкими штоками гранитов басугуньинского комплекса (рис. 1). На площадях, сложенных вулканидами ОЧВП, отсутствуют золото-серебряные проявления, столь характерные для остальной территории вулканогенного пояса.

Геологическое изучение характеризуемой территории началось в 30-х годах прошлого столетия и продолжается до настоящего времени. Наибольшую значимость для реконструкции процессов магматизма и рудогенеза имеют публикации В.Т. Матвеевко, М.Г. Руб, Ю.С. Бочарникова, А.И. Калинина, Ю.Г. Кобылянского, А.Э. Ливача, В.Е. Наталенко, И.С. Раевской, Н.Е.Саввы, А.П. Соболева, Ф.Э. Стружкова, С.Ф. Стружкова, И.С. Филатова и др.

Несмотря на высокую изученность многие вопросы возраста и последовательности формирования магматических комплексов и рудных формаций остаются предметом острых дискуссий. Так, время излияния риолитов аскольдинского комплекса, вмещающих крупнейшее в мире серебряное месторождение Дукат, считается аптским [32], альб-сеноманским [30], турон-коньякским [7]. Также неопределённо положение оловоносных омасукчанских гранитов, внедрение которых предполагается в раннем-позднем мелу [25] или в позднем мелу-палеогене [10, 16, 18].

Рудные формации БСРП находятся, по мнению большинства исследователей, в генетической связи с магматическими комплексами ОЧВП. Такие соотношения постулируются для месторождений золото-серебряного [22] и серебряного [11, 31] геохимических типов, серебро-полиметаллических, олово-серебряных и оловянных [10] руд. Возраст серебряного оруденения считается раннемеловым альбским [4] или позднемеловым кампанским [26]. Существует точка зрения об их длительном формировании – в течение апта-кампа [5, 9]. Такая же неопределённость вы-

**Рис. 1.** Геолого-структурная схема Буюндино-Сугойской рудоконцентрирующей площади (БСРП). Составлена на основе [13] с дополнениями авторов.

Яно-Колымская складчатая область (1–6): 1 – Приколымское поднятие (Пр); 2 – Иньяли-Дебинский мегасинклиниорий (ИД), 3 – Чалбыга-Бургалийский синклиниорий (ЧБ), 4 – Сугойский прогиб (С), 5 – Армано-Вилигинский синклиниорий (АВ), 6 – Балыгычано-Буюндинское поднятие (ББ). Наложённые структуры, выполненные вулканогенными и молассовыми комплексами (7–11): 7 – андезибазальтовым момолтыкским, 8 – трахириолитовым аскольдинским, 9 – молассовым (омасукчанская серия), 10 – андезитовым каховским, 11 – риодацитовым шороховским. Интрузивные комплексы (12–16): 12 – басугуньинский, 13 – нявленгинский, 14 – быстринский, 15 – магаданский, 16 – омасукчанский; 17 – разломы: сбросы, сдвиги (а), надвиги (б); 18 – зоны скрытых глубинных разломов; 19 – границы: вулканических депрессий (а), интрузивно-купольного поднятия (б); 20 – границы Омасукчанского рифта (ОР); 21 – геологические границы; 22 – месторождения: рудные (а), россыпные (б); 23 – границы рудных и рудно-россыпных узлов, их рудная специализация; 24 – границы БСРП.

Вулканические структуры: Нявленгинская (Н), Джугаджакская (Дж), Тенэкелийская (Т), Верхне-Буюндинская (ВБ), Дукатская (Д).

Цифры в кружках. Разломы: региональные (1–4): 1 – Улахан, 2 – Умарский, 3 – Килгана-Буксундинский, 4 – Угуланский; скрытые глубинные (5–7): 5 – Буюндинский, 6 – Кырчанский, 7 – Омасукчанский.

На врезке. Металлогенические провинции: 1 – Яно-Колымская, 2 – Охотско-Мургальская, 3 – Охотско-Чукотская; 4 – Буюндино-Сугойская субпровинция; 5 – район исследований.

является при ревизии представлений о времени отложения оловянных руд – от сеномана [25] до верхов кампана [10].

Причины существующих противоречий кроются, на наш взгляд, в недоучёте выявленных в последние годы геологических фактов и недостаточно корректном использовании материалов изотопного датирования.

Цель настоящей статьи – на основе комплексного анализа имеющихся на сегодняшний день геологических и геохронометрических данных реконструировать последовательность формирования магматических и рудных комплексов БСРП, показать взаимосвязи между ними.

#### МЕТОДИКА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ

Rb-Sr-и K-Ar-анализ проб, если это особо не оговорено, проводился в лаборатории изотопной геохронологии и геохимии СВКНИИ ДВО РАН по методике [15]. Расчёт изохрон, построение гистограмм, расчёт средних значений возраста магматических комплексов, вычисление СКВО проводились по методике Isoplot [33]\*. Так как в районах с длительной эндогенной активностью геохимическая однородность изотопных систем неоднократно нарушалась, наблюдается высокая природная дисперсия концентраций изотопов Rb и Sr. В связи с этим погрешности в определении возраста рассчитываются методом наименьших квадратов и приводятся с доверительным интервалом  $\pm 1\sigma$ .

При интерпретации изотопных данных авторы придерживаются методологии [6]. Основой для интерпретации результатов K-Ar-датирования служат гистограммы распределения дат. Истинному возрасту породы отвечают максимальные (реликтовые) K-Ar-даты и наиболее древние Rb-Sr-изохронные, поскольку в одних и тех же геологических телах наблюдается, как правило, совпадение тех и других. Совокупности более молодых дат образуют на гистограммах отчётливо выраженные минимумы и максимумы, нередко повторяющиеся в разных геологических телах. Минимумы указывают на время термальных преобразований, а следующие за ними

даты фиксируют моменты повторных включений изотопных часов.

В работе использовано 24 определения возраста пород и руд изохронным Rb-Sr-методом и 270 калий-аргоновых дат. Большинство последних опубликовано в [15].

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

##### Магматические комплексы

**Момолтыкический андезибазальтовый комплекс** изучен в Джугаджакской [22] и Нявленгинской [14; (вулканоструктура VIII)] вулканических депрессиях (рис. 1), где вулканы несогласно перекрывают морские отложения кимериджа и содержат неокомскую флору [3; Е.И. Сорокин, 1995 г.].

K-Ar-возраст дайки гранодиорит-порфиров, сущей андезиты Джугаджакской депрессии, составляет  $138 \pm 2$  Ма\*. Сопоставимый Rb-Sr-изохронный и  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$ -возраст ( $136 \pm 2$  Ма – табл. 1, изохрона 19) установлен и для золото-серебряных руд месторождения Джульетта, локализованного в андезитоидах момолтыкического комплекса [22, 26].

Таким образом, совпадение возраста пород по палеофитологическим и изотопным данным свидетельствует об их формировании в берриасе–начале валанжина, около 140 млн лет тому назад.

**Аскольдинский комплекс трахириолитов – трахибазальтов** объединяет эффузивные и субвулканические породы кислого состава и незначительно распространенные лавы и туфы трахибазальтов [29]. В составе комплекса преобладают высококремнистые (75–83%  $\text{SiO}_2$ ), высоко- и ультракалиевые ильменитовые риолиты [9, 14].

Геологический возраст комплекса определён достаточно уверенно. Вулканы, содержащие силяпскую флору аптского возраста, с несогласием залегают на терригенных отложениях мезозойд или момолтыкических вулканиках и, в свою очередь, перекрываются терригенными отложениями омсукчанской серии (ОР) мощностью до 3600 м, в нижней части которой заключена силяпская, а в верхней – буор-кемюсская (ранний альб) флоры [32]. Стратифицированные образования прорываются гранитоидами нявленгинского комплекса.

Rb-Sr-изохронный возраст риолитов Дукатской структуры (рис. 1) определён в  $124 \pm 1$  Ма и  $123 \pm 2$  Ма (табл. 1, изохроны 1, 2), Нявленгинской –  $128 \pm 2$  Ма (табл. 1, изохрона 5). С этими датами согласуется K-Ar-возраст ( $128 \pm 4$  Ма), полученный по риолитам Джугаджакской депрессии.

\*СКВО – средний квадрат взвешенных отклонений экспериментальных точек от линии наилучшего соответствия изохроны или от линии средних значений возраста пород.

При вычислении средних значений возраста значение возрастов отдельных совокупностей взвешивается обратно пропорционально их дисперсиям и затем рассчитывается наиболее вероятное значение среднего возраста с ошибкой  $\pm \sigma$ . В случае, если определены Rb-Sr- и K-Ar-возрасты, рассчитывается совокупный средний возраст.

Таблица 1. Результаты Rb-Sr-датирования горных пород и руд.

Номер пробы	Анализируемый материал	<sup>87</sup> Rb (мкг/г)	<sup>86</sup> Sr (мкг/г)	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr±σ	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr±σ
1	2	3	4	5	6
<b>Аскольдинский комплекс</b>					
<b>Дукатское интрузивно-купольное поднятие</b>					
<b>Изохрона 1. T=124±1 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7044 ±1; СКВО=0,02; колл. С.В. Щепетова</b>					
22-4	Риолит ( 9-й горизонт)	31.88	28.93	1,10±1	0,7063±3
2-2	Риолит афировый (2-й горизонт)	65.14	3.81	17,11±17	0,7347±4
2-1	Туф кристаллокластический (1-й горизонт)	120.80	4.51	26,77±27	0,7517±4
<b>Изохрона 2. T=123±2 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7031±1; СКВО=1,74 [Константинов и др., 1998]</b>					
614*	Риолит афировый	188.60	39.80	13,74±14	0,7267±2
615*	Риолит афировый	215.80	31.70	19,78±20	0,7380±2
630*	Риолит афировый	235.00	54.50	12,49±12	0,7249±4
662*	Риолит афировый	160.00	100.00	4,63±5	0,7113±4
677*	Риолит афировый	235.90	40.10	17,08±17	0,7333±2
<b>Изохрона 3. T=94±2 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7040±5; СКВО=0,66; колл. М.П. Руб, С.В. Щепетова</b>					
491	Фельзит (скв. 10; 982-й м, горизонт 2)	53.08	4.62	11,49±11	0,7200±4
37712	Игнимбрит (2-й горизонт)	64.45	3.99	16,14±16	0,7268±4
15-8	Риолит (субвулкан)	72.28	2.72	26,60±27	0,7407±4
21-3	Риолит (8-й горизонт)	62.12	2.05	30,36±3	0,7452±4
<b>Изохрона 4. T=78±2 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7111±5; СКВО=1,5 [Константинов и др., 1998]</b>					
869*	Полифировые риолиты	233.30	60.00	11,26±11	0,7233±1
869*	Полифировые риолиты, кпш	228.20	54.70	12,10±12	0,7241±3
869*	Полифировые риолиты, кпш	219.70	61.50	10,35±10	0,7224±2
872*	Полифировые риолиты	248.50	42.30	18,80±19	0,7322±4
872*	Полифировые риолиты	300.00	45.00	19,35±19	0,7323±4
822*	Полифировые риолиты	208.60	32.70	18,48±18	0,7306±2
822*	Полифировые риолиты	205.00	40.00	16,52±17	0,7292±4
<b>Нявленгинская вулканическая депрессия</b>					
<b>Изохрона 5. T=128±2 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7043±2; СКВО=1,7; колл. И.Н. Котляра</b>					
2	Дацил субвулканический	21.45	43.10	0,50±1	0,7055±4
34	Риолит субвулканический	21.73	20.72	1,05±1	0,7061±4
117	Риолит субвулканический	31.83	6.14	5,18±1	0,7130±4
73	Дацил субвулканический	22.34	19.11	1,17±1	0,7070±4
38	Риолит субвулканический	33.81	16.09	2,10±2	0,7077±4
267	Игнимбрит риолита	57.53	2.23	25,79±29	0,7511±4
189	Игнимбрит риолита	41.78	1.53	27,40±27	0,7544±4
<b>Изохрона 6. T=82±3 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7152±5; СКВО=1,7; колл. И.Н. Котляра</b>					
122	Игнимбрит риолита	30.01	8.83	3,60±4	0,7197±4
168	Игнимбрит риолита	46.50	2.14	21,70±22	0,7406±4
107	Игнимбрит риолита	35.95	5.93	6,07±6	0,7219±4
<b>Нявленгинский комплекс</b>					
<b>Массив Полиметаллический</b>					
<b>Изохрона 7. T=112±2 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7047±2; СКВО=0,17; колл. Н.А. Горячева</b>					
X-67	Лейкогранит	21.19	7.90	2,68±3	0,7091±4
X-91	Лейкогранит	30.92	6.10	5,07±5	0,7126±4
X-46	Лейкогранит	33.42	4.26	7,84±8	0,7170±4
29	Лейкогранит	34.34	3.10	11,07±11	0,7222±4
30	Лейкогранит	36.15	3.08	11,76±12	0,7235±4

Примечание. \*Приводятся содержания: Rb, мкг/г; Sr, мкг/г. \*\* Проба, не вошедшая в расчёт изохроны. Расчётный возраст 89 Ма при I<sub>0</sub> = 0,705.

Таблица 1. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6
<b>Массив Ночной</b>					
<b>Изохрона 8. T=113±7 Ma; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7038±3; СКВО=1,12; колл. Н.А. Горячева</b>					
Л-92	Щелочной лейкогранит	24.35	21.44	1,14±1	0,7059±4
Л-87	Щелочной лейкогранит	27.28	8.18	3,34±3	0,7093±4
Л-91	Щелочной лейкогранит	31.07	6.34	4,90±5	0,7117±4
Л-93	Щелочной лейкогранит	25.57	17.96	1,42±1	0,7057±4
Л-88	Щелочной лейкогранит	23.78	15.37	1,55±2	0,7060±4
Л-89	Щелочной лейкогранит	22.64	15.73	1,44±1	0,7066±4
<b>Массив Дукатский</b>					
<b>Изохрона 9. T=110±3 Ma; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7026±6; СКВО=2,9 [Плюснин и др., 1989]</b>					
1469	Лейкогранит; 142 м от контакта (скв. 101)	53.12	7.16	7,34±7	0,7130±5
P-6486	Лейкогранит; 170 м от контакта (скв. 101)	56.18	5.93	9,34±9	0,7167±5
1471	Монцонит-порфирит; 196 м от контакта (скв. 10)	44.10	20.02	2,18±2	0,7062±4
1470	Гранит-порфир; 320 м от контакта (скв. 10)	29.89	17.73	1,67±2	0,7063±7
192	Гранит-порфир; 192 м от контакта (скв. 101); колл. В.И.Копытина	52.08	2.00	26,09±26	0,7438±2
<b>Изохрона 10. T=91±1 Ma; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7100±2; СКВО=0,54; колл. В.И. Копытина</b>					
442	Гранит	35.97	17.57	2,05±2	0,7128±2
218	Гранит	57.01	6.51	8,76±9	0,7213±2
206	Гранит	55.34	1.74	31,86±32	0,7516±2
<b>Изохрона 11. T=86±1 Ma; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7032±3; СКВО=1,2 [Константинов и др., 1998]</b>					
882*	Мелкозернистый биотитовый гранит, кпш	387.20	38.90	28,90±29	0,7381±2
882*	Мелкозернистый биотитовый гранит, кпш	345.50	35.60	28,21±28	0,7385±2
882*	Мелкозернистый биотитовый гранит, кпш	Н.д.	Н.д.	27,84±28	0,7371±2
852*	Мелкозернистый биотитовый гранит, кпш	322.80	16.00	58,76±59	0,7742±1
35ф*	Мелкозернистый биотитовый гранит, кпш	330.10	21.00	45,65±46	0,7591±1
856*	Порфиоровидный гранит	222.00	68.00	9,26±9	0,7146±2
859*	Порфиоровидный гранит	220.00	60.00	9,69±10	0,7148±2
P-6468	Лейкогранит; 0,1м от контакта (скв. 10)	54.14	1.74	30,83±31	0,7408±8
<b>Шороховская свита</b>					
<b>Месторождение Мечта</b>					
<b>Изохрона 12. T=100±2,4 Ma; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7041±2; СКВО=0,75</b>					
<b>[Колесников и др., 1998, с изменениями]</b>					
729*	Риодацит	115.50	174.00	1,92±2	0,7061±4
729*	Калиевый полевой шпат и плагиоклаз	179.80	160.70	3,24±3	0,7086±4
1625*	Риодацит	106.00	164.00	1,87±2	0,7069±4
1625*	Калиевый полевой шпат и плагиоклаз	102.60	124.70	2,38±2	0,7075±4
730*	Риодацит	130.30	96.80	3,89±4	0,7096±4
732*	Риодацит	127.70	103.00	3,59±4	0,7089±4
725*	Риодацит	95.00	158.00	1,74±2	0,7067±4
726*	Риодацит	126.00	143.00	2,55±3	0,7078±4
734*	Риодацит	105.00	117.00	2,60±3	0,7078±4
1671*	Концентрат биотита	134.20	51.00	6,77±7	0,7142±4
1671*	Концентрат биотита	134.10	51.40	6,71±7	0,7136±4
729-2*	Концентрат биотита	185.10	54.90	9,77±10	0,7175±4
729-2*	Концентрат биотита	165.10	55.00	8,70±9	0,7165±4
729-1**	Биотит	83.49	2.37	36,28±36	0,7508±4

Таблица 1. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6
<b>Месторождение Дукат</b>					
<b>Изохрона 13. T=100±6 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7028±4; СКВО=0,5; колл. С.В. Щепетова</b>					
109-20	Игнимбрит риолита	28.90	18.37	1,55±2	0,7050±4
109-10	Игнимбрит риолита	40.66	12.15	3,31±3	0,7074±4
109-13	Игнимбрит риолита	33.62	10.50	3,16±3	0,7070±4
109-14	Игнимбрит риолита	41.94	10.61	3,91±4	0,7085±4
109-5	Туф риолита	48.30	10.99	4,34±4	0,7092±4
109-9	Туф риолита	42.27	8.22	5,08±5	0,7097±4
<b>Омсулчанский комплекс</b>					
<b>Массив Невский</b>					
<b>Изохрона 14. T=105±3 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7070±3; СКВО=0,4; колл. А.М. Гагиевой</b>					
АГ-99/81	Лейкогранит	37.2	5.9	6,25±2	0,7164±2
АГ-99/111	Лейкогранит	51.4	7.1	7,20±3	0,7177±2
АГ-99/83	Лейкогранит	41.5	5.5	7,42±2	0,7182±2
АГ-99/110	Лейкогранит	56.9	3.7	15,01±7	0,7294±2
АГ-99/86	Лейкогранит	36.10	6.4	5,59±4	0,7151±3
<b>Массив Маяк</b>					
<b>Изохрона 15. T=91±2 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7083±4; СКВО=1,3; колл. А.М. Гагиевой</b>					
АГ-99/160	Лейкогранит	62.5	6.1	10,08±7	0,7214±1
АГ-99/162	Лейкогранит	56.6	4.6	12,25±7	0,7240±1
АГ-99/161	Лейкогранит	53.6	3.7	14,27±15	0,7270±2
АГ-99/167	Лейкогранит	56.5	3.7	15,06±7	0,7279±1
АГ-99/164	Лейкогранит	63.6	3.8	16,36±9	0,7294±1
<b>Массив Лево-Омсулчанский</b>					
<b>Изохрона 16. T=80±2 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7101±6; СКВО=0,28; колл. А.М. Гагиевой</b>					
АГ-32	Лейкогранит	66.8	5.4	12,19±5	0,7239±4
АГ-99/46	Лейкогранит	77.0	4.7	16,19±38	0,7284±3
АГ-20	Лейкогранит	69.9	4.0	17,22±14	0,7294±8
АГ-31	Лейкогранит	72.4	4.0	17,91±10	0,7308±3
АГ-22	Лейкогранит	71.4	3.8	18,82±31	0,7314±7
АГ-99/79	Лейкогранит	69.4	3.4	20,42±8	0,7331±4
АГ-1	Лейкогранит	78.3	3.5	22,18±51	0,7351±4
<b>Изохрона 17. T=78±1,2 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7049±2; СКВО=3,3 [Колесников и др., 1998]</b>					
3276*	Лейкогранит	223.30	25.10	24,10±24	0,7323±3
3277*	Лейкогранит	228.20	32.30	20,47±20	0,7271±3
3284*	Лейкогранит	264.80	43.70	17,55±18	0,7250±2
3286*	Лейкогранит	218.30	42.30	14,95±15	0,7218±2
3289*	Лейкогранит	165.40	21.40	22,45±22	0,7294±2
П-3140*	Лейкогранит	196.30	42.70	13,63±14	0,7199±2
П-3148*	Лейкогранит	277.10	44.70	17,98±18	0,7245±1
3283*	Лейкогранит	283.40	23.10	35,64±36	0,7437±2
3278*	Лейкогранит	383.40	6.53	173±2	0,8963±4
<b>Джагынский комплекс</b>					
<b>Изохрона 18. T= 81±1 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7048±3; СКВО= 0,9 [Колесников и др., 1998]</b>					
1133/9*	Риолит	278.90	17.00	47,64±48	0,7593±4
1133/10*	Риолит	281.30	10.40	79,03±79	0,7952±4
1133/11*	Риолит	286.00	15.10	55,30±55	0,7689±4
1661*	Риолит	223.50	47.70	13,58±14	0,7203±4
1663*	Риолит	222.80	35.70	18,07±18	0,7257±4

Таблица 1. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6
<b>Золото-серебряные руды</b>					
<b>Месторождение Джульетта</b>					
<b>Изохрона 19. T=136 ±2 Ma; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7076 ±3; СКВО=5,9 [Стружков и др., 1994]</b>					
K-160*	Адуляр из пирит-адуляр- карбонатно-кварцевой жилы	341.3	102.50	9,65±10	0,7263±2
K-161*	То же	331.3	96.50	9,96±10	0,7272±2
K-13-2*	То же	272.2	32.64	24,23±24	0,7544±1
K-13-3*	То же	278.4	32.83	24,65±25	0,7545±2
Дж-611/1*	Адуляр из адуляр-кварцевой жилы	358.4	134.40	7,73±8	0,7229±6
C-2511, к-16*	Адуляр из адуляр-карбонатно-кварцевой жилы	200.8	143.40	4,05±4	0,7150±3
C-2501, к-19*	То же	222.5	519.20	1,24±1	0,7084±2
<b>Серебряные руды</b>					
<b>Месторождение Дукаат</b>					
<b>Изохрона 20. T=84 ±1 Ma; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7079±4; СКВО=1,54 [Константинов и др., 1998]</b>					
<b>Кварц-хлорит-адуляровая стадия</b>					
C-269*	Адуляр из кварц-адуляровой жилы	191.3	109.40	5,06±5	0,7138±1
C-124*	То же	174.6	5.54	92,74±93	0,8183±4
C-268*	Адуляр из адуляр-кварцевой жилы	412.1	29.30	40,87±41	0,7563±3
524*	То же	382.8	15.40	72,62±73	0,7964±4
526*	То же	255.8	15.60	47,58±48	0,7651±4
2-6-2*	То же	366.0	25.00	34,41±34	0,7495±4
C-688/3*	Адуляр из хлорит-кварц-адуляровой жилы	545.2	61.20	25,86±26	0,7403±3
C-260*	Адуляр из хлорит-адуляр-кварцевой жилы	232.8	21.30	31,66±32	0,7449±2
C-105*	То же	173.4	11.90	42,25±42	0,7587±3
C-108*	То же	295.7	12.80	67,31±67	0,7876±2
C-109*	То же	436.2	10.70	120±1	0,8506±1
C-125*	Адуляр из сульфидно-кварц-адуляровой жилы	373.2	5.54	199±2	0,9425±2
<b>Кварц-родонит-родохрозитовая стадия</b>					
896*	Адуляр из кварц-адуляр-родонит-родохрозитовой жилы	598.8	22.40	78,34±78	0,8009±4
6-18-12A-2*	То же	594.2	13.90	126±1	0,8592±2
6/6/2*	Адуляр из родонит-родохрозит-адуляр-кварцевой жилы	173.4	11.90	42,25±42	0,7587±4
C-349-4*	То же	266.5	27.20	28,48±28	0,7434±4
<b>Изохрона 21. T=80 ±6 Ma; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7069±21; СКВО=24 [Константинов и др., 1998]</b>					
<b>Кварц-родонитовая стадия</b>					
C-689/8*	Адуляр из хлорит-адуляр-кварцевого прожилка	390.1	119.50	9,45±9	0,7176±4
C-689/2*	Адуляр из хлорит-пирит-адуляр-кварцевого прожилка	147.1	28.80	14,87±15	0,7248±4
6-18-4A*	Кварц+адуляр+родонит+родохрозит из кварц-адуляр-родонит-родохрозитовой жилы	75.0	43.00	2,89±3	0,7111±4
6-14-26*	То же	125.0	14.00	23,45±23	0,7314±4
6-8-10*	То же	140.0	67.00	4,73±5	0,7118±4
539*	То же	379.0	9.72	26,59±27	0,7355±4
539+HCl*	То же	320.9	9.25	26,83±27	0,7399±2
540*	То же	544.0	42.00	35,02±35	0,7440±4
540+HCl*	То же	426.4	33.10	37,47±37	0,7535±4
6-8-12A*	Кварц+родонит+родохрозит из кварц-адуляр-родонит-родохрозитовой жилы	290.0	40.00	18,84±19	0,7276±4
10-7-17A*	То же	40.0	19.00	5,57±6	0,7145±4
1500P*	Кварц+родохрозит из кварц-адуляр-родонит-родохрозитовой жилы	10.2	1.48	19,98±20	0,7297±4
898*	Адуляр из кварц-адуляр-родонит-родохрозитовой жилы	620.0	33.00	51,46±51	0,7631±4

Таблица 1. (Окончание).

1	2	3	4	5	6
898*+HCl (хол.)	То же	620.5	34.51	52,39±52	0,7650±2
898*+HCl (гор.)	То же	632.6	43.10	42,68±43	0,7628±2
<b>Серебро-полиметаллические руды</b>					
<b>Месторождение Мечта</b>					
<b>Изохрона 22. T=88 ±0,5 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7050±1; СКВО=0,12 [Колесников и др., 1998]</b>					
1042*	Кварц-гидрослюдистые метасоматиты. Скв. 997, 55 м	67.80	157.90	1,24±1	0,7065±4
1046*	Кварц-гидрослюдистые метасоматиты. Скв. 997, 154 м	130.70	50.50	7,49±7	0,7143±4
1046*	Кварц-гидрослюдистые метасоматиты. Скв. 997, 154 м	130.80	51.90	7,28±7	0,7142±4
1046*	Кварц-гидрослюдистые метасоматиты. Скв. 997, 154 м	143.40	53.50	7,76±8	0,7147±4
1046*	Кварц-гидрослюдистые метасоматиты. Скв. 997, 154 м	145.50	25.30	16,65±17	0,7258±4
1048*	Кварц-гидрослюдистые метасоматиты. Скв. 997, 195 м	142.20	43.50	9,46±9	0,7168±4
<b>Изохрона 23. T=89,4 ±2 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7050±1; СКВО=0,3 [Колесников и др., 1998]</b>					
697*	Кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты. Скв. 2072, 61 м	182.30	95.40	5,53±6	0,7119±4
714*	Кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты. Скв. 2086, 99 м	140.80	106.70	3,82±4	0,7098±4
714*	Кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты. Скв. 2086, 99 м	145.60	95.60	4,41±4	0,7107±4
1041*	Кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты. Скв. 997, 35 м	99.60	75.10	3,84±4	0,7099±4
714*	Кварц-карбонат-серицитовые метасоматиты. Скв. 2086, 99 м	Н.д.	Н.д.	0,75±1	0,7059±4
<b>Изохрона 24. T=76 ±0,5 Ма; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0,7113±3; СКВО=0,1 [Колесников и др., 1998]</b>					
951*	Кварц-мусковитовые метасоматиты. Скв. 1606, 173 м	145.90	6.20	68,60±69	0,7850±4
952*	Кварц-мусковитовые метасоматиты. Скв. 1606, 192 м	119.30	6.70	51,92±52	0,7672±4
710*	Кварц-мусковитовые метасоматиты. Скв. 2086, 30 м	152.60	10.60	41,90±42	0,7563±4

Среднее, наиболее вероятное время излияния риолитов – 125±1 Ма (СКВО = 1,5) – поздний барем–ранний апт.

**Нявленгинский комплекс** субщелочных и щелочных гранитов–лейкогранитов в своем развитии тесно связан с аскольдинским, что подчёркивается принадлежностью их одним и тем же структурам, близкими вещественными характеристиками [15]. В составе интрузий преобладают лейкограниты субщелочные и щелочные, высококалиевые, ильменитовые. Наблюдается парагенетическая связь с серебряными рудами и отсутствие таковой с оловянными.

В Нявленгинской структуре [3, 14] лейкограниты внедрены в отложения аскольдинского комплекса и, в свою очередь, пересекаются гранодиоритами магаданского (рис.1). Rb-Sr-изохронное датирование лейкогранитов привело к датам 113±7–112±2 Ма (табл. 1, изохроны 7, 8).

В Дукатской структуре к нявленгинскому комплексу отнесен Дукатский массив, залегающий на глубинах от 960 до 1320 м от дневной поверхности, где он активно контактирует с риолитами аскольдинского комплекса. Rb-Sr-изохронный возраст лейкогранитов глубинных частей массива (130–320 м от контактов) составил 110±3 Ма (табл.1, изохрона 9).

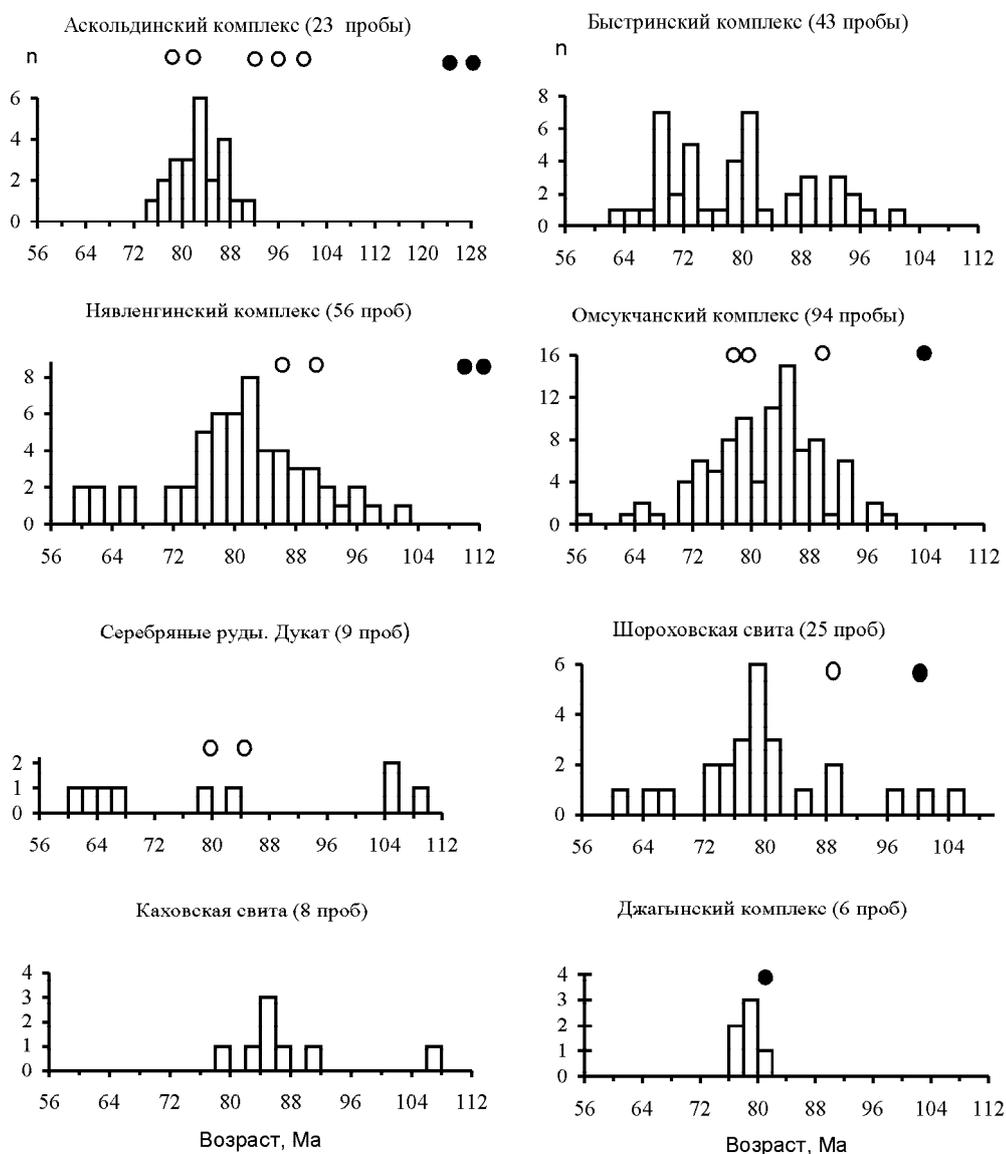
Средний Rb-Sr-изохронный возраст комплекса принят в 111±2 Ма (СКВО = 0,18).

**Каховский андезитовый комплекс** представлен лавами и туфами преимущественно среднего состава. Вулканиды перекрывают аскольдинские риолиты, терригенные отложения омсукчанской серии или грубо терригенные породы зоринской свиты. В последней содержится арманская флора [32]. Время излияния андезитов, установленное К-Ar-методом, – 107±1 Ма (рис. 2).

**Быстринский габбро-гранодиоритовый комплекс** выделяется в ОР, где представлен, главным образом, штоками (рис. 1). Формировался в две фазы: раннюю, диоритовую, и позднюю, гранодиоритовую. Породы главной фазы калий-натровые, магнетитовые [25]. Верхняя возрастная граница комплекса фиксируется наличием ксенолитов гранодиоритов в конгломератах шороховской свиты [25; Ливач и др., 1989 г.]. Кроме того, быстринские гранитоиды прорываются лейкогранитами омсукчанского комплекса.

К-Ar-датирование не выявило их истинного возраста. Наиболее древняя дата 101±1 Ма характеризует лишь момент повторного включения аргоновых часов (рис. 2).

**Магаданский гранодиоритовый комплекс** развит в южной части БСРП (массивы Цирковый, Синий), где интрузии прорывают магматиты момолтыкического, аскольдинского и нявленгинского комплексов (рис. 1). Rb-Sr-изохронный возраст петро-



*Примечание.* n – количество проб; залитые кружки – Rb-Sr-возраст пород; незалитые – Rb-Sr-даты наложенных процессов.

**Рис. 2.** Гистограммы распределения K-Ar-дат и изохронные Rb-Sr-даты.

пического массива Магаданский –  $107 \pm 3$  Ма [1], а наиболее древняя K-Ar-дата в  $101 \pm 3$  Ма (массив Цирковый) характеризует лишь время повторного включения аргоновых часов. Об этом же свидетельствует и K-Ar-возраст молибденовых руд, наложенных на гранодиориты массива Цирковый –  $104 \pm 3$  Ма. Характерно, что такой же возраст ( $104 \pm 5$  Ма) имеют медно-порфировые руды месторождения Лора, тоже связанного с гранитоидами магаданского комплекса [19]. По вещественным характеристикам породы близки быстринским гранитоидам.

Шороховский риодацитовый комплекс представлен игнимбритами и туфами кислого состава. Вулканыты перекрывают андезитоиды каховской

свиты и содержат арманскую флору [32]. Rb-Sr-датирование риодацитов месторождений Мечта и Дукат показало одинаковые даты –  $100 \pm 2,4$  и  $100 \pm 6$  Ма (табл. 1, изохроны 12, 13). Средний возраст вулканитов –  $100 \pm 4$  Ма.

#### **Омсукчанский лейкогранитовый комплекс.**

В его составе абсолютно преобладают лейкократовые биотитовые граниты известково-щелочные и субщелочные, калиевые, магнетитовые [16, 25]. Они формировались в две фазы: 1) крупно- и среднезернистые лейкограниты и лейкогранит-порфиры; 2) мелкозернистые и аплитовидные лейкограниты и пегматиты. Как правило, породы образуют вытяну-

тые вдоль разломов трещинные тела или штоки. Интрузивы и их экзоконтактовые ореолы вмещают оловянные проявления.

Геологический возраст комплекса определяет с большой долей условности. Твёрдо установленны интрузивные соотношения массивов с раннемеловой омушкчанской серией. Кроме того, считается, что они прорывают андезиты каховской свиты, а ксенолиты лейкогранитов 1-ой фазы присутствуют в игнимбритах шороховской свиты [25; А.Э. Ливач и др., 1989 г.]. Однако даже на наиболее современных картах масштаба 1: 200 000 (новая серия) соотношения гранитоидов и вулканитов не установлены и скрыты разломами. Лейкограниты пересекаются только дайками трахибазальтов и риолитов джагынского комплекса.

Rb-Sr-датирование гранитов 1 фазы (массив Невский) определило их возраст в  $105 \pm 3$  Ма (табл. 1, изохрона 14). Максимальные K-Ar-даты –  $101 \pm 1$  Ма (Куранахский массив),  $99 \pm 1$  Ма (Лево-Омушкчанский массив) – в какой-то степени согласуются с Rb-Sr-изохроной, что даёт право говорить о наиболее вероятном времени внедрения гранитов в  $101 \pm 1$  млн лет назад (СКВО = 1,3).

По гранитам 2 фазы из разных массивов получены более согласующиеся Rb-Sr- и K-Ar-даты:  $92 \pm 3 - 90 \pm 3$  Ма (табл. 1, изохрона 15, рис. 2). Среднее значение K-Ar- и Rb-Sr-дат в породах 2 фазы составляет  $92 \pm 1$  Ма (СКВО=0,2).

Большой разрыв между возрастом гранитов 1 и 2 фаз свидетельствует, скорее всего, о том, что в последнем случае зафиксирован не возраст пород, а время повторного включения изотопных систем.

**Джагынский трахибазальтовый – риолитовый комплекс** представлен дайками базальтов, трахибазальтов и риолитов. Из риолитов, прорывающих шороховскую свиту месторождений Мечта и Малый Кэн [10], получена Rb-Sr-изохронная дата  $81 \pm 1$  Ма (см. табл. 1, изохрона 17). K-Ar-возраст даек базальтов Дукальской структуры –  $80-76$  Ма [4]. Эти даты отражают лишь верхнюю границу магматизма, тогда как поступление на поверхность риолит-базальтовых магм началось около 85 млн лет тому назад [15].

### Оруденение

**Золото-кварцевые** россыпные и рудные проявления, как выше отмечалось, распространены весьма ограниченно и приурочены к штокам гранитоидов басугуньинского комплекса. По аналогии с Главным Колымским золотоносным поясом мы принимаем возраст руд в  $150-145$  Ма [15].

**Золото-серебряные руды** месторождения Джульетта локализованы в вулканитах момолтыкической свиты Джугаджакской структуры [22]. Rb-Sr-изохронный возраст адуляров из жил золото-серебро-сульфосольной стадии составляет  $136 \pm 2$  Ма [26] (табл.1, изохрона 19),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  – также  $136 \pm 2$  Ма [22].

**Серебряное оруденение** месторождения Дукаат размещается в вулcano-купольной структуре, сложенной вулканитами аскольдинского комплекса и прорывающими их гранитами Дукаатского массива (нявленгинский комплекс). Рудные тела представлены минерализованными зонами и жилами трех стадий: кварц-хлорит-серебро-полисульфидной с кальцитом (отношение  $\text{Ag}/\text{Au} \sim 200$ ), кварц-хлорит-адуляр-серебро-сульфосольной ( $\text{Ag}/\text{Au} \sim 340$ ) и кварц-родонит-родохрозит-акантит-серебряной ( $\text{Ag}/\text{Au} \sim 550$ ) [11, 23, 24].

Геологические наблюдения, позволяющие судить о возрасте месторождения, сводятся к следующему. Рудные тела локализованы в вулканитах аскольдинской свиты и не встречаются в более молодых образованиях. Они "срезаются" конглобрекциями каховской свиты, содержащими обломки сульфидно-кварц-карбонатных и кварц-хлорит-адуляровых жил с соотношением серебра и золота, близким к такому в рудах первой и второй стадий минерализации [15, рис. 7.5]. Присутствие рудокластов в подошве каховской свиты обусловлено внедрением гранитов и формированием купольной структуры в породах аскольдинского комплекса, что и привело к эрозии рудных тел в кровле купола. Это указывает на их догранитный возраст.

На позднем (щелочном) этапе жизни гидротермальных растворов, отделившихся от гранитной магмы [12], происходило преобразование рудных тел ранних стадий и формирование поздних кварц-родонит-родохрозит-акантит-серебряных руд [23, 24], что позволяет принять пост- или сингранитный их возраст.

Рудные тела рассекаются дайками базальтов и риолитов джагынского комплекса.

Геохронометрия руд лишь частично согласуется с геологическими данными. Догранитный возраст ( $>110 \pm 3$  Ма) руд первых двух стадий не зафиксирован. Реликтовая K-Ar-дата адуляра из кварц-адуляровой жилы  $109 \pm 1,5$  Ма, скорее всего, отражает время внедрения гранитов.

Таким образом, геологические и радиологические данные о соотношении магматических и метасоматических процессов дают основание утверждать, что руды первых двух стадий формировались в ин-

тервале  $123 \pm 2$ – $110 \pm 3$  Ма (между излиянием аскольдинских риолитов и внедрением гранитов), а руды третьей стадии – около 110 млн лет назад, после внедрения нявленгинских гранитов.

**Серебро-полиметаллические руды**, в отличие от серебряных, характеризуются практически полным отсутствием золота и присутствием касситерита и канфилдита [20]. Наблюдается тесная пространственная сопряжённость их с рудами касситерит-силикатной формации, так как и те, и другие располагаются в одних структурах. Такие пары составляют месторождения Мечта – Малый Кэн, Тидид – Ново-джагынское, Напористое – Невское, Гольцовое – Трудненское, Порфиоровое – Ирча (рис. 1).

Rb-Sr-изохронный возраст кварц-гидрослюдистых и кварц-карбонат-серицитовых метасоматитов месторождения Мечта составляет  $89 \pm 2$ – $88 \pm 0,5$  Ма (табл. 1, изохроны 22–23) [10].

**Молибденовые руды.** K-Ag-возраст кварц-мусковитовой жилы с молибденом Хакандинского месторождения определён в  $104 \pm 3$  Ма.

**Касситерит-силикатные руды** накладываются на лейкограниты омсукчанского комплекса и пересекаются джагынскими дайками. Оловорудные тела либо предшествуют серебро-полиметаллическим, либо синхронны им. K-Ag-датирование оловоносных пегматитов массивов Маяк, Лево-Омсукчанский, Невский определило их возраст в  $89 \pm 1$  Ма.

Общепринято, что оловянные руды находятся в генетических отношениях с омсукчанскими гранитами [16, 20, 21]. Однако временной разрыв в 10 Ма между внедрением гранитов и отложением руд свидетельствует, скорее, об их парагенетических взаимосвязях.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Данные изотопного датирования и геологические материалы позволяют реконструировать последовательность формирования магматических комплексов и руд:

– среднеюрский басугуньинский комплекс –  $167$ – $162$  Ма, золото-кварцевые руды –  $150$ – $145$  Ма;

– неоком-альбские магматические комплексы и руды: а) момолтыкичский андезибазальтовый ~140 Ма, золото-серебряные руды –  $136 \pm 2$  Ма; б) аскольдинский трахириолит-трахибазальтовый –  $125 \pm 1$  Ма, в) нявленгинский субщелочных и щелочных гранитов–лейкогранитов –  $111 \pm 2$  Ма; г) серебряные руды: I–II стадии  $123 \pm 2$ – $110 \pm 3$  Ма; III стадия – около 110 Ма;

– альб-сеноманские магматические комплексы и руды: а) каховский андезитовый –  $107 \pm 1$  Ма, б) быстринский габбро-гранодиоритовый и магаданский

гранодиоритовый –  $107 \pm 3$  Ма; в) шороховской риодацитовый –  $100 \pm 4$  Ма; г) омсукчанский лейкогранитовый: I фаза –  $101 \pm 1$  Ма; серебро-полиметаллические руды –  $89 \pm 2$  Ма; касситерит-силикатные руды –  $89 \pm 1$  Ма;

– сантон-кампанский джагынский трахибазальтовый – риолитовый комплекс –  $85$ – $80$  Ма.

Итак, эндогенные процессы в пределах БСРП дискретно развивались в течение 80 Ма.

Выше отмечалось, что БСРП не является однородной структурой, а состоит из нескольких тектонических элементов ЯКСС. Закономерно возникает вопрос, существуют ли факторы, придающие единство этой территории и ответственные за ее металлогеническую специфику. На наш взгляд, таким объединяющим началом является система скрытых глубинных разломов (рис. 1): Буюндинского (Танья-Нурского по [27]), Кырчанского (Нельгасиг-Кырчанского по [27]), Омсукчанского. Это длительно, как минимум со средней юры, развивавшиеся дизъюнктивные системы, к которым приурочены основные магматические тела (вулканоструктуры, интрузии) и проявления известных в ареале полезных ископаемых. По своей сущности данные разрывные элементы являются типичными магморудоконцентрирующими, в понимании М.А.Фаворской. В геофизических полях они строго индивидуализированы. По [27], в местах пересечения каждого из трех названных нарушений профилем ГСЗ фиксируется резкое снижение сейсмической расслоенности земной коры от глубин 2–3 км до поверхности М. На всем протяжении профиля (800 км, от г. Магадана до р.Омолон), пересекающего структуры Кони-Танюерерской складчатой системы, ОЧВП, Арманско-Вилигинского синклинория, Буюндино-Балыгычанского поднятия, Сугойского прогиба, южной части Омолонского прогиба, только эти нарушения обладают подобными характеристиками. Они отражают, по [27], повышенную раздробленность, флюидопроницаемость и насыщенность разрывных зон продуктами гидротермальной деятельности.

Магматические образования региона обладают различными вещественными характеристиками. Среднеюрские граниты – типичные высокоглиноземистые породы, аналогичные раннеорогенным комплексам мезозой [5]. Неокомские известково-щелочные вулканы момолтыкичской свиты и альбские гранитоиды магаданского и быстринского комплексов (табл. 2, рис. 3) по отношению к Яно-Колымским мезозойдам выступают как посторогенные образования. Нами предполагаются их тесные петрологические и временные связи с островодуж-

ными комплексами расположенной южнее Кони-Танюерской складчатой системы [14]. Известково-щелочные–субщелочные вулканы каховской и шороховской свит принадлежат ОЧВП [14]. Аскольдинские трахириолиты, нявленгинские и омулчанские субщелочные лейкограниты обладают геохимическими характеристиками внутриплитных рифтогенных образований. Эти их свойства особо ярко выступают при сравнении с лейкогранитами неорчанского комплекса ОЧВП [15] (рис. 3). Рифтогенная природа аскольдинских риолитов и нявленгинских лейкогранитов подчеркивается также низкими (мантийно-нижнекоровыми) значениями  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0$  ( $I_0$ ), варьирующими от  $0,7026\pm 6$  до  $0,7047\pm 2$ . Характерно, что столь же низкие значения  $I_0$  наблюдаются в риолитах шороховской свиты ОЧВП ( $0,7028\pm 4$ – $0,7041\pm 2$ ), развитых в ОР, тогда как в других районах ОЧВП эти значения не опускаются ниже  $0,705$  (составляя обычно  $0,706$ – $0,710$ ). Величина  $I_0$  достигает коровых величин в лейкогранитах омулчанского комплекса ( $0,7070\pm 3$ ), но вновь опускается до мантийно-нижнекоровых значений в серебро-полиметаллических рудах ( $0,7050\pm 1$ ). Очевидно, в генезисе последних велика роль мантийного флюида.

В целом можно констатировать, что рудные формации БСРП связаны со среднеюрскими ранне-

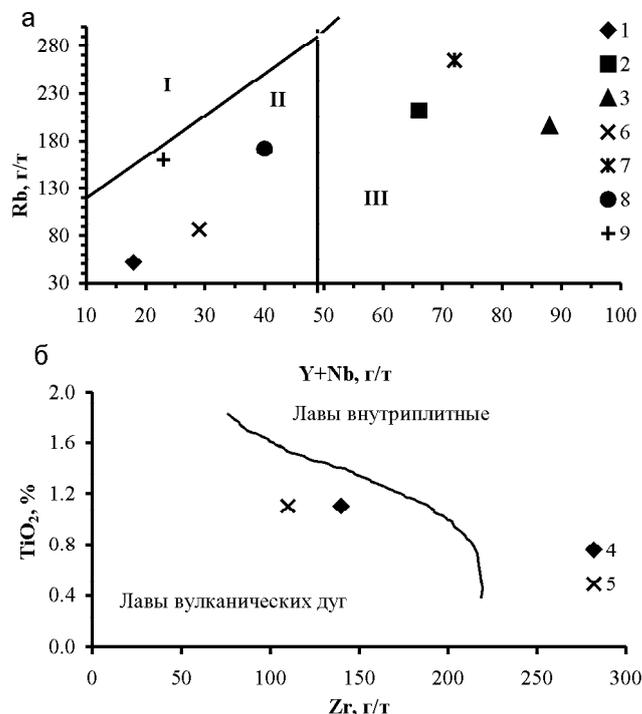


Рис. 3. Дискриминационные диаграммы для магматических пород БСРП.

а – фрагмент дискриминационной Rb – (Y+Nb) диаграммы [35] для средних составов кислых пород БСРП. I–III – поля кислых магматических пород типовых геодинамических обстановок: I – коллизионных, II – островных дуг, III – внутриплитных; б – фрагмент дискриминационной диаграммы TiO<sub>2</sub> – Zr [34] для средних составов диоритов БСРП. 1–9 – магматические комплексы согласно таблице 2.

Таблица 2. Средние химические составы магматических пород БСРП и сопредельных территорий.

Оксид (%), элемент (г/т)	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	66,7	73,5	73,6	55,6	57,5	68,1	76,8	74,6	75,9
TiO <sub>2</sub>	0,6	0,1	0,2	1,1	1,1	0,3	0,1	0,2	0,1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,0	13,9	13,2	17,2	17,1	15,8	12,4	13,3	13,2
FeO <sub>общ</sub>	3,8	0,8	2,7	8,9	7,7	3,0	1,7	2,1	1,1
MgO	1,6	0,3	0,3	4,4	3,1	1,0	0,1	0,3	0,3
CaO	3,8	3,5	1,2	7,0	6,2	3,6	0,3	0,7	0,7
Na <sub>2</sub> O	4,5	1,7	3,6	3,0	3,8	4,0	3,7	3,4	3,0
K <sub>2</sub> O	1,2	5,9	4,4	1,9	2,0	2,6	4,8	4,6	5,2
Rb	52	212	196	60	74	87	265	172	160
Sr	458	Н.д.	74	400	450	420	20	120	18
Y	15	61	66	27	25	26	59	37	20
Nb	3	Н.д.	12	3	3	3	13	3	5
Zr	Н.д.	Н.д.	Н.д.	140	110	201	Н.д.	Н.д.	150
Кол-во анализов	9	12	32	13	7	5	53	4	6

Примечание. 1 – момолтыкская свита Нявленгинской вулканической депрессии, дацит; 2 – аскольдинская свита Дукацкого интрузивно-купольного поднятия, риолит [8]; 3 – нявленгинский комплекс, Дукацкий массив, гранит [8]; 4 – быстринский комплекс, массив Трогский, диорит; 5-6 – магаданский комплекс, массив Цирковый: 5 – диорит, 6 – гранодиорит; 7 – омулчанский комплекс, массив Лево-Омулчанский, лейкогранит; 8 – шороховская свита, риолит; 9 – неорчанский комплекс, массив Тоочан, лейкогранит. 1, 4–9 – коллекция авторов. Все анализы выполнены в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ на квантометре ARL-200 и на спектрометре VRA-30 [2]. Аналитики В.Я. Борходоев, Т.Д. Борходоева, В.М. Мануилова.

орогенными гранитоидами (золото-кварцевая формация), неокомскими и альбскими посторогенными комплексами (золото-серебряные и молибденовые руды) и апт-раннеальбскими (серебряные руды) и альбскими (олово-силикатные, серебро-полиметаллические руды) рифтогенными образованиями. Золото-кварцевые, золото-серебряные и серебряные руды отлагались 150–110 Ма тому назад, до формирования ОЧВП. Молибденовые и оловянные руды, хотя и синхронны по времени образования ОЧВП, находятся в парагенетической связи с интрузиями посторогенных и рифтогенных обстановок, что и объясняет отсутствие подобных руд на всей площади пояса.

Таким образом, металлогеническая специфика БСРП обусловлена широким развитием посторогенных и рифтогенных комплексов, угнетенной ролью раннеорогенных образований и формаций ОЧВП. Более того, среди последних не развиты вулканоплутонические сообщества и, соответственно, отсутствуют золото-серебряные руды [14]. Укоренившиеся представления о связи серебряного, оловянного и

молибденового оруденения с вулканоструктурами ОЧВП ошибочны.

Длительная эндогенная активность в пределах БСРП привела к тому, что равновесие изотопных систем неоднократно нарушалось, но при этом повторные включения изотопных часов были строго синхронизированы с геологическими событиями в БСРП. В относительно более ранних сообществах магматитов и руд изотопные системы нарушались под воздействием каждого последующего эндогенного процесса, что наглядно демонстрируется табл. 3 и рис. 2. Переустановки изотопных часов обусловлены формированием аскольдинского комплекса, внедрением омукучанских гранитов, отложением оловянных руд, становлением джагынского комплекса.

Сопоставление  $I_0$  первичных ( $I_0$  перв.) и вторичных ( $I_0$  втор.) изохрон выявило три типа их соотношений (табл. 4): 1).  $I_0$  втор.  $\geq I_0$  перв.; 2).  $I_0$  втор.  $\gg I_0$  перв.; 3).  $I_0$  втор.  $< I_0$  перв.

В первом случае, по всей видимости, формирование поздних магматических очагов приводит к

**Таблица 3. Время и причины перестройки изотопных систем.**

Время повторного включения изотопных систем (Ма±σ). В круглых скобках – номер изохроны по таблице 1, в квадратных – номер в списке литературы)		Среднее, наиболее вероятное время повторного включения изотопных систем (Ма±σ); в скобках – СКВО	Комплексы, руды	Причины перестройки изотопных систем
Rb-Sr	K-Ar			
Н.д.	122±1	Н.д.	момолтыкичский	Формирование аскольдинского комплекса – 125±1 Ма
99±1,4 [7] 96,3±3 [28] 94±2 (3)	Н.д.	99±1 (3)	аскольдинский	Формирование шороховского комплекса – 100±4 Ма; внедрение гранитоидов омукучанского комплекса – 101±1 Ма
Н.д.	101±2		нявленгинский, быстринский	
Н.д.	91±1		аскольдинский, каховский	
91±1 (10)	92±1	90±1 (1, 2)	нявленгинский	Формирование оловянных и серебро-полиметаллических руд – 89±1 Ма
Н.д.	89±1		быстринский	
91±2 (15)	90±1		омукучанский	
89±1 (12)	89±1		шороховский	
Н.д.	85±1		момолтыкичский	
82±3 (6)	83±1	84±1 (1, 9)	аскольдинский	Начало формирования джагынского комплекса – 85±1 Ма
86±1 (11)			нявленгинский	
84±1 (20)	83 ( $^{40}\text{Ar}$ - $^{30}\text{Ar}$ )		серебряные	
Н.д.	82±1		быстринский	
78±2 (4)	Н.д.		аскольдинский	
80±6 (21)	82±1		серебряные	
80±2 (16)	80±1	79±1 (3, 4)	омукучанский	Окончание формирования джагынского комплекса – 81±1 Ма
78±1 (17)	Н.д.			
Н.д.	81±1		шороховский	
76±0,5 (24)	Н.д.		серебро-полиметаллические	

Таблица 4. Параметры первичных и вторичных изохрон, время повторного включения К-Аг-часов.

Структура/комплекс	Параметры изохрон (в скобках номер изохроны по таблице 1):				Повторное включение К-Аг-часов (Ма)	
	первичных		вторичных			
	T (Ma)	$I_0 (^{87}\text{SR}/^{86}\text{Sr})$	T (Ma)	$I_0 (^{87}\text{SR}/^{86}\text{Sr})$		
Серебро-полиметаллические руды	88±0,5 (22)	0,7050±1	76±0,5 (24)	0,7113±3		
Омсукчанский	105±3 (14)	0,7070±3	78±1 (17)	0,7049±2	80±1	
			91±2 (15)	0,7083±4		90±1
Дукатская	нявленгинский	110±3 (9)	0,7026±6	86±1 (11)	0,7032±3	83±1
				91±1 (10)	0,7100±2	91±2
Нявленгинская	аскольдинский	124±1 (1)	0,7044±1	78±2 (4)	0,7111±5	91±1
				94±2 (3)	0,7040±5	
Нявленгинская	аскольдинский	128±2 (5)	0,7043±2	82±3 (6)	0,7152±5	

простому термальному прогреву более древних вулканических толщ или интрузий (изохроны 3, 11, 15). Во втором случае логично предположить, что термальный прогрев активизирует вадозные воды с  $I_0$ , близким к таковому в морской воде или более высоким (изохроны 4, 6, 10, 16, 24). Наиболее труден для объяснения третий случай (изохрона 17). Однако время нарушения ( $78\pm 1$  Ма) и значение  $I_0$  втор. ( $0,7049\pm 2$ ) не оставляют сомнения, что снижение  $I_0$  втор. связано с воздействием гидротерм, отделяющихся от базальтовых очагов.

Во всех трёх случаях нарушение Rb-Sr-изотопных систем происходило при достаточно высоких температурах, так как одновременно переустанавливались и К-Аг-часы (табл. 4).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

БСРП представляет собой ансамбль нескольких тектонических элементов ЯКСС. Структурную целостность территория приобрела в юрское время, когда проявилось влияние скрытых глубинных разломов, контролирующих размещение генетически разнородных рудно-магматических систем. Последние формировались от средней юры до середины позднего мела с интервалами в 10–25 Ма. Со среднеюрскими высокоглиноземистыми гранитами ассоциируют золото-кварцевые проявления. Неокомские и альбские андезибазальт-гранодиоритовые комплексы, генетически связанные с расположенным южнее Удско-Мургальским островодужным вулканическим поясом, сопровождалась золото-серебряными и молибденовыми рудами. Баррем-альбские контрастные трахириолит (субщелочной – щелочной гранит – лейкогранит)-трахибазальтовые рифтогенные образования являлись исключительной принадлежностью БСРП. Именно они определяют основной рудный по-

тенциал территории, так как с ними связаны серебряные и оловянные уникальные и крупные месторождения. Представляется ошибочной точка зрения о связи оруденения БСРП с магматическими комплексами ОЧВП, которые на данной площади рудной нагрузки не несут.

Полученные материалы позволяют внести вклад в решение актуальной проблемы соотношения золотого, серебряного и оловянного оруденения [17]. На описываемой территории четко обособляются разновозрастные золото-кварцевые, золото-серебряные, серебряные и олово-силикатные рудно-магматические системы, что подтверждает известную точку зрения С.С. Смирнова и Ю.А. Билибина о связи золота и олова с генетически различными по составу и времени возникновения магматическими комплексами. В то же время, при пространственном совмещении серебряных и олово-силикатных рудно-магматических систем возникают комплексные серебро-полиметаллические с оловом руды.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Андреева Н.В., Пономарева А.П., Крук Н.Н., Титов А.В., Трушнин А.В. Магаданский батолит: строение, состав и условия формирования. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 264 с.
2. Борходоев В.Я. Рентгенофлуоресцентное определение рубидия, стронция, иттрия, циркония и ниобия в горных породах // Журн. аналит. химии. 1996. Т. 51, № 2. С.226–233.
3. Бочарников Ю.С., Ичетовкин Н.В. О связи магматизма и оруденения на примере Нявленгинской вулканогенной депрессии // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1980. Вып. 25. С. 74–87.
4. Волков В.Н., Аракелянц М.М., Роднов Ю.Н. Возраст магматизма и рудогенеза в Балыгычано-Сугойском наложенном прогибе Северо-Востока СССР по данным калий-ар-

- гонового метода // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 137–149.
5. Гельман М.Л. Геолого-петрологические аспекты связи золотого оруденения и магматизма в гранитоидных петрографических провинциях Северо-Востока Азии // Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. Т. 2. С. 5–79.
  6. Жуланова И.Л., Котляр И.Н. К методике интерпретации результатов изотопного датирования в областях длительной эндогенной активности // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Билибинские чтения. Магадан, 2001. Т.1. С.146–148.
  7. Захаров М.Н., Плюснин Г.С., Кравцова Р.Г. и др. Рубидий-стронциевый возраст Дукатского золото-аргентитового месторождения // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев, 1990. С. 185–187.
  8. Захаров М.Н., Кравцова Р.Г., Вавилова Н.Ф. Редкоземельные элементы и итрий в породах вулканоплутонических ассоциаций Дукатского золото-серебряного месторождения // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: Материалы XI сес. СВО ВМО. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. Т. 2. С. 29–31.
  9. Калинин А.И. Магматические образования и связь с ними золото-серебряного оруденения на месторождении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Магматизм рудных районов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 46–62.
  10. Колесников Д.И., Шергина Ю.П., Розинов М.И., Шатков Н.Г., Шкорбатова Г.С. Возраст серебряного и оловянного оруденения Кэнской площади (Северо-Восток России) // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 4. С. 80–86.
  11. Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золото-серебряное месторождение Дукаг. М.: Недра, 1998. 203 с.
  12. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.
  13. Корольков В.Г., Королькова А.М. Государственная геологическая карта. 1:1 000 000. (Нов. сер.). Лист О-56 – Магадан; Р-56, 57 – Сеймчан: Объясн. зап. СПб.: ВСЕГЕИ; ПГО «Севвостгеология», 1992. 112 с.
  14. Котляр И.Н. Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 263 с.
  15. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 319 с.
  16. Матвейко В.Т. Петрология и общие черты металлогении Омсукчанского рудного узла (Северо-Восток СССР) // Труды ВНИИ-1, разд. II, Геол. Магадан, 1957. Вып.31. С. 1–73.
  17. Некрасов И.Я. О причинах совмещения оловянной, серебряной и золотой минерализации в месторождениях Тихоокеанского рудного пояса // Геология руд. месторождений. 1990. №1. С.98–104.
  18. Плюснин Г.С., Захаров М.Н., Кравцова Р.Г., Пахольченко Ю.А., Калмычкова Т.Н., Сандмирова Г.П. Rb-Sr-возраст рудоносных лейкогранитов Балыгычано-Сугойского прогиба (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, № 5. С. 1196–1199.
  19. Радченко Ю.И., Шубин С.А., Ртищева Л.И., Савва Н.Е. Геологическая позиция и этапы формирования Cu-Mo-месторождения Лора (Примагаданский отрезок Охотской металлогенической зоны) // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий: Материалы XI сес. СВО ВМО. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. Т. 2. С. 70–73.
  20. Роднов Ю.Д., Зайцев В.И. Соотношение оловянного и серебряного оруденения в Балыгычано-Сугойском районе Северо-Востока СССР // Магматизм рудных районов Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. С. 155–167.
  21. Руб М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов (на примере Балыгычано-Сугойского и Мяо-Чанского районов). М.: Наука, 1970. 362 с.
  22. Рыжов О.Б., Стружков С.Ф., Аристов В.В., Григорьев Н.В., Колесников А.Г. Геологическое строение и состав руд золото-серебряного месторождения Джульетта (Северо-Восток России) // Руды и металлы. 1995. № 2. С. 66–78.
  23. Савва Н.Е. Серебро // Очерки металлогении и геологии рудных месторождений Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. С. 55–64.
  24. Савва Н.Е., Петров С.Ф. Дифференциация золото-серебряного и серебряного оруденения на примере эпитермальных месторождений Северо-Востока России // Минералогия и генетические особенности месторождений золота и серебра. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 7–26.
  25. Соболев А.П. Мезозойские гранитоиды Северо-Востока СССР и проблемы их рудоносности. М.: Наука, 1989. 249 с.
  26. Стружков С.Ф., Константинов М.М., Аристов В.В. и др. Новые данные по геологии и абсолютному возрасту месторождений золота и серебра Омсукчанского отрезка Охотско-Чукотского пояса // Колыма. 1994. № 10. С.13–16.
  27. Сурков В.С., Ларичев А.И., Старосельцев В.С. и др. Предварительные геологические результаты по Магаданскому участку опорного геофизического профиля 2-ДВ (п-ов Кони – о. Врангеля) // Геодинамика, магматизм и минералогения континентальных окраин Севера Пацифики: В 3-х т. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т.1. С.72–75.
  28. Умитбаев Р.Б. Строение и природа Омсукчанской впадины (Северо-Восток СССР) // Геология и геофизика. 1983. № 8. С.56–62.
  29. Филатов С.И. Схема стратиграфии континентальных отложений Балыгычано-Сугойского прогиба // Материалы по геологии и полезных ископаемых Северо-Востока СССР. Магадан: Кн. изд-во, 1972. Вып. 20. С. 164–169.
  30. Шергина Ю.П., Колесников Д.И., Шкорбатова Г.С., Солуянова Н.Н. Новые данные о возрасте и генезисе серебряного месторождения Дукаг // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Киев, 1990. С. 220–222.
  31. Шило Н.А., Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н. и др. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1992. 256 с.

32. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела юго-западного фланга Колымского нагорья. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР. 1991. 160 с.
33. Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot / Ex version 2.01// Berkely Geochronology Center. Special Publication. 1999. N 1a. 47 p.
34. Pearce J.A., and Norry M.J. Petrogenesis implication of Ti, Zr, Y, and Nb variation in volcanic rock // Contrib. Mineral. and Petrol. 1979. V. 69, N 1. P. 33–47.
35. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. Part 4. P. 956–983.

Поступила в редакцию 9 июня 2003 г.

Рекомендована к печати Ю.И. Бакулиным

*I.N.Kotlyar, T.B.Rusakova, A.M.Gagieva*

### **Buyunda-Sugoi ore-bearing area: a unique metallogenetic region of Northeast Russia**

Based on the available geological and isotopic data (Rb-Sr, K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ), a reconstruction was made of the sequence of formation of high-alumina granitic, calc-alkaline basaltic andesite-basaltic – granodioritic and subalkaline rhyolitic (leucogranitic) – basaltic magmatic complexes, and related gold-quartz, gold-silver, silver, tin, and molybdenum ores. A relationship is demonstrated between gold, silver and tin deposits and magmatic complexes different in age and compositions. The hypothesis about confinement of ore deposits of the region to the formations of the Okhotsk-Chukotka volcanogenic belt is proved to be wrong.

## ГРАВИТАЦИОННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПРИАМУРЬЯ (ПРОСТРАНСТВЕННО-СТАТИСТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ)

*А.М. Петрищевский*

*Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН, г. Биробиджан*

Рассматриваются структурные, металлогенические и геодинамические особенности пространственных распределений плотностных неоднородностей “компактного” типа в земной коре и верхней мантии Приамурья. В результате исследований установлена корреляция нижнекоровых гравитационных возмущений с рельефом границы Мохоровичича и приповерхностными тектоническими структурами: наблюдается приближение глубинных плотностных неоднородностей к земной поверхности под кайнозойско-мезозойскими наложенными впадинами, Буреинским мезозойским прогибом и погружение – под палеозойскими аккреционно-складчатыми комплексами. Пространственные взаимоотношения статистических гравитационных границ в нижней части коры и верхней мантии позволяют предполагать существование клиноформной пластины, характеризующейся признаками внедрения под складчатое обрамление восточной части Амурского супертеррейна со стороны Западно-Тихоокеанской литосферной плиты. По совпадению приповерхностных рудных месторождений с аномалиями градиента плотности глубинных слоев земной коры и верхней мантии определены черты региональной вертикальной металлогенической зональности литосферы Приамурья, которая выражается закономерным увеличением вертикальной протяженности рудномагматических систем от преимущественно оловоносных к преимущественно золотоносным: Sn (5–15 км) → W, Mo (30–60 км) → Au (80–100 км). Пространственная связь плотностных неоднородностей нижнекорового слоя (глубина залегания 30 км) с очагами землетрясений может быть использована при долгосрочных прогнозах сейсмичности региона.

**Ключевые слова:** гравиметрия, земная кора, верхняя мантия, металлогения, сейсмичность, Приамурье.

### ВВЕДЕНИЕ

При интерпретации региональных гравитационных аномалий Приамурья доминирует практика детерминированного объяснения и аналитического описания плотностных неоднородностей, результатом которых является уточнение глубинных границ тектонических и магматических структур, пространственная параметризация крупных тектонических нарушений, выделение зон разуплотнения и уплотнения земной коры и верхней мантии, реже – моделирование глубинных границ раздела структурно-вещественных комплексов, увязываемых с результатами сейсмических зондирований (ГСЗ, МОВЗ). С перечисленными элементами глубинного геологического строения сопоставляются структурные [21, 23, 29, 44], магматические [34], геодинамические [10, 12, 23, 35] и металлогенические [2, 4, 5, 8, 24, 26, 34] особенности региона.

Детерминированный подход к истолкованию и количественной интерпретации гравитационных

аномалий методологически является наиболее предпочтительным [41], однако аналитическое (“конечно-элементное” [41], или “конечно-параметрическое” [42]) описание сложных систем плотностных неоднородностей в районах с многоярусным геологическим строением, к каковым относится территория Приамурья, сталкивается с неопределенностью геологической природы “глубинных” гравитационных аномалий и острым дефицитом априорной информации (редкая сеть сейсморазведочных профилей и отсутствие глубоких скважин), что нередко вынуждает исследователей отказываться от параметрического описания аномалиеобразующих объектов и ограничиваться районированием геологического пространства [22, 24, 26], либо изучением корреляционных связей гравитационных аномалий с металлогеническими [2, 24] и геодинамическими [11] характеристиками земной коры.

Промежуточным между аналитическим и эвристическим подходами к интерпретации гравитационных неоднородностей земной коры и верхней мантии

является *функционально-статистический подход*, при котором неоднозначное геологическое истолкование элементарных гравитационных аномалий сочетается с однозначным определением положения особых точек возмущающих тел простых модельных классов. В рамках второй парадигмы теории интерпретации гравитационных аномалий такой подход удовлетворяет концепции смешанных функционально-статистических моделей [38–40], основывающихся на принципах формализации, оптимизации, автоматизации и системности модельных построений, а в последнее время он характеризуется как аппроксимационный [42].

Формирование массива особых точек плотностных неоднородностей, описывающего изучаемый объем геологического пространства, может быть осуществлено в результате массовой, или “тотальной” [6], интерпретации элементарных гравитационных возмущений, относимых к определенному классу источников. При гравитационном и магнитном моделировании тектонических границ второго класса – дискретных (прерывистых) границ, представляющих собой совокупность особых точек геологического пространства [17], чаще используются два класса модельных тел: вертикальный параллелепипед [6, 7] или тонкий вертикальный пласт [43]. Обе аппроксимации адекватны геологическим средам, в которых преобладают вертикальные нарушения сплошности геологического пространства (блоково-слоистая модель). Однако в районах с широким развитием разновозрастного магматизма и аккреционных комплексов, характеризующихся сложными распределениями плотностных неоднородностей, в т.ч. большим количеством ограниченных по простиранию неровных и наклонных границ, возникает необходимость выбора более широкого класса модельных источников, одним из которых может быть плотностная неоднородность с квазиизометричным поперечным сечением (компактная неоднородность), удовлетворяющая условию:  $Z_1 > 0.5 D$  ( $Z$  – глубина до поверхности тела,  $D$  – его горизонтальные размеры). Глубина центра масс таких неоднородностей определяется однозначно с точностью не грубее 30 %, а при:  $Z_1 > 0.7 D$  погрешности составляют менее 15 % [30, стр. 34]. В идеальном случае ( $Z_1 \gg D$ ) центр тяжести такой неоднородности совпадает с центром эквивалентного по массе шара или материальной точкой.

#### МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

В рамках функционально-статистического аппроксимационного подхода к интерпретации гравитационных аномалий для территории Приамурья вы-

полнено исследование пространственных распределений плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии до глубины 100 км по параметрам:  $Z_0$  и  $\mu^H$ , где:  $Z_0$  – глубина залегания центра локальной плотностной неоднородности с квазиизометричным поперечным сечением, км;  $\mu^H$  – вертикальный градиент поверхностной плотности эквивалентного сферического источника при изменении радиуса сферы (размерность параметра: кг / м<sup>2</sup> / км):

$$\mu^H = \frac{VzmZ_0}{4\pi K(Z_0 - Hk)^2}, \text{ где:} \quad (1)$$

$Vzm$  – амплитуда локального гравитационного возмущения, мГл;  $Hk$  – глубина поверхности “конденсации” масс объемных источников на поверхность эквивалентных сфер, км;  $K$  – гравитационная постоянная ( $6.673 \cdot 10^{-11} \text{ м}^3/\text{кг} \cdot \text{с}^2$ ).

Теоретическая основа методики изучения неоднородности геологического пространства по параметру  $\mu^H$  исходит из феномена тождественности плоского и объемного гравитационных потенциалов [20]. Масса ( $M$ ) объемного источника в точке  $Vzm$  ( $x=0$ ) может быть определена из выражения [13, стр. 256]:

$$M = \frac{VzmZ_0^2}{K} \quad (2)$$

Согласно принципу “выметания” (или конденсирования) массы объемного источника на поверхность эквивалентной сферы радиуса ( $r$ ):

$$\mu = \frac{M}{S} = \frac{VzmZ_0^2}{4\pi K r^2}, \text{ где:} \quad (3)$$

$\mu$  – поверхностная плотность сферического источника гравитационной аномалии;  $Z_0$  – глубина залегания центра объемного и эквивалентного ему сферического источника;  $S = 4\pi r^2$  – площадь эквивалентной сферы;  $r$  – радиус сферы.

При  $Z_0 = r$  выражение (3) примет вид:  $\mu = Vzm/4\pi K$  и, таким образом, вариации поверхностной плотности сферических источников, касательных к земной поверхности, зависят только от амплитуд гравитационных аномалий. Поверхностная плотность сферического источника в других точках ( $Hk = Z_0 - r$ ) на вертикальной оси, проходящей через центр источника, будет описываться выражением:

$$\mu = \frac{VzmZ_0^2}{4\pi K(Z_0 - Hk)^2} \quad (4)$$

При малых размерах элементарной площадки ( $\delta S$ ) плотность сферы в точке ( $Hk$ ) близка к плотнос-

ти бесконечно тонкого горизонтального слоя. Разделив (4) на  $Z_0$ , что эквивалентно дифференцированию поверхностной плотности ( $\mu$ ) по глубине ( $Z$ ), получим выражение (1), физический смысл и размерность которого соответствуют вертикальному градиенту поверхностной плотности сферического источника при изменении его радиуса ( $r = Z_0 - H_k$ ).

Измерения амплитуд гравитационных возмущений ( $V_{zm}$ ) и вычисления соответствующих им глубин залегания центров масс гравитационных неоднородностей ( $Z_0$ ) производятся по графикам аномалий  $V_z$ , снимаемых с гравиметрических карт по параллельным и равноотстоящим друг от друга профилям. В рассматриваемых ниже моделях расстояние между расчетными профилями широтного направления составляет 25 км. Значения ( $x, y, Z_0, V_{zm}, \mu^H$ ) определяются для всех квазиизометричных возмущений поля обоих знаков на линейном фоне (индивидуальном для каждой конкретной элементарной аномалии) в широком частотном диапазоне, при этом фрагменты линейного фона аномалий высших порядков являются элементами аномалий низших порядков. В сложных случаях для сглаживания аномалий используется сплайн-аппроксимация. С принципами и техникой выделения гравитационных возмущений подробнее можно ознакомиться в работах [28, 30].

Вычисляемые параметры ( $Z_0, V_{zm}, \mu^H$ ) каждой единичной аномалии, при таком подходе, не имеют точно обусловленного геологического содержания и являются случайными величинами, характеризующими только первые гармонические моменты ( $M, M \cdot Z_0$ ) возмущающих масс с предположительным квазиизометричным сечением, а получаемые в результате расчетной процедуры пространственные модели  $Z_0(x, y)$  и  $\mu^H(x, y, H_k)$  являются вероятностными (статистическими). Исследования эквивалентности гравитационных аномалий сложных систем плотностных неоднородностей [15, 27, 33 и др.] доказывают, что для сложной системы источников (многосвязная область) всегда существует эквивалентное звездное\* тело (или односвязная область), центр массы которого расположен в центре тяжести системы и, таким образом, анализируемые ниже модели характеризуют собой общие (или доминирующие) закономерности взаимного пространственного расположения источников гравитационных возмущений различной (или смешанной) геологической природы (тектонической, магматической, метаморфической и др.). Такие моде-

ли можно назвать “теневыми”, поскольку они “просвечивают” скрытые особенности разновозрастных и наложенных друг на друга глубинных геологических структур.

При построении рассматриваемой ниже объемной модели  $\mu^H(x, y, H_k)$  выполнялось условие, при котором глубина поверхности “конденсации” масс ( $H_k$ ) всегда располагалась над слоем, для которого вычислялся параметр  $\mu^H$ :  $(Z_0 - H_k) > 1$  км. Поэтому выражение (1) никогда не достигает бесконечности, а объемная модель  $\mu^H(x, y, H_k)$  не испытывает разрывов в точках:  $Z_0 = H_k$ .

Опыт использования параметра  $\mu^H$  [19, 30] при изучении приповерхностных ( $H_k \approx 0$ ) геологических структур в рудных районах обнаружил устойчивую корреляцию высоких значений этого параметра с областями (узлами, зонами) проявления интенсивных и контрастных по составу магматических процессов, участками интенсивных метасоматических изменений горных пород, рудными полями, а при региональных исследованиях – с рудными узлами, районами и областями современной геодинамической активности литосферы (аномалиями сейсмичности, теплового потока и современных вертикальных движений). Этот параметр является формальным показателем степени плотностной неоднородности геологического пространства, который, наряду со “структурным” носителем геологической информации ( $Z_0$ ), содержит и “вещественные” ( $M, \mu$ ). Наиболее контрастно параметр  $\mu^H$  выделяет плотностные неоднородности, залегающие вблизи поверхности конденсации ( $H_k$ ), поскольку при  $Z_0 \rightarrow H_k, \mu^H \rightarrow \infty$ . Для территорий Среднего (левобережная часть) и Нижнего Приамурья по вышеописанной методике составлен пакет карт-срезов аномалий  $\mu^H$  ( $H_k = 0, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80$  и  $100$  км), формирующих, в совокупности, объемную модель плотностной неоднородности земной коры и верхней мантии:  $\mu^H(x, y, H_k)$ . Трехмерная модель позволяет строить 2-мерные разрезы  $\mu^H(x, H_k)$  по любому выбранному направлению (см. рис. 5 и 6). Реализуемый автором подход к моделированию геологического пространства концептуально близок к построениям Ю.Я. Ващилова [6, 7], которые он называет “гравиметрической томографией” [7].

Структурные особенности распределений элементарных гравитирующих масс вблизи главных тектонофизических границ раздела земной коры и верхней мантии изучены непосредственно по выборкам  $Z_0$  (рис. 1–3), а структурно-вещественные – по параметру  $\mu^H$  (рис. 5–7).

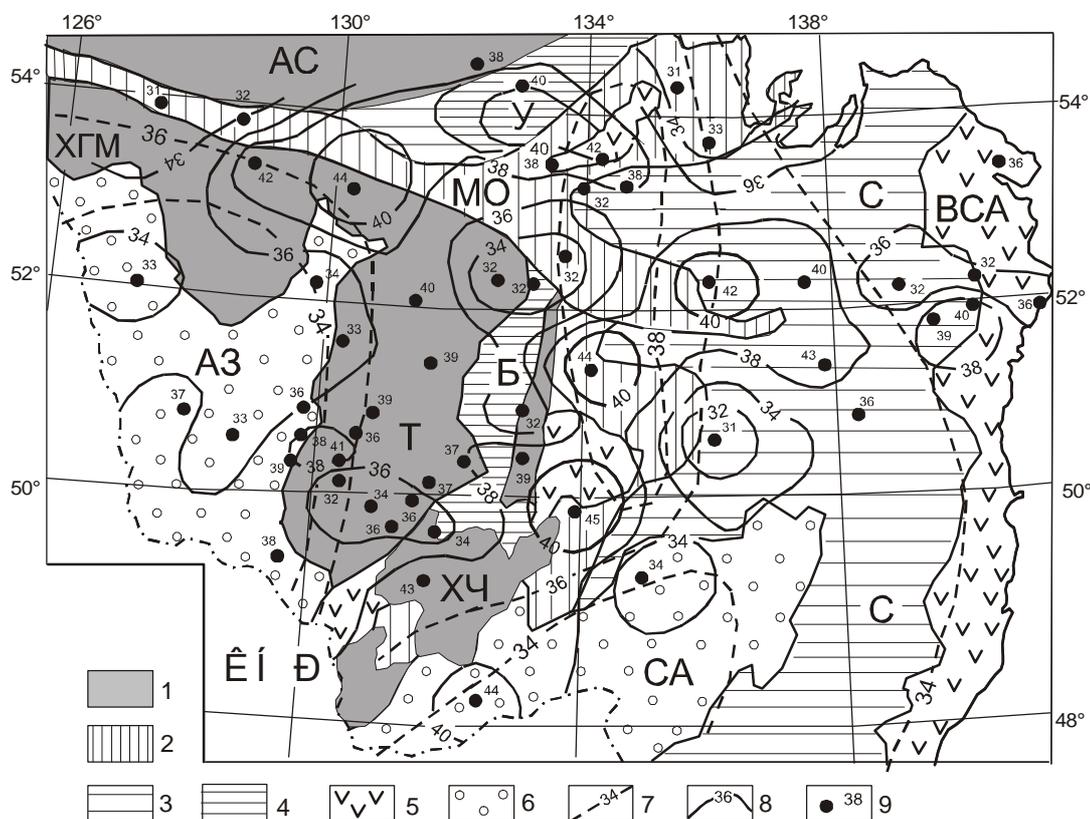
\*В теории гравитационного потенциала звездным считается тело, луч из центра которого пересекает его поверхность только один раз.

### СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Ни более контрастными границами раздела земной коры в Приамурье являются подошва сиалических комплексов и граница Мохоровичича. Первая, по данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), залегает на глубинах 17–22 км, вторая – на глубинах от 32 км до 40 км [32]. В результате комплексной интерпретации сейсмических и гравиметрических данных Рейнлибом Э.Л. [44] и Малышевым Ю.Ф. [23] составлены схемы рельефа подошвы земной коры Приамурского региона.

Распределение эквивалентных компактных плотностных неоднородностей, залегающих в переходном слое “кора–мантия” (рис. 1), в общих чертах

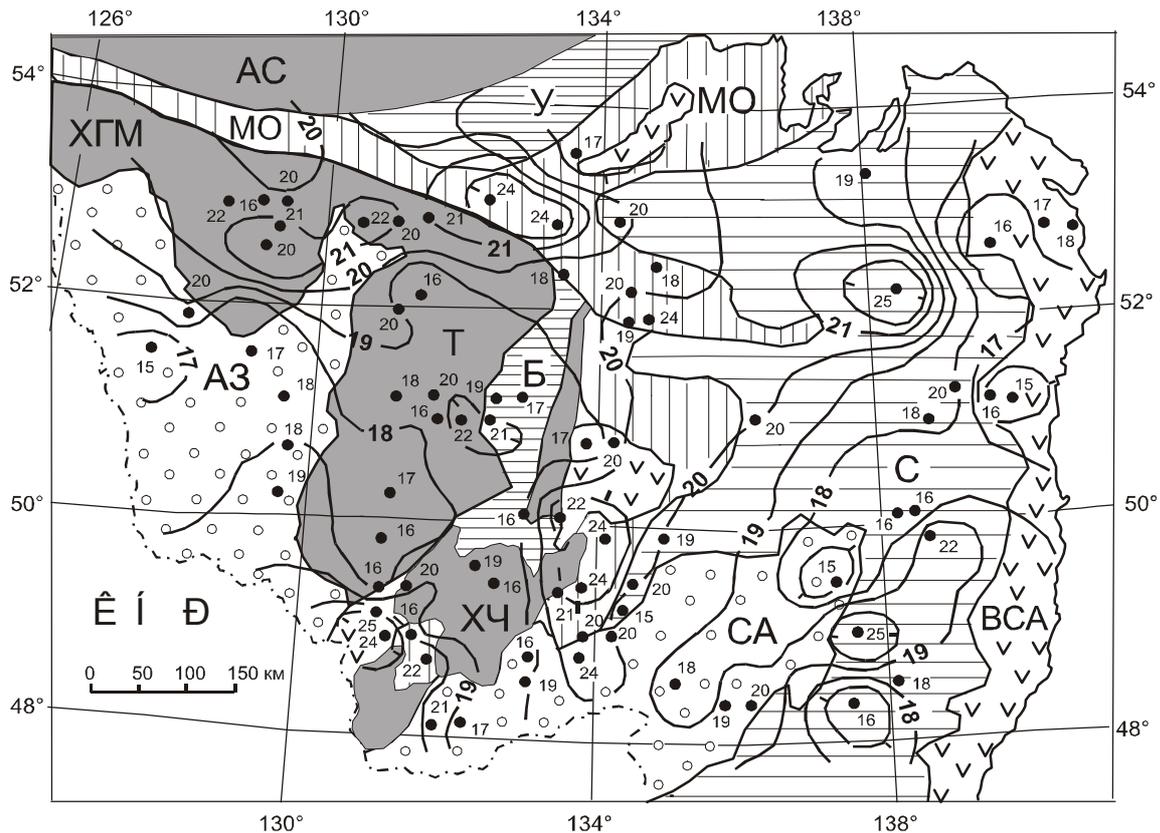
согласуется с рельефом подошвы земной коры, определяемой по сейсмогравиметрическим данным [23]: приближение к поверхности локальных гравитирующих масс нижнекорового уровня наблюдается в пределах Амуро-Зейской и Средне-Амурской (северо-восточный фланг) мезозойско-кайнозойских впадин, а погружение – соответствует положению Хэган-Чегдомынского блока [9]. “Статистическая гравитационная модель подошвы земной коры” (рис. 1) характеризуется дополнительными (по сравнению с данными предшественников) особенностями: наблюдается локальное поднятие глубинных плотностных неоднородностей в районе Буреинского мезозойского наложенного прогиба, а на северном фланге Буреинского массива (Хумахэ-Гонжинско-Мамынский и Туранский блоки) и в прилегающей части Монголо-Охотс-



**Рис. 1.** Схема распределения плотностных неоднородностей в переходном слое “кора–мантия” (30–45 км от поверхности).

1 – блоки домезозойского кристаллического основания композитных массивов (AR – PZ<sub>1</sub>); 2–3 – аккреционно-складчатые и складчато-надвиговые системы (2 – палеозойские, 3 – мезозойские); 4 – мезозойские наложенные прогибы; 5 – мезозойские вулканические прогибы и пояса, 6 – мезозойско-кайнозойские наложенные впадины; 7 – изолинии глубины залегания подошвы земной коры, по Малышеву Ю.Ф. [23]; 8 – изолинии глубины залегания центров плотностных неоднородностей, км; 9 – точки расчета глубин залегания центров плотностных неоднородностей, км.

Тектонические структуры по Геологической карте Приамурья и сопредельных территорий [9]: AC – Алдано-Становой щит; блоки композитных массивов Амурского геоблока: Т – Туранский, ХГМ – Хумахэ-Гонжинско-Мамынский, ХЧ – Хэган-Чегдомынский; складчатые системы: МО – Монголо-Охотская, С – Сихотэ-Алинская; мезозойские наложенные прогибы: Б – Буреинский, У – Удский; вулканические пояса: ВСА – Восточно-Сихотэ-Алинский; мезозойско-кайнозойские наложенные впадины: АЗ – Амуро-Зейская, СА – Средне-Амурская.



**Рис. 2.** Схема распределения плотностных неоднородностей в среднекоровом слое (15–25 км от поверхности).

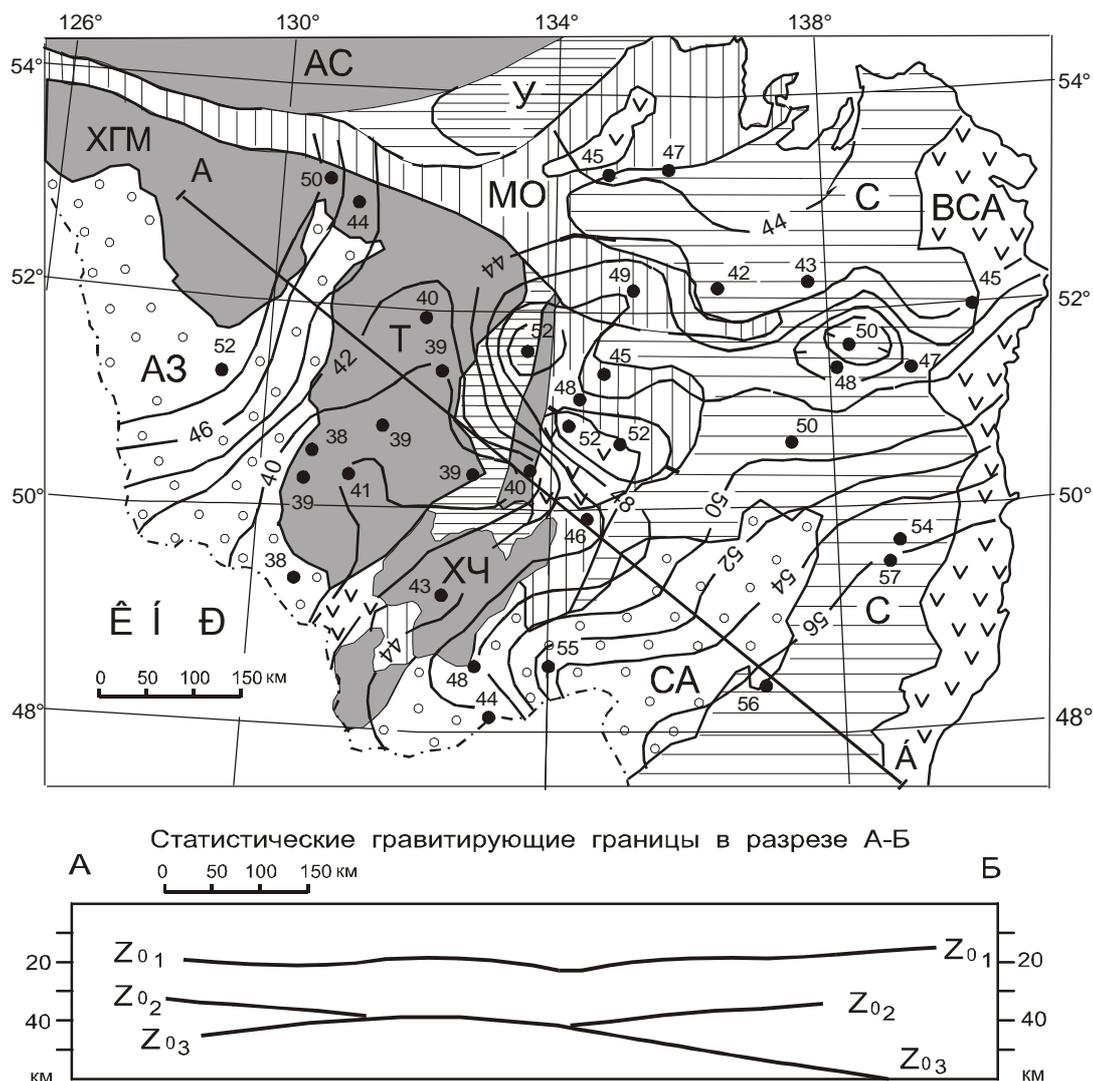
Условные обозначения на рис. 1.

кой складчатой системы, несмотря на неблагоприятное широтное расположение расчетных профилей, обнаруживается цепочка локальных погружений плотностных неоднородностей, которая на востоке смыкается с прогибом под Хэган-Чегдомыным блоком. Таким образом, Буреинский [21, 24], или Суннэнь-Туранский [9], массив, включаемый в состав Амурского супертеррейна [37], в пределах территории России с двух сторон (с севера и востока) ограничен от сопредельных тектонических структур нижнекоровыми прогибами условной тектонической границы второго класса [17], которая близка к положению подошвы земной коры (рис. 1).

Распределение плотностных неоднородностей в слое 15–25 км от поверхности (рис. 2) и приповерхностные геологические наблюдения [9] свидетельствуют о том, что прогибы в основании земной коры унаследованы средне- и верхнекоровыми структурами, которые окаймляют Амурский супертеррейн с севера и востока. Области относительно прогибания статистических гравитирующих границ на двух глубинных уровнях (рис. 1, 2) совпадают

с местоположением палеозойских складчатых (аккреционно-складчатых [37]) комплексов Монголо-Охотской системы и Хэган-Чегдомынского блока и укладываются в схему окраинных (периферических) прогибов Суннэнь-Туранского массива [9, рис. 2–4]. Модель распределения гравитирующих масс в среднем слое земной коры (рис. 2) позволяет предположить продолжение глубинных структур Туранского блока к юго-востоку, где они резко дискордантны дислокациям плотностных неоднородностей Хэган-Чегдомынского блока. Поперечное поднятие среднекоровой статистической гравитирующей границы в этом районе совпадает с местоположением Малохинганского тектонического блока третьего порядка, в пределах которого широко распространены ордовикские граниты [9], а по оценкам Ю.Ф. Малышева [22] здесь предполагается сокращение мощности (редуцирование) сиалического слоя земной коры относительно сопредельных районов Хэган-Чегдомынского блока.

В пределах крупнейших наложенных впадин Приамурья (Амуро-Зейской и Средне-Амурской) на-



**Рис. 3.** Схема распределения плотностных неоднородностей в верхней мантии (38–58 км от поверхности).

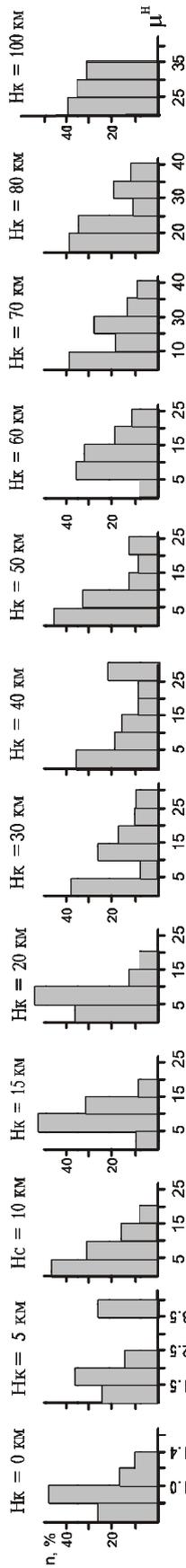
На разрезе:  $Z_{01}$  – подошва сиалических комплексов;  $Z_{02}$  – подошва земной коры;  $Z_{03}$  – подошва слоя аномальной мантии. Условные обозначения к схеме на рис. 1.

блюдается уменьшение глубины залегания как нижнекоровых (рис. 1), так и среднекоровых (рис. 2) плотностных неоднородностей (в среднем на 6–8 км), которое согласуется с сейсмическими данными [32], и по этому признаку [18] можно предполагать внутрикоровую изостатическую компенсированность этих впадин. Наличие линейного (валообразного) поднятия среднекорового слоя под Средне-Амурской впадиной типично для рифтогенных структур. Формирование впадины, по-видимому, не закончено, и дальнейшее развитие процессов рифтогенеза в этой части Приамурского региона можно ожидать в северо-восточном направлении, отвечаю-

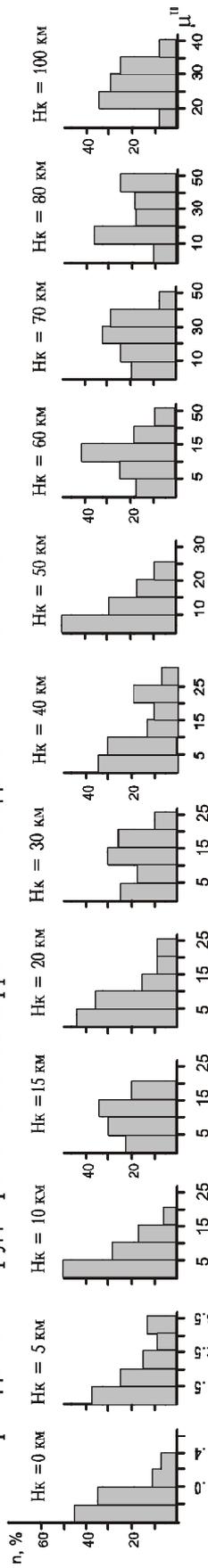
щем простиранию Танлу-Охотской рифтогенной системы [9, рис. 5] и сейсмогенной зоны Танлу [3, 10, 12, 23]. На северном фланге описываемой рифтогенной структуры расположена Удыльская впадина (на рис. 2 не показана из-за малых размеров).

Распределение плотностных неоднородностей в верхней мантии (рис. 3) характеризуется преимущественно северо-восточным линейным простиранием изолиний ( $Z_0$ ). Центральное положение в рассматриваемом регионе занимает поднятие статистической гравитирующей границы ( $Z_{02}$ ), пространственно совпадающее с Туранским кристаллическим блоком. К юго-востоку от этого блока наблюдается плавное по-

Месторождения и рудопроявления олова  $n = 27$



Месторождения и рудопроявления вольфрама и молибдена  $n = 33$



Месторождения и рудопроявления золота  $n = 47$

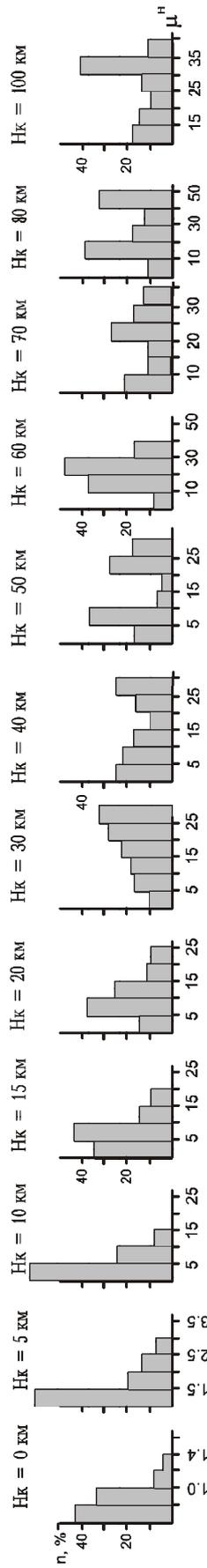


Рис. 4. Гистограммы связи рудных месторождений Приамурья с аномалиями параметра  $\mu^H$ .

Ординаты гистограмм – число совпадений месторождений (%) с интервалами значений  $\mu^H$ . Абсциссы гистограмм – значения аномалий вертикального градиента поверхностной плотности эквивалентных сферических источников  $\mu^H$  ( $10^{-1} \text{ kg} / \text{m}^2 / \text{km}$ ). Нк – глубина поверхности “конденсации” гравитирующих масс; n – количество месторождений в выборках.

гружение третьей статистической границы ( $Z_{0_3}$ ) в сторону Японского моря. Из сравнения рис. 1, 2 и 3 следует, что тенденции пространственных распределений плотностных неоднородностей в нижней части коры и в верхней мантии на северном фланге Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы противоположны: среднекоровая ( $Z_{0_1}$ ) и нижнекоровая ( $Z_{0_2}$ ) статистические границы воздымаются к востоку от Хэган-Чегдомынского блока, а мантийная граница ( $Z_{0_3}$ ) – погружается в том же направлении (рис. 3). Такие распределения гравитирующих масс позволяют предположить существование клиноформного слоя (или пластины) в верхней мантии (до глубины 50–55 км). Клиновидная форма в разрезе и пространственная модель рельефа подошвы этого слоя (рис. 3) указывают на его активную роль в процессе коллизии Амурского супертеррейна с Западно-Тихоокеанской литосферной плитой. Близкие к описанному распределения гравитирующих масс в среднем слое коры и в верхней мантии выявлены автором на южном фланге Сихотэ-Алинской аккреционно-складчатой системы [31], где структурная пара границ “подошва сиалического слоя – подошва слоя аномальной мантии” также образуют клиноформную пластину, характеризующуюся признаками активного внедрения (поддвига) со стороны Северо-Западно-Тихоокеанской литосферной плиты. Отличие состоит в том, что в южной части Сихотэ-Алинской системы подошва структурного клина залегает ближе к поверхности (30–40 км). Настолько же различаются глубинные характеристики Туранского и Ханкайского блоков (террейнов по современной классификации): мощность “статистической гравитационной коры” в Туранском блоке составляет 32–40 км, а в Ханкайском – 25–30 км, что соответствует выводам о большей степени перестройки (редуцированности) Ханкайского блока [21]. В свете рассмотренных данных, центральное положение Туранского блока относительно плотностных неоднородностей верхней мантии (рис. 3) является свидетельством его устойчивости к коллизионным процессам на среднепалеозойской восточной окраине Азиатского палеоконтинента.

#### **МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ**

Наиболее распространенные подходы к металлогенической интерпретации гравитационных аномалий Приамурья основываются на концепциях связи рудных месторождений с разломами, зонами раз-

уплотнения (гранитизации) [4, 26, 34] и рельефом главных границ раздела земной коры [2, 5, 8, 24]. Такие подходы позволяют приблизительно оценить вертикальную протяженность региональных рудно-магматических систем (РМС) – рудных узлов и районов, однако недостаточно эффективны при изучении металлогенической специализации (зональности) земной коры и сравнительных оценках вертикального диапазона однотипных РМС.

Принципиально новые возможности металлогенического анализа гравитационных аномалий открываются при изучении вероятно-множественных распределений плотностных неоднородностей в широком глубинном диапазоне геологического пространства с использованием объемных моделей  $\mu^h(x, y, H_k)$ . При сопоставлении карт-срезов параметра  $\mu^h$  ( $H_k = 0, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80, 100$  км) с расположением приповерхностных рудных месторождений на Минерагенической карте России [25] для территории Приамурья установлена корреляция основных типов рудных месторождений (олова, вольфрама, молибдена и золота) с аномалиями параметра  $\mu^h$  на дискретных глубинных уровнях земной коры и верхней мантии, соответствующих определенным специализациям рудно-магматических систем (таблица, рис. 4).

Большая часть оловорудных районов Приамурья коррелируется с плотностными неоднородностями земной коры на глубинах до 20 км от поверхности, а на глубинах  $H_k = 5$  км и  $H_k = 15$  км наблюдаются контрастные максимумы связи оловорудных месторождений с аномалиями параметра  $\mu^h$  (рис. 4). С аномалиями  $\mu^h$  на глубинах до 20 км пространственно совпадают оловорудные месторождения Хинганского, Дуссе-Алинского, Хуту-Джаурского и Самаргинского районов (рис. 5 ; таблица), что согласуется с преобладающей точкой зрения о связи оловорудных систем с верхнекоровыми очагами гранитоидной магмы. В Баджальском и Комсомольском оловорудных районах наблюдается корреляция месторождений с плотностными неоднородностями более глубоких уровней (таблица). Это объясняется тем, что в этих районах, кроме оловянных, широко распространены вольфрамовые, висмутовые, полиметаллические и медные рудные объекты, многие из которых имеют промышленные запасы [24]. Наблюдаемое увеличение глубины залегания плотностных неоднородностей под РМС Комсомольского рудного района до 30 км (рис. 6, таблица), а Баджальского до 50 км (таблица) совпадает с ранее выполненными оценками параметров зон разуплотнения под этими района-

Таблица. Пространственная корреляция рудных районов Приамурья с аномалиями  $\mu^H$ .

Рудные районы	Специализация	Глубина конденсации гравитирующих масс Нк, км											
		0	5	10	15	20	30	40	50	60	70	80	100
Хинганский	Sn	+	+										
Хуту-Джаурский	Sn	+	+										
Баджальский	Sn												
Комсомольский	Sn												
Дуссе-Алинский	Sn, W		+	+									
Самаргинский	Sn, Au			+									+
Верхне-Хорский	W, Au												
Ям-Алинский	W, Sn												
Эзопский	W, Sn												
Селитканский	Mo, Sn												
Тумнинский	W, Au												
Притуранский	W, Au												
Верхне-Амурский	Au												
Нижне-Амурский	Au												
Верхне-Селемджинский	Au												
Пильда-Лимурийский	Au		+	+									

Примечание. Знаком “+” в таблице отмечены районы, площади которых совмещаются с площадями контрастных аномалий  $\mu^H$  на 50 % и более.

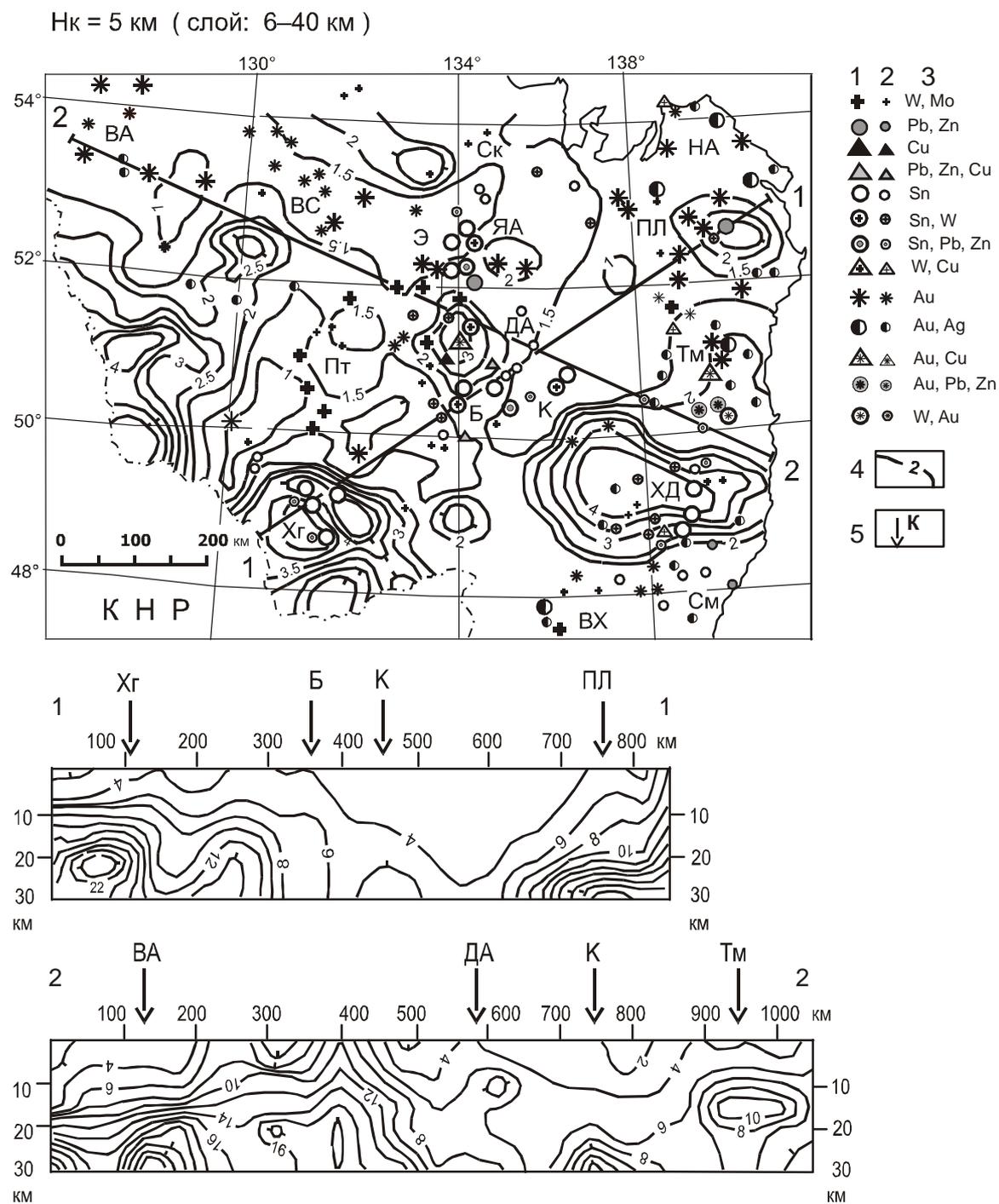
ми [4]. Большой вертикальный диапазон плотностных неоднородностей Комсомольской и Баджальской РМС, по сравнению с Хинганской и Хуту-Джаурской, соответствует геологическим и металлогеническим характеристикам этих систем: для первых из них характерны связь месторождений с интрузиями диорит-монцит-гранодиоритовой формации (производными очагов габбро-андезитовой магмы) и преимущественно халькофильный профиль минерализации [1, 24], для вторых – пространственно-генетическая связь с гранитами и субвулканическими гранитоидами и преимущественно литофильный профиль минерализации [24]. Промежуточное положение в ряду оловоносных РМС занимает Дуссе-Алинская, большинство оловянных месторождений которой приурочены к крупному гранитному плутону, однако здесь же распространены малые диорит-монцит-гранодиоритовые интрузии, а оловянная минерализация пространственно совмещена с вольфрамовой [24]. По полученным данным (таблица, рис. 5, 6), в пределах Дуссе-Алинской РМС наблюдаются две резко разобщенные по вертикали региональные плотностные аномалии, первая из которых заключена в верхней части коры (5–10 км), где, по-видимому, связана с магматическими (гранитоидными) источниками оловянной минерализации, а вторая – в верхней мантии (50–70 км). Так же как и в других вольфрамоносных районах Приамурья (Тумнинском, Эзопском), вторая аномалия плотности может быть

структурно и генетически связана с глубинными источниками вольфрамовой минерализации.

Корреляция месторождений Хинганского оловорудного района с плотностными неоднородностями на глубине 40 км (таблица) остается неясной. Можно предполагать лишь, что вторая, глубинная, плотностная неоднородность, пространственно удаленная от магматических источников олова, связана здесь с иной рудной минерализацией: полиметаллической или золоторудной, единичные признаки которой известны на поверхности [24, 25]. По аналогии с другими районами (таблица), на северных флангах Хинганского района (рис. 6) можно ожидать обнаружение скрытых месторождений вольфрама и молибдена, золота или полиметаллов.

Ниже глубины 40 км от поверхности с оловянными месторождениями слабо коррелируются аномалии  $\mu^H$  в пределах рудных районов комплексной специализации: Ям-Алинском, Эзопском, Селитканском и Самаргинском (таблица), где широко распространена молибденовая, вольфрамовая и золоторудная минерализация [24, 25]. Эти районы отображаются нечеткими максимумами экстенсивности оловянных месторождений на сводных гистограммах при: Нк = 60 км и Нк = 70 км (рис. 4).

По обобщенным характеристикам (рис. 4), на территории Приамурья наилучшей коррелируемостью с оловорудными месторождениями характеризуются плотностные неоднородности земной коры на

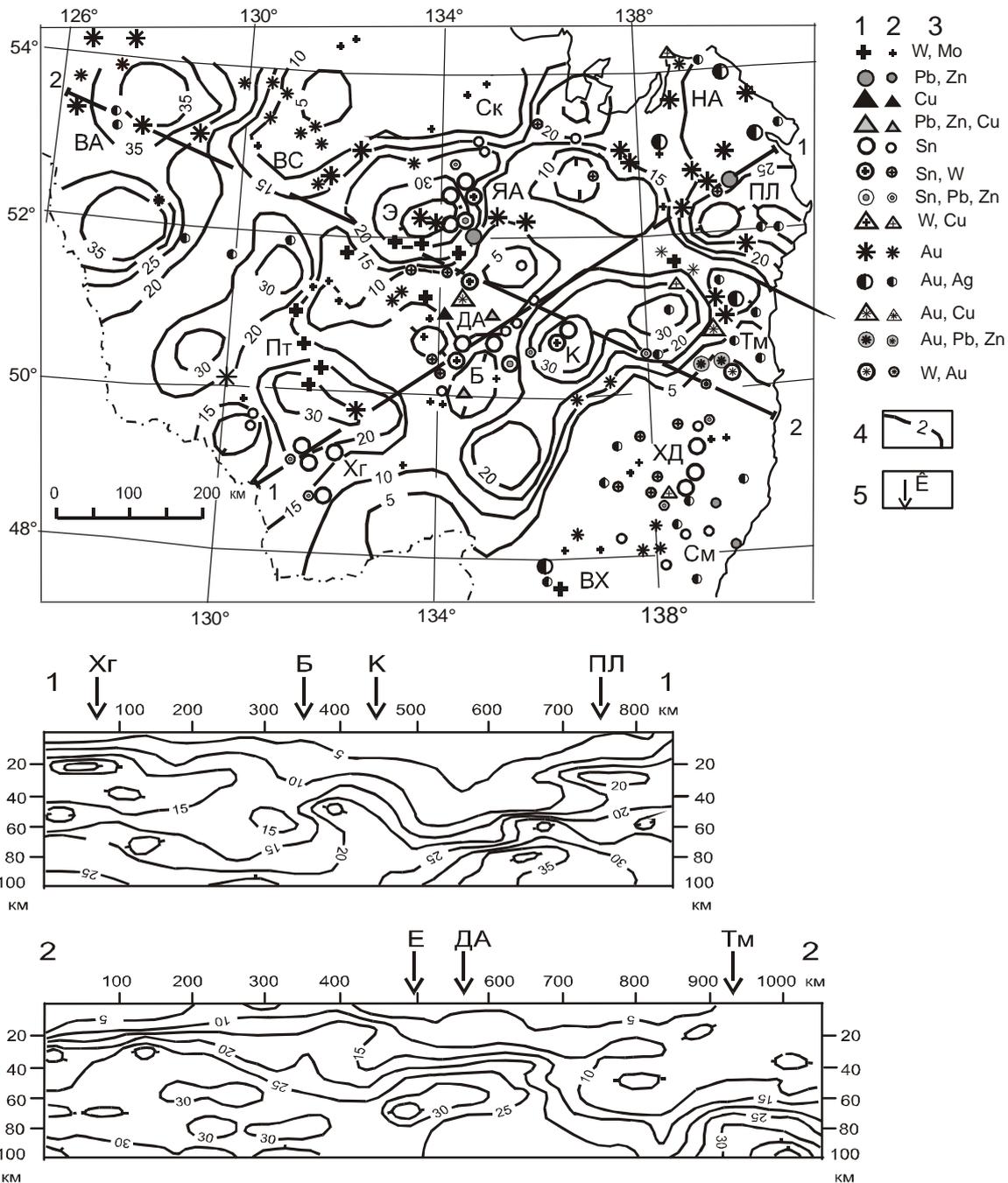


**Рис. 5.** Аномалии градиента плотности земной коры на глубине 5 км.

1 – месторождения; 2 – рудопроявления; 3 – металлогеническая специализация рудных объектов [ 25 ]; 4 – изолинии вертикального градиента поверхностной плотности эквивалентных сферических источников ( $10^{-1}$  кг/м<sup>2</sup>/км); 5 – привязка рудных районов к разрезам.

Обозначения рудных районов : ВА – Верхне-Амурский, НА – Нижне-Амурский, Ск – Селитканский, ВС – Верхне-Селемджинский, Пт – Притуранский, ЯА – Ям-Алинский, ПЛ – Пильда-Лимурийский, Э – Эзопский, ДА – Дуссе-Алинский, Тм – Тумнинский, Б – Баджалский, К – Комсомольский, Хг – Хинганский, ХД – Хуту-Джаурский, ВХ – Верхне-Хорский, См – Самаргинский.

Нк = 30 км ( слой: 31–130 км )



**Рис. 6.** Аномалии градиента плотности корово-мантийного слоя на глубине 30 км. Условные обозначения на рис. 5.

глубинах 5 и 15 км. Сопоставление глубин залегания плотностных неоднородностей в земной коре, совпадающих с региональными оловорудными РМС (таблица), позволяет наметить пространственный ряд оловоносных рудно-магматических систем: Хинганская (вертикальная протяженность РМС до 5 км)→ Дуссе-Алинская (5–10 км)→Хуту-Джаурская (20 км)

→Комсомольская (30 км). Предположив одинаковую первичную вертикальную протяженность и общий механизм эволюции этих систем, можно провести сравнительную оценку их современного эрозионного среза, согласно которой наименее эродированной является Комсомольская РМС, а наиболее эродированной – Хинганская, что не противоречит их структур-

ному положению (рис. 1). Пространственные и генетические связи оловянной и иной минерализации с конкретными магматическими и вмещающими комплексами в пределах этих систем, при таком предположении, могут быть обусловлены перераспределением рудных элементов на поздних стадиях рудно-магматического процесса.

Пространственное расположение месторождений вольфрама и молибдена наиболее четко коррелируется с аномалиями плотностных неоднородностей на глубинах 60–70 км (рис. 4) в пределах территорий Тумнинского, Дуссе-Алинского, Верхне-Хорского и Селитканского рудных районов (таблица). На меньших глубинах (15 и 30 км) наблюдаются слабо выраженные максимумы корреляционных гистограмм, по-видимому связанные с оловорудной компонентой полиформационных РМС. Таким образом, по полученным данным, глубинные эндогенные источники месторождений вольфрама и молибдена располагаются преимущественно в нижнем слое земной коры и в верхней мантии до глубины 70 км, где, вероятно, связаны с кристаллизовавшимися очагами базитовой магмы, длительное время являвшимися источниками сквозькоровых рудоносных флюидов. По глубине залегания плотностных неоднородностей – индикаторов вертикальной протяженности РМС – региональные вольфрамо-молибденовые РМС Приамурья можно расположить в следующий вертикальный ряд: Ям-Алинская (коррелируемость приповерхностных месторождений с плотностными неоднородностями до глубины  $H_k < 30$  км) → Эзопская ( $H_k < 50$  км) → Селитканская ( $H_k < 60$  км) → Дуссе-Алинская ( $H_k < 70$  км). Наибольшей вертикальной протяженностью (и, по-видимому, наименьшим эрозионным срезом флюидно-магматической колонны) среди вольфрамо- и молибденоносных РМС характеризуется Тумнинский рудный район (таблица), где, кроме вольфрамовой и молибденовой, широко распространена золоторудная минерализация [24, 25].

Сопоставление схем аномалий параметра  $\mu^H$  на разных уровнях среза с минерагенической картой [25] обнаруживает связь золоторудной минерализации Приамурья с глубинными плотностными неоднородностями земной коры и верхней мантии в широком глубинном диапазоне (10–100 км). Наилучшая коррелируемость, выраженная контрастными максимумами экстенсивности золоторудной месторождений на корреляционных гистограммах (рис. 4), наблюдается на глубинах 30, 60 и 100 км. Плотностные неоднородности в нижнем слое земной коры ( $H_k = 30$  км) сопровождают все золоторудные провинции Приамурья: Верхне-Амурскую, Нижне-Амурскую,

Селемджино-Кербинскую и Туранскую [26], при этом в аномальной области градиентов плотности ( $\mu^H > 15 \cdot 10^{-1}$  кг/м<sup>2</sup>/км) располагаются 20 месторождений золота из 27. Плотностные неоднородности этого глубинного уровня, вероятно, связаны с нижнекоровыми палеомагматическими очагами, в которых происходило взаимодействие (или смешивание) верхнекоровых гранитоидных и нижнекорово-мантийных габбро-андезитовых магм, что, по мнению ряда исследователей [16, 26], способствует мобилизации золота из глубинных расплавов и фемического (“базальтового”) слоя земной коры.

Второй уровень корреляции золоторудных месторождений с глубинными плотностными неоднородностями ( $H_k \approx 60$  км) связан с проницаемыми для глубинных флюидов участками земной коры и верхней мантии в зонах трансрегиональных глубинных разломов: субширотного Тукурингринского, с которым пространственно ассоциируют месторождения Верхне-Амурского, Верхне-Селемджинского, Эзопского, Ям-Алинского и Пильда-Лимурийского районов, и Центрально-Сихотэ-Алинского, в зоне влияния которого расположены Верхне-Хорский, Тумнинский, Пильда-Лимурийский и Нижне-Амурский золотоносные районы. В проницаемых зонах, одновременно с транспортировкой на поверхность значительных объемов андезитовых магм (Умлекано-Огоджинский вулканический пояс), могло происходить сквозькоровое перемещение мантийных флюидов и обогащение их золотом в нижнем слое земной коры при движении к поверхности.

Третий уровень плотностных неоднородностей, пространственно коррелирующийся с золоторудными месторождениями, отчетливо проявлен на гистограмме для  $H_k = 100$  км (рис. 4). В области аномальных значений градиента поверхностной плотности ( $\mu^H > 25 \cdot 10^{-1}$  кг/м<sup>2</sup>/км) на этом глубинном уровне располагаются месторождения Нижне-Амурской и Туранской золотоносных провинций [26]. Для всех мантийных аномалий градиента плотности ( $H_k > 40$  км), горизонтальные размеры которых увеличиваются с глубиной до 250×300 км, характерна концентрация золоторудных месторождений вне центров аномалий  $\mu^H$ , что может быть признаком горизонтальной миграции (выноса) золота к флангам глубинных термодинамических систем (плюмов?). Исключением из общего правила является Пильда-Лимурийская полиформационная РМС (Au, W, Be, Pb, Zn), характеризующаяся признаками (таблица) “сквозной” очаговой структуры. Похожее периферическое расположение золоторудных месторождений относительно региональных гравитационных минимумов ранее

связывалось с латеральной зональностью процессов разуплотнения и гранитизации [26, 34], однако, по полученным данным, эта закономерность распространяется на гравитационные аномалии обоих знаков. Исходя из полученных данных, причину зонального расположения золоторудных (и не только золоторудных) месторождений относительно неоднородностей верхней мантии следует искать не в диффузионных, метасоматических или анатектоидных (гранитизация) процессах, а в гидротермально-флюидных характеристиках РМС.

Рассмотренные данные характеризуют главные черты региональной вертикальной металлогенической зональности земной коры и верхней мантии Приамурья, плотностные неоднородности которых закономерно связаны с РМС определенных специализаций: верхнекоровые – с месторождениями олова, среднекоровые – с комплексными оловянно-вольфрамовыми месторождениями, нижнекоровые и мантийные – с месторождениями вольфрама и молибдена. Золоторудные РМС характеризуются наиболее широким вертикальным диапазоном плотностных неоднородностей (от 10 до 100 км) и являются “сквозными” по отношению к структурам земной коры, что соответствует известным данным [5, 16, 26] о чрезвычайно высокой миграционной способности золота, его гетерогенности, многоуровневой и полициклической концентрации (переконцентрации и регенерации) в земной коре. Существование дискретных связей плотностных неоднородностей на глубинах 5, 15, 30, 60 и 100 км с приповерхностными рудными месторождениями (рис. 4, таблица) хорошо объясняется концепцией вертикальной зональности процессов рудогенеза [14, 36], согласно которой экстрагирование и сепарация рудоносных магм и флюидов конкретных рудных специализаций происходит на определенных дискретных термодинамических уровнях литосферы, преимущественно в ее верхних слоях.

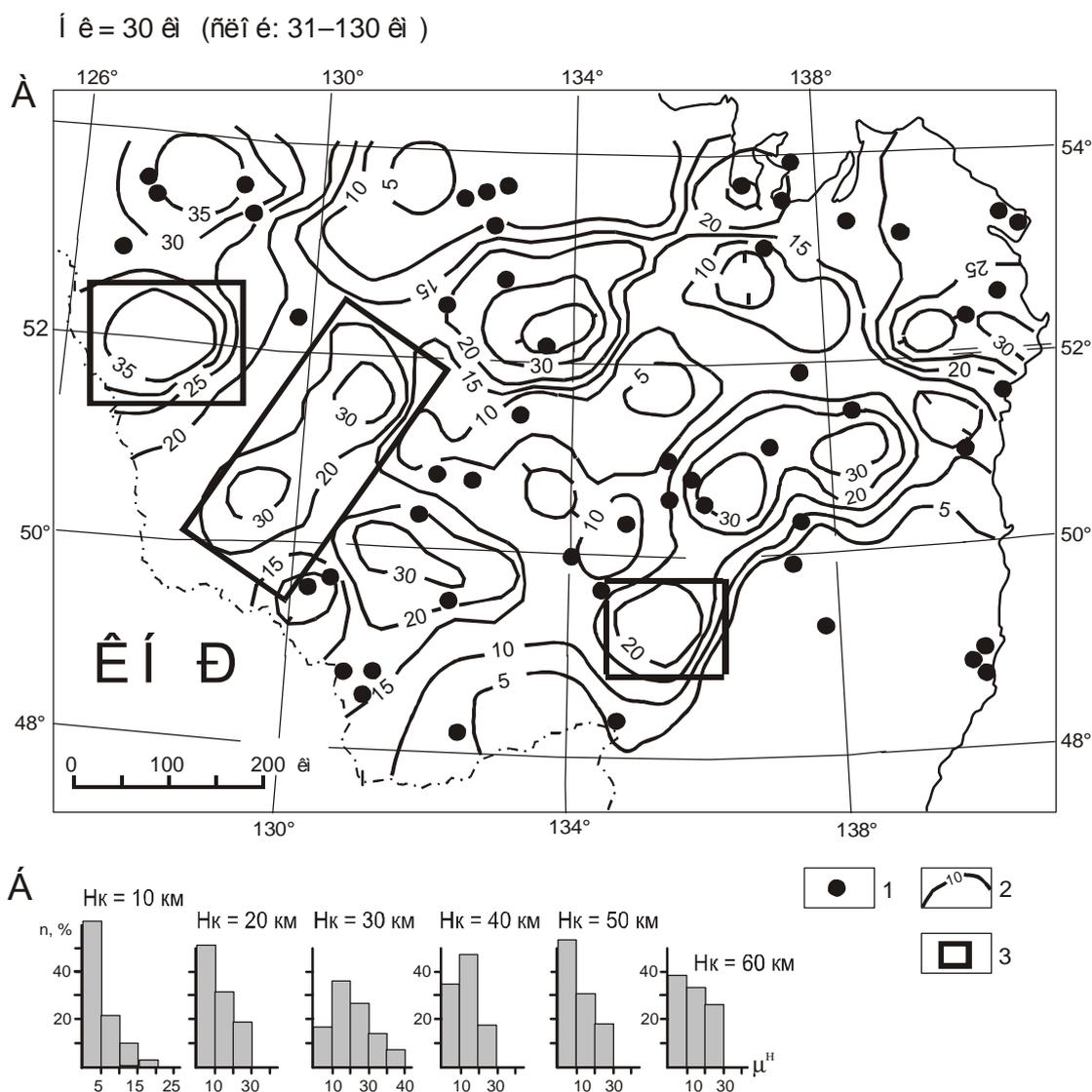
В большинстве рудных районов Приамурья обычным является структурная и вещественная совмещенность рудных ассоциаций: оловянной – с вольфрамовой и молибденовой, вольфрамовой – с золоторудной, золоторудной – с серебряной и полиметаллической [24, 25]. Общими, или “проходящими”, для большинства РМС являются рудные концентрации меди, мышьяка, сурьмы, свинца и цинка [24]. В свете полученных данных, структурная совмещенность может быть следствием наложения (телескопирования) разновозрастных гидротермальных систем нескольких разноглубинных магматических очагов, связанных по вертикали флюидо-магматическими каналами в проницаемых зонах

земной коры и верхней мантии, а вещественная – накоплением (или мобилизацией из вмещающих комплексов) одновременно нескольких “рудных” химических элементов в промежуточных коровых и мантийных очагах. Примерами РМС первого (телескопированного) типа являются, по-видимому, Хинганская, Дуссе-Алинская, Самаргинская и Тумнинская РМС, а второго (моноочагового) типа – Верхне-Амурская, Верхне-Селемджинская, Комсомольская и Эзопская (табл., разрезы 1–1 и 2–2 на рис. 5 и 6). Как следует из рис. 4, плотностные неоднородности, предположительно соответствующие палеомагматическим очагам с комплексной специализацией магм, располагаются на глубинах 30 и 60 км. На глубинах менее 20 км располагаются преимущественно оловоносные очаги, а на глубинах более 70 км – преимущественно золотоносные.

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ПЛОТНОСТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Территория Приамурья относится к сейсмически активным районам [3, 10, 12, 23, 35]. Здесь преобладают мелкофокусные землетрясения, источники которых располагаются в земной коре и коррелируются со скоростными границами раздела структурно-вещественных комплексов [23]. Значение гравитационных аномалий в комплексе признаков современной геодинамической активности Приамурья невелико: оно сводится к совпадению региональных гравитационных минимумов с аномалиями неотектонических движений в асейсмических окнах, плотностью приповерхностных тектонических нарушений [11, 12] и приуроченностью зон повышенной сейсмичности к границам крупных тектонических блоков, отмечаемых зонами градиентов силы тяжести [11, 23, 35].

Источником дополнительной информации о связи сейсмичности с гравитационно-неустойчивыми блоками земной коры могут быть аномалии параметра  $\mu^H$ . Изучение особенностей пространственного расположения эпицентров землетрясений [23] относительно аномалий этого параметра в разных глубинных срезах коры открывает возможность оценки наиболее вероятной глубины возможных гравитационных источников землетрясений, которая, по полученным данным (рис. 7), составляет 30–40 км от земной поверхности, а также наметить районы, в которых землетрясения вероятны в ближайшие 50–60 лет (период полного сейсмического цикла в Приамурье, по [3]). Гистограммы связи экстенсивности землетрясений магнитудой более 4.5 с гравитационными не-



**Рис. 7.** Связь плотностных неоднородностей земной коры с сейсмичностью.

А – аномалии параметра  $\mu^H$  на глубине 30 км; Б – гистограммы связи эпицентров землетрясений с аномалиями  $\mu^H$  ( $H_k$  – глубина среза). 1 – эпицентры землетрясений с магнитудой более 4.5 [23]; 2 – изолинии аномалий вертикального градиента поверхностной плотности эквивалентных сферических источников ( $10^{-1}$  кг/м $^2$ /км); 3 – районы ожидаемых землетрясений. Ординаты гистограмм – число совпадений месторождений (%) с интервалами значений  $\mu^H$ . Абсциссы гистограмм – значения аномалий вертикального градиента поверхностной плотности эквивалентных сферических источников  $\mu^H$  ( $10^{-1}$  кг/м $^2$ /км).

однородностями земной коры в Приамурье (рис. 7 Б) свидетельствуют о том, что плотностные неоднородности выше глубины 30 км и ниже глубины 40 км не связаны с размещением эпицентров землетрясений (наблюдается отрицательная корреляция сравниваемых параметров), а наиболее вероятная глубина залегания возможных гравитационных источников землетрясений составляет 30 км, что близко ко второму максимуму глубинности очагов землетрясений по данным сейсмического мониторинга [10, рис. 6]. На схеме пространственного распределения плотност-

ных неоднородностей этого глубинного уровня (рис. 7 А) из общего числа восьми интенсивных максимумов градиента плотности ( $\mu^H > 20 \cdot 10^{-1}$  кг/м $^2$ /км) шесть совпадают с участками повышенной концентрации эпицентров землетрясений. Исходя из установленных пространственных (рис. 7 А) и частотных (рис. 7 Б) закономерностей, другие интенсивные аномалии  $\mu^H$  ( $H_k = 30$  км), в пределах которых пока не зарегистрированы землетрясения с магнитудой более 4.5, можно отнести к районам, где в ближайшие десятилетия следует их ожидать (рис. 7 А). Все эти

районы принадлежат к Гилюйско-Гурской сейсмогенной зоне [10].

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пространственные связи гравитационных аномалий с глубинными геологическими структурами, металлогенностью и геодинамическим состоянием литосферы общеизвестны, повсеместны и разнообразны. При детерминированной, аналитической или “конечно-элементной” [41], интерпретации гравитационных возмущений обычно удается охарактеризовать (реже параметризовать) лишь отдельные элементы этих связей с точностью, зависящей от априорной базы геолого-геофизических данных и достоверности принятых гипотез. С появлением новых геолого-геофизических данных или изменением геологических концепций модели глубинных и рудогенных структур земной коры также изменяются, нередко – кардинально.

Рассмотренные выше пространственно-статистические (“теневые”) модели распределений в земной коре и верхней мантии эквивалентных плотностных неоднородностей простейшего модельного класса не требуют концептуального геотектонического и априорного петрофизического обоснования и однозначны в рамках расчетных процедур (модели однозначно воспроизводимы при одинаковой ориентировке сети расчетных профилей и точности описания аномального гравитационного поля). Единственным недостатком этих моделей являются искажения, связанные с существованием в земной коре горизонтально-плоских источников, обработка и интерпретация аномалий от которых приводит к завышенным оценкам глубин. Судя по удовлетворительному совпадению пространственных распределений глубинных плотностных неоднородностей Приамурья с элементами геологического строения и скоростными границами раздела земной коры, искажения, обусловленные полого-слоистыми структурами, в рассмотренных моделях невелики, по меньшей мере – они не отвергают основные геологические результаты выполненных построений:

1. В результате анализа пространственных распределений плотностных неоднородностей земной коры и верхней мантии Приамурья в классе элементарных “компактных” и эквивалентных им сферических источников гравитационных аномалий установлена отчетливая связь источников локальных гравитационных возмущений с поведением скоростных границ раздела земной коры и тектоническими структурами: наблюдается уменьшение глубины залегания гравитирующих неоднородностей в переходном слое “кора–мантия” под мезозойско-кайнозойскими

впадинами и мезозойскими прогибами и увеличение – под палеозойскими аккреционно-складчатыми комплексами, окаймляющими Амурский супертеррейн. Мезозойско-кайнозойские впадины сопровождаются сокращением мощности коры и приближением к поверхности подошвы верхнекорового кристаллического сиалического слоя, что является признаком их внутрикоровой гравитационной уравновешенности. В восточном Приамурье обнаружены признаки клиноформной пластины, залегающей в основании Сихотэ-Алинской складчатой системы, мощность которой увеличивается по направлению к акватории Японского моря.

2. В результате сопоставления аномалий градиента плотности литосферы ( $\mu^H$ ) с размещением рудных месторождений и проявлений определены черты дискретной вертикальной металлогенической зональности земной коры и верхней мантии Приамурья, которая характеризуется закономерным увеличением вертикальной протяженности региональных рудно-магматических систем, от преимущественно оловоносных к преимущественно золотоносным: Sn (5–15 км) → W, Mo (30–60 км) → Au (80–100 км). Предлагаемая вниманию исследователей объемная модель  $\mu^H(x, y, H_k)$  может найти применение при сравнительных оценках эрозионного среза однотипных РМС и региональных прогнозных построениях.

3. Плотностные неоднородности нижнекорового слоя на глубине 30 км от поверхности корреляционно связаны с мелкофокусными очагами землетрясений и по этому признаку могут быть использованы в долгосрочных (50–60 лет) сейсмических прогнозах.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор глубоко благодарен Ю.Ф. Малышеву, В.Я. Подгорному, В.Г. Хомичу и Г.В. Роганову за обсуждение результатов работы и критические замечания, способствовавшие улучшению аргументации, стиля и ясности изложения публикуемых материалов.

### ЛИТЕРАТУРА

1. Асманов В.Я., Вокуев А.В., Гоневчук В.Г., Гоневчук С.А., Кокорин А.М., Кокорина Д.К., Коростелев П.Г., Матухин М.О., Огнянов Н.В., Сучков В.И. Металлогения Комсомольского рудного района // Металлогения главных оловорудных районов юга Дальнего Востока. Владивосток, 1988. С. 3–23.
2. Бакулин Ю.И. Золотоносные и оловоносные рудные системы и оценка их перспектив // Металлогения и рудные формации зоны перехода континент–океан. Магадан: СВКНИИ. 1990. С. 88–97.

3. Бормотов В.А., Войтенко Л.А. Закономерности миграций землетрясений Приамурья // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 2. С. 51–60.
4. Брянский Л.И., Бормотов В.А., Ахмадулин В.А., Лойгер П.П., Овчинников В.Е., Бормотова Н.Ф., Развозжаева Е.П. Глубинная структура Комсомольско-Баджалского рудного района по результатам комплексного моделирования // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Сихотэ-Алинских вулканических поясах СССР. М.: Недра, 1990. С. 294–306.
5. Буряк В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток: Дальнаука, 1998. 403 с.
6. Ващилов Ю.Я. Блоковослоистая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1984. 240 с.
7. Ващилов Ю.Я. Глубинная структура, геодинамика и геокинематика Северо-Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан, 1993. С. 5–19.
8. Генко Г.А., Львов В.К. Анализ данных о глубинном строении территории БАМ // Геология, геофизика и полезные ископаемые региона Байкало-Амурской магистрали. Л., 1977. С. 28–35.
9. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1: 2 500 000 / Гл. ред.: Л.И. Красный, Пэн Юнь Бяо. Л.: ВСЕГЕИ, 1999. 3 л. с объясн. зап. 135 с.
10. Горкуша С.В., Малышев Ю.Ф. Глубинное строение и сейсмичность зоны сочленения Тихоокеанского и Центрально-Азиатского поясов // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С.32–51.
11. Горкуша С.В. Изучение сейсмичности и глубинного строения Восточного Приамурья на основе кластерного анализа // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, № 4. С.67–76.
12. Горкуша С.В., Онухов Ф.С., Корчагин Ф.Г. Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 5. С. 61–68.
13. Гравиразведка: Справочник геофизика. М.: Недра, 1990. 607 с.
14. Жданов В.В. Метасоматизм и рудообразование в “гранитном” слое земной коры // Магматизм и рудообразование. М., 1975. С. 44–53.
15. Зидаров Д. О решении некоторых обратных задач потенциальных полей и его применении к вопросам геофизики. София: Изд-во Болг. акад. наук, 1968. 143 с.
16. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А., Стружков С.Ф. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Науч. мир, 2000. 272 с.
17. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983. 536 с.
18. Красовский С.С. Гравитационное моделирование глубинных структур земной коры и изостазия. Киев: Наук. думка, 1989. 247 с.
19. Магмато-генно-рудные системы. М.: Наука, 1986. 253 с.
20. Маловичко А.К. Основной курс гравиразведки. Пермь: Изд-во Пермского гос. ун-та, 1966. Ч. 1. 326 с.
21. Малышев Ю.Ф., Брянский Л.И., Карсаков Л.П., Петрищевский А.М., Шевченко Б.Ф. Глубинное строение срединных массивов северо-востока Азии и их роль в формировании Тихоокеанской окраины // Тихоокеан. геология. 1983. №2. С. 27–34.
22. Малышев Ю.Ф. Структура фундамента и ее отражение в геофизических полях // Сейсмоструктурная и сейсмическое районирование Приамурья. Новосибирск: Наука, 1989. С. 73–81.
23. Малышев Ю.Ф. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность в области сочленения Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижного поясов // Тихоокеан. геология. 1998. Т.17, № 2. С. 21–27.
24. Металлогения Дальнего Востока России. Хабаровск, 2000. 217 с.
25. Минерагеническая карта РФ и сопредельных районов. 1:2 500 000 / Авт.: Роднов Ю.Н., Белкина И.Л. и др. М.: ФГУ НГП “Аэрогеология”, 2000.
26. Моисеенко В. Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
27. Никонова Р.И. Разрешимость обратной задачи логарифмического потенциала в конечном виде и ее использование для интерпретации гравитационных и магнитных аномалий: Автореф. дис.... канд. физ.-мат. наук. Свердловск, 1979. 24 с.
28. Петрищевский А.М. Опыт аппроксимации сложных геологических сред массивом материальных точек. Вознесенский рудный район Приморья // Геология и геофизика. 1981. № 5. С. 106–115.
29. Петрищевский А.М. Глубинная структура Охотского срединного массива // Изв. вузов. Сер. Геология и разведка. 1987. № 4. С. 100–106.
30. Петрищевский А.М. Статистические гравитационные модели литосферы Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во Дальневост. гос. ун-та, 1988. 168 с.
31. Петрищевский А.М. Структурные клинья в земной коре восточной окраины России (геофизические особенности) // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 4. С. 9–17.
32. Потапов С.В. Авиасейсмические исследования земной коры. М.: Наука, 1977. 170 с.
33. Прилепко А.И. Об единственности определения плотности и формы тела в обратных задачах теории потенциала // Докл. АН СССР. 1970. Т.193, № 2. С. 288–291.
34. Романовский Н.П., Рейнлиб Э.Л., Ващилов Ю.Я. О глубинной природе рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса // Тихоокеан. геология. 1992. № 2. С. 66–78.
35. Сейсмоструктурная и сейсмическое районирование Приамурья. Новосибирск: Наука, 1989. 127 с.
36. Смирнов В.И. Глубинные источники рудного вещества эндогенных месторождений // Связь поверхностных структур с глубинными. Киев: Наук. думка, 1971. С. 245–253.
37. Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 6. С. 31–96.
38. Страхов В.Н. Основы методологии интерпретации гравитационных аномалий при изучении глубинного строения земной коры и верхней мантии // Гравитационная модель земной коры и верхней мантии. Киев: Наук. думка, 1979. С. 113–121.
39. Страхов В.Н. Две парадигмы в теории интерпретации гравитационных и магнитных аномалий // Изв. АН ССР. Физика Земли. 1987. № 1. С. 46–61.
40. Страхов В.Н. О задачах, решаемых в рамках второй парадигмы в теории гравитационных и магнитных аномалий // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1987. № 3. С. 56–67.

41. Страхов В.Н., Голиздра, Старостенко В.И. Развитие теории и практики интерпретации потенциальных полей в XX веке // Физика Земли. 2000. № 11. С. 41–64.
42. Страхов В.Н. Становление новой парадигмы – это разрушение господствующего стереотипа мышления (на примере гравиметрии и магнитометрии) // Физика Земли. 2002. № 3. С. 3–20.
43. Туезов И.К., Якушко Г.Г. Магнитоактивный слой Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1976. № 2. С. 107–119.
44. Туезов И.К., Хе Гоци, Врублевский А.А., Рейнлиб Э.Л., Бай Данхай. Некоторые особенности строения северо-востока КНР и Дальнего Востока России // Структура и геокинематика литосферы Востока России. Магадан, 1993. С. 5–19.

*Поступила в редакцию 13 мая 2002 г.*

*Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым*

*A.M. Petrishchevsky*

**Gravitational heterogeneity of the Earth's crust and upper mantle of Priamurye (spatial and statistical models)**

Under study are structural, metallogenic and geodynamic features of spatial distributions of "compact-type" density heterogeneities in the Earth's crust and upper mantle of Priamurye. The investigations resulted in correlation of low-crust gravity disturbances with Moho relief and near-surface tectonic structures: the approach of deep density heterogeneities to the earth's surface under Cenozoic-Mesozoic successor basins, Bureya Mesozoic trough; and a plunge under Paleozoic accretionary-fold complexes are observed. The spatial relationships of statistical gravity discontinuities in the middle part of the Earth's crust and upper mantle allow an assumption of a wedge-formed plate characterized by features of intrusion beneath the fold framing of the eastern part of the Amur superterrane from the West Pacific lithosphere plate. Based on concurrence of near-surface ore deposits with the deep density anomalies of the Earth's crust and upper mantle, features of regional vertical metallogenic zoning of the Priamurye lithosphere have been determined; the zoning is expressed by a regular increase in the vertical extent of ore-magmatic systems from mainly tin-bearing up to mainly gold-bearing systems: Sn (5–15 km) → W, Mo (30–60 km) → Au (80–100 km). The spatial relationship of low-crust density heterogeneities (depth of occurrence 30 km) and seismic foci can be used for long-term seismicity predictions in the region.

## ОСОБЕННОСТИ ПОСТАВКИ И РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КЛАСТОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ОХОТСКОМ МОРЕ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

*А.Н. Деркачев, Н.А. Николаева, С.А. Горбаренко*

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

Изучен минералогический состав осадков из колонок, отобранных в Охотском море по трем широтным профилям. На основе обобщения полученных данных с использованием методов многомерной статистики выделены основные ассоциации тяжелых минералов; выявлены особенности в изменении условий поставки и распределения кластогенного материала за период до 350 тыс. лет назад. Прослежено значительное влияние твердого стока р. Амур на процессы осадконакопления. Периоды усиления стока и увеличения дальности разноса материала согласуются с этапами позднеплейстоценового потепления. Приведены схемы соотношения кластогенного материала в осадках, связанного с поступлением из Амуро-Сахалинской и Курило-Камчатской питающих провинций, для четырех временных срезов позднего плейстоцена–голоцена. Изучены и идентифицированы прослой вулканического пепла, явившиеся хорошими возрастными реперами.

**Ключевые слова:** осадки, ассоциации тяжелых минералов, факторный анализ, питающие провинции, поздний плейстоцен, палеореконструкция.

### ВВЕДЕНИЕ

Изучение минералогического состава донных осадков наряду с исследованием их основных структурно-вещественных и текстурных характеристик имеет большое значение при раскрытии закономерностей осадконакопления в современных седиментационных бассейнах. Значительное количество работ, затрагивающих проблемы формирования минералогического состава осадков, убедительно показывают важность проведения подобных исследований для целей реконструкции палеогеографических условий осадконакопления [2, 7, 17, 23, 27, 30, 45, 46, 64, 70–72, 74 и др.]. Было установлено, что минералогический состав осадков несет значительную информацию о процессах, протекающих как непосредственно в бассейнах осадконакопления, так и на прилегающих участках суши. В последние годы значение исследований минерального состава возрастает в связи с усилением интереса к структурно-вещественному направлению в учении об осадочных формациях [56], позволяющему более объективно подходить к реконструкциям осадконакопления бассейнов и их эволюции.

Охотское море относится к окраинноморским седиментационным бассейнам Востока Азии. Большая часть его водосборного бассейна расположена в умеренно-гумидном климате, для которого характерны резкие сезонные колебания температуры и влаж-

ности [53], в связи с чем здесь преобладают процессы физического выветривания горных пород с образованием полимиктовых продуктов разрушения. Поставку обломочного материала обеспечивают абразия берегов, вулканическая деятельность (Курилы, Хоккайдо, Камчатка), а также твердый речной сток [5]. Следует отметить, что большая часть обломочного материала поступает со стоком реки Амур (25 млн т/год) [12]. Устойчивые низкие температуры в течение длительного зимнего периода способствуют формированию ледового покрова на большей части акватории моря [28]. Разнос обломочного материала, захваченного припайными льдами в прибрежной зоне, является одним из характерных и важных процессов седиментогенеза в Охотском море [29, 43]. Некоторое представление об относительной роли каждого из этих источников можно получить из анализа схем распределения петрографических типов пород галечного материала и обломочных минералов легкой и тяжелой подфракций поверхностного слоя осадков моря [29, 42, 43]. В ряде публикаций содержатся разрозненные данные по минералогическому составу поверхностного слоя осадков отдельных участков Охотского моря [3–5, 9, 11, 39–41]. Учитывая эти данные, естественно поставить вопрос – насколько изменения палеогеографической обстановки (климата, палеоокеанологических характеристик, интенсив-

ности вулканизма) нашли отображение в пространственно-временном распределении обломочных компонентов осадков? Предлагаемая работа является первой попыткой оценки этих изменений для Охотского моря с использованием анализа состава и распределения ассоциаций тяжелых минералов осадков в течение голоцена–позднего плейстоцена.

#### МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Основным материалом для данной работы послужили пробы донных осадков, отобранные в 1996–1999 гг. в научных экспедициях, выполненных в рамках российско-германского проекта КОМЕХ\* на НИС "Академик М. Лаврентьев" (27-й и 28-й рейсы) и Г/С "Маршал Геловани" (1-й рейс) [61, 62, 63]. В ходе этих экспедиций благодаря использованию тяжелых гравитационных трубок ( $\varnothing$  145 мм) удалось отобрать колонки длиной до 8–11 м, вскрыв разрез отложений возрастом до 350 тыс. лет. Кроме того, для лучшей оценки вещественного состава основных источников поставки обломочного материала были изучены пробы из поверхностного слоя донных осадков и пробы по колонкам из Сахалинского залива, северной части Курильских островов и Западной Камчатки, которые были отобраны в более ранних экспедициях на НИС "Дмитрий Менделеев" (13-й рейс, 1977 г.), "Академик М. Лаврентьев" (12-й рейс, 1988 г.), "Академик А. Несмеянов" (21-й рейс, 1992 г.; 25-й рейс, 1993 г.), "Профессор Богоров" (37-й рейс, 1994 г.). Для более полной характеристики минералогического состава осадков были привлечены также доступные опубликованные данные [11, 43].

Авторами было выполнено 545 минералогических анализов тяжелых минералов (90 анализов из поверхностного слоя осадков и 455 анализов по колонкам). Основное внимание при анализе пространственно-временной изменчивости в распределении минералов было уделено колонкам, расположенным на трех широтных профилях (рис. 1).

Минералогический анализ выполнялся по стандартной методике [44]. Крупноалевритовая фракция осадков (0.1–0.05 мм) разделялась в бромформе (удельный вес 2.89 г/см<sup>3</sup>) на тяжелую и легкую подфракции, которые изучались затем отдельно под поляризационным микроскопом в иммерсионных жидкостях. В каждом препарате определялось не менее 300 зерен. Для получения сопоставимых данных производился перерасчет результатов минералогического ана-

лиза: из общей суммы исключались трудноопределимые измененные зерна, обломки пород, аутигенные и рудные минералы. Сумма оставшихся прозрачных минералов принималась за 100 % и, соответственно, пересчитывалось содержание каждого минерала.

Полученный массив данных по минеральному составу осадков был обработан методами многомерной статистики (Q и R модификации факторного анализа, дискриминантный анализ), что позволило выделить основные парагенетические минеральные ассоциации в осадках и выявить закономерности их пространственно-временного распределения. На этой основе была выполнена корреляция изученных разрезов по комплексу тяжелых минералов. Проведению корректного сопоставления распределения минеральных ассоциаций в колонках изученных профилей способствовали предшествовавшие комплексные лито-, магнито- и биостратиграфические исследования опорных колонок; по некоторым из них было выполнено изучение изотопного состава фораминифер и определение абсолютного возраста по C<sup>14</sup> [1, 13, 14, 67]. Хорошими возрастными реперами явились прослои вулканического пепла (K<sub>0</sub>, TR, K<sub>2</sub>, K<sub>3</sub>, K<sub>4</sub>), изученные нами с учетом проведенных комплексных стратиграфических исследований [14, 67]. Некоторые из них удалось сопоставить с известными крупными позднеплейстоцен-голоценовыми извержениями вулканов Камчатки и Курильских островов [16, 25, 37, 38, 54, 57, 59, 60, 76]. Наряду с перечисленными выше идентифицированными пепловыми прослоями в некоторых колонках были обнаружены единичные пепловые прослои, пространственное распространение и источники пирокластики для которых пока не известны, либо определены предположительно. Это, прежде всего, прослой тефры, обнаруженный в юго-западной части моря на станции LV28-64 (горизонт 1108–1110 см), представленный тонким бесцветным вулканическим стеклом пластинчатой формы с очень низким содержанием кристаллокластики [63]. По предварительным данным, учитывая его стратиграфическое положение в разрезе колонки, а также характерные минералогические особенности, он отнесен нами к пепловому прослою *Spfa-1* извержения вулкана Сикоцу на о-ве Хоккайдо (около 40 000 лет) [68, 69, 73]. Другим таким прослоем является обнаруженный в центральной части моря на станции LV28-42 (горизонт 661–666 см) прослой тефры с весьма необычным минералогическим составом, характеризующимся наличием большого количества биотита (до 49 %) [63]. По данным Д. Нюрнберга с соавторами [58], стратиграфическое положение этого прослоя соответствует изотопной стадии 7.2 (около 200–210 тыс. лет). Наиболее вероятным

\*Договор о сотрудничестве между Тихоокеанским океанологическим институтом им. В.И. Ильичева ДВО РАН и Морским исследовательским центром при Кильском университете (г. Киль, Германия).

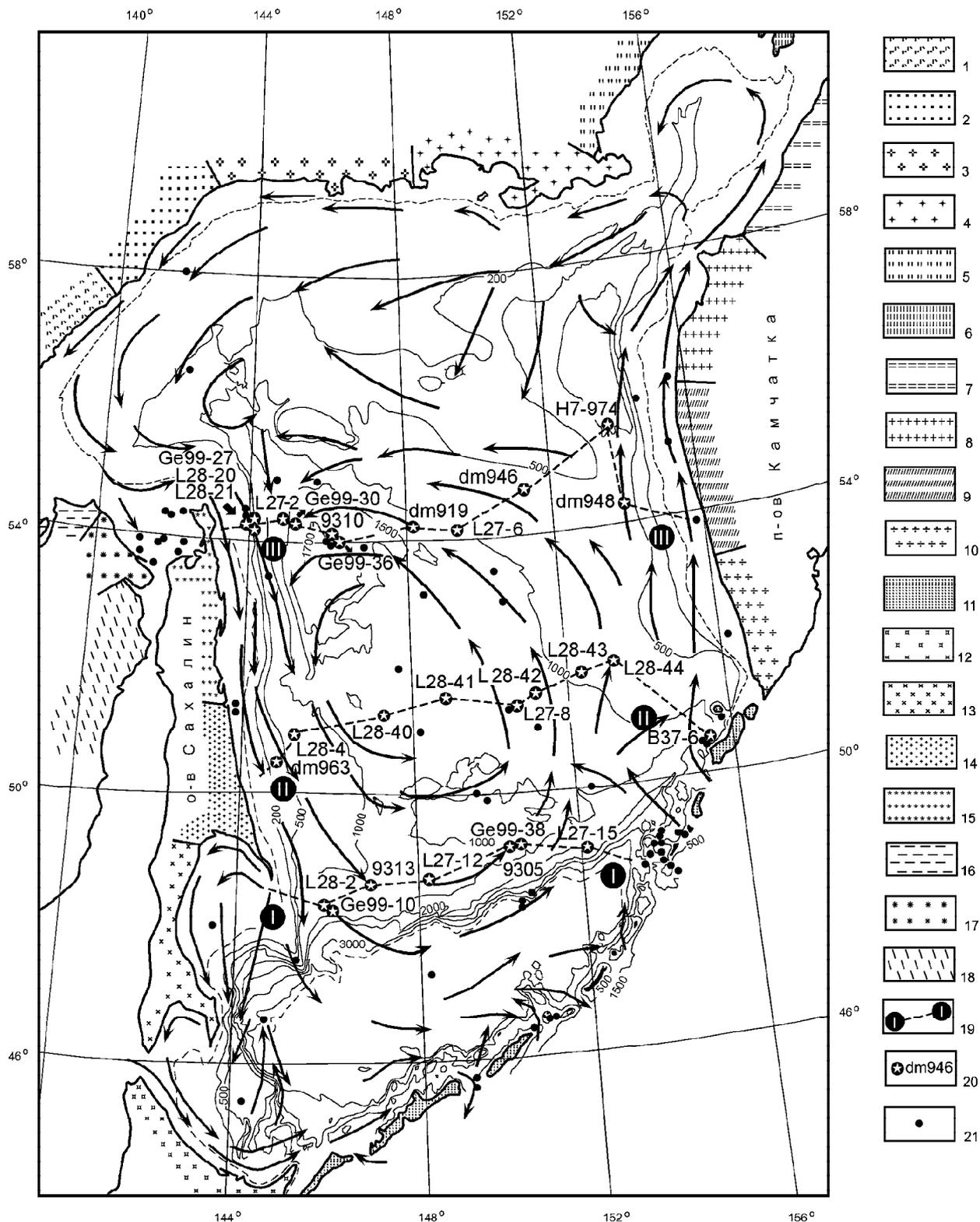


Рис. 1. Минералогическая изученность осадков Охотского моря.

1–18 – питающие провинции Охотского моря [43]: 1 – Удско-Аянская, 2 – Аяно-Охотская, 3 – Охотско-Челомджинская, 4 – Тауйско-Пьягинская, 5 – западного побережья залива Шелихова, 6 – Тайгонская, 7 – Четвертая Камчатская, 8 – Третья Камчатская, 9 – Вторая Камчатская, 10 – Первая Камчатская, 11 – Курильская, 12 – Хоккайдская, 13 – Южно-Сахалинская, 14 – Центрально-Сахалинская, 15 – Северо-Сахалинская, 16 – Шантарская, 17 – Куприяновско-Амурская, 18 – Амурская; 19 – профиль и его номер, 20 – изученные станции, вошедшие в профили, 21 – изученные станции вне пределов профилей. Стрелками показаны направления основных течений [34].

его источником могли быть вулканы Срединно-Камчатского хребта (Хангар или Опала), для которых характерна биотит-магнетитовая с роговой обманкой минералогическая ассоциация [60].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Состав ассоциаций тяжелых минералов бассейнов осадконакопления зависит от многих факторов, главными из которых являются петрографический состав пород областей сноса (петрофондовый признак), геоструктурное положение бассейна, тектонический режим, климат и гидродинамика среды осадконакопления [2, 7, 8, 24, 32, 51 и др.]. Роль каждого из этих факторов в каждом конкретном бассейне (или на участке дна) может иметь разное значение. На основе анализа многочисленных данных по минералогии осадков современных морских бассейнов (в том числе окраинноморских) можно с уверенностью говорить, что минеральный состав значительно унаследует черты состава пород областей сноса, несмотря на некоторое осреднение и упрощение минеральных ассоциаций в результате влияния гидродинамики среды осадконакопления [18–20]. Не являются исключением из этой закономерности и осадки Охотского моря, о чем наглядно свидетельствует сопоставимость питающих и терригенно-минералогических провинций [42, 43].

В геологическом строении побережья Охотского моря имеются явные различия между южной и восточной частями, с одной стороны, и северной и западной частями – с другой. На побережье Курильских о-вов, о-ва Хоккайдо, Камчатки широко развиты неоген-четвертичные вулканические породы известково-щелочной серии (преимущественно андезиты, андезибазальты, базальты, дациты и их туфы) и вулканогенно-осадочные породы. Здесь же сосредоточена основная масса действующих вулканов, поставляющих пирокластический материал на прилегающие участки моря [16, 36, 57 и др.]. В пределах Западной Камчатки в настоящее время нет действующих вулканов. Основные центры вулканической деятельности, осуществлявшие поставку пирокластического материала в голоцене–позднем плейстоцене, сосредоточены в восточной и южной частях Камчатского полуострова. Однако не исключено поступление пирокластиков в осадки Охотского моря из вулканов Срединно-Камчатского хребта в более ранние этапы четвертичного периода (например, из вулканов Хангар, Опала) [26, 60]. В пределах Западно-Камчатского хребта и на о-ве Хоккайдо известны выходы докайнозойских метаморфических пород [35]. Северо-западное побережье моря морфологически совпадает с мезозой-кайнозойским Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, сложенным изверженными породами кислого,

умеренно-кислого и среднего состава, претерпевшими процессы низких степеней метаморфизма. С ними ассоциируют выходы мезозойских кислых интрузивов [6]. На отдельных участках побережья развиты докайнозойские осадочные и метаморфические комплексы пород.

Особая роль в поставке обломочного материала в Охотское море принадлежит р. Амур, который дренирует огромную площадь, весьма разнообразную в морфоструктурном отношении и сложенную породами разного состава и возраста. Причем, в пределах этой территории наиболее распространенными являются продукты гранитоидного магматизма и их осадочные производные [50].

Как показали результаты факторного анализа (Q модификация), вся изменчивость минерального состава изученных осадков определяется преимущественно двумя первыми факторами (вклад в дисперсию 49,1 и 44,4 % соответственно) (табл.). Судя по составу конечных членов факторов, первый фактор характеризует эпидот-роговообманковую ассоциацию с высоким содержанием акцессорных минералов (граната, циркона, сфена, анатаза, апатита и др.). Осадки с максимальным отражением этого фактора наблюдаются в пределах Сахалинского залива и прилегающих участков шельфа и склона северо-восточного Сахалина. Исходя из этого, можно предположить, что эта ассоциация сформирована преимущественно выносами р. Амур, в бассейне которого, как отмечалось выше, широко развиты гранитные и гранитно-метаморфические породы и их осадочные дериваты. В меньшем количестве эпидот и роговая обманка поступали в осадки с северо-западного побережья моря.

Второй фактор является антиподом первого и характеризует ассоциацию, свойственную породам зрелых островных дуг, в которой преобладают клино- и ортопироксены с небольшой примесью оливина, апатита, бурой роговой обманки. В наиболее чистом виде эта минеральная ассоциация проявлена в районе Курильской островной дуги, где распространены типичные вулканогенные осадки. Третий фактор, вероятно, отражает минеральную ассоциацию, свойственную породам внутренних зон островных дуг, в составе которых присутствуют роговые обманки [47, 75].

На графике R-факторных нагрузок (рис. 2) видны две четко обособленные парагенетические группировки, отражающие исходный состав пород питающих провинций. Отчетливо видно противопоставление пироксенов, оливина, базальтической роговой обманки (они имеют с большинством минералов отрицательные корреляционные связи) с группой минералов, включающей эпидот-роговообманковую ассоциацию с примесью акцессорных минералов, что яв-

**Таблица. Факторные значения ведущих факторов после варимаксного вращения.**

Минералы	1 фактор	2 фактор	3 фактор
моноклинный пироксен	6.58	<b>48.42</b>	<b>81.47</b>
ромбический пироксен	1.72	<b>50.79</b>	<b>8.15</b>
буро-зеленая роговая обманка	<b>36.11</b>	0.00	<b>5.19</b>
бурая роговая обманка	1.15	0.00	0.00
базальтическая роговая обманка	0.00	0.00	<b>4.45</b>
эпидот	<b>29.22</b>	0.00	0.74
гранат	<b>4.30</b>	0.00	0.00
циркон	<b>2.58</b>	0.00	0.00
апатит	<b>2.29</b>	0.79	0.00
сфен	<b>4.01</b>	0.00	0.00
турмалин	0.29	0.00	0.00
анатаз	0.57	0.00	0.00
хлорит	1.43	0.00	0.00
метаморфические минералы	0.00	0.00	0.00
оливин	0.00	0.00	0.00
актинолит	5.74	0.00	0.00
слюды	4.01	0.00	0.00
щелочной амфибол	0.00	0.00	0.00

Вклад 1-ого фактора = 49.13 %

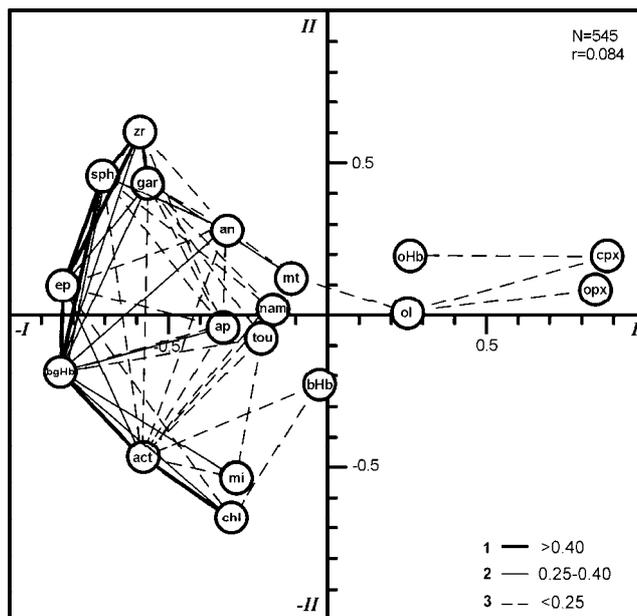
Вклад 2-ого фактора = 44.41 %

Вклад 3-его фактора = 2.48 %

ляется следствием их поступления из различных источников.

Для установления источников поступления обломочного материала была использована разработанная и апробированная нами ранее модель, отражающая зависимость ассоциаций тяжелых минералов от геодинамического положения бассейна [21, 22]. В основу этой модели был положен анализ значений дискриминантных функций минеральных ассоциаций осадков, полученных при обобщении большого количества фактического материала по минеральному составу донных осадков из различных регионов Мирового океана.

На основе обобщения этого обширного материала нами была предложена диаграмма (рис. 3 а), на которой обособились поля, каждое из которых характеризует типоморфные парагенезы минералов, свойственные осадкам, образовавшимся в различных геодинамических обстановках. Для получения ответа об источниках кластогенного материала в осадках Охотского моря все данные минералогического анализа были вынесены на предложенную диаграмму (рис. 3 а). Для сравнения были использованы также материалы по более ранним исследова-

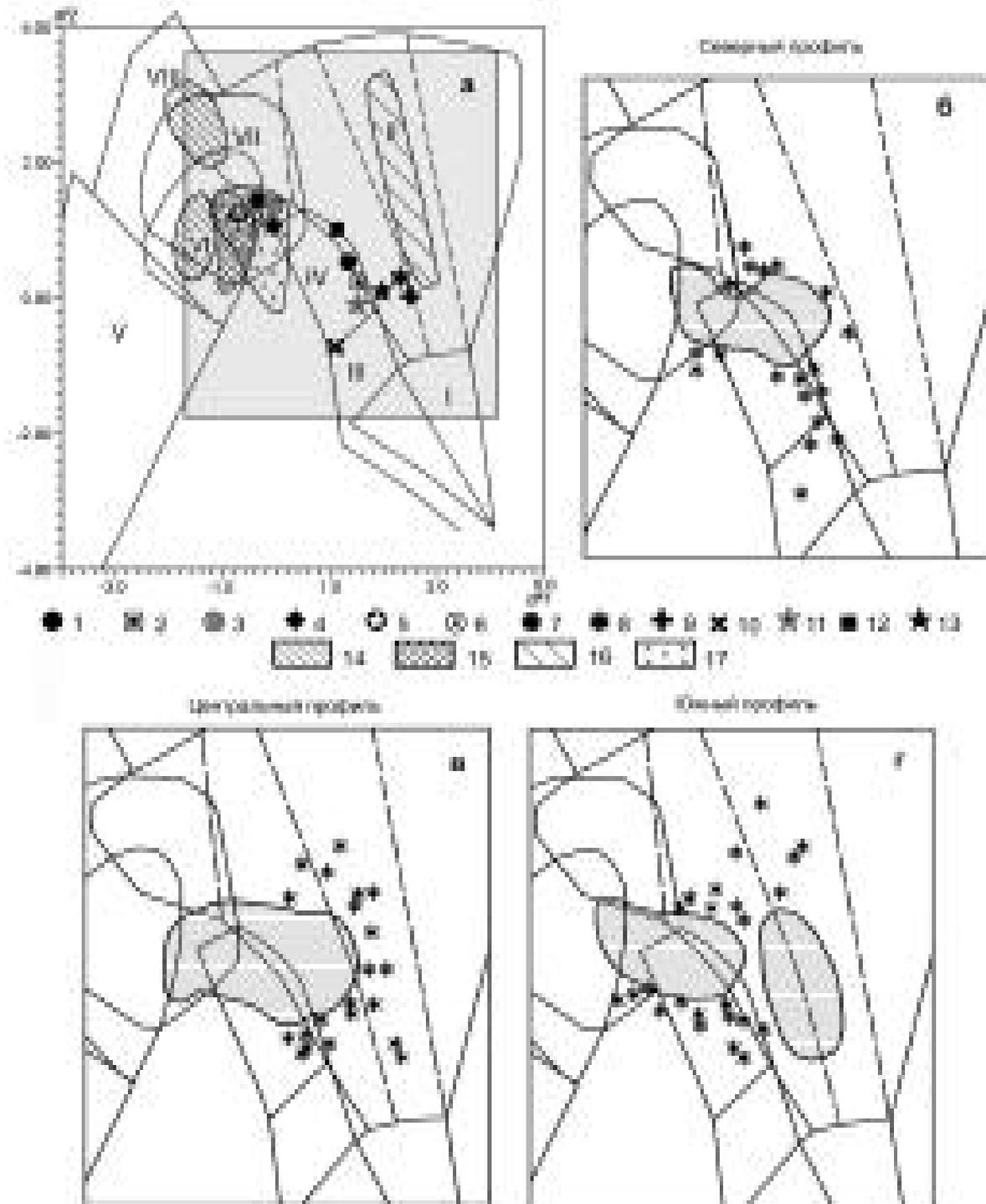


**Рис. 2.** Факторные нагрузки (R модификация) и положительные корреляционные связи минералов в осадках Охотского моря.

1–3 – корреляционные связи: 1 – сильные, 2 – средние, 3 – слабые; N – количество анализов, r – критическое значение коэффициента корреляции при 95 %-м уровне значимости. Индексы минералов: cpx – клинопироксен, орх – ортопироксен, bгHb – буро-зеленая роговая обманка, бHb – бурая роговая обманка, оHb – базальтическая роговая обманка, ep – эпидот, gar – гранат, zr – циркон, ap – апатит, sph – сфен, tou – турмалин, an – сумма анатаза, рутила, брукита, mt – группа метаморфических минералов (андалузит, силлиманит, дистен и др.), ol – оливин, act – актинолит, mi – слюды, chl – хлорит, nam – щелочной амфибол.

ниям, в частности, осредненные значения по минералогическому составу провинций Охотского моря [11, 41, 43].

Анализ этих графиков показал, что в пределах *северного профиля* четко обособились две группы станций, в осадки которых терригенный материал поступает из различных источников (рис. 3 б). В левой части графика расположились станции, прилегающие к сахалинскому шельфу и склону. Состав осадков этой части моря связан преимущественно с поставкой обломочного материала со стоком р. Амур. Поскольку в области водосбора преобладают гранитно-метаморфические породы, на графике станции расположились в пределах поля VII, и осадки характеризуются эпидот-роговообманковой минералогической ассоциацией. Противоположное положение занимают станции, прилегающие к побережью Курил и Камчатки. Часть проб попадает в поле II, характеризующее развитые и зрелые островные дуги, в минеральном



**Рис. 3.** Графики значений первой и второй дискриминантных функций минералогических ассоциаций осадков Охотского моря.

а – график для седиментационных бассейнов Мирового океана (обобщающая модель) [21, 22], б, в, г – графики для Охотского моря.

На рис. а серым фоном выделено поле, включенное в рис. б, в, г; римскими цифрами обозначены минералогические ассоциации, отражающие различные геодинамические обстановки: I – юные (океанические) островные дуги (Гавайская, Идзу-Бонинская и др.), II – развитые и зрелые островные дуги (Курило-Камчатская, Японская и др.), III – молодые складчатые области с широким развитием кайнозойских вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород (Западно-Камчатская, Олюторско-Корякская, Хоккайдо-Западно-Сахалинская), IV – мезозой-кайнозойские вулканические пояса (Охотско-Чукотский и др.), V – области древней палеозойско-докембрийской консолидации (платформы), VI

составе которых преобладает магнетит-пироксеновая ассоциация. Станции, расположившиеся в верхней части поля IV, характеризуются повышенным содержанием пироксенов наряду с относительно высоким содержанием эпидота, хлорита, актинолита, что свидетельствует о присутствии в осадках некоторого количества обломочного материала с северо-западного побережья моря, где развиты слабометаморфизованные мезозой-кайнозойские вулканогенные породы.

В пределах *центрального и южного профилей* ситуация несколько иная. Здесь в большей степени отражается влияние Курило-Камчатской питающей провинции (в частности, увеличение поставки пирокластического материала) (рис. 3 в, г). Так, значительное количество проб характеризует типично вулканокластическую ассоциацию зрелых островных дуг (поле II). В качестве сравнения можно привести минеральный состав ассоциаций Южно- и Северо-Курильских минералогических провинций (рис. 3 а). Значительная часть проб группируется на стыке полей II и IV, что можно объяснить как влиянием поставки обломочного материала с северного побережья плавающими льдами, так и процессом смешивания двух ведущих минералогических ассоциаций – Амуро-Сахалинской питающей провинции и вулканогенно-терригенной и вулканокластической Курило-Камчатской провинции.

С целью выяснения пространственно-временной изменчивости в распределении минеральных ассоциаций в осадках значения двух ведущих факторов были вынесены на профили I-III.

*Северный профиль (III-III)* протягивается от п-ова Шмидта на о-ве Сахалин через впадину Дерюгина, Охотский свод, впадину ТИНРО и заканчивается у подножья материкового склона Камчатки. Минералогическая ассоциация, выделенная 1 фактором, максимально проявлена на шельфе и склоне о-ва Сахалин (рис. 4 а). Она занимает также всю центральную и западную часть впадины Дерюгина, включая весь голоценовый разрез осадков. В начале 1-ой и конце 2-ой изотопно-кислородных стадий (ИКС) отчет-

ливо прослеживается уменьшение значений 1 фактора, что свидетельствует об увеличении в этот период поставки обломочного материала, содержащего повышенное количество пироксенов, с северных и северо-восточных участков побережья (рис. 4 б). На возвышенностях восточной части впадины Дерюгина под пепловым прослоем  $K_2$  отмечаются несколько прослоев с повышенными значениями этого фактора.

Ассоциация, выделенная 2 фактором, имеет максимальное значение в районах, прилегающих к Камчатке (рис. 4 б). Распространение ее прослеживается до восточного борта впадины Дерюгина. Такая асимметрия в распределении фактора свидетельствует не только о ведущей роли Камчатских источников поступления обломочного материала и частично северного побережья Охотского моря в этот период, но также об устойчивом характере течений в голоцене–позднем плейстоцене, имевших, как и в настоящее время, циклонический характер поверхностных течений [34].

*Центральный профиль (II-II)*. Распространение минеральной ассоциации, выделенной 1 фактором, прослеживается вдоль всего шельфа и островного склона о-ва Сахалин, его подножья, а также частично отмечается на западном склоне возвышенности Института Океанологии с постепенным уменьшением ее влияния в восточном направлении (рис. 5 а). Как и для северного профиля, здесь наблюдается уменьшение значений 1 фактора (выноса р. Амур) в конце 2 ИКС (12–15 тыс. лет). Подобные низкие значения фактора прослеживаются до конца 4 ИКС (58–65 тыс. лет), особенно в пределах возвышенности Института Океанологии (ст. L28-41, L28-42).

Небольшое увеличение факторных значений в центральной части моря в районе возвышенности Института Океанологии наблюдается в начале 1 ИКС (9–12 тыс. лет) ниже прослоя  $K_0$  (ст. L28-43, L28-44) и в середине 2 ИКС (ст. L27-8).

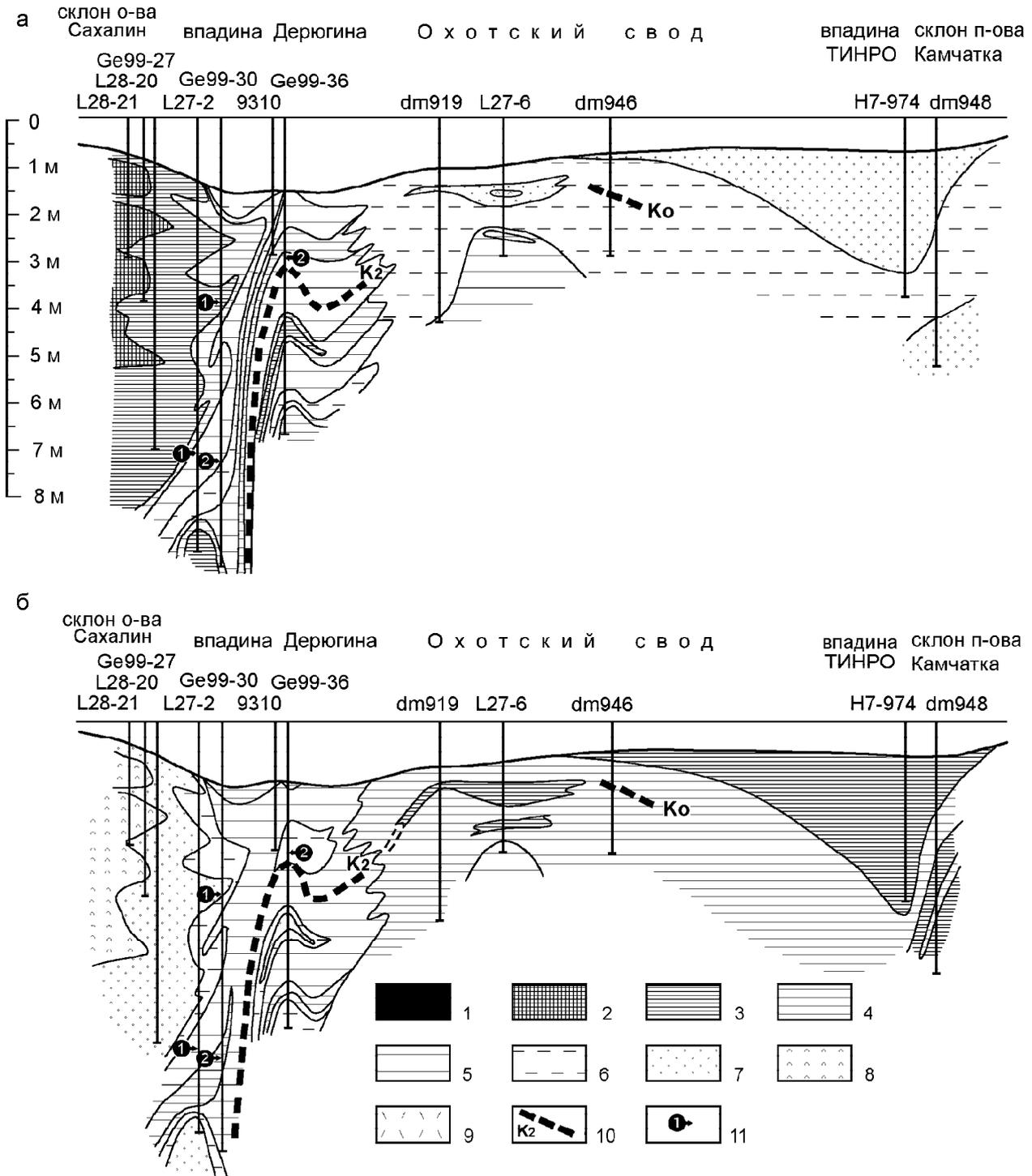
В начале 4 и особенно в конце 5 ИКС вновь наблюдается увеличение количества поставляемого р. Амур обломочного материала. Максимум этой по-

---

– кратоны и срединные массивы с широким развитием гранитно-метаморфических пород, VII – докайнозойские геосинклиналино-складчатые области с широким распространением осадочных и гранитно-метаморфических пород (западная часть Охотского моря и др.), VIII – зрелые минералогические ассоциации осадков районов с активным гидродинамическим режимом. Значками показано положение средних значений минералогических ассоциаций провинций Охотского моря [43]: 1 – Тайгоноская, 2 – залива Шелихова, 3 – Охотско-Челомджинская, 4 – Аяно-Охотская, 5 – Сахалинского залива, 6 – Северо-Сахалинская, 7 – Южно-Сахалинская, 8 – Южно-Курильская, 9 – Северо-Курильская, 10 – Первая Камчатская, 11 – Вторая Камчатская, 12 – Третья Камчатская, 13 – Четвертая Камчатская; штриховкой обозначено положение проб, не вошедших в изученные профили: 14 – р. Амур и Амурский лиман [41], 15 – Сахалинский залив, 16 – район Курильских островов, 17 – район Шантарских о-вов [11].

На рис. б, в, г штриховкой показаны участки, содержащие наибольшее количество изученных проб; значками отмечены пробы, находящиеся вне пределов этих участков.

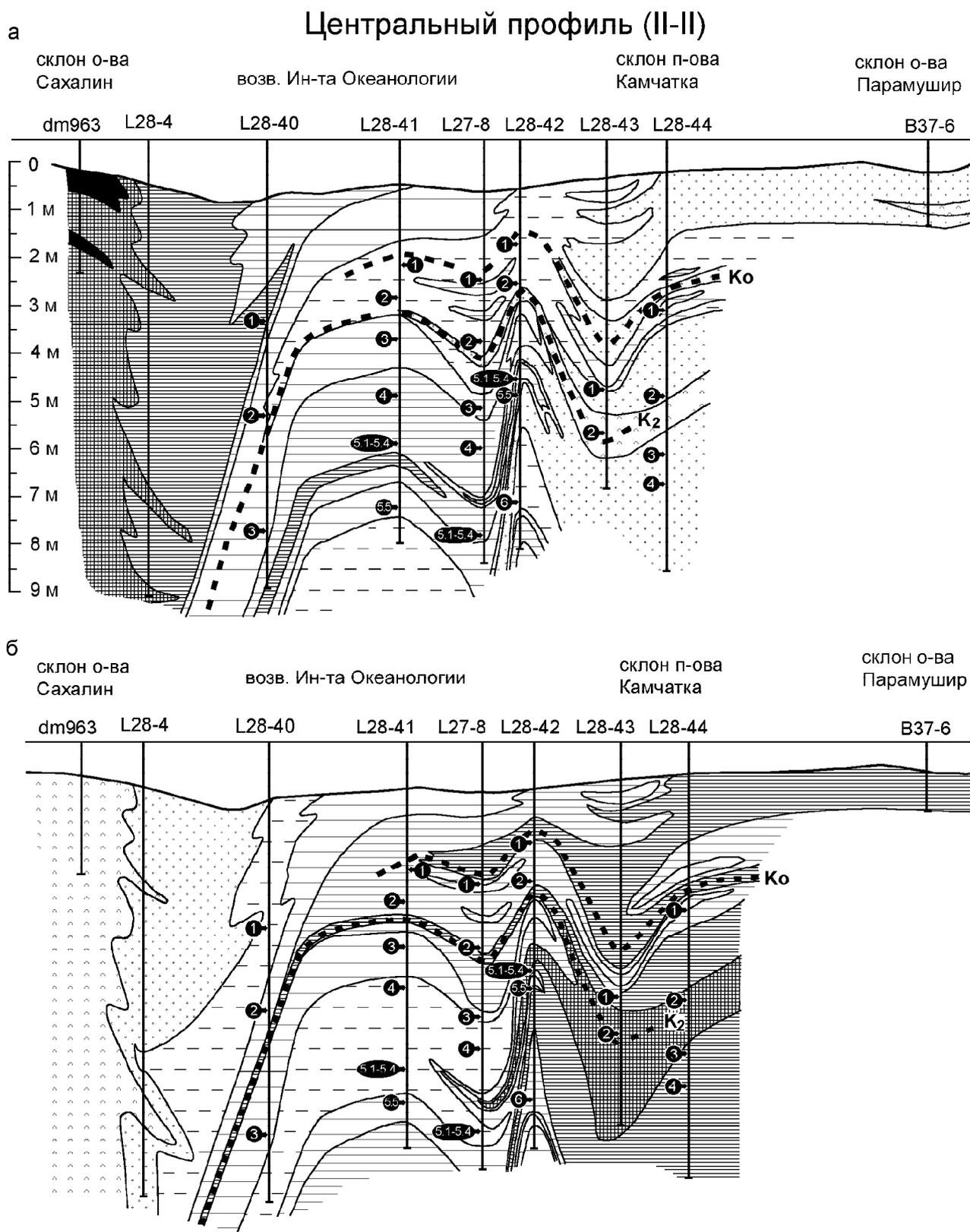
### Северный профиль (III-III)



**Рис. 4.** Пространственно-временное распределение минералогических ассоциаций в осадках северного профиля (III-III).

а – ассоциация, выделяемая 1 фактором; б – ассоциация, выделяемая 2 фактором.

1–9 – значения факторов: 1 –  $> 0.8$ , 2 –  $0.8-0.7$ , 3 –  $0.7-0.6$ , 4 –  $0.6-0.5$ , 5 –  $0.5-0.4$ , 6 –  $0.4-0.3$ , 7 –  $0.3-0.2$ , 8 –  $0.2-0.1$ , 9 –  $< 0.1$ ; 10 – пепловые прослои, 11 – изотопно-кислородные стадии (подстадии).



**Рис. 5.** Пространственно-временное распределение минералогических ассоциаций в осадках центрального профиля (II-II).

Условные обозначения см. на рис. 4.

ставки отмечается в подстадии 5.4–5.5 (ст. L28-40, 41, 42, L27-8) с возрастом около 110–125 тыс. лет. Подобное же увеличение факторных значений прослеживается в центральной части моря (ст. L28-42) лишь в 7 ИКС (200–240 тыс. лет) [1].

Как следует из рис. 5 б, разнос вулканогенно-терригенного и пирокластического материала (минералогическая ассоциация, выделяемая 2 фактором) прослеживается от побережья Камчатки и северных Курил до ст. L28-42; отдельные горизонты с повышенными значениями 2 фактора доходят до ст. L28-40. Максимальные значения фактора обычно приурочены к прослоям вулканического пепла  $K_0$  и  $K_2$ . Наблюдаемое увеличение факторных значений на ст. L27-8 и L28-42 в пределах изотопных подстадий 5.2–5.3 (91–99 тыс. лет) вероятно вызвано наличием пеплового прослоя  $K_4$  (?).

*Южный профиль (I-I).* Судя по распределению значений 1 фактора, влияние Амуро-Сахалинской питающей провинции в южной части моря сказывается значительно дальше к востоку, чем в северной и центральной частях. Оно отчетливо прослеживается вплоть до восточного склона возвышенности Академии Наук (восточнее ст. Ge99-38) (рис. 6 а). Наибольшие значения 1 фактора (0.6–0.8) наблюдаются на шельфе и островном склоне Сахалина в голоценовой части разреза отложений. В конце–середине 2 ИКС (12–15 тыс. лет) влияние первого фактора ослабевает. Подобная тенденция, как отмечалось выше, наблюдается и в осадках северных участков моря (рис. 4 а).

Некоторое увеличение поставки обломочного материала из Амуро-Сахалинской провинции отмечается в середине 3 ИКС (50–55 тыс. лет): высокие значения 1 фактора прослеживаются далеко к востоку (до ст. Ge99-38). Более высокие значения этого фактора приходятся на начало 4 и особенно 5 (5.5) ИКС (80–123 тыс. лет). Причем интенсивность его проявления в этот период сравнима со значениями голоценовой части присахалинского разреза (рис. 4 а, 5 а). Эти данные свидетельствуют, что в этот период увеличилась интенсивность выноса терригенного материала из Амуро-Сахалинской питающей провинции (преимущественно р. Амур) в восточном направлении.

В наиболее древней части разреза, вскрытой колонками на возвышенности Академии Наук, заметное увеличение проявления амуро-сахалинской минералогической ассоциации отмечено лишь в нижней части колонок 9305 и Ge99-38; оно приурочено (по предварительным данным) к середине 10 и концу 11 ИКС (более 350 тыс. лет) [63].

Граница сильного влияния вулканогенного источника, отображаемого 2 фактором, в пределах юж-

ного профиля проходит на удалении до 170 км от Курильской островной дуги. Она прослеживается между станциями Ge99-38 и L27-15 (рис. 6 б). Четкие метастазы повышенных значений фактора наблюдаются в горизонтах, прилегающих к пепловым прослоям TR,  $K_3$ ,  $K_4$  и др.

Анализ распределения минеральных ассоциаций по разрезам позволил выявить некоторые особенности в изменении условий поставки и распределения кластогенного материала в Охотском море за период до 350 тыс. лет (предположительно до 10–11 ИКС), его связь с удаленностью от источников сноса.

Для голоценового времени (1 ИКС) распределение осадочного материала хорошо согласуется с современной схемой течений (рис. 1). Влияние материкового стока (Амуро-Сахалинской питающей провинции) прослеживается на расстояние до 250 км от побережья Сахалина (рис. 7 а). Конус выноса осадочного материала этого источника протягивается до 900 км вдоль побережья Сахалина и постепенно расширяется к югу и юго-востоку, достигая восточных склонов возвышенности Академии Наук (до ст. Ge99-38). Юго-восточные и восточные районы моря, прилегающие к северным Курилам и Камчатке, находятся под влиянием восточной ветви Охотоморской изогирь (круговорота течений), которая в районе 54–55° с.ш. отклоняется на запад и следует к берегам Сахалина [34]. Благодаря этому область влияния Курило-Камчатской питающей провинции протягивается далеко к западу до впадины Дерюгина. Область смешивания минеральных ассоциаций материкового терригенного и островодужного вулканогенного и вулканогенно-терригенного материала совпадает с центральной частью Охотоморского круговорота течений.

В эпоху последнего позднелепистоценового похолодания (2 ИКС) на всех трех широтных профилях отмечается снижение влияния Амуро-Сахалинской питающей провинции на формирование минералогического состава осадков (рис. 7 б). Повышенное содержание в осадках этого периода пироксенов и отчасти эпидота можно связать с увеличением поставки обломочного материала с северных и северо-восточных районов Охотского моря. Понижение уровня моря в это время и, как следствие, усиление эрозионных процессов на суше, затронувших в том числе и обширные пространства бывшего северного шельфового мелководья, вызвали интенсивную поставку осадочного материала из этих районов моря. Поставка и разнос обломочного материала в этот период в значительной мере осуществляется плавучими льдами, о чем свидетельствуют также гранулометрический состав осадков (увеличение количества грубозернистых частиц) и увеличение значений их магнит-

### Южный профиль (I-I)

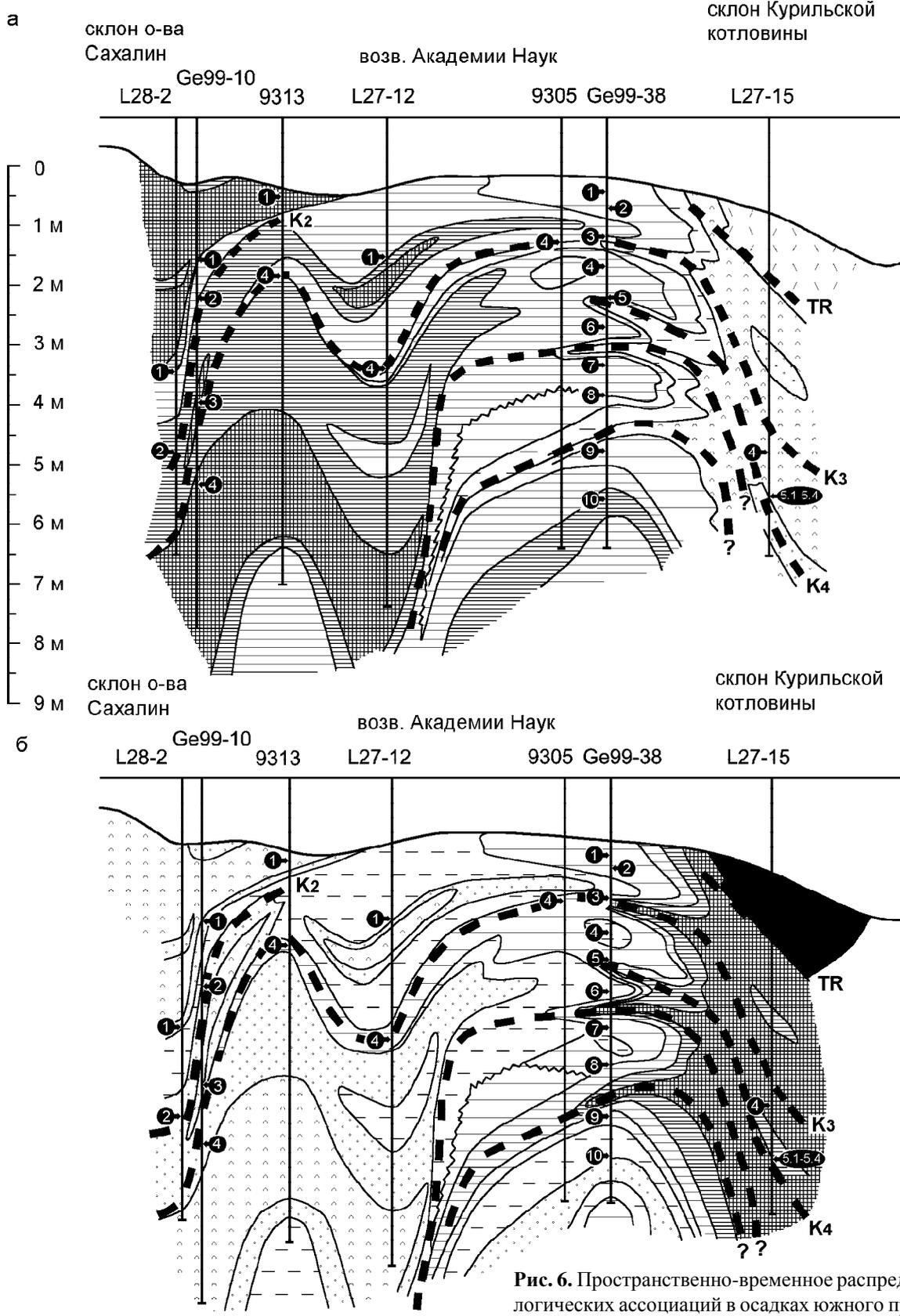
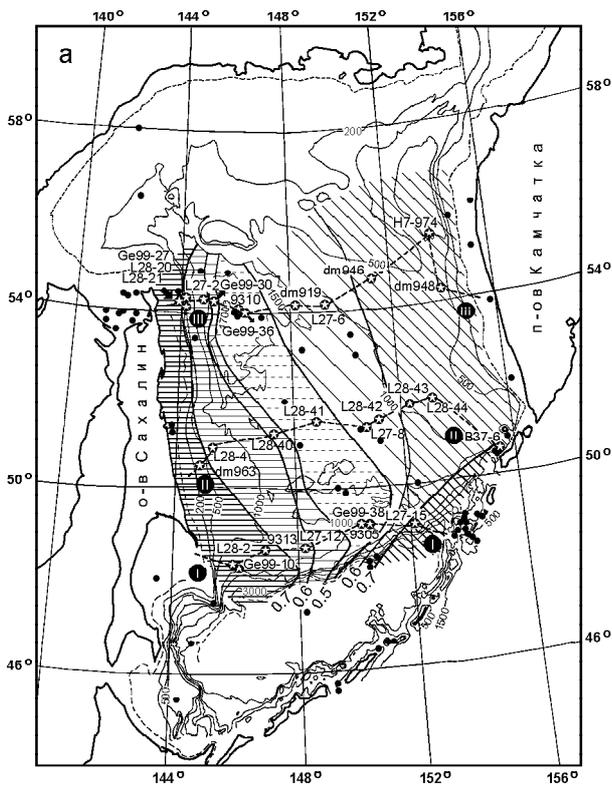
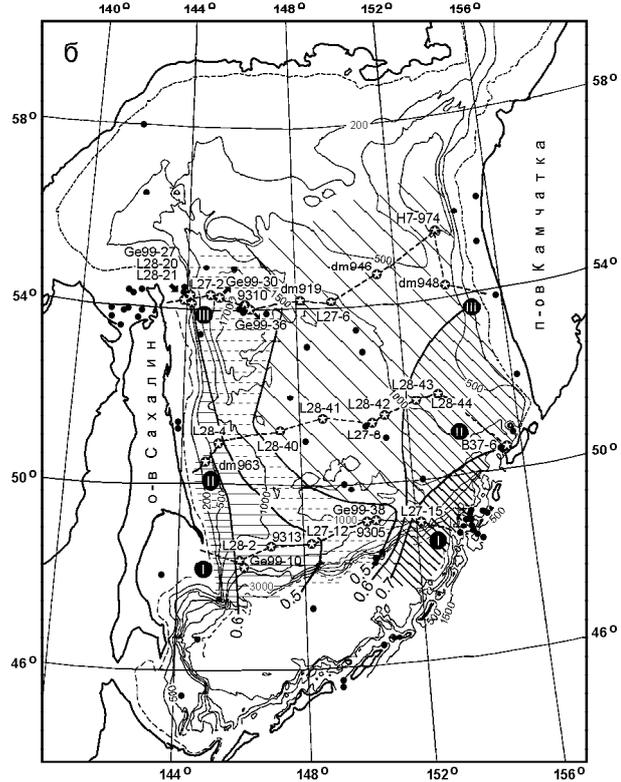


Рис. 6. Пространственно-временное распределение минералогических ассоциаций в осадках южного профиля (I-I).  
Условные обозначения см. на рис. 4.

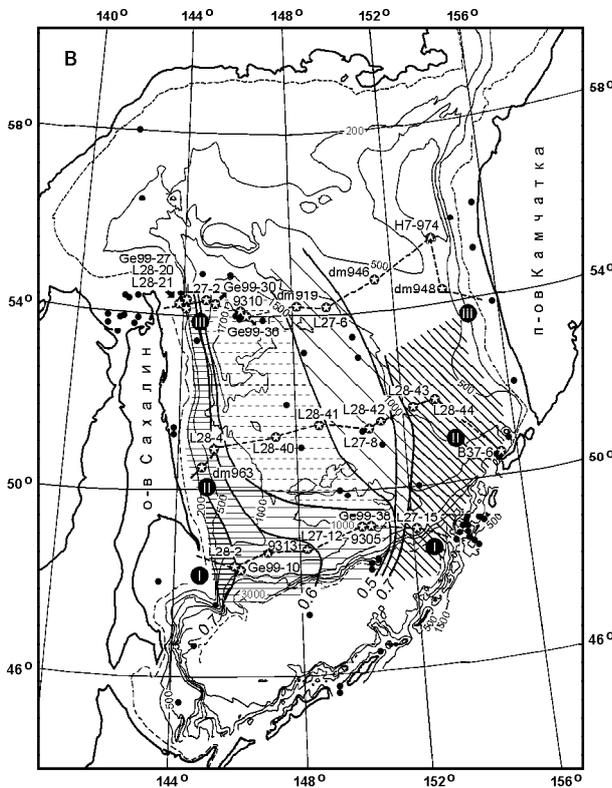
1 изотопно-кислородная стадия



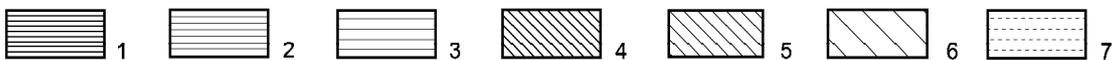
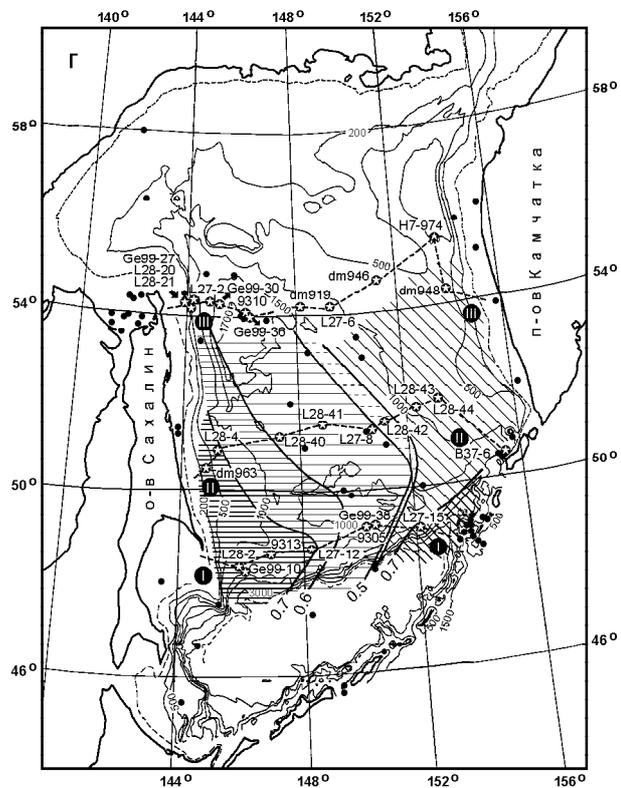
2 изотопно-кислородная стадия



3 изотопно-кислородная стадия



5 изотопно-кислородная стадия



ной восприимчивости [14, 62, 63, 67]. Данные по минералогическому составу осадков указывают на изменение палеоокеанологической обстановки Охотского моря во время последнего оледенения, что хорошо согласуется с результатами, полученными по исследованиям грубозернистого материала ледового разноса [15, 66]. Схема распределения усредненных абсолютных скоростей седиментации материала ледового разноса показывает значительное увеличение аккумуляции терригенных частиц в эпоху последнего оледенения (ИКС 2) по сравнению с поздней частью голоцена. При этом максимальные значения скоростей седиментации материала ледового разноса смещаются в центральную часть моря по сравнению с присахалинским поясом, характерным для современной эпохи [33] и позднего голоцена. Эти данные свидетельствуют также об усилении формирования морских льдов во время последнего оледенения и переносе ими терригенного материала в центральную часть моря. Видимо, характер циклонической циркуляции поверхностных вод в эпоху последнего оледенения сохранялся. При этом восточно-сахалинское течение было значительно ослаблено, и основная часть вод циклонического круговорота после достижения ими северного шельфа и дальнейшего поворота на юг входила в систему центрального круговорота. По этому пути происходила основная разгрузка вмержающего в льды обломочного материала, благодаря чему и произошло обогащение осадков нетипичными для данного участка моря минералогическими ассоциациями.

В эпоху потепления в 3-ю ИКС (24–56 тыс. лет) снова происходит усиление поставки обломочного материала из Амуру-Сахалинской питающей провинции, а дальность его разноса в южной части моря увеличивается в восточном направлении до ст. Ge99-38 (рис. 7 в). Однако, судя по уменьшению площади ареалов, занимаемых данной ассоциацией, и их относительно более слабым проявлением (абсолютные значения 1 фактора меньше), интенсивность поставки амуро-сахалинского обломочного материала в это время была ниже, чем в голоценовое время (рис. 7 а). Кроме того, с этим периодом связана активизация вулканической деятельности в Курило-Камчатской зоне. Косвенным подтверждением этого может служить расширение ареала высоких (>0.7) значений 2 фактора.

В течение позднего плейстоцена наиболее существенное увеличение выноса обломочного материала

из Амуру-Сахалинской питающей провинции отмечается в 5 ИКС, особенно в подстадию 5.4–5.5 (75–125 тыс. лет) (рис. 7 г). Интенсивность его влияния в это время сравнима со значениями для голоценовой части присахалинского разреза (рис. 7 а). В этот период материковый обломочный материал выносился далеко на восток, занимая практически всю центральную часть моря (значения 1 фактора >0.5). При этом область смешивания с вулканогенным материалом Курило-Камчатской питающей провинции была очень узкой, что свидетельствует, вероятно, о перестройке поля течений в этот период. Следующий пик усиления влияния амуро-сахалинского источника обломочного материала прослеживается в эпоху среднеплейстоценового потепления (11 ИКС). Это событие зафиксировано на возвышенности Академии Наук в нижних, наиболее древних частях колонок 9305 и Ge99-38. К сожалению, в других исследованных колонках эта часть разреза не была вскрыта.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, обобщение полученного материала показало, что с эпохами потеплений по мере усиления речного стока (прежде всего р. Амур) области распространения минералогических ассоциаций, характеризующих Амуру-Сахалинскую питающую провинцию, значительно расширились к югу и юго-востоку от берегов Сахалина. Это отразилось в увеличении поставки роговых обманок, эпидота и акцессорных минералов, свойственных гранитно-метаморфическим породам, а также расширении ареалов их распространения.

Распределение обломочного материала длительное время (по крайней мере на протяжении всего позднего плейстоцена) подчинялось общей тенденции, обусловленной сложившейся в Охотском море системой течений. Особая роль в этом процессе принадлежала Центрально-Охотоморскому круговороту течений. Об этом свидетельствуют наши данные, показывающие отчетливую диспропорцию в распределении минералогических ассоциаций: значительное расширение площади распространения амуро-сахалинской минералогической ассоциации на восток до возвышенности Академии Наук и, соответственно, расширение курило-камчатской ассоциации далеко на запад, вплоть до впадины Дерюгина.

По восточной окраине Охотского моря широко развиты проявления современного и четвертичного вулканизма различного состава [10, 16, 25, 57, 69].

**Рис. 7.** Изменчивость поставки и распределения кластогенного материала в позднем плейстоцене–голоцене (на основе данных Q модификации факторного анализа).

1–3 – факторные значения первого фактора: 1 – > 0.7, 2 – 0.7–0.6, 3 – 0.6–0.5; 4–6 – факторные значения второго фактора: 4 – > 0.7, 5 – 0.7–0.6, 6 – 0.6–0.5; 7 – факторные значения (< 0.5) зоны смешивания.

Известно, что вулканогенный материал имеет большое значение в осадконакоплении окружающих морских бассейнов [31, 39, 48, 49, 55 и др.]. Для Курильской островной дуги подсчитано, что приблизительно 94 % продуктов извержений вулканов в конечном итоге оседает в море [36]. Большая часть пирокластического и вулканогенно-терригенного материала накапливается вблизи источников сноса; с увеличением расстояния от центров извержения его количество постепенно уменьшается. Количество этого материала, дальность разноса, состав и размерность зависят от многих факторов. Основными из них являются мощность эксплозивных извержений, особенности атмосферной циркуляции (преобладание господствующих ветров), дифференциация пирокластического материала по плотности и размеру частиц в воздушной и водной среде.

Зону преимущественного влияния поставки кластогенного материала из областей вулканизма в осадках можно проследить по резкой смене состава минералогических ассоциаций разных источников в разрезе колонок. Так, в южных районах моря (профиль I-I) она проявлена на удалении до 170 км от Курильских о-вов и прослеживается на восточных склонах возвышенности Академии Наук между станциями L27-15 и Ge99-38. К северу эта зона существенно расширяется, что определяется системой существующих течений, способствующих разносу этого материала на север и северо-запад.

Судя по ареалам распространения вулканокластического и вулканогенно-терригенного материала в осадках Охотского моря и западной части Тихого океана [14, 37, 48, 49, 52, 59], влияние вулканизма на осадочный процесс в Охотском море значительно ниже, чем в прилегающих частях Тихого океана. Дальность разноса вулканогенного материала ограничена Центрально-Охотоморской и Южно-Курильской котловинами. Одной из причин этого является характер атмосферной циркуляции, сложившийся в позднечетвертичное время в этих широтах (преобладает перенос воздушных масс в восточном направлении) [65]. Вследствие этого основное направление пеплопадов имело восточный тренд. Об этом свидетельствуют ареалы наиболее крупных изученных пеплопадов вулканов Камчатки и Курильских островов [59]. И лишь во время сильных эксплозий вулканокластика переносится значительно дальше на запад, формируя прослой пепла, являющиеся хорошими возрастными реперами. Причем пирокластический материал поступал в центральные и северные районы Охотского моря в периоды кратковременных сезонных изменений направления ветров, совпадавших по времени с извержениями вулканов.

Авторы выражают признательность всем участникам научных экспедиций, выполненных в рамках программы КОМЕХ в 1996–1999 гг., за помощь в получении и предварительной обработке кернов колонок. Также авторы благодарны А.И. Боцулу за предоставленные пробы осадков, отобранные им в рейсах на НИС "Академик М. Лаврентьев" (1988 г.) и "Академик А. Несмеянов" (1992 г.).

Работа выполнена при финансовой поддержке российско-германского проекта КОМЕХ и ФЦП Российской Федерации "Мировой океан", а также РФФИ (03-05-65-192).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бараш М.С., Бубенщикова Н.В., Казарина Г.Х., Хусид Т.А. О палеоокеанологии центральной части Охотского моря в течение последних 200 тыс. лет (по микропалеонтологическим данным) // *Океанология*. 2001. Т. 41, № 5. С. 755–767.
2. Батулин В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. М., Баку: ОНТИ НКТП СССР АЗОНТИ, 1937. 291 с.
3. Безруков П.Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины // *Тр. Ин-та океанологии АН СССР*. 1955. Т. 12. С. 97–129.
4. Безруков П.Л., Мурдмаа И.О. Донные осадки Северо-Курильского района // *Тр. Ин-та океанологии АН СССР*. 1959. Т. 36. С. 167–190.
5. Безруков П.Л. Донные отложения Охотского моря // *Тр. Ин-та океанологии АН СССР*. 1960. Т. 32. С. 15–97.
6. Бель В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 76 с.
7. Бергер М.Г. Терригенная минералогия. М.: Недра, 1986. 226 с.
8. Вийдинг Х.А. Роль различных факторов кластогенеза в формировании и эволюции осадочных пород на древних платформах // *Обстановки осадконакопления и их эволюция*. М.: Наука, 1984. С. 94–103.
9. Воронова В.А. Литолого-геохимическая характеристика отложений впадины Дерюгина (Охотское море) // *Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией*. Т. 4: Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1997. С. 119–141.
10. Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968. 720 с.
11. Гершанович Д.Е. Донные осадки Шантарского района Охотского моря и условия их формирования // *Тр. ГОИН*. 1955. Вып. 23. С. 58–110.
12. Гидрология морских устьев рек Дальнего Востока // *Тр. ДВНИГМИ*. 1989. Вып. 38. 183 с.
13. Горбаренко С.А., Чеховская М.П., Соутон Дж.Р. О палеосреде центральной части Охотского моря во время последнего оледенения голоцена // *Океанология*. 1998. Т. 38, № 2. С. 305–308.
14. Горбаренко С.А., Деркачев А.Н., Астахов А.С. и др. Литостратиграфия и тефрохронология верхнечетвертичных осадков Охотского моря // *Тихоокеан. геология*. 2000. Т. 19, № 2. С. 58–72.
15. Горбаренко С.А., Лесков В.Ю., Артемова А.В. и др. Ле-

- довый покров Охотского моря во время последнего оледенения и голоцена // Докл. РАН. 2003. Т. 388, № 5. С. 678–682.
16. Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
  17. Гросгейм В.А. Терригенное осадконакопление в мезозое и кайнозое европейской части СССР (в связи с поисками литологических залежей нефти и газа). Л.: Недра, 1972. 245 с.
  18. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические провинции осадков района островной дуги Нансей (Рюкю) и ее обрамления // Литология и полез. ископаемые. 1992. № 5. С. 51–64.
  19. Деркачев А.Н. Минералогические особенности окраинно-морского седиментогенеза (на примере Японского моря). Владивосток: Дальнаука, 1996. 222 с.
  20. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Ассоциации тяжелых минералов в осадках западной части Южно-Китайского моря // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 4. С. 25–42.
  21. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические особенности осадков // Современное осадкообразование в окраинных морях Востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 1997. С. 189–215.
  22. Деркачев А.Н., Николаева Н.А. Минералогические индикаторы обстановок осадкообразования современных седиментационных бассейнов // Проблемы литологии, геохимии и рудогенеза осадочного процесса: Первое Всерос. литол. совещ. М., 2000. С. 222–225.
  23. Емельянов Е.М., Харин Г.С. Роль вулканизма в формировании минерального состава современных и позднечетвертичных осадков Северной Атлантики // Геология дна Атлантического океана: Атлантика: Биостратиграфия и тектоника (результаты бурения в 38-м рейсе "Гломар Челленджер"). М.: Наука, 1982. С. 66–117.
  24. Казанский Ю.П. Введение в теорию осадконакопления. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1983. 222 с.
  25. Камчатка, Курильские и Командорские острова / (Ред. И.В. Лучицкий). М.: Наука, 1974. 438 с.
  26. Кожемяка Н.Н. Четвертичные полигенные вулканы Камчатки: масштабы вулканизма, баланс вещества, динамика интенсивности и продуктивности в отдельных типах построек, вулканических зонах и по региону в целом // Вулканология и сейсмология. 2001. № 5. С. 3–21.
  27. Левитан М.А., Мусатов Е.Е., Буртман М.В. История осадконакопления на плато Ермак в течение последних 190 тыс. лет. Сообщение 2. Палеоокеанологическая интерпретация // Литология и полез. ископаемые. 2002. № 6. С. 577–588.
  28. Леонов А.К. Региональная океанография. Ч. 1: Берингово, Охотское, Японское, Каспийское и Черное моря. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 765 с.
  29. Лисицын А.П. Закономерности ледового разноса грубообломочного материала // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 232–284.
  30. Лисицын А.П. Процессы современного осадкообразования в Беринговом море. М.: Наука, 1966. 574 с.
  31. Лисицын А.П. Осадконакопление в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.
  32. Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
  33. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
  34. Лоция Охотского моря. М.: Изд-во МО СССР, 1974. 335 с.
  35. Марков М.С. Метаморфические комплексы и "базальтовый" слой земной коры островных дуг. М.: Наука, 1975. 232 с.
  36. Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры: На примере Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 255 с.
  37. Мелекесцев И.В., Брайцева О.А., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические эксплозивные извержения вулканов Курило-Камчатской области в конце плейстоцена – начале голоцена // Докл. АН СССР. 1988. Т. 300, № 1. С. 175–181.
  38. Мелекесцев И.В., Волынец О.Н., Антонов А.Ю. Кальдера Немо-III (о-в Онекотан, северные Курилы): строение, C<sup>14</sup>-возраст, динамика кальдерообразующего извержения, эволюция ювенильных процессов // Вулканология и сейсмология. 1997. № 1. С. 32–51.
  39. Мурдмаа И.О. Современные морские осадки в районе вулканической зоны Курильских островов // Современные осадки морей и океанов. М.: Изд-во АН СССР. 1961. С. 405–418.
  40. Павлидис Ю.А. Некоторые особенности образования современных прибрежных отложений в пределах вулканического архипелага. М.: Наука, 1968. 157 с.
  41. Пахомова А.И. Влияние выносов р. Амур на осадкообразование в Татарском проливе // Тр. Гос. океанограф. ин-та. 1953. Вып. 13. С. 107–165.
  42. Петелин В.П. Минералогическое районирование Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1955. Т. 13. С. 30–39.
  43. Петелин В.П. Минералогия песчано-алевритовых фракций осадков Охотского моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1957. Т. 22. С. 77–138.
  44. Петелин В.П. О выборе метода минералогического анализа песчано-алевритовых фракций донных осадков // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1961. Т. 50. С. 170–173.
  45. Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
  46. Петтиджон Ф. Осадочные породы. М.: Недра, 1981. 752 с.
  47. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / (Ред. Ю.М. Пушаровский). М.: Наука, 1992. 528 с.
  48. Репечка М.А. Влияние пирокластического материала на осадконакопление в Японском море и северо-западной части Тихого океана // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199, № 4. С. 932–936.
  49. Репечка М.А. Пирокластический материал в донных отложениях Японского моря и северо-западной части Тихого океана // Проблемы четвертичного периода. М.: Наука, 1972. С. 487–506.
  50. Романовский Н.П. Тихоокеанский сегмент Земли: Глубинное строение, гранитоидные рудно-магматические системы. Хабаровск, 1999. 167 с.
  51. Страхов Н.М. Развитие литогенетических идей в России и СССР. М.: Наука, 1971. 622 с.
  52. Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. М.: Наука, 1970. Кн. 1. 427 с.
  53. Физико-географический атлас Мира. М.: АН СССР; ГУГК, 1964. 298 с.
  54. Фирсов Л.В. Состав и условия отложения вулканического пепла окрестностей г. Магадан // Бюллетень вулканологии

- ческих станций. 1966. № 41. С. 50–58.
55. Хворова И.В. Задачи и некоторые результаты изучения литологии формаций // Вулканогенно-осадочные и терригенные формации. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 7–16.
  56. Шванов В.Н. Структурно-вещественный анализ осадочных формаций (начала литомографии). СПб.: Недра, 1992. 229 с.
  57. Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 243 с.
  58. Beitrag zur deutsch-russischen wissenschaftlich-technischen Zusammenarbeit (KOMEX). Kiel, GEOMAR, 1999. P. 65–101.
  59. Braitseva O.A., Sulerzhitsky S.D., Litasova S.N., Melekestsev I.V. Radiocarbon dating and tephrochronology in Kamchatka // Radiocarbon. 1993. V. 35, N 3. P. 463–476.
  60. Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. Ages of calderas, large explosive craters and active volcanoes in the Kurile-Kamchatka region, Russia // Bull. Volcanol. 1995. V. 57. P. 383–402.
  61. Cruise Report: R/V Akademik M.A. Lavrentyev 27. Geomar Report 60. Kiel, 1997 P. 41–47.
  62. Cruise Reports: R/V Professor Gagarinsky 22 and R/V Akademik M.A. Lavrentyev 28. Geomar Report 82. Kiel, 1999. P. 148–178.
  63. Cruise Reports: KOMEX V and VI, R/V Professor Gagarinsky 26 and M/V Marshal Gelovany 1. Geomar Report 88. Kiel, 2000. P. 189–209.
  64. Dickinson W.R. Interpreting provenance relations from detrital modes sandstones // Provenance of Arenites / (Ed. Zuffa G.G.). 1985. Reidel Publishing company. P. 333–361.
  65. Eaton A.P. Windborne volcanic ash: a possible index to polar wandering // J. Geology. 1964. V. 72, N 1.
  66. Gorbarenko S.A., Leskov V.Yu., Tiedemann R., Biebow N. Climate, sea ice and productivity in the Okhotsk Sea during last 75 thousand years // Proceedings of the 16-th international symposium on the Okhotsk Sea and sea ice. Mombetsu, 2001. P. 425–432.
  67. Gorbarenko S.A., Nürnberg D., Derkachev A.N. et al. Magnetostratigraphy and tephrochronology of the Upper Quaternary sediments in the Okhotsk Sea: implication of terrigenous, volcanogenic and biogenic matter supply // Marine Geology. 2002. N 183. P. 107–129.
  68. Kondo T. Thermomagnetic properties of ferromagnetic minerals in the late Pleistocene tephra; Aafa, Mpfa distributed in south-eastern part of the Ishikari Low-land of Hokkaido, Japan // Tikyū kagaku. 1983. N 7. P. 205–218.
  69. Mashida H. The stratigraphy, chronology and distribution of distal marker-tephras in and around Japan // Global and Planet. Change. 1999. V. 21. P. 71–94.
  70. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. Oxford; L.; Edinburgh; Melbourne, 1982. P. 551–561.
  71. McManus D., VenHatayathnam K., Hopkins D. et al. Distribution of bottom sediments on the continental shelf, northern Bering Sea // Geol. Surv. Prof. Paper. 1977. V. 759-C. 31 p.
  72. Morton A.C. Heavy minerals in provenance studies // Provenance of Arenites / (Ed. Zuffa G.G.); NATO ASI series, 1985. Series C. V. 148. P. 249–277.
  73. Nakayama A., Ishigaki T., Ishii J., Yamazaki T. Shikotsu pyroclastic deposits around Kuttara Volcano, southwestern Hokkaido, Japan // Tikyū kagaku. 1989. V. 3. P. 106–111.
  74. Van Andel T.H. Recent marine sediments of Gulf of California // Marine geology of the Gulf of California: A symposium / (Ed.: Van Andel T.H. and Shor G.G.). Amer. Assoc. Petrol. Geol. Memoir. 1964. V. 3. P. 216–310.
  75. Volynets O.N. Geochemical types, petrology and genesis of Late Cenozoic volcanic rocks from the Kurile-Kamchatka island-arc system // International Geology Review. 1994. V. 36. P. 373–405.
  76. Zaretskaia N.E., Ponomareva V.V., Sulerzhitsky L.D. et al. Radiocarbon dating of the Kurile Lake caldera eruption (South Kamchatka, Russia) // Geochronometria. 2001. V. 20. P. 95–102.

Поступила в редакцию 5 мая 2003 г.

Рекомендована к печати К.Ф. Сергеевым

*A.N. Derkachev, N.A. Nikolaeva, S.A. Gorbarenko*

### **The peculiarities of supply and distribution of clastogenic material in the Sea of Okhotsk during Late Quaternary**

The mineralogical composition of sediments from cores taken on three latitudinal profiles in the Sea of Okhotsk has been studied. Based on the integration of the data obtained by multivariate statistic methods, the main associations of heavy minerals have been distinguished, and the peculiarities of variations in the conditions of supply and distribution of clastogenic material during the period up to 350 thousand years ago have been established. Considerable influence of the Amur River solid discharge on the processes of sedimentation has been traced. The periods of intensification of discharge and increase in the distance at which material is carried are in agreement with stages of Late Pleistocene warming. Correlation schemes of clastogenic material in sediments related to its arrival from the Amur-Sakhalin and Kurile-Kamchatka supplying provinces for four temporary sections of the Late Pleistocene-Holocene are listed. The volcanic ash interlayers being good age markers have been studied and identified.

**НАЧАЛО ТЕРРИГЕННОЙ СЕДИМЕНТАЦИИ В ЗАПАДНО-САХАЛИНСКОМ ПРЕДДУГОВОМ ПРОГИБЕ – ДЕТАЛЬ РАННЕЙ ИСТОРИИ АККРЕЦИОННОЙ СИСТЕМЫ САХАЛИНА И ХОККАЙДО**

*С.В. Зябрев\*, А.Н. Пересторонин\*, А.Э. Жаров\*\**

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

*\*\*ФГУП «Дальморнефтегеофизика», г. Южно-Сахалинск*

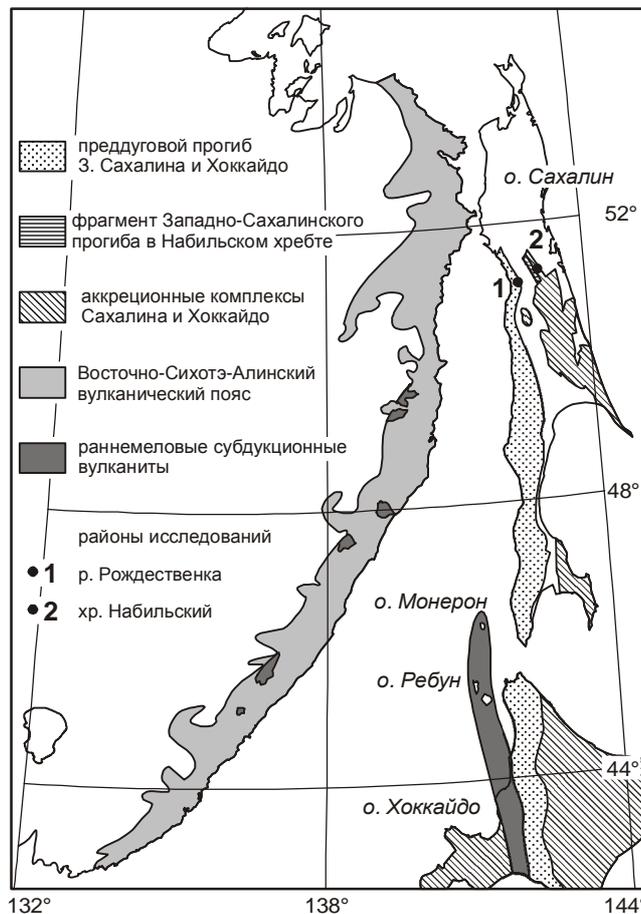
Терригенная седиментация в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе началась не позднее конца раннего апта, что установлено по радиоляриям из нижней части терригенной серии прогиба. Это свидетельствует о начале субдукции под прогиб с востока и соответствующего субдукционного вулканизма на западе не позднее этого времени. Более ранняя терригенная седиментация в преддуговом прогибе на Хоккайдо согласуется с более ранним проявлением субдукционного вулканизма на западе и развитием аккреционных комплексов на востоке, что объяснимо более ранней субдукцией в аккреционной системе о. Хоккайдо. Различная начальная история формирования аккреционных систем Сахалина и Хоккайдо, впоследствии развивавшихся совместно, требует построения нетривиальных моделей позднемезозойской тектонической зональности и эволюции для этого региона.

**Ключевые слова:** радиолярии, апт, аккреционная система, Сахалин, Хоккайдо.

**ВВЕДЕНИЕ**

Территория Дальнего Востока России и Японии представляет собой ансамбль геологических террейнов, сформированных, аккретированных и перемещенных в ходе мезозойско-кайнозойской субдукции океанических плит Пацифики [7–9, 12, 18, 21]. Для детального понимания эволюции конвергентных границ и восстановления мезозойской тектонической зональности региона северо-западной Пацифики первостепенное значение приобретает синхронизация тектонических, магматических и осадочных процессов в сопряженных геологических террейнах. Мы приводим новые данные по возрасту наиболее ранних терригенных отложений в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе и обсуждаем их в отношении времени начала субдукционного магматизма на западе и субдукции под прогиб с востока, а также в свете эволюционных связей прогиба с его южным продолжением на о. Хоккайдо, Япония.

Западно-Сахалинский прогиб (рис. 1) рассматривается в качестве преддугового как для позднемелового–палеогенового Восточно-Сихотэ-Алинского



**Рис. 1.** Основные тектонические элементы аккреционной системы Сахалина и Хоккайдо и местоположение районов исследований.

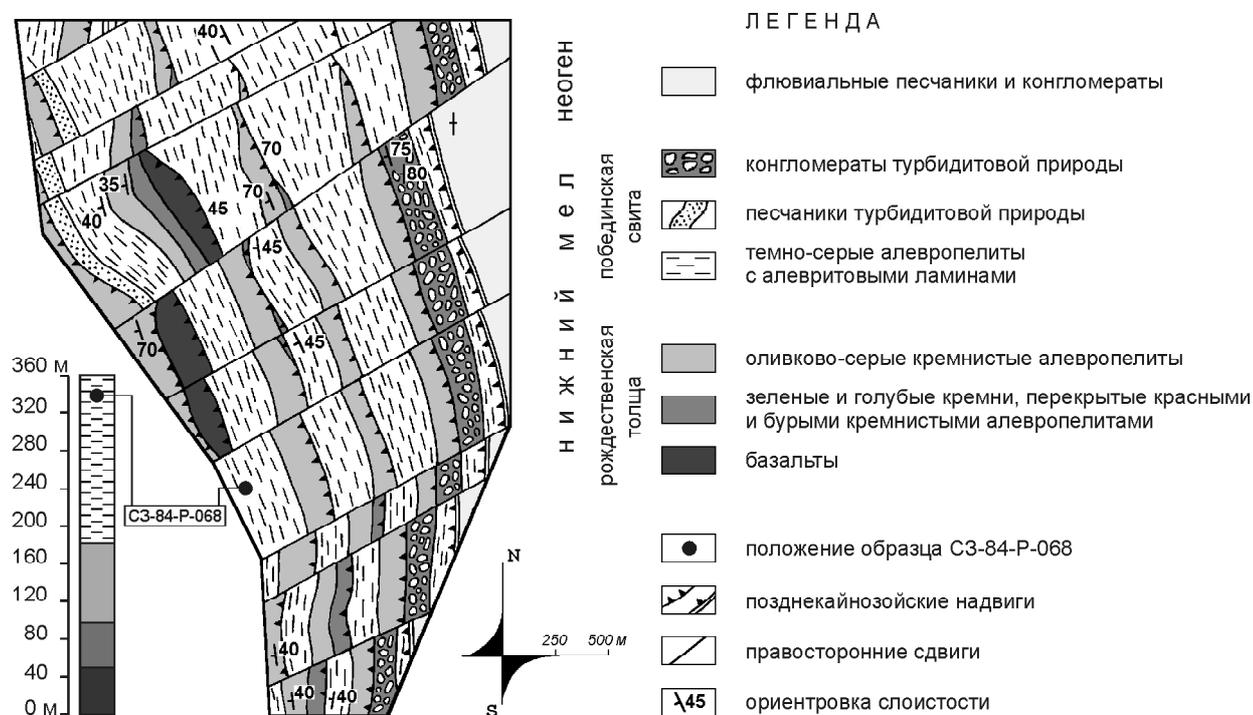
магматического пояса, так и для раннемеловой островной дуги [2, 5, 8, 9], фрагменты которой выделены в Сихотэ-Алине [11]. Наиболее ранние терригенные отложения прогиба на юге (айская свита) и в центре (буюклинская толща) датируются поздним альбом по иноцерамидам [1] и альбом по радиоляриям [4], а на севере (низы побединской свиты) – альбом по радиоляриям [3]. Возраст островодужных вулканитов питающей провинции заметно древнее и определен по ископаемым остаткам в интервале поздний апт–ранний альб [6]. Западно-Сахалинский прогиб продолжается к югу на о. Хоккайдо, где наиболее древние преддуговые отложения супергруппы Иезо датированы поздним готеривом [29]. Этот сегмент преддугового прогиба связан с островной вулканической дугой Монерон-Ребун-Кабато, возраст которой оценивается интервалом валанжин–альб по радиоляриевым и радиометрическим датировкам [10, 19, 25].

Уточнение времени начала терригенной седиментации в Западно-Сахалинском прогибе значимо в двух аспектах: 1) синхронизации осадконакопления с островодужным магматизмом в регионе питающей провинции на западе и 2) понимания эволюционных связей прогиба с его южным продолжением на о. Хоккайдо. Развитие метода радиоляриевой биостратиграфии и появление более детальных и лучше ка-

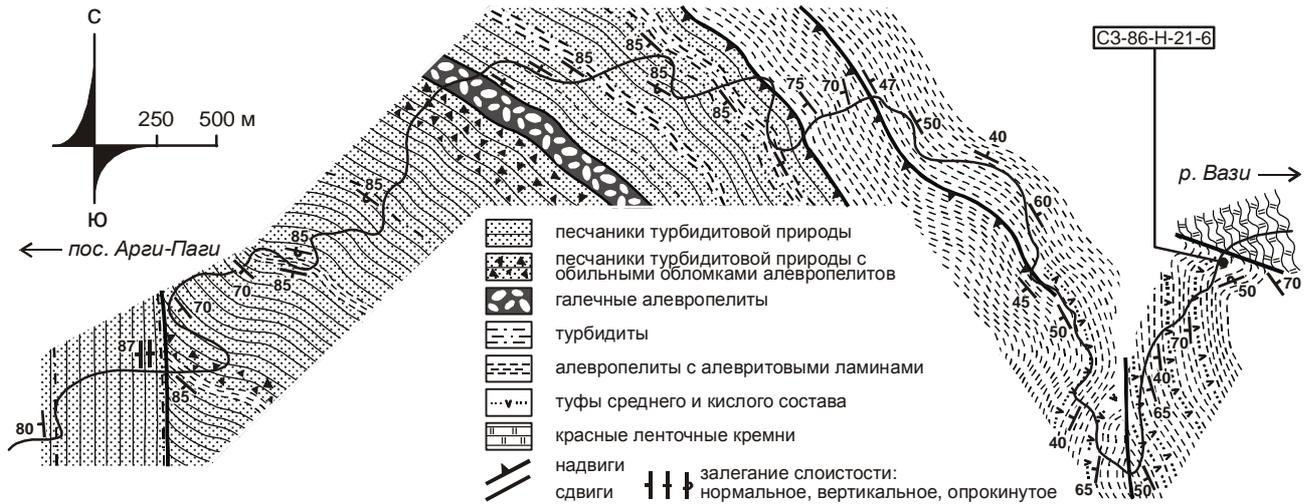
либрованных шкал [13, 20, 26] позволяет датировать отложения с большей точностью.

### ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Нижние части терригенной серии прогиба почти на всем его протяжении срезаны кайнозойским Тымь-Поронайским надвигом, ограничивающим прогиб с востока. Они установлены только на севере, в верховьях р. Рождественки (рис. 1, 2), где согласно залегают на океаническом основании прогиба. Терригенные алевропелиты нижней подсвиты побединской свиты связаны постепенными литологическими изменениями с подстилающими кремнистыми алевропелитами в кровле рождественской толщи, сложенной раннемеловыми кремнями и базальтами малой мощности [3]. Терригенные и вулканогенно-кремнистые отложения слагают несколько тектонических пластин во фронте Тымь-Поронайского надвига. Восточнее, на близкой широте в Набильском хребте обнажен фрагмент фронтальной части прогиба (рис. 1, 3) с мощной (3250 м) терригенной толщей альба и сеномана, залегающей структурно выше раннемеловых кремней [5]. Оба района представляют интерес для датировки самых нижних частей терригенной серии прогиба. Первый из них был закартирован нами в масштабе 1:25 000 (рис. 2) для выяснения деталей геологического строения, во



**Рис 2.** Геологическая карта восточного борта Западно-Сахалинского преддугового прогиба в верховьях р. Рождественки на севере Камышового хребта и положение образца СЗ-84-Р-068 на карте и в стратиграфической колонке.



**Рис. 3.** Маршрутная геологическая карта фронтального фрагмента Западно-Сахалинского преддугового прогиба в Набильском хребте на востоке Сахалина вдоль лесовозной дороги по водоразделу рек Арги – Вази и положение образца СЗ-86-Н-21-6.

втором была составлена маршрутная лента того же масштаба вдоль лесовозной дороги по водоразделу рек Арги – Вази (рис. 3).

Для датировки отложений использовались радиолярии. В верховьях р. Рождественки наилучший результат получен из алевропелита (образец СЗ-84-Р-068) нижней подбиты побединской свиты в ~ 250 м выше ее подошвы. Алевропелиты подбиты включают слои туфов и туффитов сантиметровой–дециметровой мощности и значительное количество алевролитовых ламин, как разобщенных, так и объединенных в небольшие группы. Характер ламинации свидетельствует об отложении донными течениями и, в меньшей степени, из разбавленных турбидитовых потоков, которыми прерывалась фоновая глубоководная глинистая седиментация [5]. Алевропелит образца СЗ-84-Р-068 содержит ламини, сложенные скелетами радиолярий.

В Набильском хребте радиолярии были получены из слоя темно-зеленого глинистого кремня (образец СЗ-86-Н-21-6) мощностью 0,6 м в нижних 15 м разреза алевропелитовой толщи. Контакт алевропелитов с залегающими северо-восточнее нижнемеловыми кремнями является левосторонним сдвигом. Толща алевропелитов мощностью около 840 м содержит алевролитовые ламини и их группы, туфы и туффиты сантиметровой–метровой мощности, а также мергели сантиметровой мощности, сходные с мергелями буюклинской толщи [5]. В нижних ста метрах толщи присутствует значительное количество окремненных аргиллитов. Процессы накопления этих отложений [5] в целом сходны с предполагаемыми для низов побединской свиты бассейна р. Рождественки.

Появление в разрезе маломощных глинистых кремней мы связываем с коротким периодом редуцированного поступления глинистого материала.

Радиолярии были выделены слабым раствором  $\text{HF}+\text{HCl}$ , отобраны из остатка и сняты на сканирующем электронном микроскопе. Изображения были усилены и сведены в фототаблицу с помощью Adobe®Photoshop®7.0. Для определения возраста полученных радиоляриевых комплексов были использованы биостратиграфическая шкала среднего мела западных регионов Тетиса на основе унитарных ассоциаций (UA) и соответствующие ей база данных и таксономия Л. О’Догерти [26]. Комплексы скоррелированы с тетическими методом унитарных ассоциаций [15] с применением компьютерной программы BioGraph v.2.3® Savary & Guex, 1990–96 [27]. В алгоритме программы реализован метод построения дискретных биостратиграфических шкал, основанный на элементах теории графов [15, 27]. В статье использованы фрагменты стандартного вывода программы.

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Оба образца содержат радиолярии хорошей сохранности. Мы отобрали прежде всего виды, позволившие получить датировки в максимально узких интервалах (табл., фототабл.). Стратиграфическое распространение диагностированных видов (рис. 4) в шкале UA [26] показывает присутствие в обоих образцах видов, диапазоны которых не перекрываются. Так, в образце СЗ-84-Р-068 содержатся виды с верхним пределом распространения в UA 9, а также виды с нижним пределом распространения в UA 10. В образце СЗ-86-Н-21-6 ситуация аналогична с видами,

**Таблица. Диагностированные радиолярии в основании терригенной серии Западно-Сахалинского преддугового прогиба.**

ТАКСОН	ОБРАЗЕЦ	
	СЗ-84-Р-068	СЗ-86-Н-21-6
<i>Acaeniotyle diaphorogona</i> Foreman	16	
<i>Acaeniotyle umbilicata</i> (R&st)	18	
<i>Archaeocenosphaera ? mellifera</i> O'Dogherty	26	
<i>Crolanium puga</i> (Schaaf)		34
<i>Crucella euganea</i> (Squinabol)	22	
<i>Cryptamphorella clivosa</i> (Aliev)		38
<i>Cryptamphorella gilkeyi</i> (Dumitrica)		+
<i>Dicroa rara</i> (Squinabol)	19	
<i>Dictyodedalus</i> sp.	10	
<i>Dictyomitra communis</i> (Squinabol)	2	+
<i>Dictyomitra excellens</i> (Tan)		27
<i>Dictyomitra montisserei</i> (Squinabol)	1	
<i>Godia decora</i> (Li et Wu)	17	
<i>Hiscocapsa asseni</i> (Tan)	11	+
<i>Hiscocapsa grutterinki</i> (Tan)		39
<i>Hiscocapsa uterculus</i> (Parona)		40
<i>Holocryptocanium barbui</i> Dumitrica	12	+
<i>Pantanellium lanceola</i> (Parona)		42
<i>Parvicingula boesii</i> (Parona)		36
<i>Parvicingula usotanensis</i> Tumanda		37
<i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak)		31
<i>Pseudodictyomitra hornatissima</i> (Squinabol)		32
<i>Pseudodictyomitra lodogaensis</i> Pessagno	4	
<i>Pseudodictyomitra pentacolaensis</i> Pessagno	5	
<i>Quinquecapsularia</i> sp.	23, 24	
<i>Rhopalosyringium</i> sp.	14	
<i>Sciadiocapsa patera</i> O'Dogherty	15	
<i>Squinabollum</i> sp.	13	
<i>Staurosphaeretta</i> sp.	25	
<i>Stichomitra communis</i> Squinabol	6	+
<i>Stichomitra mediocris</i> (Tan)	7	
<i>Stichomitra simplex</i> (Smirnova et Aliev)		33
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)	3	+
<i>Thanarla lacrimula</i> (Foreman)		28
<i>Thanarla pacifica</i> Nakaseko et Nishimura		29
<i>Thanarla pseudodecora</i> (Tan)		30
<i>Torculum coronatum</i> (Squinabol)	9	
<i>Triactoma hybum</i> Foreman		41
<i>Triactoma</i> sp.	20	
<i>Vitorfus</i> sp.	21	
<i>Xitus clava</i> (Parona)		35
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)	8	

Примечание. Номера в колонках соответствуют номерам изображений радиолярий на фототаблице, знаком + помечены виды, не помещенные в фототаблицу.

*Crucella euganea* (Squinabol), 23, 24 – *Quinquecapsularia* sp., 25 – *Staurosphaeretta* sp., 26 – *Archaeocenosphaera ? mellifera* O'Dogherty, 27 – *Dictyomitra excellens* (Tan), 28 – *Thanarla lacrimula* (Foreman), 29 – *Thanarla pacifica* Nakaseko et Nishimura, 30 – *Thanarla pseudodecora* (Tan), 31 – *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), 32 – *Pseudodictyomitra hornatissima* (Squinabol), 33 – *Stichomitra simplex* (Smirnova et Aliev), 34 – *Crolanium puga* (Schaaf), 35 – *Xitus clava* (Parona), 36 – *Parvicingula boesii* (Parona), 37 – *Parvicingula usotanensis* Tumanda, 38 – *Cryptamphorella clivosa* (Aliev), 39 – *Hiscocapsa grutterinki* (Tan), 40 – *Hiscocapsa uterculus* (Parona), 41 – *Triactoma hybum* Foreman, 42 – *Pantanellium lanceola* (Parona).

не распространенными выше UA 4 и ниже UA 5. В данном случае стратиграфическое положение образцов СЗ-84-Р-068 и СЗ-86-Н-21-6 попадает в интервалы между UA 9 и UA 10 и между UA 4 и UA 5, соответственно. С точки зрения методологии унитарных ассоциаций [15], устанавливается появление двух новых UA. В данной ситуации единственно корректным подходом является получение новой шкалы UA путем дополнения основной базы данных [26] новыми и их последующей совместной калибровки. В результате этой процедуры получены пересчитанное стратиграфическое распространение видов, диагностированных в образцах (рис. 5), а также стратиграфическое положение образцов в модифицированной шкале UA (рис. 6), соотношенной со шкалой UA [26]. Возраст образца СЗ-84-Р-068 определяется в интервале конец позднего апта–начало альба. Возраст образца СЗ-86-Н-21-6 – конец раннего апта.

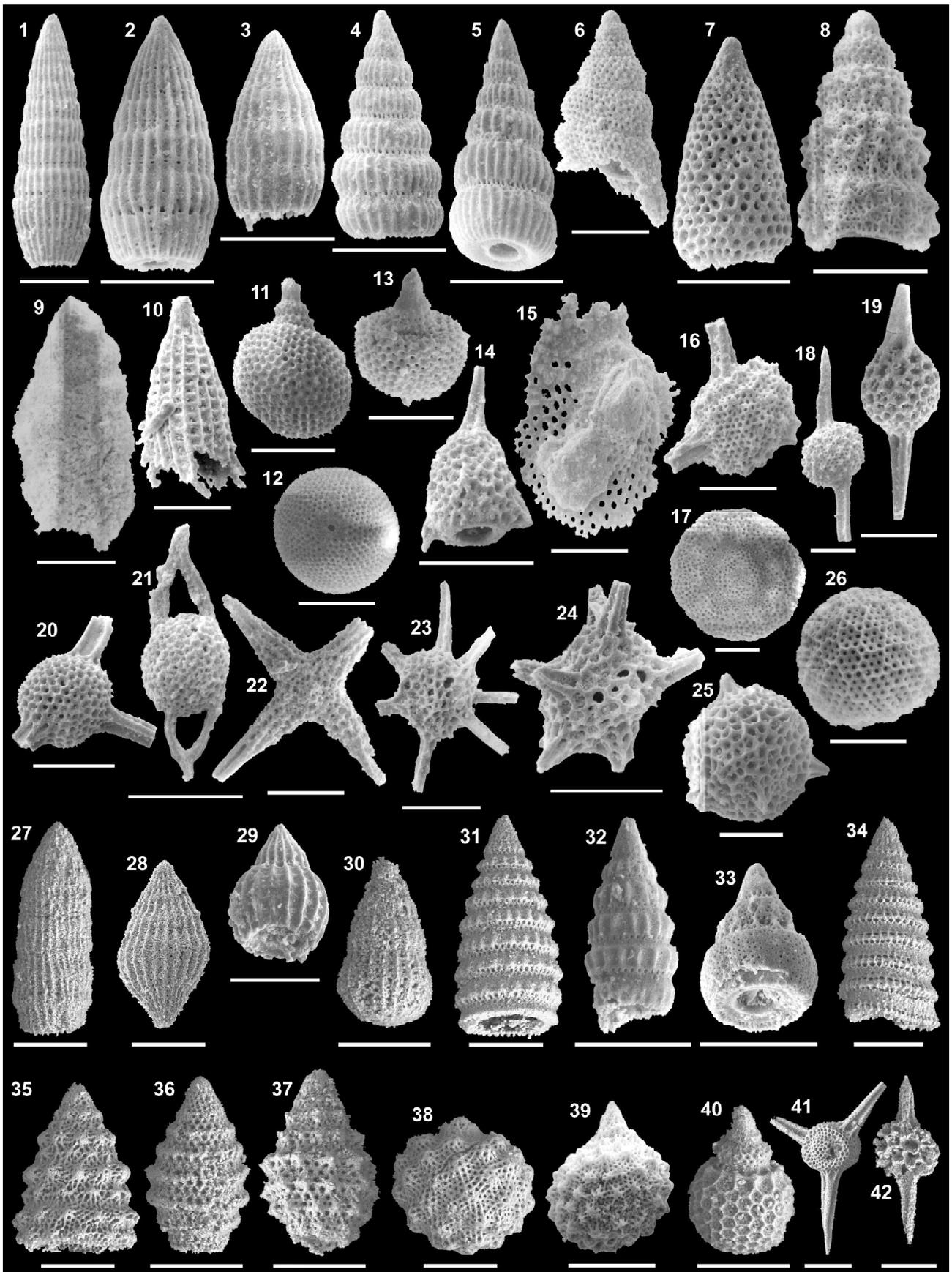
#### ДИСКУССИЯ

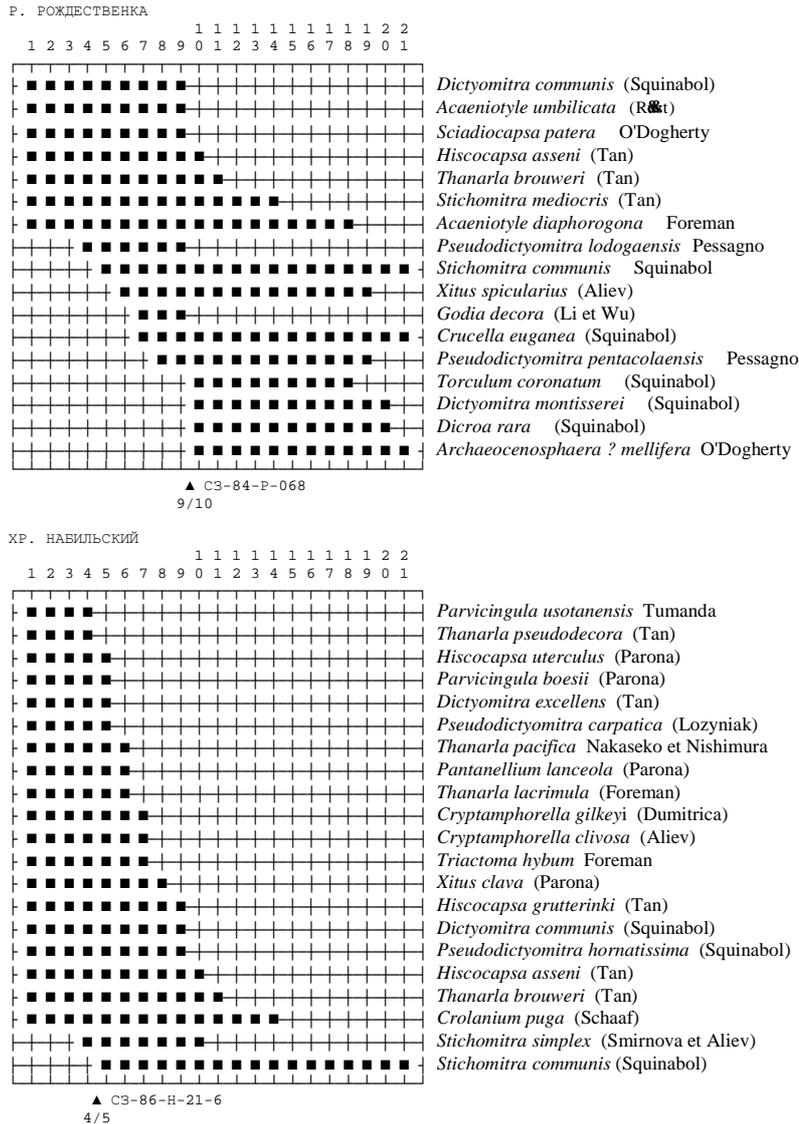
Полученные нами возрастные датировки низов терригенной серии свидетельствуют в пользу начала седиментации в Западно-Сахалинском прогибе не позднее конца раннего апта. Хотя возраст датированных алевропелитов в бассейне р. Рождественки несколько моложе, он получен в ~ 250 м выше их подошвы (без учета возможной неполноты разреза в сложной структуре). Раннеаптский возраст алевропелитов Набильского разреза наилучшим образом аппроксимирует время старта терригенной седимента-

**Фототаблица.** Радиолярии Западно-Сахалинского преддугового прогиба: 1–26 – река Рождественка, образец СЗ-84-Р-68; 27–42 – Набильский хребет, образец СЗ-86-Н-26-1. Масштабная планка соответствует 100 мкм.

1 – *Dictyomitra montisserei* (Squinabol), 2 – *Dictyomitra communis* (Squinabol), 3 – *Thanarla brouweri* (Tan), 4 – *Pseudodictyomitra lodogaensis* Pessagno, 5 – *Pseudodictyomitra pentacolaensis* Pessagno, 6 – *Stichomitra communis* Squinabol, 7 – *Stichomitra mediocris* (Tan), 8 – *Xitus spicularius* (Aliev), 9 – *Torculum coronatum* (Squinabol), 10 – *Dictyodedalus* sp., 11 – *Hiscocapsa asseni* (Tan), 12 – *Holocryptocanium barbui* Dumitrica, 13 – *Squinabollum* sp., 14 – *Rhopalosyringium* sp., 15 – *Sciadiocapsa patera* O'Dogherty, 16 – *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, 17 – *Godia decora* (Li et Wu), 18 – *Acaeniotyle umbilicata* (R&st), 19 – *Dicroa rara* (Squinabol), 20 – *Triactoma* sp., 21 – *Vitorfus* sp., 22 –

Фототаблица 1.





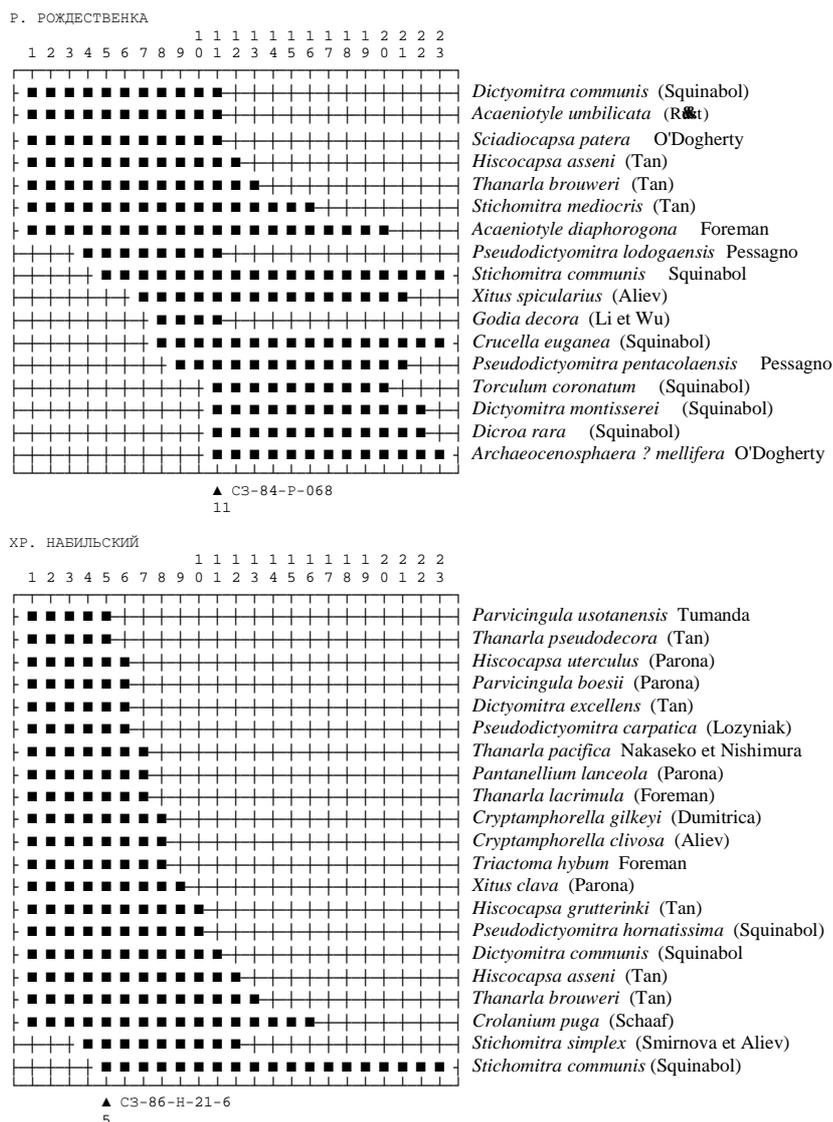
**Рис 4.** Стратиграфическое распределение диагностированных видов радиолярий низов терригенной серии Западно-Сахалинского прогиба и предполагаемые стратиграфические позиции (показаны треугольниками) образцов СЗ-84-Р-068 (р. Рождественка,верху) и СЗ-86-Н-21-6 (хр. Набильский,внизу) относительно шкалы унитарных ассоциаций, UA [26]. Номера UA показаны в верхних строках.

ции в прогибе. Присутствующие в разрезе туфы и туффиты, в том числе дециметровой и метровой мощности, указывают на проявление поблизости синхронного эксплозивного вулканизма, вероятнее всего, в области установленных источников обломочного материала на западе. Следовательно, вулканическая деятельность в регионе, поставившем кластику в прогиб, началась не позднее конца раннего апта. Следы более раннего вулканизма устанавливаются по обильному пепловому материалу в кремнистых алевропелитах рождественской толщи, апт-альбский возраст которых [3] требует уточнения. В подстилающих кремнях рождественской толщи, формировавшихся с валанжина до баррема, признаки вулканической деятельности отсутствуют.

Распределение направлений палеопотоков в Западно-Сахалинском прогибе и его фронтальных фрагментах на востоке Сахалина [2, 5] указывает на

транзит обломочного материала в восточном направлении. Крайне вероятно, что терригенные отложения аптского возраста могут быть обнаружены включенными в структуру западных частей аккреционного комплекса восточного Сахалина. Независимо от их обнаружения и возможной датировки эпизодов аккреции, уточненное нами время начала терригенной седиментации в прогибе и синхронного вулканизма свидетельствует о начале субдукции под прогиб не позднее раннего апта.

На о. Хоккайдо латерально эквивалентные преддуговые отложения супергруппы Иезо согласно залегают на океаническом основании группы Сорачи [16, 23, 29]. Низы Иезо сложены песчаниками Томитой и перекрывающими их сланцами Шиманошита [23, 29]. Возраст первых определен по радиоляриям как позднеготеривский [29], а последних – баррем-раннеаптский [23] или барремский для самой ниж-



**Рис 5.** Пересчитанное стратиграфическое распределение диагностированных видов радиолярий низов терригенной серии Западно-Сахалинского преддугового прогиба и стратиграфические позиции (показаны треугольниками) образцов C3-84-P-068 (р. Рождественка, сверху) и C3-86-H-21-6 (хр. Навильский, внизу) относительно вновь полученной шкалы унитарных ассоциаций, УА. Номера УА показаны в верхних строках.

ней их части [29]. Для датировок были использованы зональные шкалы [14, 28]. Анализ приводимых списков и изображений радиолярий в [29] показывает, что сланцы Шиманошита содержат комплексы радиолярий, идентичные рассматриваемым нами. Вид *Pseudoecyrtis hanni* (Tan) = *Eucyrtis tenuis* (R&st), fig. 3-13 в [29] указывает на возраст их низов не древнее терминального баррема, а *Pseudodictyomitra lodogaensis* Pessagno, Fig. 5-1, и *Hiscocapsa grutterinki* (Tan) = *Eusyngium* (?) *foremanae* Taketani, fig. 3-14 в [29], определяют возраст верхов средним-поздним аптом. Сланцы Шиманошита, таким образом, потенциально коррелятивны аптским преддуговым отложениям Сахалина, но корректное обоснование одновозрастности требует корреляции комплексов к единой шкале и решения вопросов синонимии радиолярий на оригинальном материале.

Радиолярии из песчаников Томитои, например, *Mirifusus diana* (Karrer) s.l. = *Mirifusus mediodilatatus*

(R&st), fig. 4-3, 4 в [29], свидетельствуют о возрасте не моложе конца готерива и в современных радиоляриевых шкалах [13, 20]. Аналога подобных отложений нет в терригенной серии Западно-Сахалинского прогиба, а соответствующий стратиграфический уровень ранее установлен в кремнях его океанического основания [3]. Мы обратили внимание на следующее. Хотя Песчаники Томитои подстилаются группой Сорачи, верхи последней содержат радиолярии *Cryptamphorella clivosa* (Aliev) = *Williriedellum peterschmittae* Schaaf, fig. 5-13, и *Pseudoecyrtis hanni* (Tan) = *Eucyrtis micropora* (Squinabol), fig. 3-12 в [29], определяющие возраст не древнее терминального баррема в используемой нами шкале. Позднебарремский возраст верхней части группы Сорачи можно установить по сонахождению *Zhamoidellum trachyostraca* (Foreman) = *Sethocapsa trachyostraca* Foreman, plate 2, fig. 5, *Cryptamphorella gilkeyi* (Dumitrica) = *Hemicryptocapsa* sp. cf. *H. polyhedra* Dumitrica, plate

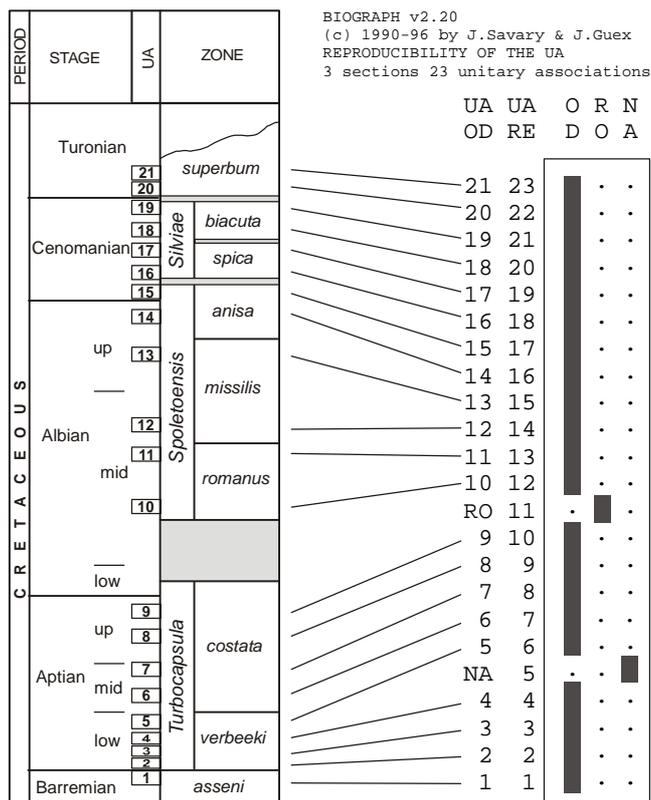


Рис. 6. Стратиграфическое положение образцов из низов терригенной серии Западно-Сахалинского преддугового прогиба, соотнесенное со шкалой унитарных ассоциаций, UA [26], RO – образец СЗ-84-Р-068 (р. Рождественка), NA – образец СЗ-86-Н-21-6 (хр. Набилский).

2, fig. 8, и *Cryptamphorella clivosa* (Aliev) = *Hemicryptocapsa tuberosa* Dumitrica, plate 2, fig. 10, используя изображения радиолярий в [23]. Подобное несоответствие возрастов указывает на возможное переотложение радиолярий в Песчаниках Томитои и ставит под сомнение существующую стратиграфию.

В настоящее время остается неясной степень разновозрастности низов терригенной серии сегментов преддугового прогиба на Сахалине и Хоккайдо, но очевидно, что она намного меньше установленной ранее. При этом более древней части преддугового прогиба на о. Хоккайдо соответствуют более древние вулканы островной дуги Монерон-Ребун-Кабато на западе [10, 19, 25] и аккреционные комплексы на востоке [17, 22, 24]. Это объяснимо лишь более ранним началом субдукции в аккреционной системе о. Хоккайдо.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате изучения радиолярий в Западно-Сахалинском прогибе установлено начало терригенной седиментации не позднее конца раннего апта. Это по-

зволяет уточнить время начала субдукции под преддуговой прогиб с востока и соответствующего субдукционного магматизма в питающей провинции на западе не позднее раннего апта. Новые данные лучше соответствуют представлениям о возрасте субдукционных вулканитов, подстилающих Восточно-Сихотэ-Алинский магматический пояс. Разное время начала терригенной седиментации в преддуговом прогибе на Сахалине и Хоккайдо согласуется с разновозрастностью ассоциирующих сегментов островных вулканических дуг на западе и аккреционных комплексов на востоке и объяснимо более ранней субдукцией в аккреционной системе о. Хоккайдо. Различная начальная история аккреционных систем Сахалина и Хоккайдо, впоследствии развивавшихся совместно, требует построения нетривиальных моделей позднемезозойской тектонической зональности и эволюции для региона, окружающего Японское море.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Изображения радиолярий получены на микроскопе А. Матсуоки. Л. О'Догерти любезно предоставил свою базу данных по среднемеловым радиоляриям Тетиса. Ж. Гю научил основам метода унитарных ассоциаций и использованию программы BioGraph. Авторы признательны перечисленным коллегам, а также Л.И. Попеко и В.С. Вишневской за конструктивные рецензии.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геология СССР. Т. XXXIII: Остров Сахалин. Ч. 1. Геологическое описание / Ред. В.Н. Верещагин, Ю.М. Ковтунович. М.: Недра, 1970. 432 с.
2. Зябрев С.В. Глубоководная терригенная седиментация в Западно-Сахалинском прогибе // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 1. С. 168–171.
3. Зябрев С.В., Брагин Н.Ю. Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба // Докл. АН СССР. 1987. Т. 297, № 6. С. 1443–1445.
4. Зябрев С.В., Брагин Н.Ю. О возрасте буюклинской толщи о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 1990. № 2. С. 104–107.
5. Зябрев С.В. Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба: Дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1992. 300 с.
6. Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые отложения р. Кема (восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
7. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
8. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойско-кайнозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 195 с.
9. Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Монгер У.Х., Нортон И.О., Стоу Д.Б., Фуджита К., Ханчук А.И., Шолл Д.У. Фор-

- мирование коллажа террейнов орогенных поясов севера Тихоокеанского обрамления // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1563–1574.
10. Пискунов Б.Н., Хведчук И.И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР. 1976. Т. 226, № 3. С. 647–650.
  11. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
  12. Adachi M., & Suzuki K., Eds. 29th IGC Field Trip Guide Book V. 1: Nagoya University, Nagoya. 1992. 354 p.
  13. Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S., Urquhart E., Pillevuit A., De Wever P., Eds. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology / Memoires de Geologie (Lausanne), 1995. V. 23. 1172 p.
  14. Foreman H.P. Radiolaria from the North Pacific, Deep Sea Drilling Project, Leg 32. // Larson R.L., Moberly R. et al., Eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. U.S. Government Printing Office: Washington, D.C. 1975. V. 32. P. 579–676.
  15. Guex J. Biochronological Correlations. Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg-New York. 1991. 250 p.
  16. Hirano H., Tanabe K., Ando H., Futakami M. Cretaceous forearc basin of Central Hokkaido: lithofacies and biofacies characteristics // Adachi M., Suzuki K., Eds. 29th IGC Field Trip Guide Book V. 1: Nagoya University, Nagoya, 1992. P. 45–80.
  17. Hori R., Sakakibara M., A Chert-clastic sequence spanning the late Triassic-early Cretaceous period of the Kamuikotan Complex in the Shizunai area, south-central Hokkaido, Japan // Journal of the Geological Society of Japan. 1994. V. 100, N 8. P. 575–583.
  18. Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Hada S., Yao A., Eds. Pre-Cretaceous terranes of Japan. Osaka, 1990. 413 p.
  19. Ikeda I., Komatsu M. Early Cretaceous volcanic rocks of Rebun Island, north Hokkaido, Japan // Monograph of Association of Geological Collaboration, Japan. 1986. N 31. P. 51–62 (in Japanese with English abstract).
  20. Jud R. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolarian of the Western Tethys // Memoires de Geologie (Lausanne). 1994. V. 19. 147 p.
  21. Khanchuk, A.I. Pre-Neogene tectonics of the Sea of Japan region: A view from the Russian side. // Earth Science (Chikyu Kagaku) 2001. V. 55, N 5. P. 275–291.
  22. Kiminami K., Niida K., Ando H., Kito N., Iwata K., Miyashita S., Tajika J., & Sakakibara M., Cretaceous-Paleocene arc-trench systems in Hokkaido // Adachi M., Suzuki K., Eds. 29th IGC Field Trip Guide Book V. 1: Nagoya University, Nagoya. 1992. P. 1–43.
  23. Kito N. Stratigraphic relation between greenstones and clastic sedimentary rocks in the Kamuikotan belt, Hokkaido // Journal of the Geological Society of Japan. 1987. V. 93, N 1. P. 21–35 (in Japanese with English abstract).
  24. Kiyokawa S. Geology of the Idonnappu belt, central Hokkaido, Japan: evolution of a Cretaceous accretionary complex // Tectonics, 1992. V. 11, N 6. P. 1180–1206.
  25. Nagata M., Kito N., Niida K. The Kumaneshiri Group in the Kabato Mountains: the age and nature as an Early Cretaceous volcanic arc // Monograph of Association of Geological Collaboration, Japan. 1986. N 31. P. 63–79 (in Japanese with English abstract).
  26. O'Dogherty L. Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) / Memoires de Geologie (Lausanne). 1994. V. 21. 413 p.
  27. Savary J. Guex J. Discrete Biochronological Scales and Unitary Associations: Description of the BioGraph Computer Programm / Memoires de Geologie (Lausanne). 1999. V. 34. 281 p.
  28. Schaaf A. Late Early Cretaceous Radiolaria from Deep Sea Drilling Project Leg 62 // Thiede J., Vallier T.L. et al., Eds. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project: U. S. Government Printing Office, Washington, D.C. 1981. V. 62. P. 419–470.
  29. Taketani Y. Kanie Y. Radiolarian age of the Lower Yezo Group and the upper part of the Sorachi Group in Hokkaido // Ishizaki K., Saito T., Eds. Centenary of Japanese Micropaleontology, Terra Scientific Publishing Company: Tokyo, Japan. 1992. P. 365V–73.

Поступила в редакцию 9 июля 2003 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

**S.V. Zhabrev, A.N. Perestoronin, A.E. Zharov**

**Commencement of siliciclastic sedimentation in the West Sakhalin forearc:  
an aspect of the early history of the Sakhalin-Hokkaido accretionary system**

Siliciclastic sedimentation in the West Sakhalin forearc started prior to the end of early Aptian as constrained by radiolarian ages obtained for the lower portion of the forearc deposits. The west-directed subduction beneath the forearc to the east and subduction-related volcanism to the west are inferred to have begun by that time. The earlier siliciclastic sedimentation in the southern continuance of the forearc in Hokkaido corresponds to the earlier development of the volcanic arc to the west and associated accretionary complex to the east. This is explicable by earlier subduction in the accretionary system in Hokkaido. More sophisticated models for the Late Mesozoic tectonic zonation and evolution of the Circum-Japan-Sea regions are required to explain the dissimilarity in the early histories of the accretionary systems in Sakhalin and Hokkaido that later co-evolved.

## О ТРЕХЧЛЕННОМ ЮДОМИИ В ЮДОМО-МАЙСКОМ ПРОГИБЕ

*П.Н. Колосов*

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

В Юдомо-Майском прогибе находится наиболее полный (стратотипический) разрез юдомия (карбонатного типа венда или терминальной системы протерозоя). Он расчленяется на три крупных подразделения: юдомий I, юдомий II, юдомий III. Отложения, объединяемые в эти подразделения на Сибирской платформе, отличаются друг от друга по характеру площадного распространения.

**Ключевые слова:** венд, юдомий, разрез, отложения, расчленение, корреляция, Юдомо-Майский прогиб.

В статье впервые дано расчленение юдомия в наиболее полном его разрезе в Юдомо-Майском прогибе на юдомий I, юдомий II, юдомий III.

В Восточной Сибири имеется карбонатный тип венда, известный под названиями "юдомский комплекс отложений" и "юдомий". Автором в 1975 г. [3] впервые установлено несоответствие по объемам разрезов отложений юдомия в прогибах и на древних поднятиях. В.В. Хоментовский в 1976 г. [10] вслед за В.Т. Работновым и Л.И. Нарожных [6] в неполном разрезе юдомия Учуро-Майского района обосновал существование двух ритмов осадконакопления. По результатам анализа разрезов Уринского поднятия и востока Сибирской платформы в 1977 г. нами [4] юдомий был расчленен на нижний и верхний. Путем корреляции разрезов в то время удалось выявить следующую закономерность: нижний юдомий развит преимущественно в прогибах, впадинах и лишь частично на склонах древних поднятий, а верхний юдомий – значительно шире, как в прогибах, впадинах, так и в центральных частях поднятий и сводов.

А.К. Иогансон и А.П. Кропачев [2] в 1979 г. пришли к аналогичному выводу. Рассматриваемые отложения они подразделяли на два стратиграфических уровня – чагдинский и юдомский. Образования более древнего, чагдинского уровня развиты узко, а сравнительно молодого, юдомского – широко, повсеместно в пределах Юдомо-Майского прогиба (структурно-фациальной зоны).

В результате геолого-съёмочных работ, проводимых Т.С. Кирусенко, В.А. Ян-жин-шином, А.И. Старниковым, В.Ф. Мехоношиным, В.И. Су-

хоруковым и другими, в восточной подзоне Юдомо-Майской структурно-фациальной зоны стратиграфически выше косослоистых пестроокрашенных кварцевых песчаников, вишнево-красных кварцевых алевролитов и зеленых аргиллитов дальиндинской (устькирбинской) свиты верхнего рифея выделены и закартированы (снизу вверх): начарская, яланская, малская, токурская и сытыгинская свиты. Это наиболее полный разрез юдомия [1, 5, 9]. Стратотипическим разрезом этого, по объему значительно большего, чем юдомская серия в составе аймской и устьюдомской свит, подразделения является таковой по руч. Восточному (правобережье р. Белой) на восточном крыле Горностахской антиклинали Юдомо-Майского прогиба (рис.). Здесь начарская свита (40 м) представлена вишнево-красными разногалечными конгломератами, гравелитами и кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми песчаниками, алевролитами и зеленовато-серыми аргиллитами [1]. Выше по разрезу согласно залегают микрофитолитовые и глинистые доломиты и известняки яланской свиты (139 м). Далее следуют вишнево-красные аргиллиты с прослоями доломитов, выделяемые в малскую свиту (71 м). На последней согласно залегают доломиты токурской свиты (167 м). Характеризуемый разрез завершается сытыгинской свитой (229 м), сложной: в нижней части – базальными конгломератами, выше сменяемыми кварцевыми песчаниками и гравелитами; в средней и верхней частях – кремнистыми доломитами, местами микрофитолитовыми и песчанистыми, а также песчанистыми алевро-

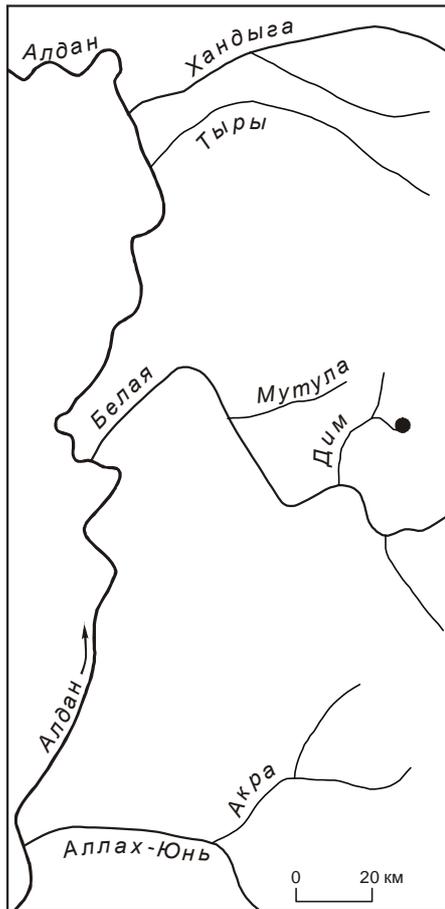


Рис. Местоположение стратотипического разреза юдомия.

литами с карбонатным цементом. Выше по разрезу стратиграфически несогласно залегают нижнекембрийские кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты, содержащие глауконит.

В западной подзоне Юдомо-Майской структурно-фациальной зоны на устькирбинской свите верхнего рифея с угловым несогласием залегает юкандинская свита юдомия (до 200–250 м). В её основании наблюдаются конгломераты, выше по разрезу – доломиты, местами со стяжениями темно-серых кремней, с прослоями песчаных доломитов. Юкандинская свита со стратиграфическим несогласием перекрыта сарданинской свитой (до 250 м), сложенной в основании кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, сменяющимися доломитами и известняками в верхней части разреза. Выше залегают глинистые известняки и доломиты пестроцветной свиты нижнего кембрия.

Юкандинская свита сопоставляется с малской и токурской, сарданинская – с сытыгинской свитами [1, 5]. Такое соотношение свит разных структурно-фациальных подзон Юдомо-Майской зоны подтвер-

ждается данными, полученными в 1987 г. А.М. Кочетовым в результате детальных литолого-фациальных исследований [5].

В.И. Сухоруков [9] юкандинскую свиту коррелирует с яланской, малской и токурской свитами. Но это не согласуется с данными детальных литолого-геохимических исследований А.М. Кочетова [5], по которым перерыв в осадконакоплении был не в основании яланской свиты, как предполагает В.И. Сухоруков, а имел место в предмалское время. Малская свита представлена вишнево-красными аргиллитами с прослоями доломитов. Это хорошо наблюдается в её наиболее полно обнаженном разрезе по руч. Восточному [1].

В стратотипическом разрезе по руч. Восточному юдомий расчленяется автором на три крупных подразделения, между которыми имеется стратиграфический перерыв, – юдомий I, II, III –, и имеющих разный характер площадного распространения.

В юдомий I входят начарская и яланская, в юдомий II – малская и токурская, в юдомий III – сытыгинская свиты. Юдомий представляет собой трансгрессивный осадочный комплекс. Так, отложения юдомия I имеют ограниченное площадное распространение, по сравнению с таковыми юдомия II. Толщи, объединяемые в юдомий II, по сравнению с отложениями юдомия III, покрывают не столь значительную площадь. Почти на всей Сибирской платформе отложения юдомия III подстилают нижнекембрийские. Автором региональная стратиграфическая схема венда (юдомия) приведена в работе 1989 г. [5].

Всесоюзным совещанием по общим вопросам расчленения докембрия СССР (1990 г., г. Уфа) в Восточной Сибири юдомий выделен в качестве полного возрастного аналога венда [7]. Венд в стратотипическом районе на Восточно-Европейской платформе расчленен Б.С. Соколовым [8] на три отдела. Так, к нижнему и среднему венду отнесены, соответственно, лапландский и редкинский, а к верхнему венду – котлинский и ровенский горизонты. Соотношение подразделений юдомия с отделами венда до сих пор остается недостаточно выясненным. Однако по историко-геологическим особенностям распространения отложений каждый из трех выделенных нами крупных подразделений юдомия, возможно, отвечает соответствующим отделам венда.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гаврильев Н.Н., Колосов П.Н., Мехоношин В.Ф., Старников А.И. Стратиграфия и литология венда (юдомия) восточного крыла Горностахской антиклинали (Якутия) // Стратиграфия и палинология осадочных толщ Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1982. С. 3–19.

2. Иогансон А.К., Кропачев А.П. Особенности строения вендских отложений юго-восточной Якутии (Майско-Кыллахская зона) // Геология и геофизика. 1979. № 10. С. 28–38.
3. Колосов П.Н. Стратиграфия верхнего докембрия юга Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 156 с.
4. Колосов П.Н. Древние нефтегазоносные толщи юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1977. 90 с.
5. Колосов П.Н. Нитевидные микроорганизмы терминальных периодов протерозоя (морфология, этапы развития, систематика и стратиграфическое значение): Препринт. Якутск: ЯНЦ СО РАН СССР, 1989. 48 с.
6. Работнов В.Т., Нарожных Л.И. К стратиграфии нижнекембрийских отложений Учуро-Майского района // Материалы по геологии и полезным ископаемым ЯАССР. Вып. 7. Якутск, 1961. С. 18–28.
7. Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикова Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Сезько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 3–13.
8. Соколов Б.С. Очерки становления венда. М.: КМК Лтд., 1997. 156 с.
9. Сухоруков В.И. Геология верхнерифейских и вендских образований Сетте-Дабана (Якутия): Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Якутск, 2003. 26 с.
10. Хоментовский В.В. Венд. Новосибирск: Наука, 1976. 271 с.

*Поступила в редакцию 20 августа 2003 г.*

*Рекомендована к печати Л.И. Попеко*

***P. N. Kolosov***

### **The Trimembral Yudomian in the Yudoma-Maya basin**

The Yudoma-Maya basin contains the most complete stratotype section of the Yudomian (carbonate type of the Vendian or the Proterozoic terminal system). It is subdivided into Yudomian I, Yudomian II, and Yudomian III. The deposits of these subdivisions within the Siberian platform differ from one another in their areal distribution.

## К ВОПРОСУ О ГЛОБАЛЬНОМ СТРАТОТИПЕ ГРАНИЦЫ ИНДСКОГО И ОЛЕНЕКСКОГО ЯРУСОВ

*С.П. Ермакова*

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

Приведены результаты изучения раннеоленекских аммоноидей и их последовательности из ревизованных разрезов востока Бореальной области. Дано описание разреза нижнего триаса по руч. Бургаганджа. Обосновано проведение границы между индским и оленекским ярусами в основании зоны *Hedenstroemia hedenstroemi*.

**Ключевые слова:** триасовая система, индский ярус, оленекский ярус, Бореальная область, разрез, граница, стандарт, зона, комплекс.

### ВВЕДЕНИЕ

В связи с утверждением индского и оленекского ярусов как подразделений общей стратиграфической шкалы, наибольший интерес в настоящее время вызывает проблема выбора стратотипа их границы. Сложность этой проблемы обусловлена не только расположением стратотипов в различных палеобиогеографических областях, но и отсутствием указания на их точное местоположение. Оленекский ярус – единственный в триасовой системе, выделенный в Бореальной области. Местоположение стратотипа неизвестно. При выделении яруса указан лишь разрез в низовьях р. Оленек [10]. Можно предположить, что имелось в виду наиболее известное еще по работам А. Кейзерлинга [12] и Э. Мойсисовича [13, 14] местонахождение позднеоленекских аммоноидей в устье руч. Менгилах. Возможно, речь шла также и о раннеоленекских аммоноидеях бассейна р. Буур. В настоящее время разработана зональная схема оленекского яруса, стратотипы зон которой расположены в низовьях р. Оленек, на Восточном Таймыре, в верховьях р. Колымы и в Восточном Верхоянье [1–4, 7]. Оленекский ярус подразделен на два подъяруса и 13 зон.

В предлагаемой статье дан краткий обзор состояния изученности и обоснованности подразделений и границ нижнеоленекского подъяруса востока Бореальной области. Эти подразделения вызывают наиболее острую дискуссию в связи с предстоящим выбором глобального стратотипа границы индского и оленекского ярусов.

### НИЖНЕОЛЕНЕКСКИЙ ПОДЪЯРУС

Нижнеоленекский подъярус востока Бореальной области включает три зоны – *Hedenstroemia*

*hedenstroemi*, *Lepiskites kolymensis* и *Anawasatchites tardus*. Зональная шкала этого подъяруса разрабатывалась на основании анализа и ревизии всего фактического материала как из платформенных областей, так и из прилегающих районов Верхоянской пассивной континентальной окраины [3]. Вопреки мнению Ю.Д. Захарова и др. [9], все три зоны раннего оленека на востоке Бореальной области разновозрастны. Они характеризуются тремя дискретными комплексами аммоноидей, представленными видами-иммигрантами и видами, филогенетически связанными между собой.

Для нижней зоны оленека характерен обедненный комплекс аммоноидей с резким доминированием *Hedenstroemia hedenstroemi* (Keys.) и филогенетически связанной с ней *H. tscherskii* (Popov). *Anaxenaspis olenekensis* Dagys et Erm. – обычный элемент комплекса в низовьях р. Оленек – практически не встречается в других регионах востока Бореальной области. Возможно, в зоне присутствуют представители рода *Sakhaites*.

Наиболее разнообразной в таксономическом отношении является зона *Lepiskites kolymensis*. Следует признать неудачным выбор вида-индекса зоны, являющегося довольно редкой формой. В данном случае на выбор вида-индекса зоны повлияло желание сохранить стабильность зональной схемы. Аммоноидный комплекс зоны прослеживается от Восточного Таймыра до Охотского побережья и четко устанавливается во всех ревизованных нами разрезах. Для него характерны следующие виды эндемичных родов: *Lepiskites kolymensis* (Popov), *L. tzaregradskii* (Popov), *Clypeoceratoides gantmani* (Popov), *C. kulensis* (Bytsch.), *Kelteroceras bellulum* Erm., *K. nuorum* Erm., *K. molense* (Erm.), *Sakhaites vronskyi* (Popov),

*S. subleptodiscus* (Popov) и виды космополитных родов: *Meekoceras gracilitatis* White, *Arctoceras blomstrandii* Lind., *Melagathiceras globosus* (Popov), *Juvenites? tenuicostatus* Dagys et Erm., *Wyomingites angustatus* Vozin, *Hedenstroemia* sp., *Pseudosageceras* sp. Единственный экземпляр, определенный как *Euflemingites* aff. *romunderi*, найден в осыпи и не имеет точной привязки.

Самый молодой комплекс раннего оленека распространен ограниченно. Он не отличается таксономическим разнообразием и представлен, в основном, видами-иммигрантами: *Anawasatchites tardus* (McLearn), *Xenocelites subevolutus* Spath, *X. matheri* Mathews, *Anasibirites ochoticus* Bytsch. Представители рода *Xenocelites* являются предковыми формами для двух филогенетических ветвей позднего оленека.

Эндемичные составляющие комплексов зон *Hedenstroemia hedenstroemi* и *Lepiskites kolymensis* филогенетически связаны как между собой, так и с более древними (инд) и более молодыми (поздний оленек) аммоноидеями. Они являются частями филогенетических ветвей *Kingites – Hedenstroemia*, *Anaxenaspis – Lepiskites – Clypeoceratoides – Koninckitoides*, *Hypophiceras – Metophiceras – Sakhaitoides – Sakhaites – Kelteroceras*. Филогенетическая преемственность индских и оленекских аммоноидей служит неопровержимым доказательством отсутствия каких-либо перерывов на границе индского и оленекского ярусов на Северо-Востоке Азии.

В западной части Бореальной области в нижнеоленекском подъярусе (смитский ярус Канадского стандарта) выделяются три зоны: *Hedenstroemia hedenstroemi*, *Euflemingites romunderi* и *Anawasatchites tardus* [15]. Комплексы аммоноидей, характеризующие зоны Канадского стандарта, дискретны. Нижняя граница оленекского яруса на западе Бореальной области, также как и на востоке, проводится по появлению представителей рода *Hedenstroemia*.

#### ГРАНИЦА ИНДСКОГО И ОЛЕНЕКСКОГО ЯРУСОВ НА ВОСТОКЕ БОРЕАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

Нижняя зона оленекского яруса прослеживается очень широко в пределах Северо-Востока Азии [4]. Она устанавливается практически во всех структурно-фациальных областях, где развиты нижнетриасовые отложения, но только в Восточном Верхоянье подстилающие ее индские отложения охарактеризованы аммоноидеями. Учитывая то, что стратотипы индского и оленекского ярусов расположены в различных палеобиогеографических областях, вероятно, в качестве гипостратотипических следует принять разрезы индского яруса Восточного Вер-

хоянья. Это разрезы по ручьям Сеторым (басс. р. Восточная Хандыга), Лекеер и Березовый (басс. р. Томпо), являющиеся стратотипами зон индского яруса зональной шкалы Северо-Востока Азии [4, 7]. Кроме того, разрез по руч. Лекеер является стратотипом и двух нижних зон оленекского яруса. Следует обратить внимание на уникальность разреза по руч. Лекеер, как единственного практически полного (за исключением зоны *Otoceras concavum*) непрерывного разреза нижнего триаса на Северо-Востоке Азии. К сожалению, часть интервалов этого разреза, в том числе и верхи инда, изучены явно недостаточно. Наиболее полно верхняя часть индского яруса изучена в разрезе по руч. Бургаганджа (басс. р. Томпо), где фаунистически обоснованная терминальная зона верхнего инда *Kingites? korostelevi* перекрывается зоной *Hedenstroemia hedenstroemi* нижнего оленека. В работе Ю.Д. Захарова [8] приведено описание этого разреза, но целый ряд неточностей, допущенных автором при определении аммоноидей, негативно сказался на интерпретации возраста вмещающих отложений. В дальнейшем, взяв за основу эти определения, Ю.Д. Захаров внес еще большую путаницу в установление возраста отложений, вскрывающихся по руч. Бургаганджа [9]. Этот разрез также уникален в своем роде: по правому борту ручья прослеживается непрерывный выход нижнетриасовых отложений от зоны *Vavilovites turgidus* верхнего инда до зоны *Olenikites spiniplicatus* верхнего оленека. Приведем описание нижней части разреза.

Здесь на крупнозернистых алевролитах и мелкозернистых косослоистых, иногда комковатых песчаниках верхов имтачанской свиты без видимых следов несогласия залегают алевролиты и аргиллиты лекеерской свиты (верхняя подсвита):

##### Зона *Vavilovites turgidus*

1. Аргиллит черный, ржаво-бурый на выветрелой поверхности, тонкорассланцованный. По всему слою редкие крупные, до 0,3 м в диаметре, известково-глинистые конкреции с *Vavilovites turgidus* (Popov).

Видимая мощность ..... 36 м.

##### Зона *Kingites? korostelevi*

2. После задренованного участка около 45 м по мощности – аргиллит черный, не рассланцованный, с небольшими стяжениями различной формы известково-глинистого состава и крупными караваеобразными конкрециями по периферии с текстурой *cone in cone*. Стяжения с *Kingites? korostelevi* Zakh., *Sakhaitoides verkhoianicum* (Popov), *S. allaraensis* (Dagys et Erm.), *Episageceras antiquum* (Popov) ..... 56 м.

3. Алевролит темно-серый, мелкозернистый, с тонкой горизонтальной слоистостью, подчеркнутой более светлым алевролитом и многочисленными лепешковидными стяжениями известково-глинистого состава с *Kingites? korostelevi* Zakh., *Sakhaitoides verkhoianicum* (Popov), *S. allaraensis* (Dagys et Erm.) ..... 51 м.

4. Аргиллит черный, тонкорассланцованный, с редкими крупными караваеобразными конкрециями известково-глинистого состава часто по периферии с текстурой *cone in cone* ..... 15 м.
5. Алевролит темно-серый, мелкозернистый, горизонтальнослоистый. Слоистость подчеркнута примесью песчаного материала по плоскостям напластования ..... 34 м.
6. Алевролит темно-серый, мелкозернистый, горизонтальная слоистость подчеркивается более светлым алевролитом с редкими стяжениями и шаровидными известково-глинистыми конкрециями. В стяжениях – редкие, плохой сохранности *Sakhaitoides allaraensis* (Dagys et Erm.) ..... 53 м.
7. Переслаивание алевролита серого, мелкозернистого, горизонтальнослоистого (5–20 см) и аргиллита черного, тонкорассланцованного (2–10 см) ..... 21 м.
8. Аргиллит черный, тонкорассланцованный ..... 36 м.
9. Алевролит серый, глинистый, с редкими стяжениями различной формы и крупными караваеобразными конкрециями известково-глинистого состава часто с текстурой *cone in cone*. В стяжениях – плохой сохранности *Kingites? korostelevi* Zakh., *Sakhaitoides allaraensis* (Dagys et Erm.) ..... 28 м.
10. Песчаник серый, зеленовато-серый, мелкозернистый, неслоистый, массивный ..... 10 м.
11. Аргиллит черный, тонкогоризонтальнослоистый за счет примеси светлого алевролита по плоскостям напластования. По всему слою – редкие известково-глинистые стяжения лепешковидной формы с *Kingites? korostelevi* Zakh., *Sakhaitoides allaraensis* (Dagys et Erm.) ..... 54 м.
12. Алевролит темно-серый, мелкозернистый, массивный, неслоистый, с отдельными горизонтальнослоистыми прослоями алевролита серого, мелкозернистого и редкими известково-глинистыми конкрециями различной формы .. 48 м.

#### Зона *Hedenstroemia hedenstroemi*

13. Аргиллит черный, тонкорассланцованный, с относительно редкими крупными караваеобразными конкрециями известково-глинистого состава. Аммоноидеи: *Hedenstroemia tscherskii* (Popov). Видимая мощность ..... 60 м.
- Далее распадок с отдельными высыпками аргиллита черного. На 24 м в одной из таких высыпок найден *Clypeoceratoides gantmani* (Popov).

Из приведенного выше описания следует:

1. Последовательность комплексов аммоноидей разреза по руч. Бургаганджа полностью совпадает с соответствующими интервалами зональной схемы нижнего триаса Северо-Востока Азии.
2. Находки аммоноидей *Kingites? korostelevi* Zakh., *Sakhaitoides verkhoianicum* (Popov), *S. allaraensis* (Dagys et Erm.), *Episageceras antiquum* (Popov) между фаунистически охарактеризованными зонами *Vavilovites turgidus* верхнего инда и *Hedenstroemia hedenstroemi* нижнего оленека определяют возраст названных аммоноидей как позднеиндский и подтверждают валидность зоны *Kingites? korostelevi*.
3. Граница между индским и оленекским ярусами проводится в основании слоя 13 по появлению представителей рода *Hedenstroemia*.

#### ОБОСНОВАНИЕ НИЖНЕЙ ГРАНИЦЫ ОЛЕНЕКА

Палеобиологический репер любой стратиграфической границы устанавливается на основании анализа развития ортохронологической группы ископаемых. Для нижнего триаса – это отряд *Ceratitida*. Анализ эволюционного развития отряда свидетельствует о прямой связи между этапами в развитии лопастной линии и границами подразделений нижнего триаса. При этом ранг границы находится в прямой зависимости от уровня эволюционных изменений онтогенеза лопастной линии – основного звена развития отряда *Ceratitida* [6]. Так, граница между пермью и триасом фиксируется сменой пермского архетипа (усложнение лопастной линии за счет внутренних боковых лопастей) – триасовым (усложнение линии за счет умбональных лопастей). Уровень эволюционных преобразований основного звена развития на границе между нижним и средним отделами триаса значительно ниже. Здесь изменяется способ усложнения линии, но тип ее развития остается прежним. Еще ниже уровень эволюционных преобразований на границе индского и оленекского ярусов. Следует отметить, что тип развития лопастной линии раннетриасовых цератитов востока Бореальной области стабилен. Единственным отклонением от общего направления эволюции является появление адвентивных вентральных лопастей у представителей рода *Hedenstroemia*. Появление этой своеобразной группы цератитов и является палеобиологическим репером границы между индским и оленекским ярусами. Палеонтологический репер границы в основании зоны *Hedenstroemia hedenstroemi* фиксируется также по смене фаунистических ритмов в развитии аммоноидных сообществ и по результатам анализа вымирания старых и появления новых таксонов [5, 6].

Согласно статье 111.5 Стратиграфического кодекса "нижняя стратиграфическая граница общего подразделения определяется по его подошве, а верхняя граница определяется уровнем нижней границы вышележащего общего стратиграфического подразделения" [11, с.27]. Таким образом, нижняя граница оленекского яруса в основании зоны *Hedenstroemia hedenstroemi* является границей между индским и оленекским ярусами общей стратиграфической шкалы.

Поэтому наиболее логичным является выбор глобального стратотипа границы в Бореальной области. К сожалению, разрезы нижнего триаса этой области труднодоступны. Возможно и другое решение проблемы – выбор стратотипа в Тетической области. Здесь свои сложности, и в первую очередь – крайне низкий уровень изученности ортостратиграфической

группы ископаемых. Для решения таких важных проблем, как выбор глобального стратотипа границы между подразделениями общей шкалы, не достаточно чисто морфологического описания аммоноидей. При изучении аммоноидей должны быть использованы, по крайней мере, еще два метода исследований – онтогенетический и филогенетический. Кроме того, нельзя забывать о том, что граница между индским и оленекским ярусами проводится по подошве оленекского яруса, стратотип которого расположен в Бореальной области. В таком случае корреляция нижней границы оленекского яруса в стратотипе и выбранного уровня границы в одном из разрезов Тетической области не должна вызывать никаких сомнений. Это одно из основных требований. Предложенный Ю.Д. Захаровым и др. [9] разрез нижнего триаса в Южном Приморье не отвечает этому требованию. Внесение поправок в зональный бореальный стандарт нижнего триаса [9, 16, 17] не решает проблему сопоставления границы индского и оленекского ярусов Бореальной области и Южного Приморья.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В нижнеоленекском подъярусе Бореальной области выделяются три подразделения, характеризующиеся тремя дискретными комплексами аммоноидей.

2. Нижняя граница оленекского яруса устанавливается в основании зоны *Hedenstroemia hedenstroemi* и прекрасно прослеживается во всей Бореальной области.

3. Разрезы индского яруса Восточного Верхоянья, являющиеся стратотипами зональной схемы нижнего триаса Северо-Востока Азии, предлагается рассматривать как гипостратотипические.

4. Граница между индским и оленекским ярусами в Восточном Верхоянье устанавливается по смене позднеиндского комплекса с *Kingites? korostelevi* раннеоленекским с представителями рода *Hedenstroemia*.

5. Точка глобального стратотипа границы между индским и оленекским ярусами должна совпадать с нижней границей оленекского яруса в стратотипической местности.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-64404) и РФФИ-Арктика (проект № 03-05-96012).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 245 с.
2. Дагис А.С., Ермакова С.П. Бореальные позднеоленекские аммоноидеи. М.: Наука, 1988. 133 с.
3. Дагис А.С., Ермакова С.П. Раннеоленекские аммоноидеи Сибири. М.: Наука, 1990. 112 с.
4. Дагис А.С., Ермакова С.П. Схема детальной биостратиграфии бореального нижнего триаса // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1, № 2. С. 26–36.
5. Ермакова С.П. Этапность развития раннетриасовых аммоноидей востока Бореальной области // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7, № 1. С. 66–70.
6. Ермакова С.П. О границах нижнего триаса // Отеч. геология. 2001. № 5. С. 39–41.
7. Ермакова С.П. Зональный стандарт бореального нижнего триаса. М.: Наука, 2002. 109 с.
8. Захаров Ю.Д. Раннетриасовые аммоноидеи Востока СССР. М.: Наука, 1978. 224 с.
9. Захаров Ю.Д., Шигэта Я., Попов А.М. и др. Кандидаты в глобальные стратотипы границы индского и оленекского ярусов нижнего триаса в Южном Приморье // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2002. Т. 10, № 6. С. 50–61.
10. Кипарисова Л.Д., Попов Ю.Н. Расчленение нижнего отдела триасовой системы на ярусы // Докл. АН СССР. 1956. Т. 109, № 4. С. 842–845.
11. Стратиграфический кодекс. СПб: ВСЕГЕИ, 1992. 120 с.
12. Keyserling A. Beschreibung einiger von Dr. A. Th. v. Middendorff mitgebrachten Ceratiten des Arctischen Sibiriens // Bull. Acad. Sci. St.-Petersb. 1845. 5. P. 161–174.
13. Mojsisovics E. Arktische Trias-faunen // Mem. Acad. Imp. Sci. St.-Petersb. 1886. V. 33, N 6. 154 p.
14. Mojsisovics E. Über einige Arktische Trias-Ammoniten // Mem. Acad. Imp. Sci. St.-Petersb., 1888. Ser. 7. V. 36. 21 p.
15. Tozer E.T. Canadian Triassic ammonoid faunas // Geol. Surv. Canada, 1994. Bull. 467. P. 1–663.
16. Zakharov Y.D. Proposals on revision of the Siberian standard for the Lower Triassic and candidate stratotype section and point for the Induan-Olenekian boundary // Albertiana. 1994. N 14. P. 44–51.
17. Zakharov Y.D. The Induan-Olenekian boundary in the Tethys and Boreal realm // Ann. Mus. civ. Rovereto. Sez.: Arch., St., Sci. nat. 1996. Suppl. V. 11. P. 133–156.

Поступила в редакцию 20 августа 2003 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

*S.P. Yermakova*

#### The problem of a global stratotype at the Induan-Olenekian boundary

Results of the study of the Early Olenekian ammonoids and the sequence of their occurrence in the revised sections in the eastern Boreal realm are offered. The description of the Lower Triassic section along Burgundzha Creek is given. The Induan-Olenekian boundary drawn at the base of the *Hedenstroemia hedenstroemi* zone is substantiated.

## ДЕВОНСКИЕ ЦИРТИНОИДЕИ (BRACHIOPODA) СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

**В.В. Баранов, Т.С. Альховик**

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

Из нижне- и среднедевонских отложений Северо-Востока России описаны циртиноподобные наноспирифериды: семейство *Pygmaspiriferidae* Avdeeva et Baranov, роды: *Calceolospirifer* Avdeeva et Baranov с типовым видом *C. frequens* Avdeeva et Baranov, *Pygmaspirifer* Avdeeva et Baranov с типовым видом *P. bicostatus* Avdeeva et Baranov и *Valentinispirifer* Avdeeva et Baranov с типовым видом *V. pennatus* Avdeeva et Baranov.

**Ключевые слова:** брахиоподы, спирифериды, нижний девон, эмс, эйфель, Северо-Восток России.

### ВВЕДЕНИЕ

Циртиноподобные спирифериды широко распространены в девонских отложениях Северо-Востока России, но ещё недостаточно хорошо изучены. Первое описание эмских и эйфельских циртиноидей было опубликовано в статье В.И. Авдеевой и В.В. Баранова [1]. Нами собрана большая коллекция спириферид из девонских отложений Северо-Востока России, в которой особый интерес представляют циртиноподобные наноспирифериды: *Calceolospirifer* Avdeeva et Baranov, 1995; *Pygmaspirifer* Avdeeva et Baranov, 1995 и *Valentinispirifer* Avdeeva et Baranov, 1995. Раковины были извлечены из карбонатных пород методом химического растворения. Таким же образом были отпрепарированы элементы внутреннего строения раковин: апикальная часть створок и спиральные конусы брахиидуума, причём у представителей семейства *Pygmaspiriferidae* была обнаружена такая, ранее не известная у спириферид структура внутреннего строения, как *брахиальные поддержки*. Они имеют V-образную форму, срастаются с дном спинной створки в передней её части и служат, по видимому, дополнительной опорой для брахиального аппарата, то есть выполняют ту же функцию, что и югальные поддержки [2–4]. Кроме того, у пигмаспириферид на внутренней стороне спиралей и первичных пластин были обнаружены шипы. Представители рода *Calceolospirifer* найдены в хр. Тас-Хаяхта, в геремганджинском горизонте в зонах *serotinus* и *patulus* (рис. 1, 2). Представители рода *Pygmaspirifer* имеют широкий стратиграфический интервал распространения: они проходят через весь эмс от основания зоны *kitabicus* до середины зоны *patulus*. Пред-

ставители рода *Valentinispirifer* обнаружены в отложениях эйфельского яруса (зона *costatus costatus*) на правом берегу р. Колымы.

Изученная коллекция хранится в геологическом музее Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН (ГМ ИГАБМ) под № 182.

### СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

#### Отряд *Spiriferida*

#### Подотряд *Cyrtinidina* Carter et Johnson, 1994

#### Надсемейство *Cyrtinoidea* Frederiks, 1911

#### Семейство *Cyrtinidae* Frederiks, 1911

#### Род *Calceolospirifer* Avdeeva et Baranov, 1995

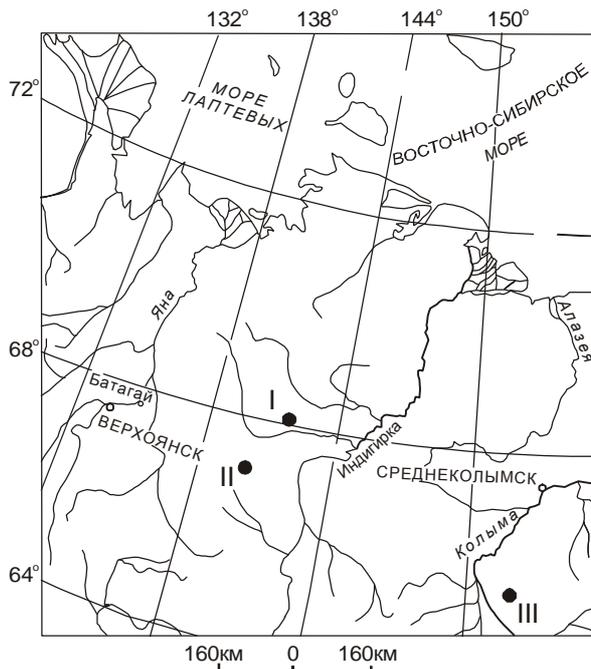
*Calceolospirifer*: Авдеева, Баранов, 1995, с. 35.

Типовой вид – *C. frequens* Avdeeva et Baranov; нижний девон, эмс, геремганджинская свита; Северо-Восток России, хр. Тас-Хаяхта.

Описание. Раковина маленькая, пирамидальная, гладкая, с округленными кардинальными углами. Наибольшая ширина находится посередине, а толщина – на заднем крае раковины. Арея высокая, узкая, треугольная, вогнутая с открытым треугольным дельтирием. Седло отсутствует. На переднем крае спинной створки развито синусовидное понижение. Тонкие зубные пластины, соединяясь со срединной септой, образуют спондиллий. Септа протягивается до переднего края створки. Спиральные конусы насчитывают два оборота спиралей.

Состав. Типовой вид.

Сравнение. Отличается от рода *Squamulariina* Frederiks узкой ареей и синусовидным понижением на спинной створке.



**Рис. 1.** Местонахождение представителей циртиноидей в девоне Северо-Востока России.

I–III – места находок: I – Селенняхский кряж, бассейн р. Талынджи, разрез "Гон-1", II – хр. Тас-Хаяхта, бассейн р. Догдо, разрезы: "Геремганджа–Гер", "Хобочало-2", "Датна-II-2", III – Юкагирское плоскогорье, водораздел р.р. Шаманихи и Среднего Ярходона, разрез "Шаманиха–Средний Ярходон".

### *Calceolospirifer frequens* Avdeeva et Baranov, 1995

Табл., фиг. 8–11

*Calceolospirifer frequens*: Авдеева, Баранов, 1995, с. 35, табл. 1, фиг. 22–28.

Голотип – *Calceolospirifer frequens* Avdeeva et Baranov, 1995; экз. № 182/230, ГМ ИГАБМ; Северо-Восток России, хр. Тас-Хаяхта, разрез "Датна-II-2"; нижний девон, эмс, геремганджинский горизонт.

Описание. Раковина маленькая ( $D = 6,0$  мм,  $Ш = 5,3$  мм,  $T = 3,4$  мм), пирамидальная, гладкая. Наибольшая ширина отмечается вблизи замочного края. Наибольшая толщина также приурочена к задней части раковины. Замочный край прямой. Замочные углы округленно-прямоугольные. Передний край плавно округлен. Брюшная створка конусовидная. Макушка торчащая. Арея высокая, треугольная, вогнутая, плавно переходящая в боковые поверхности створки. Дельтирий открытый, треугольный, узкий. Спинная створка слабо равномерно выпуклая, овальная, нередко асимметричная, с синусовидным понижением в передней части. Макушка маленькая, торчащая. Арея узкая.

Внутреннее строение (рис. 3). Внутри брюшной створки имеются тонкие и длинные зубные пластины, которые, соединяясь со срединной септой, образуют спондилей. Тонкая срединная септа протягивается до переднего края. Число витков спиралей ручного аппарата достигает двух.

Распространение. Нижний девон, эмс, геремганджинский горизонт, геремганджинская свита, хр. Тас-Хаяхта.

Материал. 7 экз. найдены в трёх местонахождениях: хр. Тас-Хаяхта, р. Датна-2, разрез "Датна-II-2", обр. Т-64/7 – 3 экз., руч. Искра, левый приток р. Хобочало, разрез "Хобочало-2", обр. Т-18/5 – 3 экз., Т-19/1 – 1 экз.

### Семейство *Pygmaspiriferidae* Avdeeva et Baranov, 1995

Описание. Раковина очень маленькая, бисулькатная, гладкая или слабоскладчатая. Арея высокая, треугольная с открытым дельтирием. Зубные пластины тонкие. Развита спондилей. Передние концы первичных пластин опираются на V-образные брахиальные поддержки. Внутренние края первичных пластин и спиралей шиповидные. Спиральные конусы с малым числом оборотов.

Сравнение. Отличается от семейства *Cyrtiniidae* бисулькатной раковиной, отсутствием пористости, брахиальными поддержками и шиповидными краями первичных пластин и спиралей, от семейства *Komiellidae* – бисулькатной раковиной, наличием спондилей и брахиальных поддержек.

Состав: *Pygmaspirifer* Avdeeva et Baranov, 1995; *Valentinispirifer* Avdeeva et Baranov, 1995.

Распространение. Нижний девон, эмс–средний девон, эйфель Северо-Востока России.

### Род *Pygmaspirifer* Avdeeva et Baranov, 1995

*Pygmaspirifer*: Авдеева, Баранов, 1995, с. 36.

Типовой вид – *P. bicostatus* Avdeeva et Baranov, 1995; нижний девон, эмс, геремганджинский горизонт, геремганджинская свита; Северо-Восток России, хр. Тас-Хаяхта.

Описание. Раковина очень маленькая, бисулькатная. Арея высокая, треугольная, наибольшая ширина приурочена к замочному краю. Брюшная створка пирамидальная, сильно выпуклая. Синус ограничен двумя округлыми складками, на боках створок наблюдаются едва заметные складки. Спинная створка слабо выпуклая, с вздутыми примакущечной и заднебоковыми частями. Синус начинается посередине. Зубные пластины тонкие, сливаясь со срединной септой, образуют спондилей. Высота септы

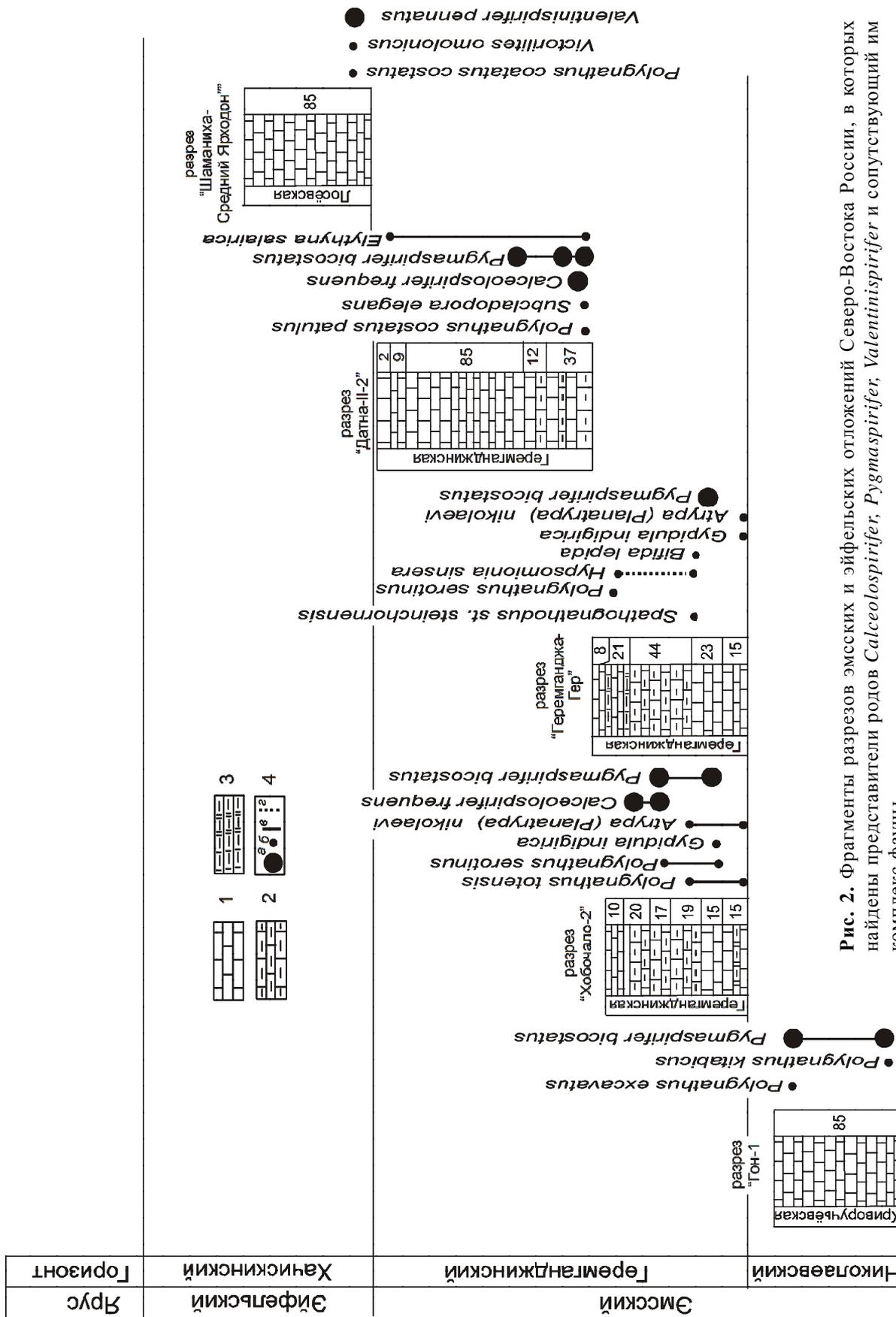


Рис. 2. Фрагменты разрезов эмских и эйфельских отложений Северо-Востока России, в которых найдены представители родов *Calceolospirifer*, *Pugmaspirifer*, *Valentinispirifer* и сопутствующий им комплекс фауны.

1 - известняки, 2 - глинистые известняки, 3 - мергели, 4 - стратиграфическое распространение фауны: а - описанных видов, б - сопутствующих видов, в - достоверно установленное, г - предполагаемое.

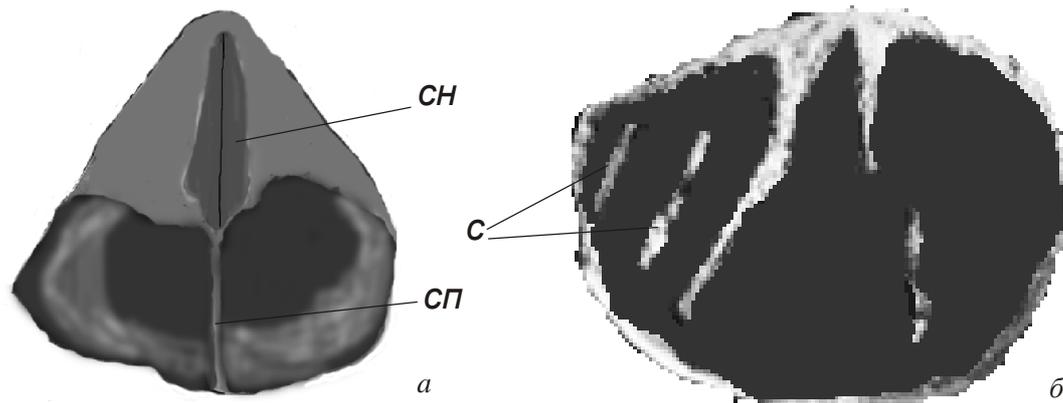


Рис. 3. *Calceospirifer frequens* Avdeeva et Baranov.

*a* – реконструкция внутреннего строения апикальной части брюшной створки; экз. № 182/232(×10); *б* – внутреннее строение спинной створки; экз. № 182/233(×10); хр. Тас-Хаяхта, р. Датна-2, разрез "Датна-II-2"; нижний девон, эмс, геремганджинская свита; *с* – спирали, *сп* – септа, *сн* – спондилиум.

уменьшается в направлении переднего края. В спинной створке развит короткий септальный валик. Передние концы первичных пластин соединены брахиальными поддержками, опирающимися на дно створки. На внутренних краях первичных пластин и спиральных конусов располагаются шипы. Спирали с малым числом оборотов.

Состав. Типовой вид.

*Pygmaspirifer bicostatus* Avdeeva et Baranov, 1995

Табл., фиг. 1–5

*Pygmaspirifer bicostatus*: Авдеева, Баранов, 1995, с. 37, табл. 1, фиг. 1–13.

Голотип – *Pygmaspirifer bicostatus* Avdeeva et Baranov, 1995; экз. № 182/211, ГМ ИГАБМ; Северо-Восток России, хр. Тас-Хаяхта, правый борт р. Хобочало, разрез "Хобочало-2"; нижний девон, эмс, геремганджинский горизонт.

Описание. Раковина очень маленькая ( $D = 3,0$  мм,  $Ш = 3,0$  мм,  $T = 2,3$  мм), бисулькатная, с наибольшей шириной, приуроченной к замочному краю. Наибольшая толщина наблюдается в задней половине раковины. Замочный край прямой. Замочные углы прямые, иногда слегка оттянутые. Передний край сулькатный. Брюшная створка хемипирамидальная. Начинающийся от макушки sinus ограничен парой округленных складок. Макушка низкая и прямая. Арея треугольная, слабоогнутая, высокая. Дельтирий открытый, треугольный. Спинная створка слабо выпуклая с вздутыми примакушечной и заднебоковыми краями створок. Неглубокий sinus с пологими склонами начинается посередине и расширяется к переднему краю. Макушка маленькая, низкая. Боковая поверхность створок гладкая, реже на брюшной

створке отмечаются две низкие складки. Микроскульптура представлена тонкими линиями нарастания.

Внутреннее строение (рис. 4, 5). Внутри брюшной створки имеются тонкие зубные пластины. Они сливаются со срединной септой, протягивающейся до переднего края, образуя спондиллий. Первичные пластины вблизи переднего края соединены V-образными брахиальными поддержками, которые опираются на дно створки. Края пластин и спиралей шиповидные. Количество спиралей ручного аппарата достигает двух.

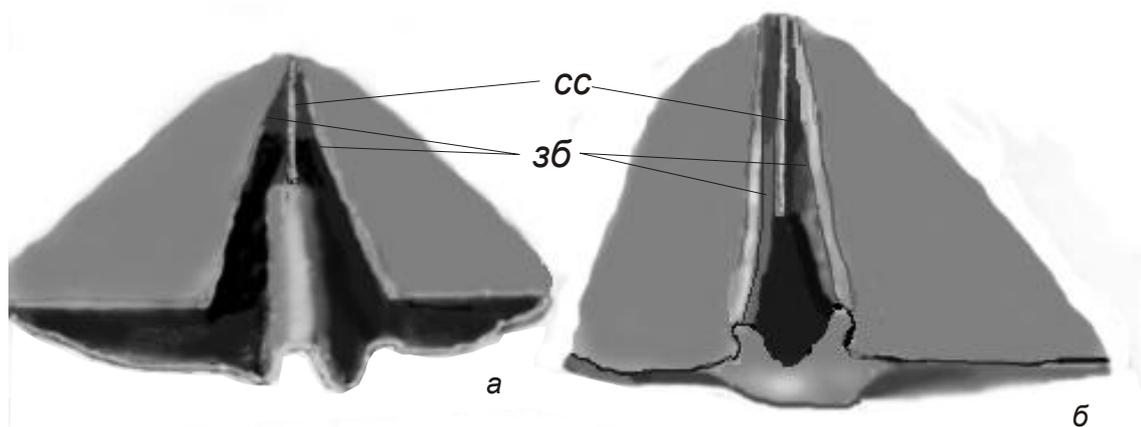
Распространение. Нижний девон, эмс, николаевский и геремганджинский горизонты, геремганджинская свита хр. Тас-Хаяхта, нижняя половина криворучьевской свиты Селенняхского кряжа.

Материал. 62 раковины найдены в одиннадцати местонахождениях: хр. Тас-Хаяхта, руч. Искра, левый приток р. Хобочало, разрез "Хобочало-2", обр. Т-14/13 – 24 экз., Т-18/5 – 2 экз., руч. Гер, левый приток р. Геремганджи, разрез "Геремганджа-Гер", обр. Т-47/3 – 1 экз., р. Датна-II, "разрез Датна-II-2", обр. Т-64/4 – 3 экз., Т-64/5 – 5 экз., Т-64/6 – 2 экз., Т-64/7 – 2 экз., Т-64/11 – 4 экз., Т-66/3 – 1 экз., Селенняхский кряж, правобережье р. Талынджи, среднее течение руч. Гона, разрез "Гон", обр. СЛ-97 – 4 экз. СЛ-102 – 4 экз.

#### Род *Valentinispirifer* Avdeeva et Baranov, 1995

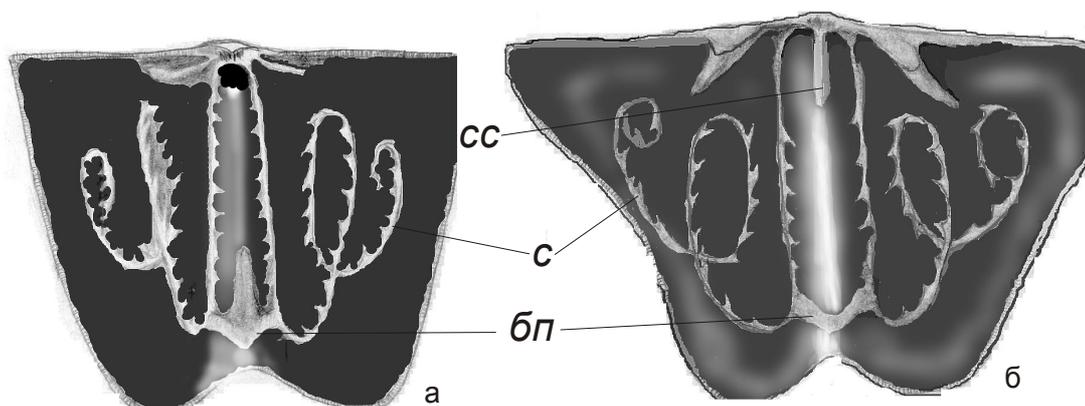
*Valentinispirifer*: Авдеева, Баранов, 1995, с. 39.

Типовой вид – *V. pennatus* Avdeeva et Baranov; средний девон, эйфель, лосёвская толща, зона *costatus costatus*; Юкагирское плоскогорье, водораздел рек Шаманихи и Среднего Ярходона.



**Рис. 4.** Реконструкция внутреннего строения апикальной части брюшной створки.

*a* – *Pygmaspirifer bicostatus* Avdeeva et Baranov; хр. Тас-Хаяхта, р. Хобочало, разрез "Хобочало-2"; нижний девон, геремганджинская свита; *б* – *Valentinispirifer pennatus* Avdeeva et Baranov; Юкагирское плоскогорье, водораздел р.р. Шаманихи и Среднего Ярходона, разрез "Шаманиха–Средний Ярходон"; эйфель, лосёвская свита; *зб* – зубные пластины, *сс* – срединная септа.



**Рис. 5.** Реконструкция внутреннего строения спинной створки.

*a* – *Pygmaspirifer bicostatus* Avdeeva et Baranov; хр. Тас-Хаяхта, руч. Искра, левый приток р. Хобочало; геремганджинская свита; *б* – *Valentinispirifer pennatus* Avdeeva et Baranov; Юкагирское плоскогорье, водораздел р.р. Шаманихи и Среднего Ярходона; эйфель, лосёвская толща; *сс* – срединная септа, *с* – спирали, *бп* – брахиальные поддержки.

Описание. Раковина очень маленькая, бисулькатная с наибольшей шириной, приуроченной к замочному краю. Арея высокая, треугольная, слабоогнутая. Дельтирий узкий, щелевидный. Боковая поверхность створок гладкая. Ушки оттянутые. Брюшная створка пирамидальная, спинная – слабовыпуклая. На обеих створках синусы начинаются от макушек. Они ограничены округлыми складками. Тонкие зубные пластины, сливаясь со срединной септой, образуют спондилей. В спинной створке от макушки прослеживается короткий септальный валик. Передние концы первичных лент поддерживаются V-об-

разными брахиальными поддержками. Спиральные конусы с малым числом оборотов.

Состав. Типовой вид.

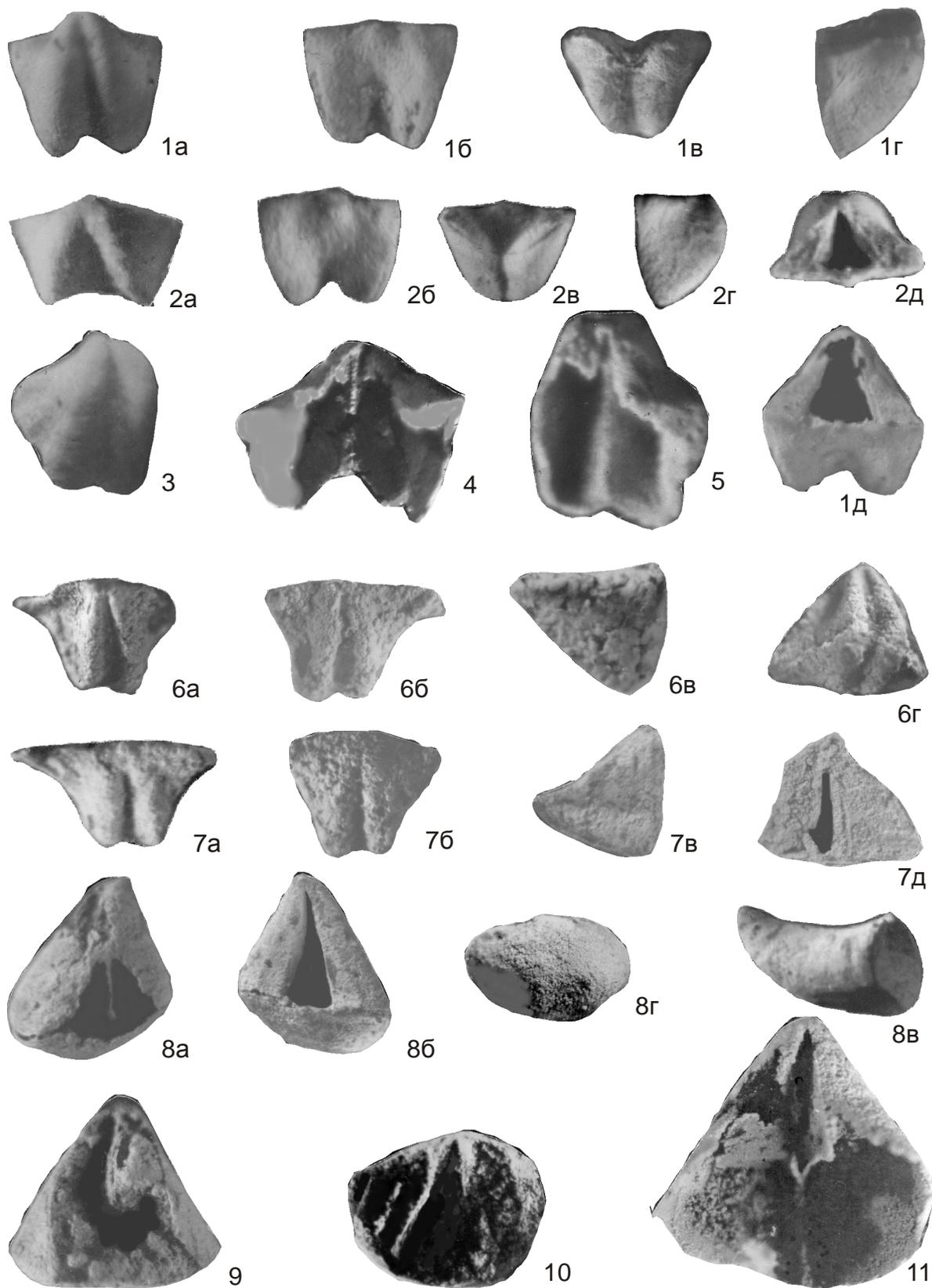
Сравнение. Отличается от рода *Pygmaspirifer* гладкой боковой поверхностью створок, оттянутыми ушками, складками на спинной створке, узким щелевидным дельтирием, септальным валиком в спинной створке.

*Valentinispirifer pennatus* Avdeeva et Baranov, 1995

Табл., фиг. 6, 7

*Valentinispirifer pennatus*: Авдеева, Баранов, 1995, с. 39, табл. 1, фиг. 14–21.

## Таблица



**Таблица.**

*Фиг. 1–5. Pygmaspirifer bicostatus* Avdeeva et Baranov. 1 – голотип № 182/211 (×9), 2 – экз. № 182/212 (×9), 3 – экз. № 182/213 (×9), брюшная створка, 4, 5 – внутреннее строение брюшной створки: 4 – экз. № 182/214 (×14), 5 – экз. № 182/215 (×14); хр. Тас-Хаяхта, левый борт р. Хобочало, разрез "Хобочало-2"; геремганджинский горизонт. *Фиг. 6–7. Valentinispirifer pennatus* Avdeeva et Baranov. 6 – голотип № 182/225 (×9), 7 – экз. № 182/226 (×9); Юкагирское плоскогорье, водораздел р.р. Шаманихи и Среднего Ярходона, высота 698,0, разрез "Шаманиха–Средний Ярходон"; эйфель, хачискинский горизонт. *Фиг. 8–11. Calceolospirifer frequens* Avdeeva et Baranov. 8 – голотип № 182/230 (×4); 9, 11 – внутреннее строение брюшной створки, 9 – экз. № 182/231 (×10), 10 – внутреннее строение спинной створки, экз. № 182/233 (×10), 11 – экз. № 182/232 (×10), хр. Тас-Хаяхта, р. Датна-II, разрез "Датна-II-2"; геремганджинский горизонт.

Голотип – *Valentinispirifer pennatus* Avdeeva et Baranov, 1995; экз. № 182/211, ГМ ИГАБМ; Северо-Восток России, Юкагирское плоскогорье, водораздел рек Шаманихи и Среднего Ярходона, разрез "Шаманиха–Средний Ярходон"; средний девон, эйфель, хачискинский горизонт.

Описание. Раковина очень маленькая ( $D = 3,8$  мм,  $Ш = 3,6$  мм,  $T = 4,0$  мм), бисулькатная. Наибольшая ширина приурочена к замочному краю. Наибольшая толщина наблюдается в примакущечной части раковины. Замочный край прямой длинный. Ушки оттянутые. Брюшная створка пирамидальная. От макушки к переднему краю протягивается узкий глубокий синус, ограниченный по всей длине узкими высокими складками с круто падающими боковыми склонами. Макушка низкая, прямая. Арея треугольная, слабоогнутая, чётко отграниченная от поверхности створки. Дельтирий открытый, треугольный, щелевидный. По его краям развиты узкие валики. Спинная створка слабо-выпуклая. Вблизи макушки возникает узкий синус, который протягивается до переднего края. Синус ограничен узкими невысокими округлыми склад-

ками. Боковые склоны створки уплощены. Макушка маленькая. Арея узкая. Боковая поверхность створки гладкая.

Внутреннее строение (рис. 4, 5). Зубные пластины тонкие. Срединная септа протягивается до переднего края. Развита спондилей. В спинной створке от макушки прослеживается тонкий короткий срединный валик. Передние концы первичных пластин опираются на V-образные брахиальные поддержки, соединяющиеся у дна створки. Спирали ручного аппарата насчитывают два витка.

Материал. 4 экз. из типового местонахождения, обр. К-288(3).

**ЛИТЕРАТУРА**

1. Авдеева В.И., Баранов В.В. Новые девонские спирифериды Северо-Востока Азии // Геология и полез. ископаемые Якутии. Якутск: Изд-во ЯГУ, 1995. С. 34–42.
2. Дагис А.С. Триасовые брахиоподы. М.: Наука, 1974. 386 с.
3. Иванова Е.А. Основные закономерности эволюции спириферид (Brachiopoda) // Палеонтол. журн. 1972. № 3. С. 28–42.
4. Cooper G.A. New genera of North American brachiopods // Wash. Acad. Sci. 1942. V. 32, N 8. P. 228–235.

Поступила в редакцию 20 августа 2003 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

**V.V. Baranov, T.S. Alkhovik**

**Devonian Cyrtinoidea (Brachiopoda) of Northeast Russia**

Cyrtinoid nanospiriferids have been described from the Lower to Middle Devonian deposits of Northeast Russia, including the Pygmaspiriferidae Avdeeva et Baranov family, the genera *Calceolospirifer* Avdeeva et Baranov with the type species *C. frequens* Avdeeva et Baranov, *Pygmaspirifer* Avdeeva et Baranov with the type species *P. bicostatus* Avdeeva et Baranov, and *Valentinispirifer* Avdeeva et Baranov with the type species *V. pennatus* Avdeeva et Baranov.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ СУБСТРАТА КОБАЛЬТО-МАРГАНЦЕВЫХ КОРОК ПО КЕРНУ  
СКВАЖИН НА ГАЙОТАХ ИОАН И ДАЛЬМОРГЕОЛОГИЯ  
(МАГЕЛЛАНОВЫ ГОРЫ, ТИХИЙ ОКЕАН)**

*Э.Л. Школьник, Е.А. Жегалло,\* И.Н. Пономарева,\*\* М.Е. Мельников,\*\*\*  
Э.А. Еганов,\*\*\*\* Т.М. Хулапова,\*\*\* Т.Е. Седышева,\*\*\* И.К. Басов\*\*\*\*\**

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток*

*\* Палеонтологический институт РАН, г. Москва*

*\*\* ГНЦ ФГУГП "Южморгеология", г. Геленджик*

*\*\*\*ФГУ ДП НИПИ "Океангеофизика", г. Геленджик*

*\*\*\*\* Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии*

*СО РАН, г. Новосибирск*

*\*\*\*\*\*Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, г. Москва*

Изучен субстрат кобальто-марганцевых корок (КМК), вскрытых многочисленными скважинами глубоководного бурения на гайотах ИОАН и Дальморгеология Магеллановых гор Тихого океана. Охарактеризован комплекс пород, детально рассмотрены развивающиеся в субстрате в различных формах железо-марганцевые (с Si, Al и часто с Ti) образования (ЖМО). Они рассматриваются как продукты отложения водных флюидов, возникающих в вулканическом пьедестале и разгружающихся по периферии гайота при проникновении в верхние части, в основном, в разной степени фосфатизированных породах, главным образом, путем замещения, о чем свидетельствуют многочисленные реликты субстрата и остатков организмов в них.

**Ключевые слова:** гайоты, бурение, субстрат КМК, железо-марганцевые образования, флюид, Тихий океан.

**ВВЕДЕНИЕ**

Кобальто-марганцевые корки (КМК) на подводных горах Мирового океана с помощью отечественных спускаемых автономных буровых агрегатов впервые были вскрыты в 1992–95 гг. [15]. В процессе выполнения программы глубоководного бурения в рейсах 143 и 144 в 1993 г. пробурено на нескольких гайотах северо-западной Пацифики, северо-восточнее Магеллановых гор, 10 основных и несколько дополняющих неглубоких скважин, которыми были вскрыты КМК, Fe-Mn нодулы и субстрат [20].

Новый этап подобного изучения был осуществлен во время рейсов НИС "Геленджик", которые были проведены в 2001–2002 гг. на гайоты центрального звена Магеллановых гор Тихого океана с целью изучения участков кобальтоносного марганцевого оруденения с использованием подводного колонкового бурения. Исследования осуществлялись в рамках стратегической программы Министерства природных ресурсов РФ, ориентированной на защиту инте-

ресов России в Мировом океане. Изучались гайоты ИОАН и Дальморгеология. Рейс 6-00 (капитан Н.П. Очередник, начальник рейса Д.Д. Туголесов, главный геолог М.Е. Мельников) проходил с июля по сентябрь 2001 г., рейс 6-01 (капитан Ю.А. Шикера, начальник рейса Б.А. Ширококожухов, главный геолог М.Е. Мельников) – с ноября 2001 г. по январь 2002 г. В задачи рейсов входило изучение оруденения и геологического строения детализационных участков. Такими участками на гайоте ИОАН были выбраны его седловина и западный отрог, а на гайоте Дальморгеология – юго-восточный и южный отроги и гайот-сателлит (рис.1 и 2). В рейсе 6-00 при съемке многолучевым эхолотом EM-12 Simrad были получены батиметрические основы, адекватно отражающие рельеф дна в масштабе 1:200 000.

С целью решения поставленных задач применен комплекс методов, включавший донное фототелевизионное профилирование комплексом "Нептун", отбор проб скальными драгами и неглубокое бурение

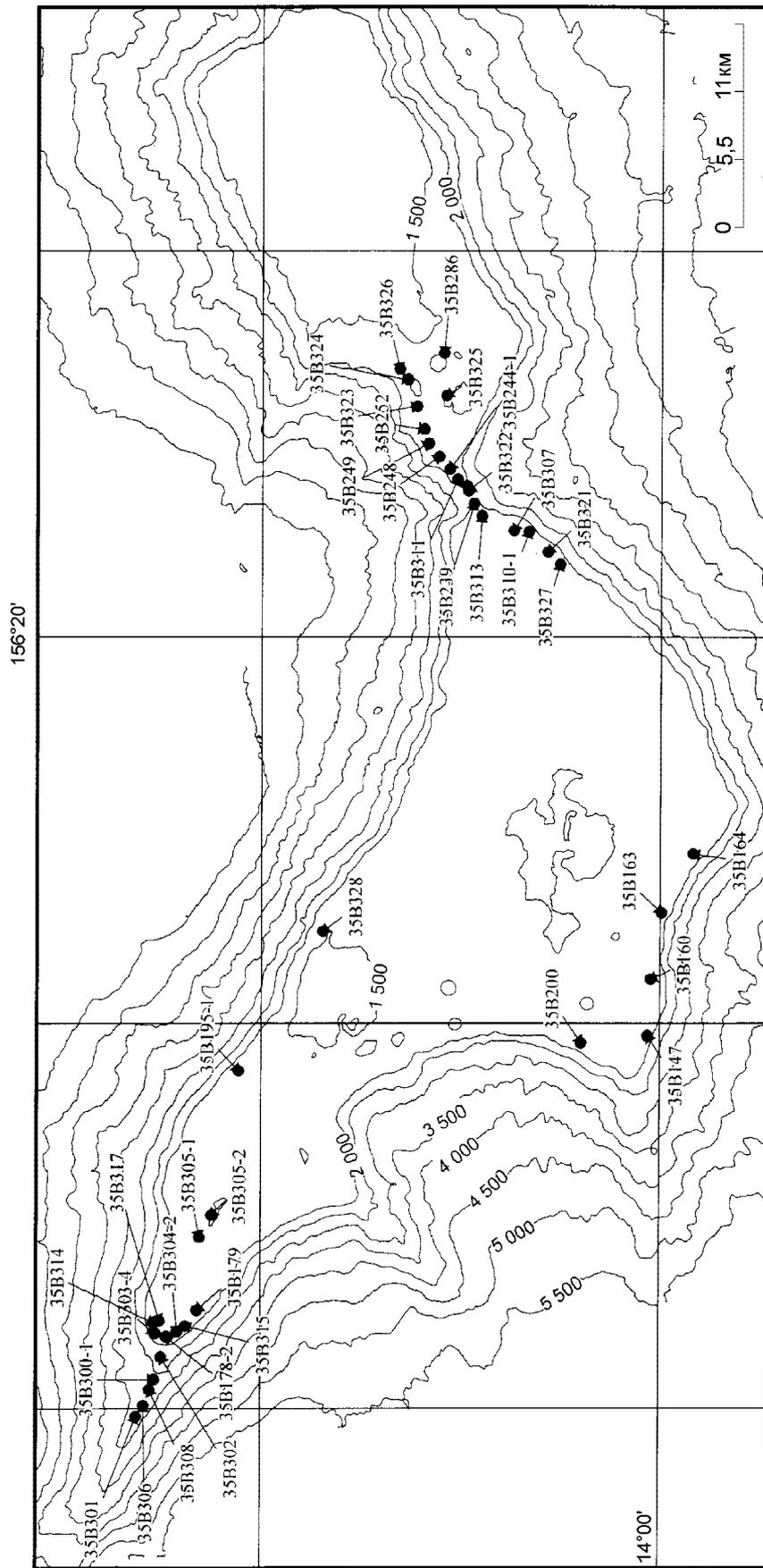
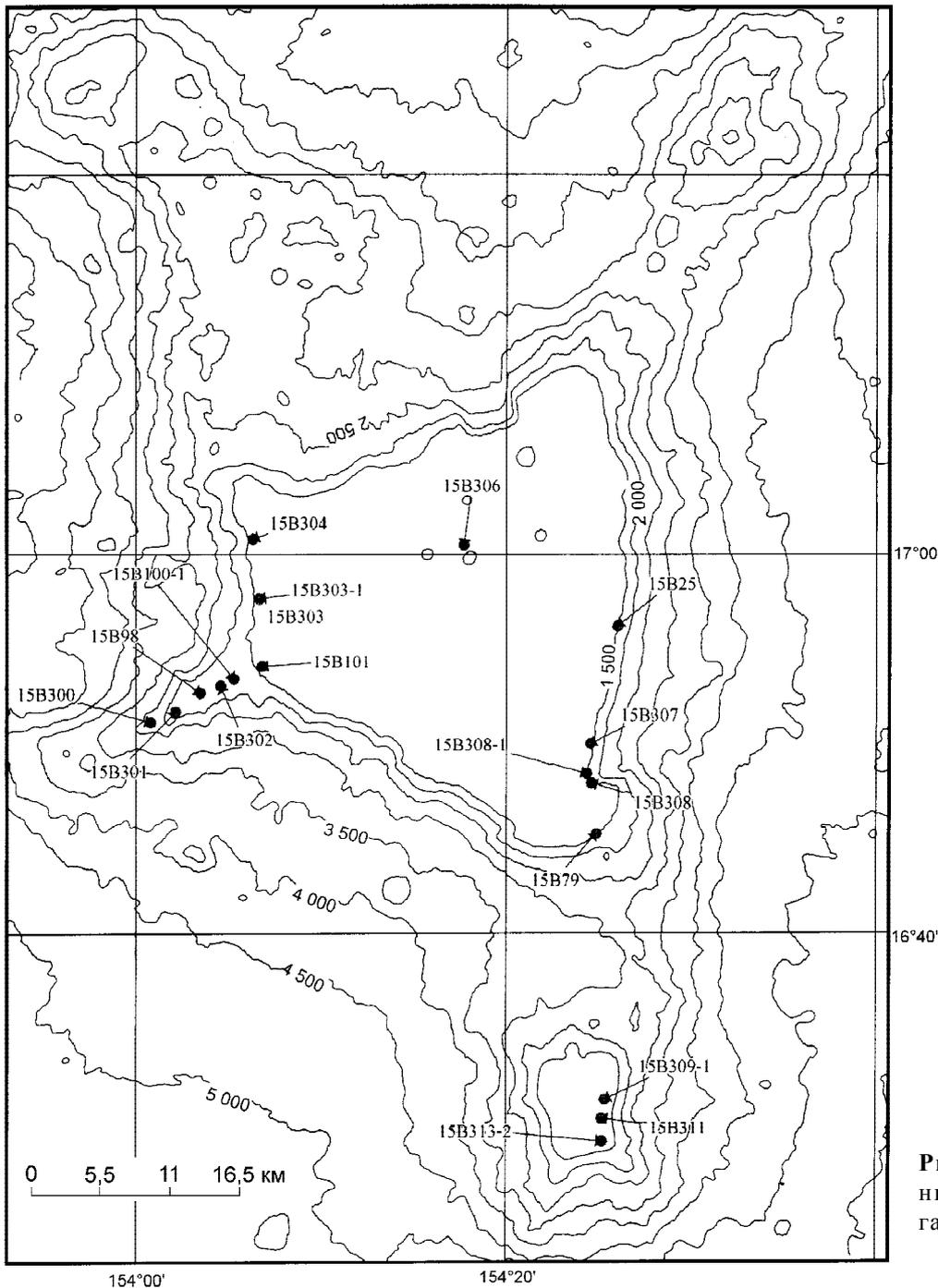


Рис. 1. Схема расположения буровых скважин на гайоте ИОАН.



**Рис. 2.** Схема расположения буровых скважин на гайоте Дальморгео.

установкой ГБУ-0,7/4000. Важным техническим достижением выполненных работ является освоение бурения не как экспериментального, а как одного из основных рабочих методов исследования, что позволило в довольно большом объеме изучить рудные образования, субстрат *in situ*, а также опробовать субгоризонтальные ровные поверхности, с которых ранее не удавалось получить представительные пробы.

Для реальной оценки полученных новых данных следует, хотя бы кратко, рассмотреть результаты

изучения субстрата КМК в 143 и 144 рейсах программы глубоководного бурения [20]. Глубины поверхностей гайотов, где производилось бурение, колебались от 1084 м до 1525 м, мощность рыхлых пеллагических осадков изменялась от 0 до 143 м. В 80 % случаев субстрат КМК был карбонатным, в 10% – вулканическим, а в 10% – не был вскрыт. Возраст пород субстрата колебался от альбского до, преимущественно, маастрихтского и, редко, среднеэоценового. Большая часть карбонатных пород субстрата,

подстилающих, в целом, не очень мощные КМК, в интерпретации авторов, представлены также относительно маломощными конгломератами из преимущественно карбонатной гальки в заполнении фосфатным нанофораминиферовым известняком. Часто последние включают Fe-Mn нодулы близкой к сферической формы. Конгломераты обычно подстилаются карбонатными же породами мелководных карбонатных платформ, в том числе рифовыми. Рассмотрение прилагаемых фотографий позволяет считать, что указанные конгломераты – нечто иное, как широко выделяемые на гайотах Пацифики отечественными специалистами фосфатные седиментационные брекчии и конглобрекчии, в том числе и описываемые ниже в настоящей статье. По мнению авторов [20] и в соответствии с широко распространенными представлениями, как КМК, так и нодулы образованы гидрогенным путем при погружении поверхности гайотов ниже глубин в 400 м, скорости придонных течений менее 38 см/сек, в зоне кислородного дефицита. Из реальных наблюдений, которых немного, любопытны некомментируемые примеры проникновения Fe-Mn дендритов в фосфатизированные нанофораминиферовые известняки. Но вернемся к полученным новым данным.

Всего на указанных гайотах пробурено 50 скважин, вскрывших полный разрез КМК и достигших их разнородного субстрата. Скважины бурились на наиболее возвышенных и выположенных частях локального рельефа. Глубина бурения составила от 15 до 81,5 см. Мощность корок по ним колебалась от 1,5 до 17 см при различном характере их разрезов, от разных вариантов сокращенных до полных (слои I-I, I-2, II, III [8]). Субстрат корок (по полевым наблюдениям) довольно различный: в 27 случаях это разнобразные известняки, в 11 – седиментационные брекчии и конглобрекчии, в 5 – базальтоиды, в 4 – туффиты и туфы, в 3 – переслаивание туффитов и планктонногенных известняков. Таким образом, до 74 % случаев субстрата составляют различные, существенно карбонатные породы (в своей основе – брекчии существенно карбонатного состава). Если к этому добавить случаи переслаивания туффитов и известняков, то можно считать, что в 80 % случаев в разной степени карбонатные отложения слагают субстрат корок. В настоящей работе приведены результаты изучения керн из почти половины пройденных скважин, что представляется вполне достаточным для статистически обоснованных выводов.

При бурении удалось установить ряд важных фактов. В частности, средняя мощность корок на субгоризонтальных поверхностях, свободных от рыхлых

осадков, в 1,5–2 раза выше, чем на склонах, и, в среднем, составляет от 10 до 12 см. Исследована изменчивость мощности корок вдоль и вкrest склона, изменения состава разрезов. Однако эти результаты будут рассмотрены в отдельной статье, после завершения всего комплекса лабораторных исследований.

Настоящая статья подготовлена на основе изучения в ПИН РАН в оптическом и сканирующем (CamScan-4) микроскопах керн скважин и отчасти образцов, поднятых драгами. Химические анализы произведены фирмой "Агроэко". Полуколичественные микронзондовые анализы выполнены на совмещенном с сканирующим электронном микроскопом (СЭМ) микроанализаторе Sbs-50 М "НПО ЮНИ – Эксперт". Результаты анализов приведены в виде графиков энерго-дисперсионных спектров (ЭДС). Исследовались только прозрачные шлифы, выпиленные строго вдоль оси керн последовательно, что следует иметь в виду при анализе всех фотографий. Фотографии шлифов выполнены на просвет. Шлифы перед изучением в СЭМ протравливались в слабой соляной кислоте в течение 10–15 сек, что вызвало растворение карбоната, но оставался фосфат (соответствующие указания имеются в подписях к фотографиям). Присутствующие в тексте в номерах скважин разных гайотов заглавные буквы (А, В и другие), а также цифры означают лишь разные пробы на различные анализы из одной скважины (например, 35Б249-А(2)-с означает одну из проб керн субстрата КМК скв.35Б249).

Данные о возрастной приуроченности вскрытых слоев основаны на определениях органических остатков, выполненных сотрудниками ДВГИ ДВО РАН Т.А. Пуниной, В.Д. Худиком, ТОИ ДВО РАН В.Н. Плетневым, ИЛС РАН И.А. Басовым и также И.А. Пуляевой. Авторы им благодарны.

Техническое обслуживание работы СЭМ превосходно выполнено Л.Т. Протасевичем, фотографии керн и шлифов сделаны А.В. Мазиным, ориентированные шлифы изготовлены В.В. Сидоркиным, монтирование и изготовление фототаблиц выполнено Н.В. Леоновой и М.К. Емельяновой. Всем указанным сотрудникам ПИН РАН авторы выражают искреннюю благодарность.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

В таблице 1 приведены сведения об изученных типах пород субстрата, вскрытых скважинами на гайоте ИОАН и, в меньшей степени, на гайоте Дальморгеология, с указаниями о содержаниях  $P_2O_5$ , присутствии в них железо-марганцевых образований

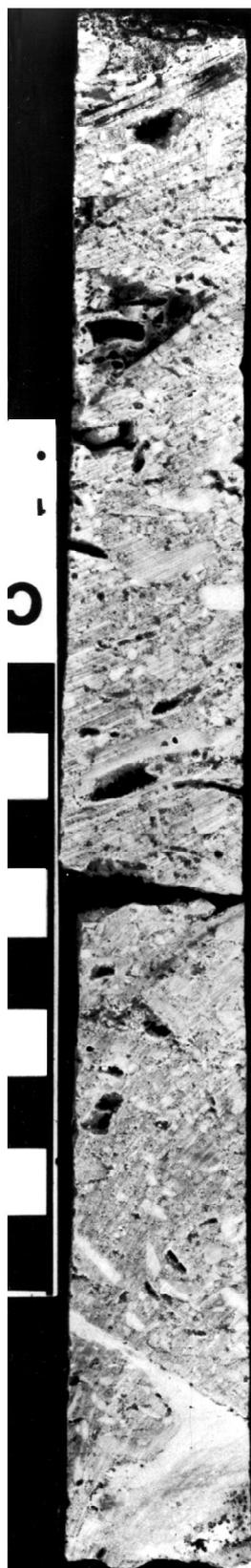
Таблица 1. Типы пород субстрата ЖМК в керне скважин.

№№ скв	Породы, возраст	Содер. P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> *	Присут. ЖМО
I. Карбонатные породы, в разной степени фосфатизированные			
А. С существенно бентосной фауной			
1) Обломочно-биокластические			
35Б178	-2А (вверху фораминиферы, средний эоцен)	0,3	
35Б252	-А (кроме верхней части, рудистовые, К <sub>2</sub> )	0,2	+
35Б321	-А апт– маастрихт	7,7	
35Б314	-А (нижняя часть)	0,2	
35Б160	-В (без верхней части), брюхоногие моллюски, К <sub>2</sub>	2,2	
2) Оолитовые, оолитово-биокластические			
35Б307	-А (кроме верха)	4,1	
35Б327	-В (вверху фораминиферы, К <sub>2</sub> – средний эоцен), рудисты К <sub>2</sub>	8,8	
3) Пеллетно (алеврито)-биокластические			
35Б303	-4 А	0,5	
15Б302	-Г	0,2	
Б. С существенно планктоногенной фауной			
Фораминиферовые, нанофораминиферовые, изредка с обломками и биокластами			
35Б160	В. (верхняя часть), фораминиферы, К <sub>2</sub> – эоцен	17,8	
35Б178	-2А нанофораминиферы, кокколиты? переход К <sub>2</sub> – палеоцен	15,9	+
35Б305	-2А нанофораминиферы, К <sub>2</sub> – ср. эоцен	4,5	+
35Б312	-1-А фораминиферы, кайнозой	12,6	+
35Б314	-А (верхняя часть), фораминиферы, поздний палеоцен	4,0	+
35Б301	-А, фораминиферы, ранний кампан	11,7	+
15Б301	-А фосфорит		+
15Б301	-В –«–		+
II. Седиментационные брекчии, конглобрекчии на основе фораминиферовых известняков, в разной степени фосфатизированных			
1) Весь вскрытый разрез			
35Б200	-А рудисты К <sub>2</sub>	16,1	
35Б249	-А нанофораминиферы, маастрихт? – ранний эоцен	от 2,4 до 16,1	+
35Б300	-1-А	от 0,4 до 4,5	
35Б311	-А нанофораминифер. изв., К <sub>2</sub> ?	от 1,9 до 11,2	+
35Б322	-А	от 1,0 до 9,3	+
35Б248	-А нанофораминиферы, сантон-маастрихт?	от 0,7 до 2,3	+
15Б303	-1р	15,8	+
2) Верхняя часть разреза – брекчии			
35Б315	Нижняя – фораминиферо-биокластические и обломочно-биокластические известняки	3,8 0,8	+

\*Анализы преимущественно из верхней части субстрата, с ЖМО.

Таблица 2. Содержания P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (вес.%) в дражных пробах.

№ проб	Содерж. P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Тип пород	№ проб	Содерж. P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Тип пород
1. 35Д205-4А	25,5	фосфатиз. седимент. брекчия	18.35Д297-Б	26,2	фосфорит по нанофорам. известняку
2. 35Д209-1А/1	2,6	Миндалекаменный вулканит	19.15Д205-Б	25,9	–«–
3. 35Д209-1А/2	1,2	–«–	20.15Д210-А/1	25,2	фосфорит по гиалокластиту(?)
4. 35Д210-1А/1	2,4	слабо фосфатиз. известняк	21.15Д210-А/2	29,6	–«–
5. 35Д213-А/1	3,2	туфопесч. с карб. цементом	22.15Д216-1В/1	21,45	фосфорит по нанофорам. известняку
6. 35Д213-А/2	2,8	–«–	23.15Д216-1В/2	27,15	–«–
7. 35Д215-Ж/1	2,05	слабо фосфат. нанофорам. известняк	24.15Д217-В	26,8	–«–
8. 35Д215-Ж/2	2,7	–«–	25.15Д223-А/1	0,6	обл.-биокл. известняк
9. 35Д230-1А	20,0	фосфатиз. слоистая седим. брекчия	26.15Д228-Б	18,75	фосфатиз. седимент. брекчия
10.35Д240-1Б	25,45	фосфатиз. седимент. брекчия	27.15Д232-А/1	9,85	фосфатиз. нанофорам. известняк
11 35Д241-Б	26,8	фосфорит по нанофорам. известняку	28.15Д232-А/2	11,05	–«–
12.35Д246-А/1	24,15	–«–	29.15Д234-Б	26,7	фосфатиз. седимент. брекчия
13.35Д246-А/2	23,25	–«–	30.15Д235-А	12,4	–«–
14.35Д252-А	16,2	фосфатиз. облом.-биокл. известняк	31.15Д237-1Б/1	15,9	–«–
15.35Д264-1А	3,7	нанофорам. известняк	32.15Д237-1Б/2	16,8	–«–
16.35Д270-Б	22,35	фосфатиз. седим. брекчия	33.15Д237-1Б/3	14,1	–«–
17.35Д274-Б	0,2	нанофорам. известняк	34.15Д246-ТБ	21,45	фосфорит по нанофорам. известняку



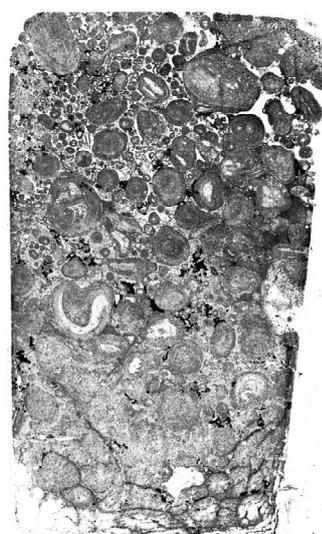
Фиг. 1



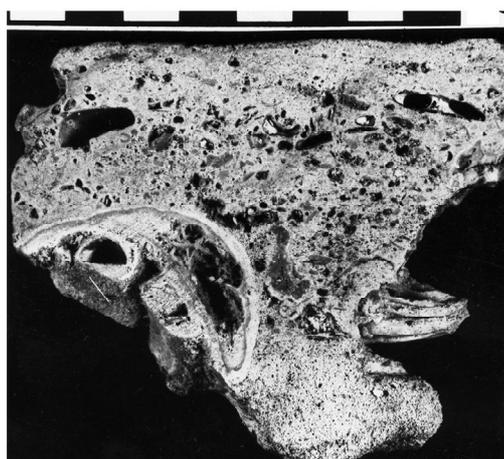
Фиг. 2



Фиг. 3



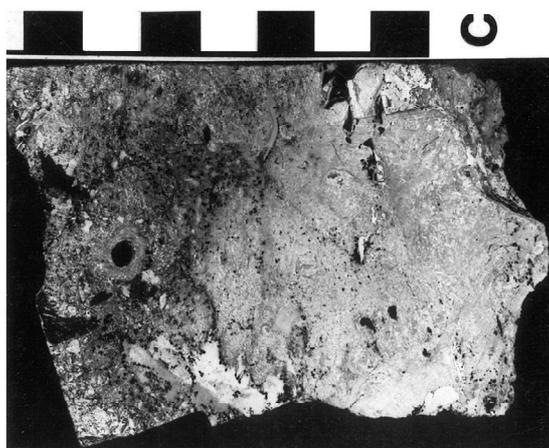
Фиг. 4



Фиг. 5



Фиг. 6



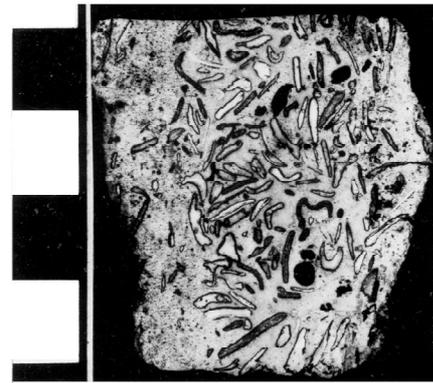
Фиг. 7

Фиг. 1. Керна субстрата скв.35B314-А. Обломочно-биокластический известняк, за исключением самой верхней части. Фиг. 2. Фотография шлифа из верхних частей этого керна. Ув. 2х. Фиг. 3. Керна субстрата скв.35B307-А. Оолитовый известняк. Фосфатизация в цементе оолитов. Фиг. 4. Фотография шлифа такого известняка. Ув. 3х. Фиг. 5. Керна субстрата скв.15B302-Г. Пеллетно(алеврито)-биокластический известняк. Фиг. 6. Фотография шлифа такого известняка. Ув. 3х. Фиг. 7. Керна субстрата скв.35B160-А (в горизонтальном положении). Вверху (слева) фосфатизированный нанофораминиферовый известняк, внизу (справа) обломочно-биокластический известняк.

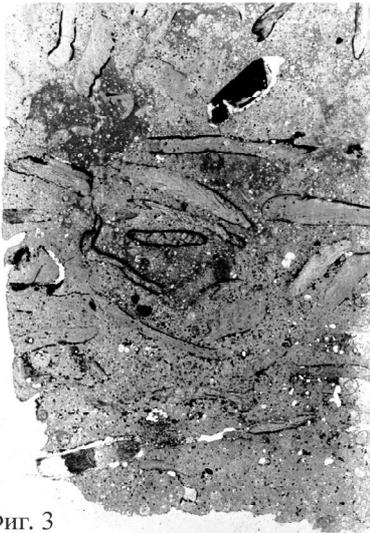
Фототаблица 1.



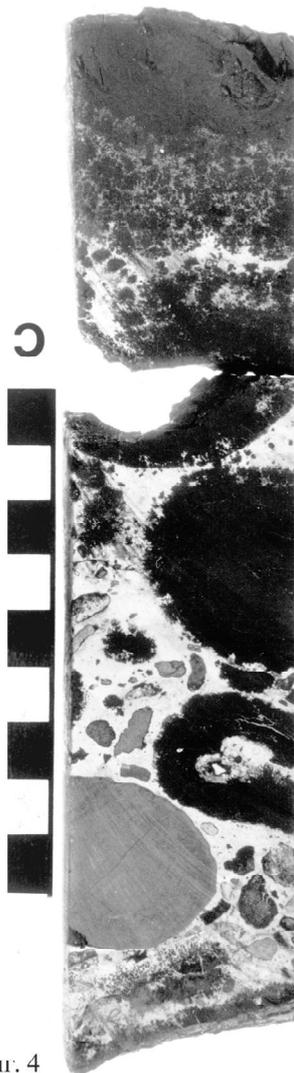
Фиг. 1



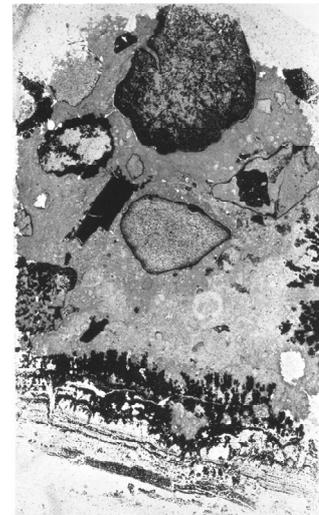
Фиг. 2



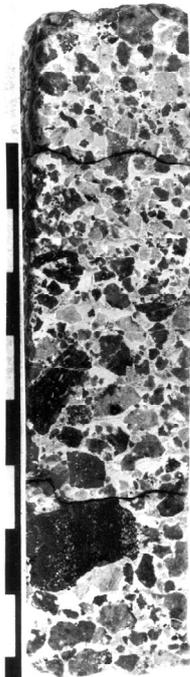
Фиг. 3



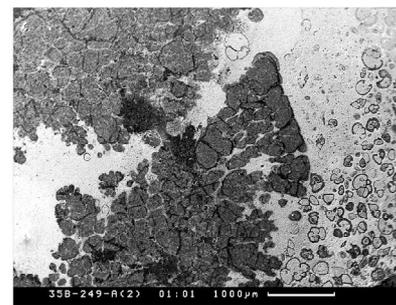
Фиг. 4



Фиг. 5



Фиг. 6



Фиг. 7

Фиг. 1. Керна скв.35Б178-2А. Фосфатизированный нанофораминиферовый известняк с интенсивным развитием ЖМО. Фиг. 2. Керна скв.35Б312-1А. Фосфатизированный нанофораминиферовый известняк с обилием фрагментов раковин моллюсков, в разной степени замещенных ЖМО. Фиг. 3. Фотография шлифа этого керна. Ув. 4х. Фиг. 4. Керна скв.35Б249-А. Фосфатизированная седиментационная конглобрекция с интенсивным развитием ЖМО (черное). Фиг. 5. Фотография шлифа этого керна. Ув. 5х. Развитие пальцевидных, дендритовидных (внизу и справа), выходящих по стыкам обломков (в центре и в левом верхнем углу), частично замещающих с периферии обломки (вверху) ЖМО (черное). Фиг. 6. Керна скв.35Б300-1А. Седиментационная брекчия. Фиг. 7. Фотография в СЭМ части керна скв.35Б249-А. Развитие ЖМО (черное) в виде сплошных масс (слева) и выполнения части раковин фораминифер пятнами (справа).

(ЖМО). В фототаблицах 1 и 2 приводятся фотографии керна и характерных прозрачных шлифов основных установленных разновидностей пород субстрата. Остановимся на их типовых особенностях.

Отчетливо обособляются две группы карбонатных, но в разной степени фосфатизированных пород, ранее уже отмеченных на рассматриваемых гайотах при изучении дражных проб [9, 15], а теперь вскрытых бурением. Первая группа объединяет отложения преимущественно мелководных обстановок, формировавшихся на стадии положения вершины подводной вулканической горы вблизи уровня океана – стадии острова-атолла [5]. В эту стадию формируется специфический породный комплекс из обломков рифовых и околорифовых пород, многочисленных биокластов бентосных форм, в сочетании с оолитовыми и иными разновидностями. Ей соответствуют, прежде всего, обломочно-биокластические известняки (см. таблицу 1, фототаблицу 1, фиг. 1 и 2), в составе которых доминируют двустворки, прежде всего рудисты, брюхоногие, кораллы и др., в незначительном объеме – бентосные фораминиферы. Широко распространенные обломки карбонатных, обычно рифовых пород достигают размеров 2–3 см в поперечнике, крайне редки фосфатные обломки. Заполняющий материал – пелитоморфный карбонат. Для этих пород весьма характерна проявленная участками, интенсивная перекристаллизация в агрегат довольно крупных кристаллов кальцита. Возраст этих известняков находится обычно в диапазоне апт–альб по кампан–маастрихт. Фосфатизация их, как правило, незначительна и, чаще всего, не превышает 0,5–1,0 %  $P_2O_5$ , редко достигая 3–5 %. В этих известняках ЖМО развиваются весьма редко и преимущественно только в самой верхней части, вблизи собственно корки.

Вторая по распространенности группа пород стадии острова-атолла – это биокласто-оолитовые известняки, видимо, формирующиеся в пределах отлогих прибрежных обстановок песчаных баров. Образованы оолитами концентрического строения (скорее всего, формировавшимся при участии микробных форм) вместе с обломками раковин двустворок, брюхоногих моллюсков и др. (фототаблица 1, фиг. 3 и 4). Заполняющая масса сложена весьма тонким карбонатным материалом, состоящим, вероятно, из тонких, скорее всего микробных остатков, которые обычно по всему вскрытому разрезу участками подвергаются довольно интенсивной фосфатизации. В самых верхних частях разреза этих пород в заполняющей массе довольно часты планктонные фораминиферы, видимо знаменующие начало погру-

жения атолловых осадков на более значительную глубину. Содержания пятиоксида фосфора в этих породах соответственно выше, в пределах 4–9 %. Развитие ЖМО также весьма редкое.

И, наконец, последняя группа известняков этого этапа развития подводной горы состоит из карбонатных фрагментов алевритовой размерности, возможно, отвечающих сути термина пеллеты, с небольшой примесью зерен песчаной размерности также карбонатного состава с карбонатным же цементом типа сопротикосновения или заполнения пор (фототаблица 1, фиг. 5 и 6). Фосфатизация их обычно весьма низкая, до 0,2–0,5 %  $P_2O_5$ , развитие ЖМО не характерно (таблица 1).

Стадии погружения вершины подводной горы и ее атолловой «шапки» заметно ниже уровня океана соответствует совершенно иной характер седиментации – доминирование в осадках планктонных карбонатных организмов при подчиненной роли бентосных фоссилий, иногда сочетающихся с местным эдафогенным обломочным материалом брекчиевого характера. Собственно такая седиментация продолжается до настоящего времени, но, по крайней мере, до эоцена, возможно, и миоцена она приводила к формированию относительно литифицированных и обычно весьма фосфатизированных пород. В настоящее время формируются рыхлые, существенно планктонногенные осадки аналогичного типа, совершенно не фосфатизированные.

Нанофораминиферовые известняки – наиболее обычный представитель этой группы карбонатных пород (фототаблица 1, фиг. 7; фототаблица 2, фиг. 1–3), но, вероятно, комплекс планктонных и бентосных микроорганизмов заметно шире, судя по сделанным наблюдениям. Седиментационные брекчии, дополнительно к нанофораминиферовой основе, включают комплекс равновеликих обломков карбонатных, вулканических пород и более ранних фосфоритов. Размер обломков довольно широко варьирует от долей до 10–15 см в поперечнике (фототаблица 2, фиг. 4–6). Для этой группы пород характерно развитие в стратиграфически (и батрологически) наиболее вышних частях разреза. Часто по керну можно непосредственно наблюдать перекрытие ими известняков стадии острова-атолла (фототаблица 1, фиг. 7). Возраст отложений этой группы колеблется в пределах от конца позднего мела до среднего эоцена включительно, судя по имеющимся определениям.

Степень фосфатизации карбонатных пород стадии подводной горы наиболее значительна, очень часто их уже можно квалифицировать как фосфориты, но в связи с развитием ЖМО, присутствием обломков различных пород реальные содержания по керну

не превышают 16–18 %  $P_2O_5$ . Особо значительны колебания фосфатизации, естественно, в брекчиях – от 0,7 до 16 %  $P_2O_5$ . ЖМО наиболее широко проявлены именно в этих породах, прежде всего, в наиболее фосфатизированных разностях, но даже и в не полностью фосфатизированных.

Оценивая развитие фосфатизации в изученном субстрате корок, необходимо отметить, как и ранее определялось [5], что она проявлена как процесс несомненно раннедиагенетического замещения органогенных карбонатных илов, преимущественно планктонногенных, с сохранением даже тончайших деталей строения скелетов замещенных организмов. Естественно, она развивается не повсеместно, а очагово, участками, иными словами, нельзя представлять ее как проявленную по всему слою непрерывно и одинаково. С течением времени происходят определенные последующие преобразования фосфатизированных пород [17], при которых отчетливо уничтожаются биогенные структуры, фосфатная масса приобретает мелкоблочное сложение, хотя отчетливые кристаллы не появляются, и в оптическом микроскопе для них сохраняется изотропная картина. Таким образом, вполне подтверждаются намеченные ранее основные характеристики фосфатогенеза на гайотах Тихого океана [5].

В исследованном субстрате корок, как отмечалось выше, достаточно широко, хотя и весьма неравномерно, получил распространение процесс формирования ЖМО. Здесь следует отметить, что, строго говоря, в различных участках своего развития эти образования могут и не содержать марганец в заметных количествах, в других случаях содержат только весьма небольшие количества железа. Но визуально все они, вне зависимости от конкретных деталей своего состава, темно-серого до черного цвета, с характерными структурами, и в этом отношении не отличаются от обычных корок. До сих пор эта минерализация не получила необходимого освещения в литературе, что понятно, поскольку корки до сих пор изучались преимущественно в отторженцах от субстрата. Вме-

те с тем, поскольку ЖМО не отличаются в общем по составу и элементам строения от корок, весьма важным представлялось получить достоверную информацию об условиях именно их формирования, что и было сделано.

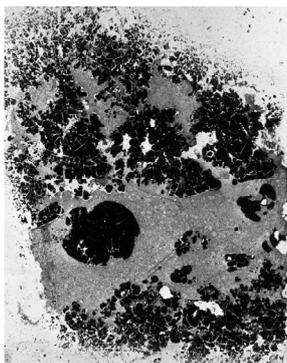
Как уже отмечалось, ЖМО развиты неравномерно в изученных образцах субстрата, преимущественно в фосфатизированных планктонногенных известняках, в том числе в разностях, содержащих фрагменты сравнительно крупных раковин беспозвоночных, и седиментационных брекчиях. Это обстоятельство вполне коррелируется с почти постоянным присутствием в составе нижних частей корок довольно значительного содержания фосфата кальция, достигающего 5–10 %  $P_2O_5$  [7], в среднем составляющего почти 3 % [10].

Конкретные формы проявления ЖМО оказались сравнительно различными по форме, характерным размерам (что достаточно существенно, поскольку размер может отражать разные стадии развития). Наименее крупные, вероятно, начальные формы представлены неправильными, пятнистыми выделениями, чаще всего развивающимися в раковинах фораминифер (до 10–20 мкм в поперечнике). Другой начальной формой являются проявляющиеся чаще всего перед фронтом уже крупных выделений ЖМО столбчатые, отчасти пальцевидные, несколько ветвящиеся проявления ЖМО, которые принято в корках определять как дендритовые, отчетливо объемные. Изредка встречаются точно копирующие тонкие структуры в фосфорите, отчасти весьма правильные геометрически, жилкоподобные выделения ЖМО. Следующая выделяемая форма развивается на стыках сравнительно крупных раковин беспозвоночных и основной массы нанофораминиферового, обычно фосфатизированного известняка, а также на стыках достаточно крупных обломков разных пород (но чаще вулканитов) с тем же фосфатизированным нанофораминиферовым известняком в брекчиях. Явно проникающая по стыкам, вещество ЖМО, в конечном счете, может заместить, полностью или частично, как ра-

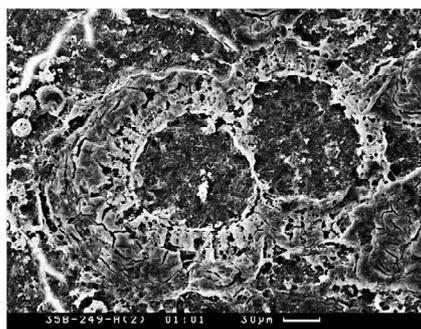
### Фототаблица 3.

Фиг. 1. Фотография шлифа другой части образца скв.35Б249-А. Ув. 3х. Фиг. 2. Замещенные ЖМО фораминиферы в этом же образце. СЭМ. Фиг. 3. ЭДС площади фиг. 2. Фиг. 4. Фотография шлифа еще одной части образца керна скв.35Б249-А с широким развитием пальцевидных, дендритовидных форм ЖМО (черное), входящих в фосфорит (серое, вверху). Фиг. 5. Взаимодействие верхних частей пальцевидных форм (слева) с заметно диагенетически измененным фосфоритом (справа вверху). Косой срез. Здесь и далее фотографии в СЭМ без указаний. Указываются только фотографии керна и шлифов. Номер скважины рядом с масштабной линейкой. Фиг. 6. Граница пальцевидных ЖМО (черное) и фосфорита более детально. Фиг. 7. Непосредственная граница такой формы и фосфорита еще детальнее. Фиг. 8. То же, еще более детально. Фиг. 9. Аналогичные пальцевидные (дендритные) формы ЖМО в слабо фосфатизированном известняке. Очень тонкий шлиф. Фиг. 10. То же, детальнее.

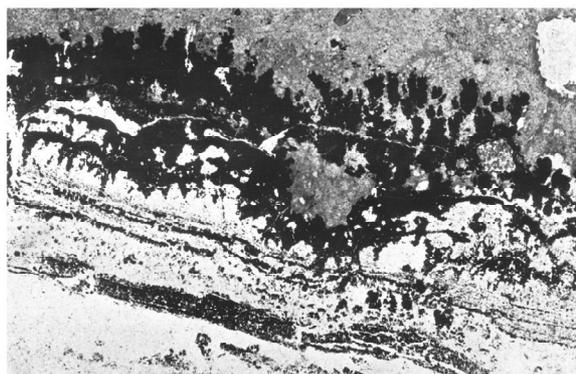
Фиг. 1



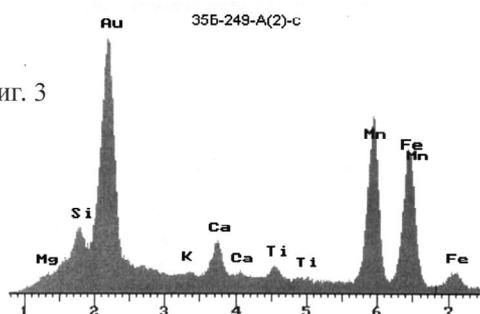
Фиг. 2



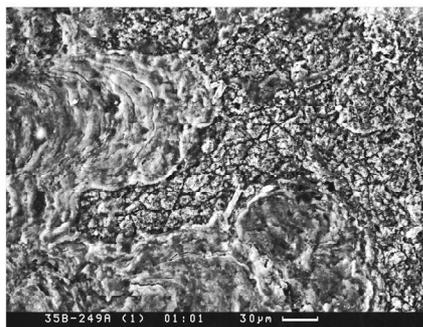
Фиг. 4



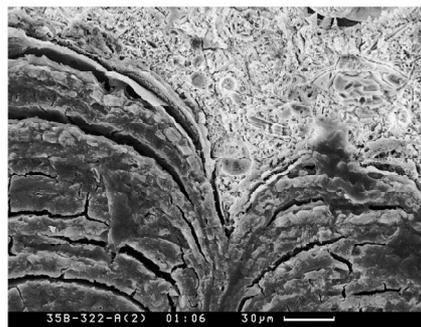
Фиг. 3



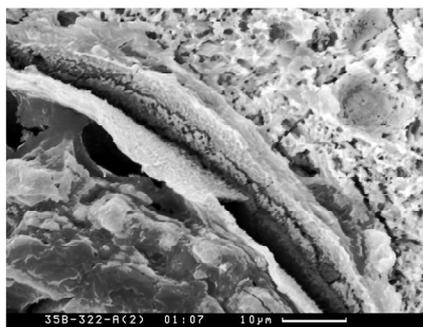
Фиг. 5



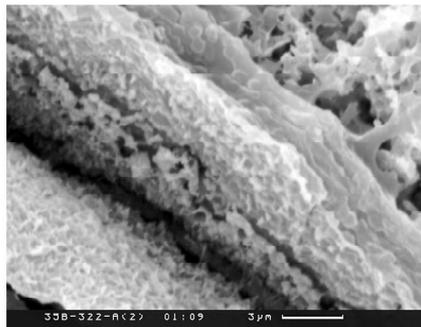
Фиг. 6



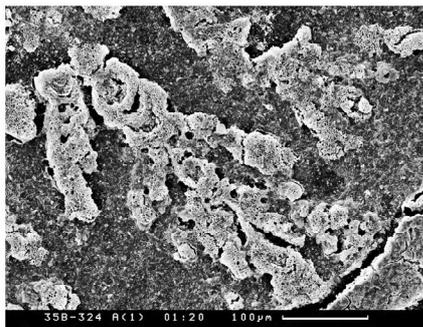
Фиг. 7



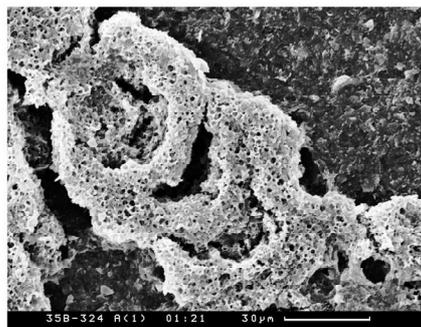
Фиг. 8



Фиг. 9



Фиг. 10



Фототаблица 3.

ковины, так и обломки, лишь в малой степени проникая в окружающий фосфатизированный известняк. Известны и достаточно редкие примеры грубого взаимопроникновения неправильных, угловатых форм ЖМО и фосфорита. И, наконец, достаточно обычны наиболее крупные, обычно овальные, округлые в сечении обособления ЖМО, которые могут иметь или не иметь перед фронтом ряд из указанных выше форм. В крайних случаях устанавливается относительно плавная, четкая граница с валлообразным или без него окончанием. Как следует из изложенного, ни в одном случае не зарегистрирована картина ограничений ЖМО, которая могла бы рассматриваться как результат последовательного отложения, наслаения осадочного материала по принципу «частица за частицей». Такое утверждение дополнительно подтверждается совершенно неравномерным распределением составов ЖМО как внутри отдельных обособлений, так и вдоль границ (см. ниже).

Рассмотрим подробнее все выделяемые формы ЖМО. Начиная с точечных (размером буквально до первых мкм, но видимых иногда хорошо и в оптический микроскоп), неправильных форм, обычно растущих в небольших раковинах фораминифер (фототаблица 2, фиг. 7) начинается развитие ЖМО (фототаблица 3, фиг. 1 и 2). Вместе с тем, как это, в частности, видно при анализе представленных фотографий, подобные формы не всегда присутствуют. Последовательное расширение таких ЖМО с проникновением во все большую часть фораминифер – вполне обычное явление. При этом фиксируется не растворение раковин, а как бы их пропитывание. Приходится говорить о развитии биоморфоз замещения, хотя в этих случаях не всегда просматриваются структуры раковин после замещения, но, вообще говоря, реликты фораминифер в ЖМО постоянны. Конечно, здесь по изда-

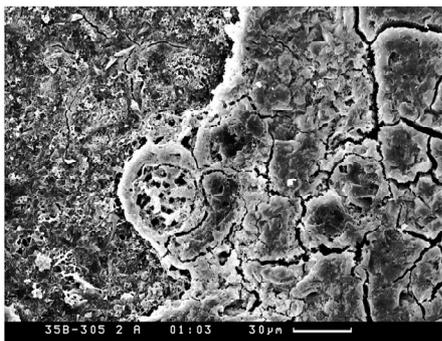
тельским возможностям нельзя привести всего множества сделанных фотографий. К тому же, в массе фосфорита раковины фораминифер встречаются только локальными участками, они частично и перекристаллизованы, а преобладающими являются кокколитофориды и многочисленные другие мелкие организмы, которые просматриваются хуже. Иногда неправильные локальные формы развиваются и вне видимых раковин фораминифер (см. ниже). Результат замещения раковин фораминифер представлен на фиг. 2 фототаблицы 3, а ЭДС этого участка – на фиг. 3.

Следующей формой, которая также характеризует начальные этапы развития ЖМО в субстрате, являются дендритовые или столбчатые, пальцевидные (фототаблица 2, фиг. 5; фототаблица 3, фиг. 4 и 9). Детальная характеристика этих форм представляет заметный интерес, поскольку они достаточно широко распространены в строении корок [1, 7] и до сих пор не представлены разумные доказательства их образования гидрогенным путем, как и примеры каких-либо несомненно осадочных пород с подобными структурно-текстурными формами. Обычно они высотой до 600–800 мкм, при ширине до 150–200 мкм и обладают двумя или более внешними выступами (фототаблица 3, фиг. 4). В косом, относительно удлинения, сечении, особенно во внешних окончаниях, они смотрятся как сложенные серией серповидных форм, ограничения которых подчеркнуты трещинами дегидратации (фототаблица 3, фиг. 5 и 6). Детальное рассмотрение их внешних частей (фототаблица 3, фиг. 7 и 8) указывает на непростой их характер, присутствие изогнутых и валиковидных или кольцевых структур, весьма тонкую пористость. Специальное изучение таких форм в тонких прозрачных шлифах показывает (фототаблица 3, фиг. 9 и 10), что они состоят из кольцевых образований весьма пористого сложения с плоскостными перемычками между кольцами. Захват этими структурами

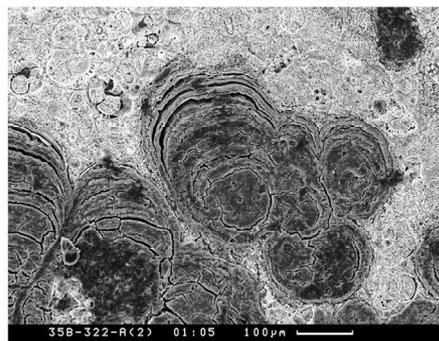
#### Фототаблица 4.

Фиг. 1. Замещенная раковина фораминиферы в пальцевидной (дендритной) форме ЖМО (справа). Фиг. 2. Пальцевидные (дендритные) формы ЖМО (темное) среди фосфатизированного нанофораминиферового известняка – сечение, перпендикулярное вытянутости дендритов. Фиг. 3. То же, большее увеличение. Светлые точечные включения (P) – реликты существенно фосфатные среди массы преимущественно марганцевого (Mn) ЖМО. Фиг. 4. Фрагменты частично замещенных ЖМО раковин моллюсков (?) и пятнистых форм в фораминиферах в фосфатизированном нанофораминифероном известняке. Фиг. 5. То же, деталь – почти полностью замещенный ЖМО обломок раковины (в центре). Фиг. 6. ЭДС центральной части замещенной раковины. Фиг. 7. Часть кольцеобразного выделения ЖМО (слева) вокруг обломка в фосфатной седиментационной брекчии. Справа – отдельные пятнообразные выделения ЖМО (черное). Фиг. 8. Крупное выделение ЖМО (у правого нижнего угла) и серия небольших в слабо фосфатизированном нанофораминифероном известняке (Ca). В периферии крупного выделения (черное) преобладают Si, Ca, P, а во внутренней – Mn. Фиг. 9. Фрагмент проникновения ЖМО (нижняя часть снимка) в слабо фосфатизированную седиментационную брекчию (Ca). В периферии ЖМО доминирует Mn, в тыловой части – Si, Fe, Ca. Фиг. 10. Широкое развитие реликтов фораминифер в ЖМО (темное), вдающееся в фосфатизированный нанофораминифероный известняк.

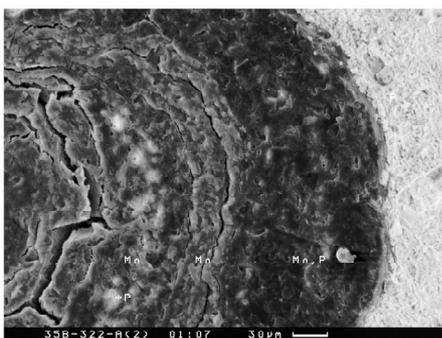
Фиг. 1



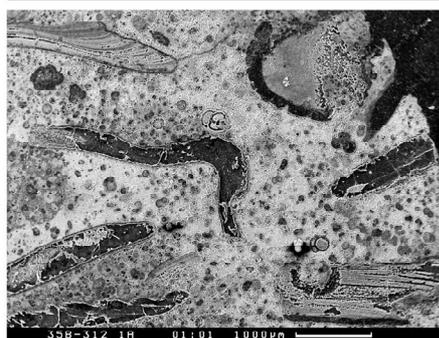
Фиг. 2



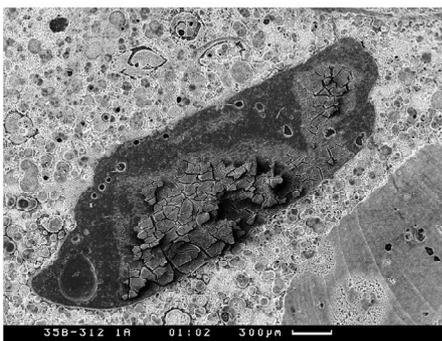
Фиг. 3



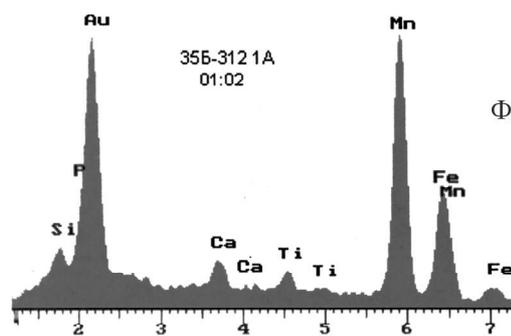
Фиг. 4



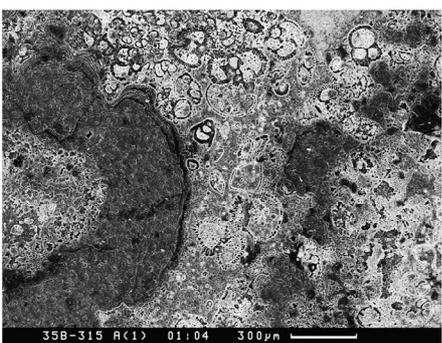
Фиг. 5



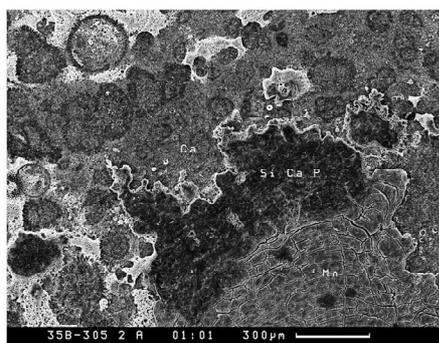
Фиг. 6



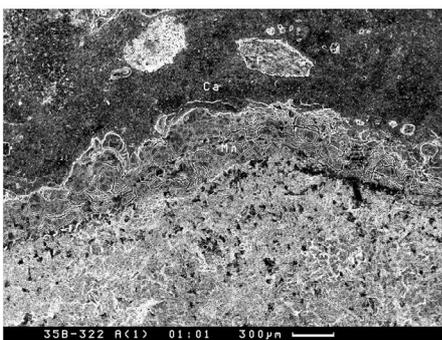
Фиг. 7



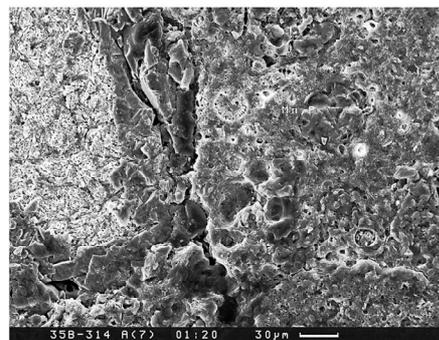
Фиг. 8



Фиг. 9



Фиг. 10



Фототаблица 4.

раковин фораминифер с замещением (фототаблица 4, фиг. 1) вполне обычен. В сечении, когда эти столбчатые формы ориентированы длинной осью в направлении глаза наблюдателя (фототаблица 4, фиг. 3), они кажутся состоящими из последовательно наложенных параллельных слоев и так иногда интерпретируются в корках [7]. Детальное же рассмотрение таких структур показывает (фототаблица 4, фиг. 3), что это срезы концентрических, как уже ясно, кольцевидных образований, характерных для самых внешних частей рассматриваемых форм. Здесь любопытно присутствие реликтов фосфата (светлые маленькие участки (P)) в темной массе ЖМО (Mn). В нижних частях эти формы сливаются, переходят в сплошные массы ЖМО (фототаблица 3, фиг. 4). Иногда высказывались соображения о том, что рассмотренные формы подобны небольшим строматолитовым постройкам. Ряд авторов настоящей статьи неоднократно изучали в СЭМ действительные строматолиты и могут с полной уверенностью утверждать отсутствие какого-то подобия рассмотренных форм с микростроматолитами.

Другой формой реализации ЖМО является проникновение компонентов флюида в стыках раковин и основной массы фосфорита, а также вокруг обломков в брекчиях. Типовой пример первого варианта приведен в фототаблице 4, фиг. 4. Здесь видны разные стадии развития и замещения ЖМО раковин беспозвоночных – от локального появления на границах раковин до полного их замещения (фототаблица 4, фиг. 5). ЭДС замещенной раковины (фототаблица 4, фиг. 6) показал обычный состав ЖМО. Развитие ЖМО вокруг обломка в брекчии приведено на фототаблице 4, фиг. 7.

Примеры разных типов границ крупных по размерам ЖМО обособлений даны на фиг. 8 и 9 фототаблицы 4. В этих примерах ЖМО развиваются в сравнительно слабо фосфатизированных, причем только участками, известняках, но если в первом случае в периферической зоне в ЖМО преобладают кремнезем, фосфаты и немного железа, то во внутренней зоне доминирует обычная железо-марганцевая ассоциация. В другом случае картина прямо противоположная. Естественно, никаких признаков нормально осадочного отложения вещества ЖМО здесь нет. Более того, в массе таких объемных форм ЖМО можно постоянно видеть реликты замещенных фораминифер и фосфата (фототаблица 4, фиг. 10).

Хотя исследование корок еще продолжается, уже выполнено изучение прослоя (по полевому заключению) фосфорита внутри корки, вскрытого в скв.15Б301, и мы посчитали необходимым в одной статье рассмотреть непосредственные соотношения

этого фосфорита и корки и сравнить с развитием ЖМО в субстрате. На фиг. 1–2 фототаблицы 5 приведены фотографии шлифов из этой части керна, на которых видны непосредственные контакты корки и фосфорита. Обращает на себя внимание присутствие перед фронтом корки многочисленных начальных пятнистых форм, в целом, совершенно аналогичных описанным выше (фототаблица 5, фиг. 3). Они также начинают развиваться в раковинах фораминифер, затем выходят за их пределы. При этом удалось показать, что даже рядом находящиеся пятнистые формы могут иметь не только разный состав и строение (фототаблица 5, фиг. 4 и 5), но и участками явно реакционные соотношения с фосфоритом с формированием характерных кристаллических форм (фототаблица 5, фиг. 6–8). Любопытно, что аналогичные кристаллические структуры, но линейного характера, присутствуют и на определенном расстоянии от края корки уже в фосфорите (фототаблица 5, фиг. 9 и фототаблица 6, фиг. 1 и 2).

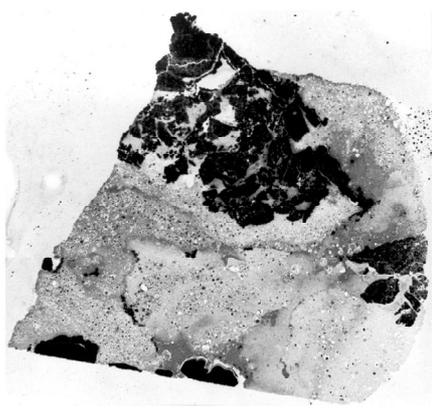
Здесь есть и новые своеобразные формы, например изображенные на фототаблице 6, фиг. 3, где развиты тонкие, почти жилкоподобные ЖМО по закономерным рисункам структуры фосфорита.

Что касается границ корки с фосфоритом, то весьма четкая картина видна, например, на фототаблице 6, фиг. 4 и части фиг. 2 фототаблицы 5, где весьма сложное строение периферической части корки, цветом и структурой различаются локальные участки, совершенно разные и по химическому составу (фототаблица 6, фиг. 5–8). Естественно, здесь не может быть и речи о седиментогенном характере границы корки. Такая позиция подтверждается и наблюдениями в других участках, где могут быть и совершенно иные соотношения, например, на фиг. 9 и 10 фототаблицы 6. И здесь также можно видеть многочисленные реликты фораминифер, в разной степени замещения. Наряду с ними в пределах существенно железо-марганцевой корки встречаются небольшие участки фосфорита, с ходами и остатками заполняющих их микроорганизмов (фототаблица 7, фиг. 1–4).

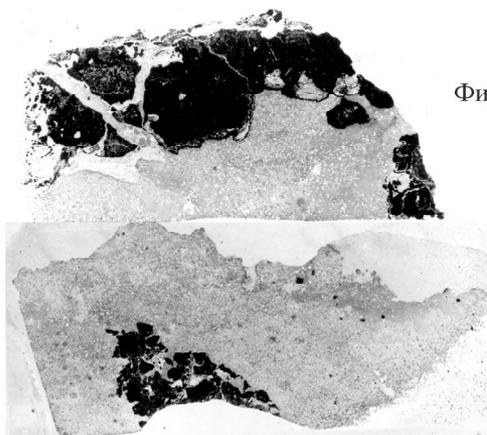
Таким образом, можно считать вполне обоснованным, что каких-нибудь принципиальных различий между развитием ЖМО в субстрате корок и соотношениями реликтов фосфорита с вмещающей коркой нет.

Для полноты картины развития ЖМО необходимо еще рассмотреть особенности кобальто-марганцевых корок (КМК) на эдафогенных обломках, поднятых драгами. На фиг. 5 фототаблицы 7 представлен спил такого обломка фосфатной (20 %  $P_2O_5$ ) брекчии

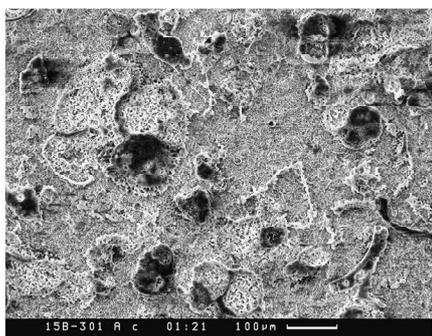
Фиг. 1



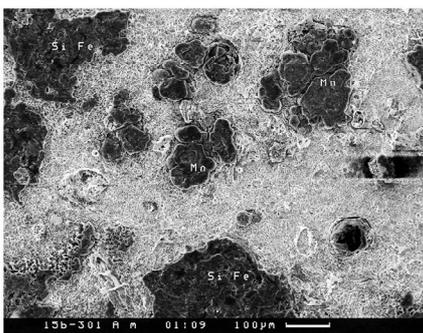
Фиг. 2



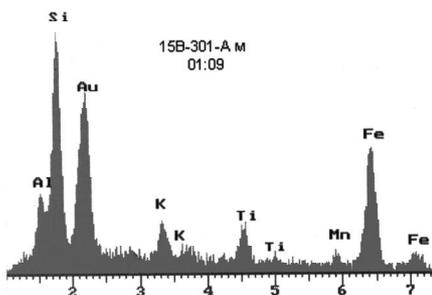
Фиг. 3



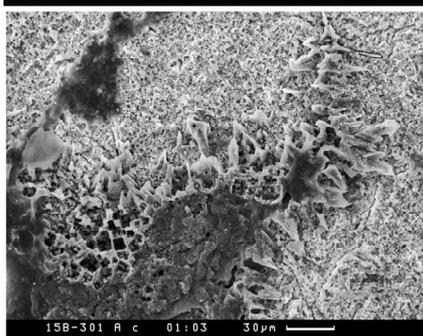
Фиг. 4



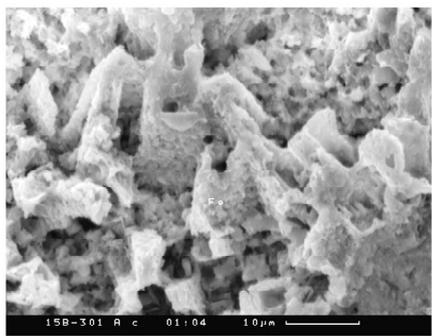
Фиг. 5



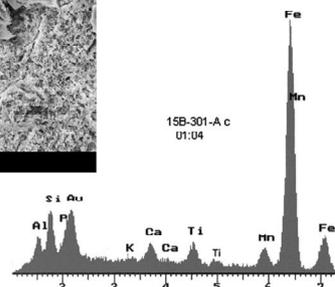
Фиг. 6



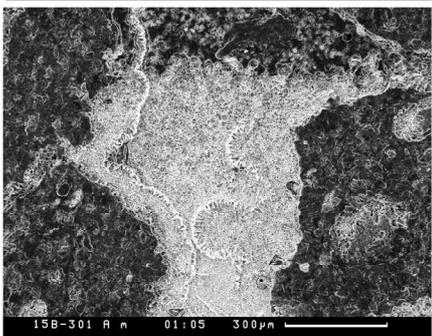
Фиг. 7



Фиг. 8



Фиг. 9



Фототаблица 5.

Фиг. 1. Участки фосфорита (серое) по нанофораминиферовому известняку среди КМК (черное). Керна скв.15Б301-А. Ув. 1,5х. Фиг. 2. То же, другая часть керна. Фиг. 3. Пятноподобные выделения ЖМО (черное) разных стадий формирования преимущественно в раковинах фораминифер перед фронтом КМК. Фиг. 4. То же, но более поздняя стадия развития и соответственно более крупные выделения ЖМО. Разные пятна могут быть существенно марганцевые (Mn) или существенно кремнисто-железистые (Si, Fe). Фиг. 5. То же, ЭДС существенно кремнисто-железистого пятнистого выделения. Фиг. 6. Некоторые пятноподобные формы ЖМО имеют кристаллические образования на границе с фосфоритом. Фиг. 7. Указанные кристаллические образования при большем увеличении. Фиг. 8. ЭДС этих кристаллических образований. Фиг. 9. Протяженные каемки аналогичных кристаллических образований на различных расстояниях в участках сложных соотношений КМК (черное) и фосфорита (светлое). В КМК многочисленные реликты фосфорита (менее светлые).

с отчетливой коркой. В брекчии в карбонатных фрагментах встречаются обломки панцирей морских ежей, верхнемеловых кораллов *Mesomorfa* sp., колоний кораллов *Parasmilia* sp. (сантон-маастрихт), раковин двустворчатых моллюсков Rudistae, вероятно, рода *Biradiolites*, позднемелового возраста. Многочисленные контуры фораминифер недостаточны для надежного определения. Отсутствие характерных верхнемеловых и палеогеновых форм, но присутствие некоторых срезов, напоминающих олигоценые *Turborotalia* и неогеновые *Globigerinoides*, с большой долей условности предполагает, что здесь имеется олигоцен-неогеновый комплекс. Перед внутренней границей корки в брекчии видны разной длины прожилковидные ЖМО, иногда довольно правильные, явно использующие структуры породы (фототаблица 7, фиг. 6). Но собственно корка состоит из массы раковин фораминифер и других организмов, замещенных алюмокремнистым с железом веществом, с естественным присутствием реликтового фосфата (фототаблица 7, фиг. 7 и 8). По данным химического анализа, в корке 1.7 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. Важно, что и перед ней есть начальные пятнистые формы в раковинах фораминифер, подобные рассмотренным выше. Следует отметить, что различные органические остатки, замещенные ЖМО, есть и в корках на других образцах, например, на пробе 15Д228-В (фототаблица 7, фиг. 9).

В настоящей статье не рассмотрен вулканический субстрат КМК, сравнительно редко вскрытый бурением (см. выше). Такие данные предполагается рассмотреть позже, но учитывая весьма частую фосфатизацию вулканических пород [5,16], в том числе и гайотов ИОАН, Дальморгеология [9,19], по крайней мере в их фосфатной части, процессы развития ЖМО в них не будут заметно отличаться от рассмотренных выше.

#### ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Практически все разновидности пород субстрата, вскрытые бурением, были известны по материалам драгирования, проведенного на рассматриваемых

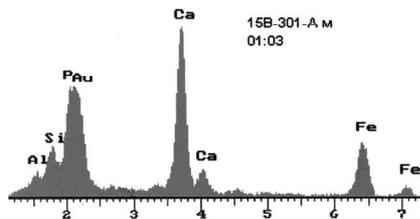
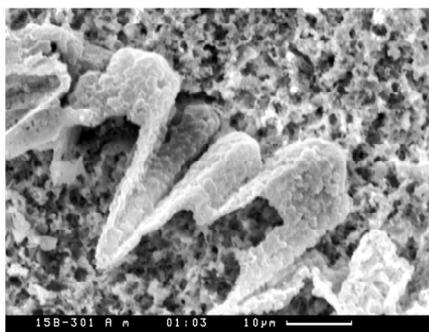
гайотах в предыдущие годы [5, 9, 19]. Ничего существенно нового не получено и по вопросам фосфатизации, но весьма четко вырисовывается максимальная благоприятность развития ЖМО и корок по фосфатизированным, даже в небольшой степени, планктонногенным карбонатным породам и брекчиям. Представляется, что фосфатогенез является важным, благоприятным предшественником последующей железо-марганцевой минерализации, что требует специального рассмотрения (см. ниже). Однако наиболее важные данные получены о развитии железо-марганцевых образований в субстрате и по фрагментам фосфоритов в КМК. Вся совокупность полученных в этом отношении материалов указывает: то, что принято считать железо-марганцевой минерализацией в вершинных частях гайотов, является результатом проникновения далеко не всегда однородных (соответственно, не всегда существенно железо-марганцевых) растворов порового, интерстициального характера в области, благоприятные для перемещения и, соответственно, минерализации – в верхние части геологического разреза гайота и в эдафогенные обломочные осыпи, где развиты хотя бы относительно литифицированные, но сравнительно более пористые, проницаемые породы, которые поэтапно, последовательно замещаются (полностью или частично) этими растворами. Следует подчеркнуть, что никаких данных, которые бы свидетельствовали о седиментационном или, говоря иными словами, гидрогенном способе формирования ЖМО в субстратах или в изученной корке, не получено. Следует проанализировать всю цепочку намечаемых событий, ведущих к формированию ЖМО в субстрате и исследованной корке, включающей фосфорит.

1. Источник растворов и причина их минерализации. Логично полагать, что источником вещества для ЖМО в реальных условиях гайотов могут быть не карбонатные, отчасти фосфатизированные породы их «шапки», а преимущественно, если не исключительно, вулканические породы подводящей горы. Действительно, если чем-то существенным и отличается фосфатогенез на гайотах от его проявления на шельфах, то

#### Фототаблица 6.

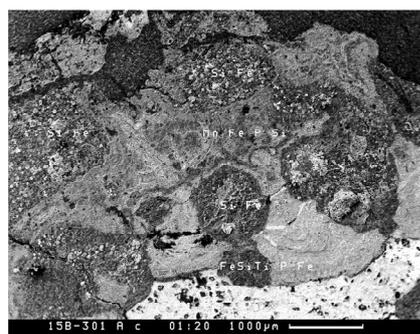
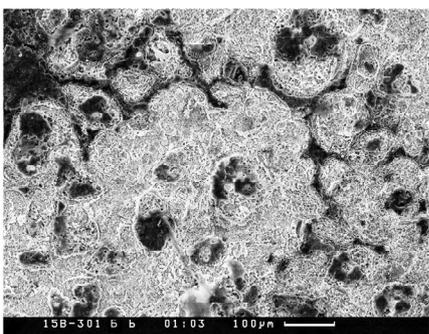
Фиг. 1. Кристаллические каемки фиг. 9 фототаблицы 5 при большем увеличении. Фиг. 2. ЭДС таких каемок. Фиг. 3. Относительно закономерное, тонкое проникновение ЖМО (черное) в фосфорит, наряду с пятноподобными формами. Фиг. 4. Фрагмент границы КМК с фосфоритом (часть фиг. 2, фототаблицы 5 при большем увеличении). Хорошо видны резкие различия в структуре, окраске и химических особенностях (по символам элементов) периферических частей корки. Фиг. 5–8. ЭДС различных по окраске и структуре участков, соответствующих символическим элементам. Фиг. 9. Фрагмент проникновения корки в фосфорит (светлое) с резкими различиями состава на небольших расстояниях: существенно марганцевые (Mn) и кремнисто-железистые (Si+Fe). Фиг. 10. Тесное взаимопроникновение фосфорита и вещества КМК, с многочисленными реликтами фораминифер.

Фиг. 1



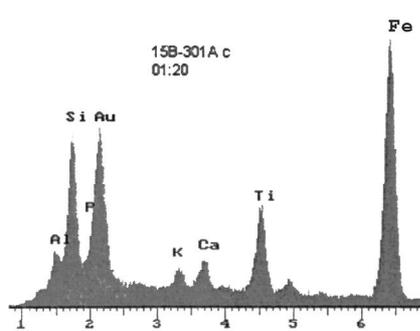
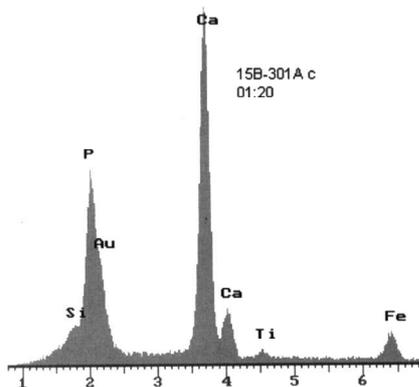
Фиг. 2

Фиг. 3



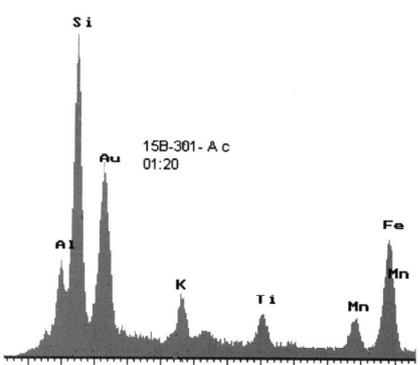
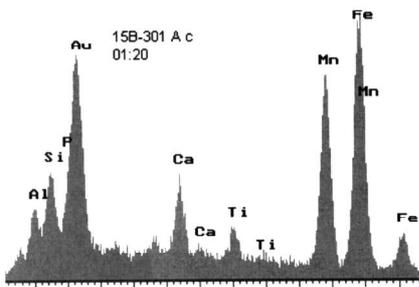
Фиг. 4

Фиг. 5



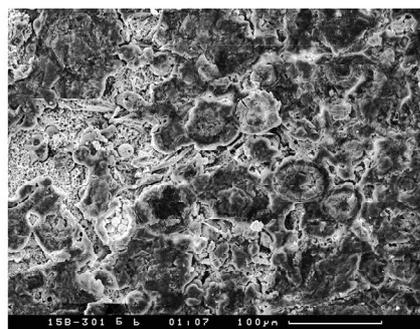
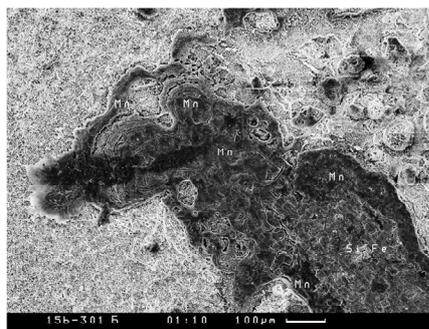
Фиг. 6

Фиг. 7



Фиг. 8

Фиг. 9



Фиг. 10

Фототаблица 6.

только тем, что он реализуется в маломощных карбонатах, налегающих на мощнейшую вулканическую колонну. При гальмиролизе вулканитов, то есть их изменении вплоть до полного разложения, не исключено, что и при поздних проявлениях вулканизма и поствулканической деятельности действительно может происходить обогащение компонентами ЖМО поровых вод, циркулирующих в пределах гайота. Достаточно давно известен состав этих поровых вод [2], в которых содержания главных компонентов ЖМО, корок на порядки выше, чем в придонных водах. При этом, в карбонатных породах стадии острова-атолла не устанавливаются признаки интенсивного растворения, а изменения имеют скорее только позднедиагенетический характер, как и в фосфоритах. Базальтоиды же гайотов, как давно известно, весьма часто цеолитизированы, фосфатизированы и нередко просто разложены.

Данные микроанализов ЖМО, корок показывают, что их состав достаточно широк: кроме, естественно, Mn, Fe почти постоянно присутствие Si, Al, Ca, P, часты Ti, K. Однако иногда даже на расстоянии в первые мкм состав ЖМО и корок весьма резко, хаотически меняется в самых разных направлениях, что вряд ли может соответствовать гидрогенному способу образования. Если учесть, что, по крайней мере, часть фосфата кальция унаследована от замещенного фосфорита, то можно полагать, что нет разумных препятствий считать продукты разрушения базальтоидов гайота главнейшим источником вещества поровых растворов, циркулирующих и в приповерхностной части. Следует добавить, что возникавшие растворы были, возможно, и газонасыщенными, о чем свидетельствуют наблюдения над строением отложенных продуктов в тонких срезах. Видимо, изредка они были и относительно повышеннотемпературными, о чем, вероятно, свидетельствуют полученные примеры развития явно кристаллических форм в близконтактных зонах корок.

**2. Пути циркуляции поровых растворов.** Несколько ясно из имеющейся информации, движение растворов, формирующих ЖМО, происходит во всех

случаях к периферическим зонам по всему объему гайота, начиная с нижних частей основания до вершинной области. Видимо, это обусловлено течением в направлении уменьшения горного давления, т.е. определяется необходимостью снижения градиентов давления. Динамика движения поровых растворов к границе дно-наддонная вода, в зону окисления, отмечалась неоднократно [6,12]. Естественно, нас более всего интересует движение растворов к привершинной части. Судя по имеющимся наблюдениям, трещинки, стыки обломков раковины с вмещающей массой фосфорита вполне благоприятны для их проникновения. Достаточно широко используются и более тонкие пути проникновения – явно высокопористые раковины фораминифер, очевидно, более пористые (и проницаемые), чем более тонкого сложения части фосфорита. Еще более тонкие поры в участках формирования дендритных, столбчатых форм, где, скорее всего, происходит диффузия в межзерновом пространстве, что, возможно, и обуславливает появление таких своеобразных форм. При фронтальном росте сравнительно крупных обособлений ЖМО в субстрате, скорее, также происходит диффузия сквозь зерновое пространство, но при больших массах поступающего раствора в единицу времени. Здесь следует напомнить, что скорости диффузии водных растворов сквозь межзерновое пространство почти аналогичны скоростям диффузии сквозь жидкость [14], и расчеты показывают, что ЖМО толщиной в 7–8 см могло бы сформироваться в течение 0,5 года при непрерывной поставке флюида.

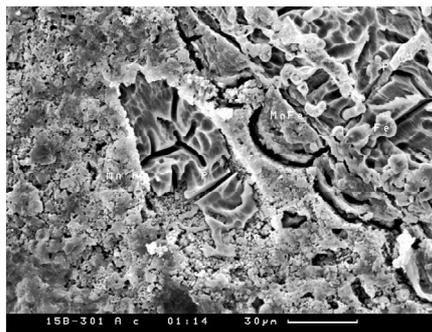
Очевидно, что фосфориты, фосфатизированные планктонногенные известняки и брекчии, в сравнении с явно более плотными известняками стадии острова-атолла, относительно благоприятны для фильтрации флюида, хотя мы пока не обладаем конкретными параметрами их пористости и проницаемости. Это, видимо, означает, что и толщина корок по ним может быть максимальной при условии их первичной максимальной мощности.

Особый вопрос – это возможные пути проникновения растворов сквозь уже отложенное рудное

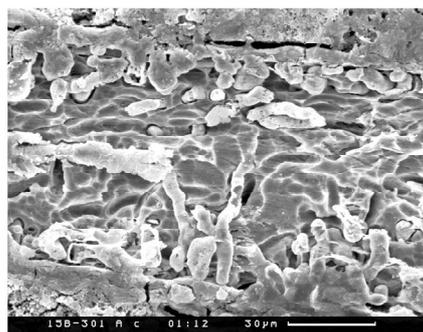
## Фотогалаблица 7.

Фиг. 1. Реликты фосфорита со следами (?) микроорганизмов среди массы массивной КМК. Фиг. 2. То же, более детально. Фиг. 3. ЭДС вмещающей КМК. Фиг. 4. ЭДС фосфорита. Фиг. 5. Фотография части драгированного образца 35Д230-1-А. Фосфатная седиментационная брекчия с КМК по периферии (черное). Фиг. 6. Разные формы проникновения ЖМО (черное), в том числе жилкоподобные, следующие трещинным структурам в фосфатной брекчии ниже основной корки. Фиг. 7. Непосредственный контакт КМК (черное) с фосфатной брекчией. Отчетливо видна масса реликтов раковин фораминифер и других организмов в сложении корки, а в фосфатной брекчии – пятнистые формы ЖМО в фораминиферах. Фиг. 8. ЭДС корки. Фиг. 9. Во вдающихся в фосфатную брекчию частях корки (черное) содержатся реликты различных фоссиллий.

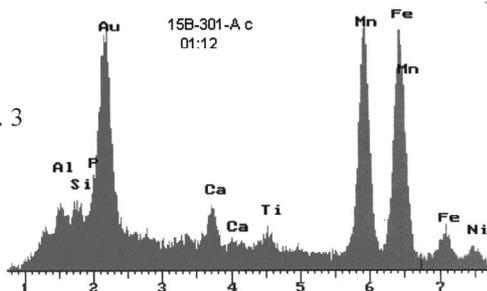
Фиг. 1



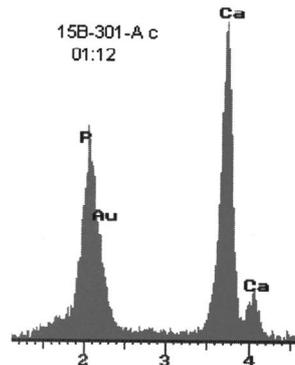
Фиг. 2



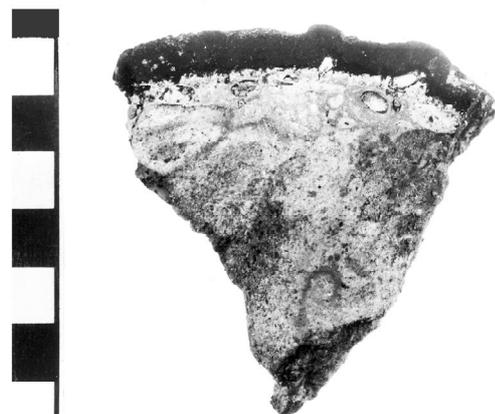
Фиг. 3



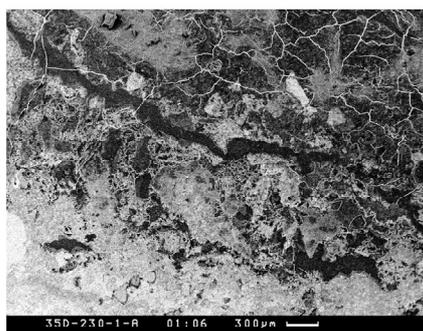
Фиг. 4



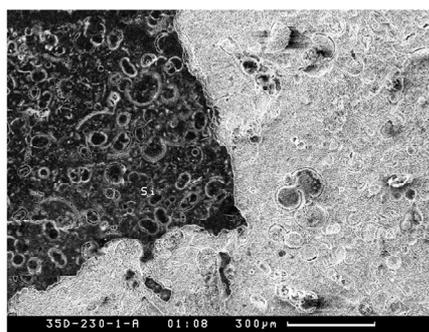
Фиг. 5



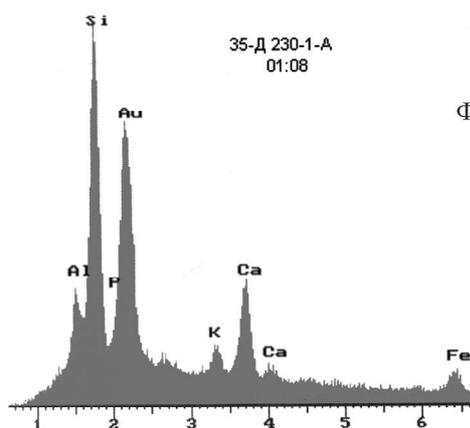
Фиг. 6



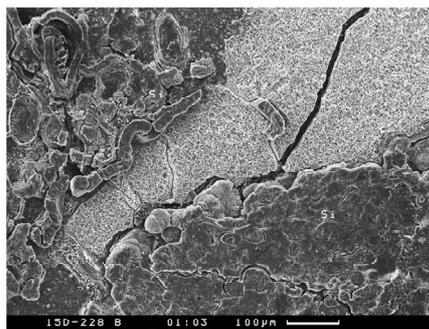
Фиг. 7



Фиг. 8



Фиг. 9



Фототаблица 7.

вещество. Наблюдения показали – внешние зоны ЖМО весьма высоко, естественно тонко, но пористые и, видимо, хорошо проницаемые. Это и позволяет расти таким формам, как дендритные, на расстояния в сотни мкм в ориентированном направлении сквозь уже отложенное ранее вещество, не обязательно абсолютно аналогичное по составу.

### 3. Характер отложения и вариации состава.

Весьма важные наблюдения касаются постоянного присутствия реликтов биологических структур фосфоритов, самих фосфоритов во всех формах ЖМО, корках. Следует отметить, что практически во всех публикациях, где излагаются результаты исследования строения корок с использованием в том числе и электронной микроскопии [например, в 3, 4, 17, 18], приводятся подобные факты. Однако эти факты преимущественно не комментируются, а несколькими строками ниже можно найти утверждения о гидрогенном образовании таких корок. Конечно, реликтов раковин было бы значительно больше, если бы, например, фораминифер в фосфоритах было бы просто больше, не были бы проявлены процессы их разрушения. Все это означает, что, по крайней мере в значительной степени, отложение вещества ЖМО идет путем пропитывания растворами и замещения фосфоритов и фосфатизированных известняков (в других случаях и различных вулканитов). При этом нет примеров разрушения существовавших биологических структур, но имеет место их репликация по биологической матрице, почти так же, как это происходит при фосфатизации [7]. Однако нет и примеров сохранения иных структур, кроме биологических. Видимо, следует признать, что даже на стадии последующего замещения биологические структуры столь же трудно разрушаются, как и на стадии раннего диагенеза. При этом, очевидно, сохраняются в отложенном веществе определенные количества фосфата от фосфорита или кальцита известняка.

Таким образом, следует признать, что определенная часть отлагающегося вещества может формировать и оригинальные, не наследуемые структуры. Типичным примером их следует считать дендритные, столбчатые формы, хотя и они могут участками реплицировать раковины фораминифер. Их формирование в значительной степени несет признаки повторяющейся пульсации (во внешних частях), с формированием кольцевых структур, возможно соответствующих автоколебательным режимам, подобным обеспечивающим рост колец Лизиганга, но, конечно, вряд ли в полном соответствии с представлениями Ю.О. Пунина и др. [11]. Вероятно, и рост крупных обособлений ЖМО, корок идет в передовом фронте примерно аналогич-

но, но при этом очень хорошо сохраняются и биоморфозы, сквозь которые проходят передовые валкообразные (кольцевые?), возможно тоже диффузионные структуры проникающих растворов.

Другой важной проблемой является состав отлагаемого вещества. Изучение показало исключительно большие вариации составов сформировавшихся минеральных форм на расстояниях в несколько микрон. Резко варьируют по составу фронтальные и внутренние части. Крайняя неустойчивость составов сформировавшихся минеральных форм, таким образом, является, безусловно, характерной особенностью. Поэтому анализы ЖМО и корок, их частей отражают некоторую случайную картину только для опробованного участка, что следует иметь в виду при их оценке. С учетом этих фактов следует оценивать и минеральные формы ЖМО, корок. Кристаллическое строение ЖМО и корок, присутствующее только на стыке с вмещающим фосфоритом или даже на расстоянии от границ корки в фосфорите (что означает воздействие растворов даже на некоторое расстояние от их основного отложения), крайне ограничено. Вероятно, это может служить указанием, что поступающие растворы только иногда имели сравнительно высокие температуры. Ничего подобного нельзя сказать о веществе биоморфоз, где, конечно, возможны, в крайнем случае, только скрытокристаллические структуры, аналогичные, например, характерным для фосфоритов. Можно поэтому полагать, что реально кристаллическое строение в сложении ЖМО и корок крайне ограничено, а, в основном, видимо, преобладает скрытокристаллическое или даже колломорфное.

В заключение следует обсудить еще ряд общих вопросов. С позиций исследователей, принадлежащих к англо-американской школе, процессы формирования ЖМО и отчасти корок несомненно являются диагенетическими, поскольку все преобразования породы после ее формирования, вплоть до катагенеза, рассматриваются ими таковыми. В отечественной литологической школе диагенез, по сути, ограничивается литификацией породы. Так, при рассмотрении, например, процесса образования глубоководных конкреций [13] отечественные специалисты не привязывают его к преобразованиям осадка, а рассматривают его как достаточно независимый. В рассматриваемом случае логично считать процессы формирования ЖМО как наложенные, обусловленные лишь тем, что сформированные карбонатные, отчасти фосфатизированные породы подверглись изменению только потому, что отложились на мощной

вулканической постройке, которая была и местом, и причиной генерации изменивших их флюидных потоков. В любой иной ситуации фосфориты не подверглись бы таким изменениям.

На настоящей, еще не полной стадии изучения КМК мы не можем утверждать, что весь их разрез построен в результате воздействия поровых растворов, а не сформирован по гидрогенной модели. Но несомненным является тот факт, что, по крайней мере, нижняя часть этого разреза отчетливо несет признаки образования путем замещения фосфатных пород поровыми растворами, и это хорошо объясняет высокие содержания фосфатов в этих частях корок, даже когда визуально или в оптическом микроскопе фосфориты не видны. Дальнейшие исследования корок, которые несомненно нужны, должны сопровождаться более точными микрозондовыми анализами, в совмещении с СЭМ.

В итоге отметим, что в постройках гайотов Магеллановых гор действовал мощный, объемный источник вещества в виде пород основного состава. Их гальмиролиз, различная вулканическая деятельность могли обеспечить значительные концентрации в поровых водах комплекса главных элементов ЖМО, корок: Si, Al, Fe, Mn, Ti, Co, Ni, K. Повышенные концентрации фосфатов наследуются от замещаемых пород. Градиенты давления в вулканической постройке гайота обеспечивают отжим поровых вод в периферические зоны. В привершинной части гайота более проницаемыми, вследствие относительно повышенной пористости, при естественном литифицированном состоянии, являются фосфориты, брекчии и вулканиты. Вследствие совокупности названных причин в них прежде всего и разгружается, концентрируется соответствующее оруденение. Нелитифицированные, рыхлые осадки, вследствие диффузионного характера флюидного потока с сравнительно медленными скоростями проникновения, не могут обеспечить рудоотложение. Однако относительно литифицированные обломки в эдафогенных накоплениях на поверхности гайота минерализуются указанными флюидами с периферии, с образованием соответствующих корок. Дальнейшие исследования, которые совершенно необходимы, смогут детализировать некоторые важные элементы намеченной картины, но уже сейчас ясно, что участки максимальных мощностей фосфоритовых накоплений обеспечат и максимальные объемы ЖМО, корок. Наиболее интенсивная проработка субстрата флюидом обусловит максимальные содержания Fe, Mn и, соответственно, Ni и, возможно Co.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ: № 02-04-48094; 03-05-64499, НШ-974.2003.5.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонин В.В., Кругляков В.В., Пономарева И.Н., Титова Е.В. Полезные ископаемые Мирового океана. М.: Изд-во МГУ, 2000. 159 с.
2. Батурич Г.Н. Геохимия железомарганцевых конкреций океана. М.: Наука, 1986. 328 с.
3. Батурич Г.Н., Дубинчук В.Т. Микроструктуры железомарганцевых конкреций океана: Атлас микрофотографий. М.: Наука, 1989. 288 с.
4. Богданов Ю.А., Сорохтин О.Г., Зоненшайн Л.П. и др. Железомарганцевые корки и конкреции подводных гор Тихого океана. М.: Наука, 1990. 229 с.
5. Волохин Ю.Г., Мельников М.Е., Школьник Э.Л. и др. Гайоты Западной Пацифики и их рудоносность. М.: Наука, 1995. 368 с.
6. Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. М.: Мир, 1982. 391 с.
7. Кругляков В.В., Мельников М.Е., Голева Р.В. и др. Рудные корки подводных поднятий Мирового океана. Геленджик, 1993. 127 с.
8. Мельников М.Е., Пуляева И.А. Железомарганцевые корки поднятия Маркус-Уэйк и Магеллановых гор Тихого океана: строение, состав, возраст // Тихоокеан. геология. 1994. Т. 13, № 4. С. 13–27.
9. Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железомарганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 4–20.
10. Мельников М.Е. Геологическое строение месторождений железомарганцевых корок и конкреций подводных гор западной части Тихого океана: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 2000. 46 с.
11. Пунин Ю.О., Сметанникова О.Г., Демидова Г.Е., Смольская Л.С. О динамике формирования океанических железомарганцевых конкреций // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 1. С. 40–50.
12. Рой С. Месторождения марганца. М.: Мир, 1986. 520 с.
13. Скорнякова Н.С., Батурич Г.Н., Мурдмаа И.О. Железомарганцевые конкреции приэкваториальной зоны радиоляриевых илов Тихого океана // 27-й МКГ. Геология Мирового океана. Секция С.06. Докл. 1984. Т.6, Ч. 1. С. 19–27.
14. Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
15. Хершберг Л.Б., Задорнов М.М., Юринец М.М. и др. Результаты сравнения глубоководного бурения морского дна с данными драгирования в западной Пацифике // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 1. С. 115–117.
16. Школьник Э.Л., Батурич Г.Н. О фосфатизации базальтов подводных гор Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1987. № 4. С. 30–34.
17. Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Суэ Яосон, Ю Цонлю. Электронно-микроскопическое изучение фосфоритов гайота ИОАН (Тихий океан) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 1. С. 102–109.
18. Школьник Э.Л., Тан Тяньфу, Еганов Э.А. и др. Природа фосфатных зерен и фосфоритов крупнейших бассейнов мира. Владивосток: Дальнаука, 1999. 207 с.
19. Школьник Э.Л., Хершберг Л.Б., Задорнов М.М., Чудаев О.В. О фосфоритах гайота Дальморгео Магеллановых

- гор Тихого океана // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 2. С. 101–108.
20. Bogdanov Y.A., Bogdanova O.Y., Dubinin A.Y. et al. 44 Composition of ferromanganese crusts and nodules at northwestern

Pacific guyots and geologic and paleoceanographic considerations // Haggerity J.A., Premoli Silva L., Rack F. and McNut M.K. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1995. V. 144.

*Поступила в редакцию 3 июня 2003 г.*

*Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой*

***E.L. Shkolnik, Ye.A. Zhegallo, I.N. Ponomareva, M.Ye. Melnikov, E.A. Yeganov,  
T.M. Khulapova, T.Ye. Sedysheva, I.K. Basov***

**Results of the study of substratum of cobalt-manganese crusts based on the cores from the holes drilled on IOAN and Dalmorgeologiya Guyots, Magellan Seamounts, Pacific Ocean**

The substratum of cobalt-manganese crusts penetrated by numerous deep-sea holes drilled on IOAN and Dalmorgeologia Guyots of Magellan seamounts in the Pacific Ocean has been studied. The complex of rocks has been characterized, and ferromanganese formations (including Si, Al, and frequently Ti) developed in the substratum in different forms have been studied in detail. They are considered to be the products of deposition of water fluids arising in the volcanic pedestal and unloading on the guyot's periphery when penetrating into the top parts of rocks to a different degree phosphatized mainly by replacement, which is demonstrated by numerous relicts of the substratum and the remains of organisms in them.

**ПРОЯВЛЕНИЯ ФЛЮИДНО-ВЗРЫВНОЙ ДЕЗИНТЕГРАЦИИ БАЗИТОВ В  
НАКЫНСКОМ КИМБЕРЛИТОВОМ ПОЛЕ (Якутская алмазоносная провинция)**

***А.И. Киселев\**, *К.Н. Егоров\**, *Р.А. Чернышов\**, *А.В. Чащухин\*\**, *Ю.Т. Яныгин\*\****

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

*\*\*Ботуобинская АРЭ АК "АЛРОСА", г. Мирный*

Накынское кимберлитовое поле находится на северо-западном плече Вилюйского палеорифта в пределах Вилюйско-Мархинского среднепалеозойского дайкового пояса базитов. Это поле уникально пространственно-временными отношениями между базитами и кимберлитами. Подавляющая часть базитов внедрилась до кимберлитов, вслед за которыми появились щелочные высококальциевые базиты, сопровождаемые взрывными брекчиями – продуктами флюидно-взрывной дезинтеграции этих базитов и вмещающих осадочных пород. Генезис взрывных брекчий исследователями трактуется неоднозначно. Некоторые из них предполагают генетическую связь брекчий с кимберлитами. Однако проведенные нами исследования не подтверждают представления о генетической связи базитовых, базит-карбонатных и существенно карбонатных взрывных брекчий с кимберлитами.

**Ключевые слова:** взрывные брекчии, кимберлиты, дайки базитов, Накынское кимберлитовое поле, Якутия.

**ВВЕДЕНИЕ**

Накынское кимберлитовое поле расположено в зоне высокой магматической проницаемости, которая более чем на 700 км трассируется среднепалеозойским Вилюйско-Мархинским дайковым поясом базитов на северо-западном плече Вилюйского палеорифта. Данное поле уникально по пространственно-временным отношениям между кимберлитами и базитами. Подавляющая часть долеритов дайкового пояса внедрилась до кимберлитов [5]. Об этом также свидетельствует присутствие ксенолитов долеритов в кимберлитах трубки Нюрбинская [2]. Вместе с этим, при проходке скважин было установлено, что эта трубка прорвана щелочными базитами с широким диапазоном содержания  $K_2O$ : от 1,5 до 7 мас. %, вероятно связанным с дополнительным привнесом этого элемента из глубинного источника во время метасоматического преобразования базитов [2, 5]. Вечают цикл среднепалеозойской тектоно-магматической активности своеобразные породы с брекчиевой текстурой – "взрывные брекчии", представляющие собой продукты локально проявленной дезинтеграции посткимберлитовых щелочных базитов и вмещающих карбонатных и других пород олондинской свиты нижнего ордовика [5]. Брекчии сразу же привлекли внимание геологов в отношении их ис-

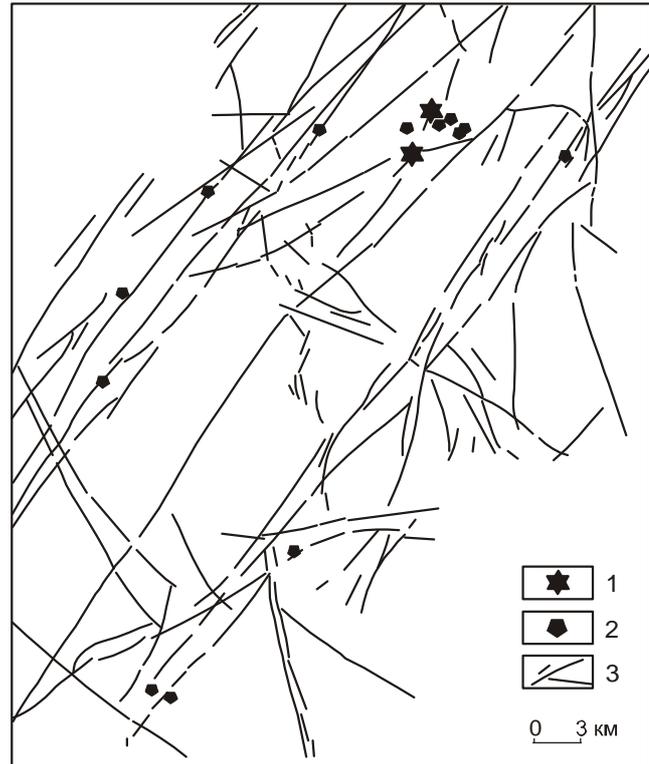
пользования в качестве поискового критерия для выявления коренных источников алмазов. Однако суждения о генетической природе этих образований неоднозначны. Их относили к основным туфам, тектоническим брекчиям и даже к кимберлитам. Настораживают также известные нам неопубликованные результаты петрохимической экспертизы брекчий, вскрытых скв. Т-18 и скв. 50/47, согласно которой некоторые образцы с высоким содержанием магния и кальция были отнесены к "дотрубочным кимберлитам". Первые и пока единственные сведения о брекчиях Накынской площади приведены в статье М.Д. Томшина и др., в которой к ним условно применен термин "взрывные брекчии", чтобы подчеркнуть текстурные особенности пород, явно выраженную флюидно-магматическую природу и их возможную генетическую связь с кимберлитами [5, стр. 1697]. Здесь же отмечается, что "не совсем корректно и отнесение их к кимберлитам, несмотря на то, что в цементе брекчий в незначительном количестве диагностированы серпентин, хлорит, флогопит (табл. 2), а в их тяжелой фракции отмечены знаковые содержания минералов-спутников алмаза: пирропа, пикроильменита, хромшпинелидов (табл. 3)" [5, стр. 1697].

В основу данной работы положены оригинальные материалы исследования взрывных брекчий

на Накынской площади, позволившие более определенно высказаться о природе этих интересных образований, чем это сделано в [5]. Приведенные ниже данные свидетельствуют против генетических отношений данных брекчий с кимберлитами. Требуется обсуждения и правомерность применения термина "эксплозивная брекчия" к исследуемым породам. Под термином "explosion breccia", или брекчия взрыва понимается порода, которая "образуется почти на месте при вулканическом взрыве, сопровождающемся дроблением вмещающих пород и автобрекчированием внедрившегося магматического материала" [4, стр. 166]. Что касается исследуемых брекчий, то мы не располагаем данными, подтверждающими автобрекчирование щелочных базитов в момент их становления до затвердевания расплава. Брекированию подвергались уже консолидированные остывшие тела, а также боковые породы. Для сохранения преемственности, мы используем данный термин, акцентируя внимание на том, что "явно выраженная флюидно-магматическая природа" [5] данных брекчий требует серьезного обоснования.

#### ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ

Представления о вещественном составе и структурной позиции брекчий базируются на результатах изучения кернового материала. Распространение брекчий на Накынской площади показано на рис. 1. Пространственная сопряженность щелочных базитов и эксплозивных брекчий обнаружена непосредственно в пределах кимберлитовой трубки Нюрбинская (скв. 16/140, 16/145, 6/92, 10/92, 21/136, 28/59д, 32/180), а также в скважинах 562/438/6 (возле трубки с юга), 572/421/1 и 546/443, соответственно, на расстоянии 500 и 1750 м от трубки. Мощность зон брекчирования, как правило, составляет первые метры, иногда – более 20 м. Глубины обнаружения брекчий установлены в интервале от 100 до 440 м. Брекчии в пределах дайкового тела могут повторяться до трех раз на разных его уровнях. В скв. 16/145 брекчии обнаружены не только в непосредственной близости от трубки Нюрбинская и в ее пределах, но и на значительном от нее удалении (рис. 1). Они вскрыты кустами скважин 50/47, 50/49, Т-91/94 в 7–9 км западнее кимберлитовой трубки, а также скважинами 42/48, Т-18/94, 62/51.5, Ан 62/1, 62/12, 30/42, Ан Н-327 с максимальным удалением от трубки к западу и юго-западу на 30 км и более. Практически везде они приурочены к интрузиям щелочных базитов, интервалы брекчирования которых выявлены здесь на глубинах 70–160 км от поверхности. Морфология тел, сложенных брекчиями, пока остается невыясненной.



**Рис. 1.** Расположение эксплозивных брекчий в Накынском кимберлитовом поле.

1 – известные кимберлитовые трубки; 2 – эксплозивные брекчии; 3 – главные разломы, выполненные слепыми дайковыми телами долеритов.

По данным поисково-разведочных работ на Накынской площади, щелочные и умереннощелочные посткимберлитовые базиты и связанные с ними эксплозивные брекчии локализованы в пределах разломов (рис. 1), в том числе и контролирующих размещение кимберлитовых тел [5]. Детально структурная позиция брекчий рассмотрена П.А. Игнатовым с коллегами в окрестностях кимберлитовых трубок Нюрбинская и Ботубинская. Было установлено, что "все магматические тела эксплозивной природы находятся в узлах пересечения разломов разных направлений" [1, стр. 37]. Особо подчеркивается роль поперечных разломов СЗ направления, которые создавали места изгибов в субширотных разрывных зонах. В этих зонах при сдвиговых деформациях возникали участки локального растяжения. Спад давления при растяжении в ограниченном объеме по отношению к литостатическому провоцировал спонтанное расширение ("взрыв") флюида и его механическое воздействие на окружающий субстрат, приводящее к его дезинтеграции. Возникает вопрос: почему проявления локальной дезинтеграции связаны только со щелочными ба-

зитами и их боковым окружением? Ответ на этот вопрос можно искать в выявлении генетических связей между постмагматическими флюидами и щелочными базитами, которые, вероятно, имели единый глубинный источник и контролировались одними и теми же структурами при их транзите к поверхности. Рассматриваемые проявления магматизма относятся к области Вилуйского палеорифта, поэтому не следует исключать влияние сейсмоструктурного фактора на активизацию глубинного флюида.

В керне щелочных базитов отчетливо видны переходы от массивных ненарушенных темно-серых афанитовых пород к участкам с тонкой волосовидной беспорядочной трещиноватостью. Вдоль трещин наблюдается осветление породы, связанное с ее гидротермально-метасоматическим изменением. При нарастании степени дезинтеграции и вторичного преобразования порода приобретает облик взрывной брекчии. Брекированию подвергались не только определенные части интрузивных тел щелочных базитов, но и боковые породы, представленные главным образом доломитизированными известняками олдондинской свиты нижнего ордовика. При этом в области контакта происходило смешивание дезинтегрированного материала разной размерности – от тонкозернистого до крупнообломочного, определившее первичный состав брекчий, которые можно подразделить на базитовые, базит-карбонатные и карбонатные.

**Базитовые брекчии** – довольно выразительные породы с типичной брекчиевой структурой, состоящие обычно из темно-серых угловатых и округло-угловатых обломков базитов и светлой зеленовато-серой хлорит-гидрослюдистой связующей массы. Обломочная фракция в брекчиях представлена щелочными, изредка умереннощелочными гиалобазальтами и микроделеритами. Часто среди брекчий встречаются разновидности, содержащие крупные (до 10–15 см) угловатые и округло-угловатые обломки афанитовых базитов, погруженных в мелкообломочную (1–20 мм) связующую массу тех же базитов. По периферии крупные обломки осветлены за счет вторичных преобразований и обнаруживают реакционную зональность. Мелкие обломки обычно осветлены полностью, однако при этом они не всегда утрачивают первично-магматическую структуру, которая подчеркивается микровкрапленниками полевого шпата и хлоритизированного пироксена среди новообразованных хлорита, карбоната и других минералов. В наиболее измененных брекчиях первичный минеральный парагенезис базитов не сохраняется, а сами обломки приобретают размытые овоидно-петельча-

тые формы. В обломках базитов наиболее поздние вторичные минералы хорошо индивидуализированы и формируют более крупнозернистые гнездовые и поровые обособления: кварц-актинолит-ильваитовые, хлорит-карбонатные, нередко вместе с бесцветным или слегка желтоватым гранатом (гидрогроссуляр-андрадит). В тонких прожилках, рассекающих обломки, наблюдается хлорит-карбонат-сульфидная минерализация, иногда отмечается гипс.

Цемент брекчий сложен преимущественно хлоритом, гидрослюдистыми минералами, карбонатом, иногда с примесью тонкой сипы и зерен рудного минерала (табл. 1). Серпентин встречается редко. Карбонат является более поздним минералом по отношению к хлориту, поскольку во многих брекчиях обломки базитов хлоритизированы, калишпатизированы, но не карбонатизированы. Бесцветные кристаллы позднего карбоната обычно встречаются в миндалинах обломков базитов, а также в виде зернистых обособлений в цементе вместе с пиритом.

**Базит-карбонатные брекчии** (обр. 1б, скв. 562/438/6) характеризуются переменным количеством базитовой и карбонатной составляющих, как в обломочной фракции, так и в связующей массе. В одних случаях можно наблюдать брекчии, в которых уплощенные обломки кремневых доломитизированных известняков размером до 10–15 см выделяются на фоне более темной зеленовато-серой обломочной массы (1–20 мм), представленной в основном угловатыми и округлыми с отчетливой зональностью обломками базитов и небольшим количеством обломков доломитов, сцементированных агрегатом из хлорита и карбоната. В других случаях, наоборот, брекчии состоят из обломков афанитовых базитов с черной реакционной каймой и светло-серого карбонатного цемента (обр. Ч-3, скв. 50/47, 91 м). Размер овальных и угловатых обломков варьирует от первых сантиметров до 1–2 мм. Базиты имеют микропорфировую структуру и содержат вкрапленники полевого шпата до 1 мм. Основная масса пилотакситовая. Полевой шпат почти полностью замещен бледно-желтым хлоритом и диагностируется по габитусу зерен. Хлорит также выполняет в базитах поры, иногда в ассоциации с пиритом. В базитах присутствуют рудные минералы: титаномагнетит, ильменит. Другой структурной разновидностью обломков базитов являются буроватые гиалобазальты с игольчатыми выделениями рудного минерала. В единичных миндалинах базальтов вместе с карбонатом, хлоритом и пиритом встречается гидрогранат.

Цементирующая масса базит-карбонатных брекчий этого типа представлена преимущественно хло-

Таблица 1. Рентгеноструктурное (1) и термическое (2) определение фазового состава цемента эксплозивных брекчий.

№ Обр.	Брекчия	Фазовый состав (1)	№ Обр	Фазовый состав (2)
Ч-2	Базит-карбонатная	Хл, Сап, Мг-См, Тал, Ка	Ч-2	ОПВ – 20%, CO <sub>2</sub> – 15-16%, Ка ≈ 3,5-4,5%, Хл – 15-20%, Mg-Мнгт – 15-20%, Гсл (иллит), Тал
Ч-4	Базит-карбонатная	Хл, Хл-См, Гсл(сл.), Сп, Кл	Ч-4	ОПВ – 8,8%, CO <sub>2</sub> – 1,5-2%, Хл – 35-40%, Мнгт – 20-25%, Ка – 3-4%, Сп < 5%, Хл-См
Ч-7	Базит-карбонатная	Хл, Сап, Кл (сл.), Ка	Ч-7	ОПВ – 18,2%, CO <sub>2</sub> – 10%, Хл – 50%, Ка – 25-30%, Дол
Ч-10	Метасоматит по базиту (?)	Сап, Хл-См (сл.), Хл, Кл (сл.)	Ч-10	ОПВ – 14,8%, Mg-Мнгт – 70%, Хл – 30%, Хл-См (?)
Ч-12а	Брекчия по алевриту	Хл, Хл-См, См-Вмк, Тал, Гсл (сл.), Кл (сл.)	Ч-12а	ОПВ – 6,8%, Тал – 30%, Хл – 25%, Мнгт – 15-20%, ССМ
47-1	Базитовая	Хл, Хл-См, Ка, Сп (сл.)	47-1	ОПВ – 16%, CO <sub>2</sub> – 9%, Мнгт – 35-40%, Хл – 25-30%, Ка – 20%
5д/00	Базитовая	См, Кл, Хл-См	Ч-1	Дол – 30-35%, Хл, Ка (мало), Сп, Мнгт (сл.), Тал (сл.)
5д-1	Обломок базита	См, Хл, Хл-См, Кл (сл.)	Ч-3	ОПВ – 19,6%, CO <sub>2</sub> – 5-6%, Сп – 70-75%, Ка – 10-15%, Мнгт – 10-15%
5д-2	Базитовая	Сп(?), См, Кв, Ка, Хл	Ч-9а	ОПВ – 16%, CO <sub>2</sub> – 8-9%, Хл – 40%, Мнгт – 20-35%, Ка – 15-20%, Гсл, Дол
7/00	Базитовая	Хл-См, Хл, Кл (сл.), Ка, Кв, Пш	Ч-5	ОПВ 19,6%, CO <sub>2</sub> – 14-15%, Хл – 40-45%, Ка – 30-35%, Мнгт – 10%, Гсл
7-1	Обломок базита	См, Хл (сл.), Хл-См, Тал	Ч-6	ОПВ – 28,8%, CO <sub>2</sub> – 26%, Дол – 50-60%, Ка, Сп – 10-15%, Мнгт – 10%
19/00	Базитовая	Хл (сл.), См, Кл, Ка, Кв, Пш	Ч-8	ОПВ – 15,2%, CO <sub>2</sub> – 10%, Хл – 30-35%, Мнгт – 15-20%, Ка – 20%, Тал
22а-3	Базитовая	Хл-См, Гсл, Кл, Хл, Кв, Ка, Пш, Тал (сл.)	Ч-11	ОПВ – 29,2%, CO <sub>2</sub> – 21-22%, Дол – 45-50%, Кал, Сп – 45-50%
22а-2	Обломок базита	Хл-См, Хл, Кл (сл.), Кв, Пш		

*Примечание.* ОПВ – общая потеря веса, Вмк – вермикулит, Гсл – гидрослюда, Дол – доломит, Ка – кальцит, Кв – кварц, Кл – каолинит, Мнгт – монтмориллонит, Пш – полевой шпат, Сап – сапонит, См – смектит, Сп – серпентин, ССМ – смешанослойные минералы, Хл – хлорит. Названия брекчий (обр. Ч-1, 3, 9а, 5, 6, 8, 11) см. табл. 2. Анализы выполнены в аналитическом центре ИЗК СО РАН. Оператор Т.С. Филева.

рит-серпентин-карбонатным агрегатом (табл. 1). Основная масса карбоната – это грязно-серый тонкозернистый агрегат с поздними выделениями прозрачного кальцита, а иногда и гипса. В некоторых образцах (например, Ч-2, скв. 50/47, 81м) отмечается повышенное содержание пирита. Рентгеноструктурное и термическое определение фазового состава брекчий показало присутствие в их составе хлорита, Mg-смектита, хлорит-смектита, смектит-вермикулита, сапонита, талька, серпентина, каолинита (?), кальцита. Методом карбонатометрии обнаружены разные количественные соотношения в карбонатной составляющей брекчий кальцита и доломита: 1:1, 3:5, 1:9, 20:1. Содержание доломитового минала обычно повышается с увеличением доли карбонатной составляющей в породе.

**Карбонатные брекчий** представляют собой светло-серые породы (скв. 50/47, Ан-Н-134, 30/42, 574/421) с брекчиевой структурой, которая подчеркивается сетью беспорядочно ориентированных микротрещин, выполненных более темным веществом. Наряду с этим, на светлом фоне породы встречаются небольшие (1–2 см) удлинённые, с овальными очертаниями выделения (обломки?) коричневатого цвета. Под микроскопом обнаруживается, что порода сложена преимущественно тонкозернистым агрегатом карбоната, содержащего в своей массе обособления неправильной формы, представленные бледно-зеленоватым серпентином. Между карбонатными обломками наблюдаются прожилки более позднего (вторичного) кальцита вместе с бледно-коричневым хлоритоподобным минералом.

В цементе карбонатных брекчий (табл. 1) установлены доломит (30–60 %), кальцит, хлорит, серпентин (10–15 %), глинистые минералы (монтмориллонит), тальк (?). Содержание серпентина в карбонатных брекчиях сильно варьирует. Встречаются брекчий с почти равным содержанием доломита и серпентина (скв. 30/42), но есть примеры, когда в брекчий при содержании доломита до 40 % отмечаются только следы серпентина (обр. 47-1, скв. 572/421). Кроме брекчирования базитового и карбонатного субстратов, отмечен случай образования брекчий по алюмосиликатному субстрату (алевролиты (?), обр Ч-12, скв. Ан-Н-327) с появлением новообразованной ассоциации: хлорит+смектит+тальк+гидрослюда, каолинит (?). Брекчирование щелочных базитов и боковых пород сопровождалось образованием обломочного материала разной размерности – от крупных до мелко-тонкозернистой массы. Это создавало благоприятные условия для циркуляции гидротермальных растворов и более глубокого гидротермально-метасоматического преобразования дезин-

тегрированной массы. Особенно это относится к тонкой и мелкообломочной связующей массе обломочных пород. Вторичные изменения брекчий выражены в хлоритизации, карбонатизации, калишпатизации (адуляризации) и сульфидизации.

Для оценки химического состава взрывных брекчий отдельно приводятся химические составы собственно брекчий (вал), и состав обломков базитов и карбонатной породы (табл. 2, 3). Следует заметить,

что валовый состав брекчий представляет в основном их мелкообломочная часть (размер обломков от 10 мм и меньше) вместе с цементом, поскольку не было возможности получить представительные пробы, в которых бы учитывались обломки размером 10 см и более. Химические составы обломков базитов принципиально не отличаются от составов ненарушенных тел щелочных базитов. Для них характерно устойчивое содержание кремния и алюминия, высокое содержание

**Таблица 2. Химический состав взрывных брекчий, пространственно сближенных с трубкой Нюрбинская (мас. %).**

Оксиды	Мелкообломочная фракция (< 10 мм) вместе с цементом								Обломки базитов и известняков из взрывных брекчий	
	5д/00 10/92 154 м	7/00 546/443 117–166	19/00 16/145 301–303	47-1 574/421 119	47-01 574/421 110–119	5д-2 10/92 154	7а 546/443 117–166	22а-3 21/136 318–334	5д-1 10/92 154	5а 10/92 151
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	42,56	37,37	42,13	42,71	31,66	39,52	31,88	41,82	46,17	42,01
TiO <sub>2</sub>	4,37	3,56	4,32	4,67	0,38	3,68	3,45	2,09	5,18	4,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,74	10,60	11,88	14,40	6,43	10,65	9,91	9,76	13,81	14,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7,90	6,31	6,16	5,03	0,44	5,53	6,01	7,78	5,60	0,33
FeO				5,90	1,81					17,78
MnO	0,04	0,09	0,02	0,02	0,02	0,01	0,14	0,04	< 0,01	0,11
MgO	14,48	12,10	13,53	8,87	9,95	14,65	11,21	11,69	11,34	7,28
CaO	3,60	10,76	5,51	2,62	20,44	8,15	16,14	12,15	3,40	4,17
Na <sub>2</sub> O	0,75	0,45	0,35	0,17	0,12	0,32	0,21	< 0,20	1,02	2,26
K <sub>2</sub> O	3,73	3,58	4,60	5,96	1,64	3,86	2,60	2,43	5,42	1,83
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,51	0,40	0,50	0,59	0,15	0,43	0,39	0,35	0,56	0,58
H <sub>2</sub> O				1,10	0,68					1,21
П.п.п.	8,99	14,65	10,59	8,18	26,27	13,44	17,60	11,50	7,26	3,86
Сумма	99,68	99,87	99,55	100,22	99,99	99,92	99,62	99,78	99,75	99,77
Va+Ce	0,027	0,023	0,046			<0,020	<0,020	<0,020	0,047	
Sr	0,0491	0,0402	0,0269			0,0202	0,0256	0,0215	0,0423	
Zr	0,0248	0,0217	0,0266			0,0205	0,0199	0,0223	0,0299	

Оксиды	Обломки базитов и известняков из взрывных брекчий									
	5в 10/92 151	1е 562/438/6 150–162	2в 572/421/1 178–188	17 32/180 379–392	47-2 574/421 119	7-1 546/443 117–166	22а-1 21/136 318–334	22а-2 21/136 318–334	2а/00 572/421/1 172–178	26/00 572/421/1 172–178
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	45,82	43,78	43,94	45,64	41,91	47,80	43,06	46,96	10,45	8,10
TiO <sub>2</sub>	4,92	5,12	4,78	4,41	5,44	4,95	5,33	4,62	0,02	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,25	16,05	14,95	13,05	16,28	13,04	13,13	12,07	0,52	0,88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,64	5,31	3,67	4,95	5,09	11,34	14,97	8,21	1,31	2,77
FeO	5,05	5,39	9,29	11,60	8,01					
MnO	0,02	0,02	0,07	0,17	0,06	< 0,01	0,08	0,03	0,05	0,04
MgO	8,12	8,95	7,45	4,65	6,51	10,17	8,23	8,43	2,65	8,28
CaO	4,12	0,48	8,38	7,34	5,49	3,79	2,44	6,01	45,48	42,59
Na <sub>2</sub> O	2,09	0,63	2,37	1,61	2,35	0,24	< 0,20	0,23	0,29	0,25
K <sub>2</sub> O	3,27	6,24	1,50	3,41	1,36	7,16	6,60	5,09	0,04	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,62	0,64	0,56	0,77	0,67	0,53	0,79	0,67	0,01	0,01
H <sub>2</sub> O	1,50	1,33	0,60	0,32	1,52					
П.п.п.	5,60	6,30	3,18	2,52	5,39	7,73	4,90	6,80	38,85	36,22
Сумма	100,02	100,24	100,74	100,44	100,08	99,75	99,89	99,82	99,65	99,16
Va+Ce						0,066	0,102	0,094	< 0,02	< 0,02
Sr						0,0272	0,0182	0,0232	0,009	0,016
Zr						0,0283	0,0499	0,0432	< 0,003	< 0,003

*Примечание.* В ряде анализов суммарное железо представлено как Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Концентрации Va, Ce, Sr, Zr даны в атом. %. Анализы выполнены Г.В. Бондаревой (ИЗК СО РАН).

**Таблица 3. Химический состав эксплозивных брекчий, находящихся в 7–9 км и далее к западу и юго-западу от трубки Нюрбинская (мас. %).**

Оксиды	Ч-1	Ч-2	Ч-3	Ч-4	Ч-5	Ч-6	Ч-7	Ч-8	Ч-9а	Ч-9в	Ч-10	Ч-11	Ч-12
	51/47 71 м	50/47/5 81	50/47 91	50/47/9 80,5	50/47/5 69	Ан Н-13 4	50/49 17Д 73,5	50/49 17Д 94	50/49 17Д 150	50/49 17Д 150	50/49 17Д 160	30/42 26,8	Ан Н-327 эпц. 5 46
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	9,65	24,15	24,10	43,51	31,20	6,37	17,25	31,84	46,68	17,95	44,28	15,44	62,09
TiO <sub>2</sub>	0,26	1,48	1,39	3,03	1,57	0,34	0,45	2,38	3,11	0,33	0,58	0,14	0,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,20	8,90	7,40	13,80	8,70	1,75	3,90	11,60	14,25	6,40	10,65	1,45	5,30
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,27	5,12	2,97	2,70	1,63	1,47	1,51	3,08	1,55	1,63	3,07	4,70	1,45
FeO	0,90	2,21	2,54	4,77	2,66	0,69	2,16	6,92	4,48	2,78	3,44	2,01	3,06
MnO	0,09	0,08	0,05	0,06	0,29	0,08	0,07	0,05	0,04	0,14	0,11	0,32	0,04
MgO	21,50	18,65	29,56	9,23	18,55	10,54	11,57	21,26	11,68	9,50	21,72	22,64	20,20
CaO	26,36	15,03	9,68	7,17	15,40	40,40	32,80	4,68	6,96	29,60	2,01	22,20	0,62
Na <sub>2</sub> O	< 0,01	0,09	0,02	0,07	0,06	< 0,01	0,02	0,12	0,96	0,09	0,43	< 0,01	0,11
K <sub>2</sub> O	0,03	0,47	0,10	5,51	0,71	0,06	0,20	0,41	3,37	0,64	2,60	0,13	0,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,10	0,08	0,34	0,18	0,04	0,09	0,24	0,33	0,08	0,22	0,02	0,12
H <sub>2</sub> O	0,13	0,51	0,65	0,65	0,52	0,17	2,44	1,03	0,99	2,29	1,18	0,21	0,62
П.п.п.	39,04	19,21	22,02	9,13	18,12	38,59	27,04	10,43	5,14	23,46	9,35	30,27	6,20
Сумма	100,49	96,00	100,56	99,97	99,59	100,50	99,50	94,04	99,54	94,89	99,64	99,53	100,47

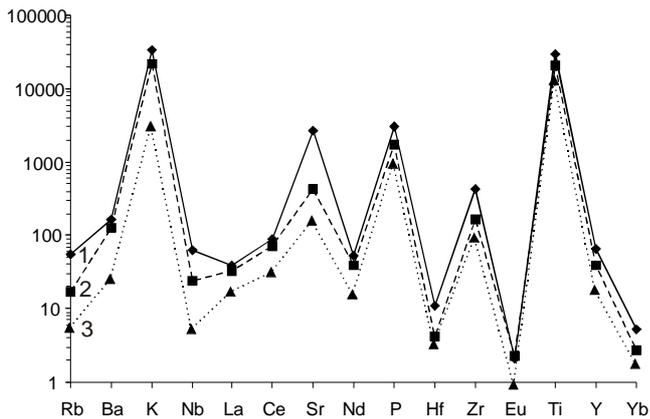
*Примечание.* Ч-1, Ч-6 – брекчии карбонатные; Ч-2, Ч-3, Ч-5, Ч-7, Ч-9в, Ч-11 – базит-карбонатные; Ч-4, Ч-8 – базитовые; Ч-10 – метасоматит по базиту (?); Ч-9а – обломок базита; Ч-12 – брекчия по алевриту. Анализы выполнены Г.В. Бондаревой (ИЗК СО РАН).

титана, варибельность в содержании железа и магния, низкое содержание натрия, особенно в метасоматически измененных индивидах, и, напротив, высокое содержание калия, до 7 % K<sub>2</sub>O.

Валовый состав базитовых брекчий определяет главным образом составом слагающих их базитов и характеризуется нередко повышенным содержанием до 14 вес. % MgO, пониженным – кальция и железа (для брекчий без существенной доли вмещающих осадочных пород в их составе). Для них характерно пониженное содержание кремния и алюминия, очень низкое содержание натрия, повышенное содержание магния и кальция. Химический состав брекчий базитового, базит-карбонатного и карбонатного состава, расположенных в 7–9 км и далее к западу от трубки Нюрбинская, представлен в таблице 3. Эти породы, по сравнению с аналогичными породами возле трубки Нюрбинская, подвергались более глубокому многостадийному вторичному преобразованию. Здесь в отдельных базитовых брекчиях (метасоматитах?) отмечается очень высокое содержание магния (MgO – 21.72 %, табл. 3, обр. Ч-10). В брекчиях базит-карбонатного состава отмечается пониженное содержание титана, а также сильная варибельность содержания кальция (CaO – 9.68–32.80 %) и магния (MgO – 9.50–29.56 %) и их количественных отношений. Именно некоторые из этих пород по формальным петрохимическим критериям были отнесены к дотрубочным кимберлитам. Что касается карбонатных брекчий, то

и среди них встречаются составы с примерно одинаковым содержанием кальция и магния, а также составы, в которых кальций преобладает над магнием.

Содержания ряда элементов группы железа (Cr – 61–87, Ni – 71–110, V – 170–430 г/т) в базитовых брекчиях вблизи трубки Нюрбинская (скв. 10/92, 546/443, 16/145, 21/136) в целом сопоставимы с их содержанием в базитах (Cr – 64–94, Ni – 75–130, V – 270–330 г/т), но резко отличаются от таковых в автолитовых кимберлитовых брекчиях и порфиридных кимберлитах (Cr – 740–1400, Ni – 1100–1500, V – 51–69 г/т) трубок Нюрбинская и Ботуобинская. В случае кимберлитовой природы цемента можно было бы ожидать увеличение в составе брекчий содержания хрома, никеля и наоборот, уменьшение содержания ванадия по отношению к базитам, чего на самом деле не наблюдается. Данное обстоятельство косвенно указывает на отсутствие генетических связей эксплозивных брекчий с кимберлитами. Содержания редкоземельных и ряда других редких элементов в брекчиях преимущественно базитового состава, в целом, вполне сопоставимы с их содержаниями в щелочных базитах. Примесь карбонатного материала боковых пород и возникшее при брекчировании низкотемпературное метасоматическое преобразование исходного базитового материала приводят к уменьшению содержания данных элементов в брекчиях базит-карбонатного состава (рис. 2).



**Рис. 2.** Спайдер-диаграмма сопоставления содержания редкоземельных и некоторых других элементов в базитах (1) и брекчиях базитового состава (2, 3).

Базиты: 1 – обр. 12Г-2, скв. 9/198, 432 м; взрывные брекчии базитового состава: 2 – обр. 7, скв. 546/433; 3 – обр. Ч-8, скв. 50/49, 17д, 94 м.

При обсуждении возможной генетической связи рассматриваемых брекчий с кимберлитами проблема состава и генезиса их цемента является ключевой, поскольку природа обломков известна. Процесс образования цемента в рассматриваемых брекчиях можно условно разделить на две стадии. В раннюю стадию образование цемента определялось, в основном, реакционным взаимодействием растворов с тонкой фракцией брекчированного субстрата. В зависимости от компонентного состава первичной породы и мигрирующего раствора, состав цемента может быть представлен разными соотношениями хлорита, кальцита, доломита и серпентина. Позднее в цементе появились гнездовые обособления и прожилки, сложенные прозрачным кальцитом, пиритом, гидрогранатом, поздним хлоритом, иногда гипсом, кристаллизовавшихся из гидротермальных растворов, а также гидрослюдистые минералы.

Минеральный состав цемента, определенный рентгеноструктурным и термическим анализом, приведен в таблице 1. Анализировалась отобранная под биноклем однородная цементирующая масса, не содержащая обломков. Полученные данные свидетельствуют о генетически разнородном материале цемента взрывных брекчий. Доломит, обычный минерал базит-карбонатных и карбонатных брекчий, в своей первооснове имеет ксеногенный осадочный генезис. Высокое содержание доломита в взрывных брекчиях связано с наличием значительного количества в их составе дезинтегрированного материала доломитизированных известняков. Среди кальцитов встречаются две генерации: 1) наиболее ранний и

высокотемпературный Mg-кальцит ( $MgO \geq 6-9.0\%$ ), (обр. Ч-1; 47-01; Ч-11) и 2) низкотемпературный гидротермальный кальцит ( $MgO \leq 1-2.0\%$ ). В составе взрывных брекчий выявлено переменное (от следов до 70–75 %) содержание серпентина в образцах Ч-1, 3, 4, 6, 11 и 47-1.

Серпентин с несовершенной структурой, слабо-окристаллизованный. Эндоэффекты серпентинов варьировать от  $+680^\circ C$  (характерно для серпентинов с низким и умеренным количеством воды – хризотил, антигорит) до  $+650^\circ C$  (соответственно, с повышенным содержанием воды – лизардит и/или смесь лизардита и хризотила). Наибольшее количество серпентина в взрывных брекчиях отмечается, в основном, в базит-карбонатных и карбонатных брекчиях. В базитовых брекчиях серпентин присутствует не всегда и обычно в малом количестве. Это свидетельствует о том, что основным источником магния для кристаллизации серпентина являлся материал доломитизированных известняков. Серпентин замещает ранний хлорит, гроссуляр-андрадиты, слюды, карбонаты на поздних, низкотемпературных этапах преобразования взрывных брекчий.

Широко распространенным вторичным минералом в взрывных брекчиях базит-карбонатного, базитового (кроме обр. Ч-3) и даже карбонатного состава (кроме карбонатных брекчий) является хлорит. Он развивается на ранних стадиях преобразования брекчий по породообразующим минералам базитов, а также (более магнезиальный по составу) кристаллизуется из гидротермальных растворов, реже замещает контактово-реакционные и аутометасоматические минералы (гроссуляр-андрадиты, слюды, титаномагнетит и т.д.). Образование смешанослойных хлорит-монтмориллонитов обусловлено многократной переработкой взрывных брекчий циркулирующими низкотемпературными растворами на самых поздних стадиях изменений (вплоть до гипергенных) пород. Это нашло отражение в валовом химическом составе некоторых брекчий (табл. 3), которые в отличие от взрывных брекчий (табл. 2), расплавленных вблизи трубки Нюрбинская, подверглись более глубокому вторичному изменению.

## ВЫВОДЫ

Изложенный выше материал позволяет сделать следующие выводы: 1) в цементе брекчий существенно базитового состава серпентин встречается спорадически и в малых количествах. Серпентин является обычным минералом цемента глубоко преобразованных базит-карбонатных и карбонатных брекчий, одним из источников магния для ко-

того были доломитизированные известняки; 2) нами не подтверждено присутствие флогопита в цементирующей массе взрывных брекчий, а также не обнаружены минералы тяжелой фракции – пироп, пикроильменит и хромшпинелиды – в протоочках базитовых брекчий в окрестностях трубки Нюрбинская; 3) кимберлитовая геохимическая специфика цемента не была выявлена в мелкообломочной части базитовых брекчий при их сравнении с вмещающими базитами по таким элементам, как хром, никель и ванадий, а также по спектру редких земель и других редких элементов (рис. 2). На основании проведенных исследований идея о генетическом родстве взрывных брекчий с кимберлитами не нашла подтверждения.

Дальнейшие исследования взрывных брекчий следует направить на уточнение морфологии их тел, выяснение структурных условий и механизмов брекчирования продуктов посткимберлитовой фазы базитового магматизма и более углубленное выявление отношений между данными образованиями и кимберлитами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект 02-05-65286).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Игнатов П.А., Штейн Я.И., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. Новые приемы оценки локальных площадей на коренные алмазные месторождения // Руды и металлы. 2001. № 5. С. 32–43.
2. Киселев А.И., Егоров К.Н., Масловская М.Н. Геодинамика развития кимберлитового и базитового магматизма в области Вилуйского палеорифта // Отеч. геология. 2002. № 4. С. 40–45.
3. Киселев А.И., Егоров К.Н., Феоктистов Г.Д., Масловская М.Н., Яныгин Ю.Т., Чашухин А.В. Актуальные вопросы базитового магматизма Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Проблемы прогнозирования, поисков, и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века: Материалы регион. научно-практ. конф. Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. С. 391–395.
4. Томкеев С.И. Петрологический англо-русский толковый словарь. М.: Мир, 1986. Т. 1. 285 с.
5. Томшин М.Д., Фомин А.С., Корнилова В.П., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. Особенности магматических образований Накынского кимберлитового поля Якутской провинции // Геология и геофизика. 1998. № 12. С. 1693–1703.

Поступила в редакцию 20 августа 2003 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

*A.I. Kiselev, K.N. Yegorov, R.A. Chernyshov, A.V. Chashchukhin, Yu.T. Yanygin*

#### **The nature of basic explosive breccias within the Nakyn kimberlitic field (Yakutian diamondiferous province)**

The Nakyn kimberlitic field is located on the northwestern shoulder of the Vilyuy paleorift within the Vilyuy-Markha Middle Paleozoic Dyke Swarm. The field is unique in terms of spatial-temporal relationships between the basites and kimberlites. Most of the basic rocks predated the kimberlites. The emplacement of kimberlite bodies was followed by local manifestations of alkaline K-rich basic rocks accompanied by explosive breccias representing products of fluid-explosion disintegration of these basic rocks and enclosing sedimentary rocks. There is no agreement among researchers as to the genesis of explosive breccias. Some of them consider breccias and kimberlites to be consanguineous. The conducted study, however, did not confirm the consanguinity of basic, basic-carbonaceous and largely carbonaceous explosive breccias and kimberlites.

## ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПЕТРОФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД В ЗОНЕ ГИПЕРГЕНЕЗА ПРИАМУРЬЯ

*С.В. Квашук*

*Дальневосточный государственный университет путей сообщения, г. Хабаровск*

Природно-климатические и сложные инженерно-геологические условия Приамурья существенно влияют на изменение свойств горных пород в зоне гипергенеза. Изучены характеристики горных пород на восемнадцати участках с целью выявления закономерностей развития и распространения зоны гипергенеза и степени ее влияния на устойчивость инженерных сооружений.

**Ключевые слова:** зона гипергенеза, инженерно-геологические свойства горных пород, устойчивость инженерных сооружений, Приамурье.

Инженерно-геологические характеристики измененных горных пород в различных геологических и климатических районах значительно индивидуализированы, что связано с особенностями строения зон гипергенеза, мощностью и составом каждой из зон, характером и степенью минеральных преобразований. Схема расчленения измененных в зоне гипергенеза горных пород была предложена Г.С. Золотаревым [5], Н.В. Коломенским [7], И.И. Гинзбургом [1]. Для Приамурья этот вопрос исследовался В.Г. Гурович, А.Э. Даммером [9], Н.П. Романовским [9, 10].

Изучение инженерно-геологических свойств выветрелых пород и их зональности необходимо для решения широкого круга практических проблем, возникающих при освоении территорий:

- определение устойчивости природных склонов и откосов выемок, полувыемок, подземных сооружений неглубокого заложения, припортальных частей тоннелей и других сооружений;
- прогноз скорости выветривания;
- зонирование выветрелых участков с целью определения и прогнозирования физико-механических свойств пород при проектировании, строительстве и эксплуатации наземных и подземных сооружений.

Автором исследованы восемнадцать участков кор выветривания в пределах Приамурья, проведены полевые описания обнажений, анализ результатов бурения и применения геофизических методов, что позволяет изучить закономерности изменения физи-

ко-механических свойств горных пород, в различной степени затронутых процессами выветривания. Для примера представим описание трех характерных для Приамурья участков. В них производим разделение на подзоны по Г.С. Золотареву [ 5 ].

На первом участке дациандезиты ( $K_2$ ) в окрестностях Биробиджана имеют кору выветривания, состоящую из следующих зон:

I – дисперсная зона, наиболее дезинтегрирована, представлена бурыми, желтовато-серыми дациандезитами в виде дресвы, щебня. Для обломков характерна интенсивная микротрещиноватость. Мощность от 0,2 до 7,5 м.

II – обломочная зона, сложенная слабыветрелыми породами, с сетью трещин и микротрещин, мощностью от 0,3 до 21,0 м;

III – трещинная зона, представлена глыбами; видимая мощность 5–6 м;

В коре выветривания дациандезитов отмечаются понижение плотности, скорости упругих волн, предела прочности на сжатие и увеличение пористости пород.

Изучались гипергенно измененные породы урильской свиты, амурской серии ( $P_1$  ur) Тарманчуканского участка, слагающие невысокую сопку (абс. отм. 360 м). Породы интенсивно и сложно дислоцированы. Свита сложена однообразными по внешнему виду кристаллическими сланцами. Структура пород порфиروبластовая и лепидогранобластовая, они состоят из кварца, альбита, биотита, хлорита, мусковита, граната, минералов эпидотовой группы.

В толще кристаллических сланцев встречаются кварц-серицит-альбитовые, двуслюдяные, гранат-слюдистые и хлорит-гранат-слюдистые разновидности, а также незначительные прослои гнейсов. Чередование всех разновидностей пород незакономерное, без видимых границ. Общее падение слоев на юго-восток, под углом 10–30°. Почти повсеместно кристаллические сланцы содержат послойные, реже секущие жилы и линзы молочно-белого безрудного кварца, мощностью до 0,5 м. Изучение коры выветривания массива проводилось геофизическим методом преломленных волн (МПВ) с описанием искусственных обнажений. Профиль обрабатывался через перевал на отметках от 280 до 360 м над уровнем моря.

На сейсмическом разрезе (рис. 1) видно, что мощность выветрелых, сильно дезинтегрированных пород изменяется от 12 до 32 м (при среднем значении около 20 м), эффективная скорость до подошвы слоя – 0,9–1,2 км/с (при среднем значении 1,1 км/с). Максимальные значения мощности наблюдаются на восточном участке в районе ложбины.

Величины отношения скоростей продольных и поперечных волн ( $K = V_p / V_s$ ) приведены в таблице 1. Кроме того, в таблице приведены значения динамического коэффициента Пуассона, вычисленные по скоростям распространения продольных и поперечных волн.

Мощность дисперсной зоны составляет 3–5 м, на участках интенсивной трещиноватости пород она значительно возрастает. Зона представлена твердой плотной глиной со щебнем (характерна для западного участка, где выветриваются двуслюдяные сланцы). На центральном и восточном участках, сложенных более прочными кристаллическими сланцами, на поверхность выходит обломочная зона, представленная щебнем и дресвой.

В обломочной зоне прочность пород невысокая. Здесь они раздроблены до щебня и дресвы с коэффициентом крепости  $f = 1–3$  или дезинтегрированы до щебня, дресвы, супеси и глины с  $f = 1–1,5$ .

В трещинной зоне находятся самые прочные породы изученного массива – гнейсы. Коэффициент крепости (по Протодяконову)  $f = 10$ . Гнейсы слабо-выветрелые, трещиноватые и слаботрещиноватые. Кристаллические сланцы также прочные ( $f = 8$ ), слабо-выветрелые, трещиноватые и сильновыветрелые. Двуслюдяные и хлорит-гранат-слюдяные разновидности, в основном слагающие западную часть участка, менее прочные –  $f = 4$ . Они выветрелые и сильно-выветрелые, сильнотрещиноватые.

Основной системой трещин в коре выветривания являются трещины по плоскостям сланцеватос-

**Таблица 1. Результаты сейсмического зондирования Тарманчуканского участка.**

Расстояние по сейсмическому профилю (м)	Скорость продольных волн, $V_p$ , км/с	Скорость поперечных волн, $V_s$ , км/с	K ( $V_p / V_s$ )	Коэффициент Пуассона
100	2,5	1,3	1,92	0,31
530	3,3	1,7	1,94	0,32
880	3,35	1,75	1,91	0,31
1080	3,5	1,8	1,95	0,32
1210	2,5	1,3	1,92	0,31
1360	4,3	2,4	1,79	0,27
1480	5,5	3,0	1,83	0,29

ти, азимут падения их изменяется от 30 до 112° на западном участке, и от 135 до 160° на восточном участке. Угол падения их колеблется от 9 до 60°. Трещины волосяные, иногда залеченные кварцем, часто открытые от долей миллиметра до сантиметров. Шаг трещин в двуслюдяных, гранат-слюдистых и хлорит-слюдистых сланцах от 0,5–5 до 20 см, в кварц-серицит-альбитовых сланцах – от 1–10 см до 2–3 м.

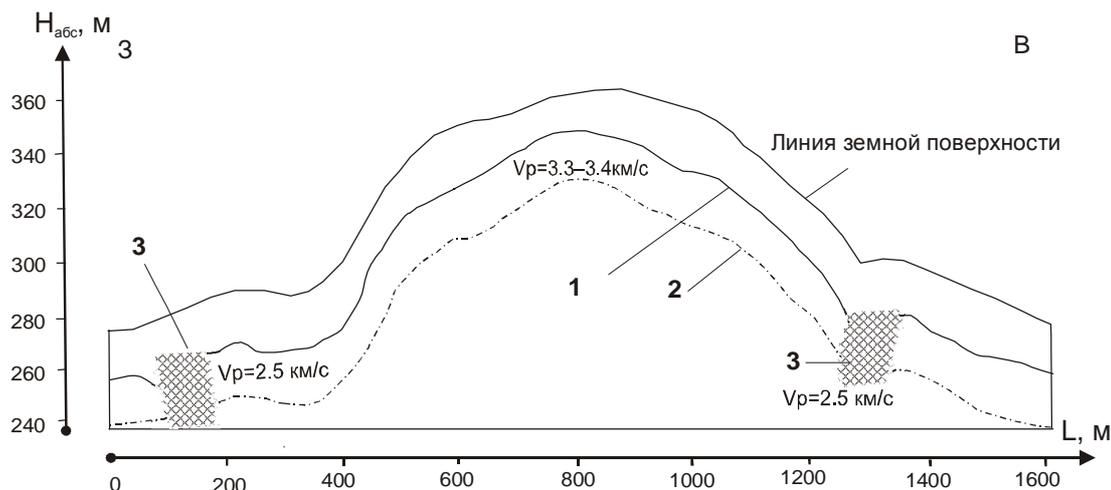
Трещины различных систем разбивают толщу метаморфических пород на блоки, обычно плитчатой формы, размером от нескольких метров до сантиметров. Все это определяет возможность вывалов, отслоений как одиночных глыб, так и значительных масс породы в процессе проходки выемок или подземных горных выработок.

Анализ графика граничной скорости показал следующее: интервал профиля 0–800 м резко дифференцированный, в интервале 810–1250 м при среднем значении 3,4 км/с имеет место разброс скоростей от 3 до 4 км/с, и далее до конца профиля значения скорости повышены. Это находит свое объяснение в том, что на западном участке профиль проходит вкострости простирающейся слоистой толщи, представляющей собой пачку чередующихся высокоскоростных и низкоскоростных слоев, а восточнее – по простираению.

Высокоскоростные слои пород (вероятно это гнейсы) имеют, судя по величине коэффициента Пуассона, более высокие физико-механические свойства.

Учитывая морфологию рельефа и кровли коренных пород, аномально низкоскоростные участки с  $V_p = 2,5–3,0$  км/с, прослеженные на расстоянии 100 и 1210–1250 м от начала геофизического профиля, можно связать с зонами повышенной трещиноватости.

По данным исследований можно предположить, что в западной части участка наблюдается зона раз-



**Рис. 1.** Сейсмический разрез МПВ тарманчуканского массива кристаллических сланцев (PR<sub>1</sub> уг), Малый Хинган. (Полевые работы В.А. Боромотова, П.Ю. Горнова, Д.Ю. Малеева).

1 – нижняя граница сильновыветрелых, дезинтегрированных пород, 2 – граница изученности по сейсмическим данным, 3 – зоны разломов. H<sub>абс</sub>, м – абсолютные отметки профиля, L, м – расстояние по сейсмическому профилю.

лома, в центральной части профиль идет в более прочных породах и вблизи восточной части вновь пересекает тектоническую зону (рис. 1).

На третьем участке изучалась кора выветривания позднепалеозойских биотит-роговообманковых гранодиоритов (Pz<sub>3</sub>) Тырмо-Буреинского комплекса, в перевальной части хребта Малый Хинган (абс. отм. 640 м), в районе разъезда Перевальный, в восточной части Буреинского массива геофизическим методом преломленных волн и при описании искусственных обнажений [6].

По скоростям распространения сейсмических волн выделяется три зоны коры выветривания (рис. 2). Дисперсная зона характеризуется средними скоростями продольных волн в слое до первой преломляющей границы  $V_p = 0,63$  км/с. По своему строению она очень неоднородна. Для верхней части характерна высокая степень физической дезинтеграции и химического преобразования исходных пород (гранитов) до состояния глин и суглинков с включением мелкой фракции щебня и дресвы. Вглубь наблюдается постепенный переход к крупнообломочной фракции. Наибольшей мощности 10–12 м зона достигает в склоновой части профиля.

Обломочная зона, мощностью 7–8 м, соответствует переходу от крупнообломочного состояния пород к трещиноватому, с преобладанием последнего. Здесь, в отличие от первой зоны, ведущую роль в дезинтеграции пород играет тектоническая трещиноватость. Изменение скоростей преломленных волн вдоль разведочного профиля связаны с неравномер-

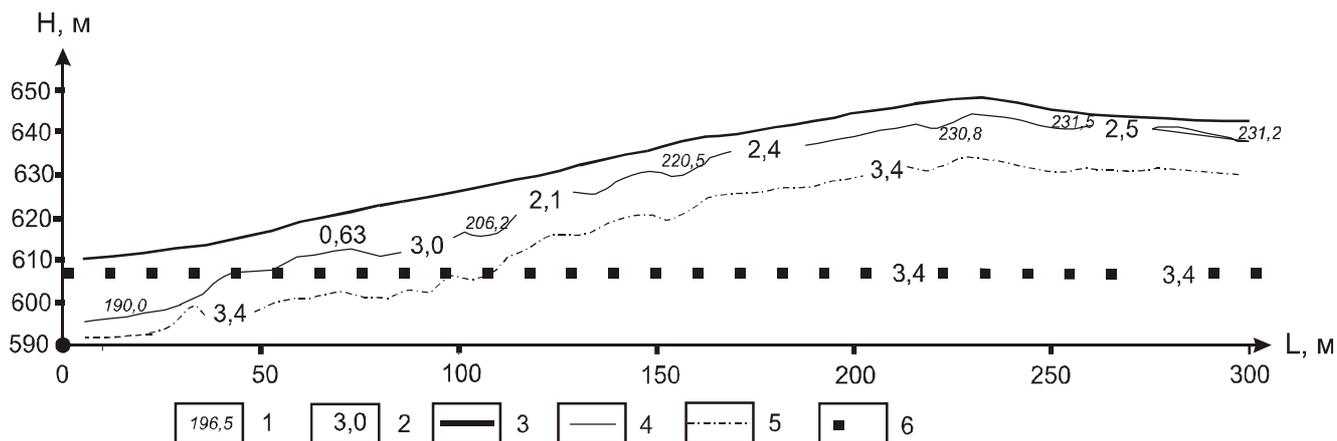
ной тектонической трещиноватостью и обводнением пород. Максимальные значения граничной скорости  $V_p = 3,0$  км/с наблюдаются в склоновой части профиля, что, видимо, связано с инфильтрацией атмосферных осадков, общим направлением подземного стока и, как следствие, большей обводненностью данного участка.

Трещинная зона коры выветривания начинается на глубинах 10–20 м от поверхности, где породы разбиты на крупные блоки тектоническими трещинами. Она характеризуется слабым проникновением поверхностных агентов выветривания и образованием выветрелых пород малой мощности вдоль основных трещин. Зона уверенно прослеживается до глубин 35–40 м.

Для ряда кор выветривания нами исследованы физико-механические свойства горных пород, образцы которых были отобраны из разных зон (табл. 2) [2, 3, 4].

Обобщая накопленный нами фактический материал, который схематично отражен в таблице 3, можем сделать следующие выводы.

Исследованные объекты широко рассредоточены. В широтном направлении это составляет 9°30', в меридиональном – 10°. На этих пространствах климатические условия изменяются от резкоконтинентальных до морских. Однако во всем исследуемом регионе климат суров, характеризуется значительными суточными и годовыми колебаниями температур, наличием сезонов ливневых дождей, высокой влажностью атмосферы. В северной части региона распо-



**Рис. 2.** Сводный сейсмический разрез МПВ биотит-роговообманковых гранодиоритов ( $Pz_3$ ), участок Перевальный. (Полевые работы Д.Ю. Малеева, С.В. Квашука, А.Н. Пересторонина).

1 – отметки высот; 2 – скорости продольных волн, км/с; 3 – рельеф; 4,5 – сейсмические границы: 4 – установленные, 5 – предполагаемые; 6 – поверхность зондирования по основанию выемки.

ложены территории распространения многолетнемерзлых пород сплошного, прерывистого, островного, и редкоостровного типов. Автором преимущественно исследовались горные массивы, морфологически выраженные в рельефе, в то время как многолетнемерзлые породы располагаются в пониженных местах рельефа.

Большая часть изученных кор выветривания молодые. В большинстве случаев они развиты в пределах неоген-палеогеновых эффузивных покровов. Интрузивные породы исследованных нами кор выветривания имеют более древний возраст – палеозойский, мезозойско-кайнозойский, и лишь кристаллические сланцы урильской свиты на Тарманчуканском участке – раннепротерозойского возраста. Несмотря на разный возраст кор, для них вырисовываются сходные устойчивые закономерности.

Мощность зоны I – дисперсной, полного химического преобразования исходных горных пород – весьма незначительна. На дациандезитах нижеамурской вулканической серии ( $Mz-Kz$ ), базальтах Удурчуканского и Хурбинского покровов ( $N_2$ ), кислых лавах Лагар-Аульского, Облученского участков ( $K_2$ ) она близка к нулю. В остальных случаях мощность ее колеблется в интервале 0,1–1,2 м, достигая максимальной величины 12,0 на андезитовых порфиритах у с. Красного и гранодиоритах участка Перевального в основаниях сопков.

Мощность зоны II – обломочной, с преобладанием физической дезинтеграции – значительно больше, лежит в интервале 0,3–1,0 ... 4,0–8,0 м, иногда увеличиваясь до 21,0–33,0 м.

Мощность зоны III, трещинной, составляет не менее 3,8 м, при среднем интервале 7,0–20,0 м, достигая максимальных величин 45,0 м в дациандезитах у р. Камора в нижеамурской вулканической серии ( $Mz-Kz$ ).

Прослеживается закономерность увеличения мощности коры выветривания в районах повышенных гипсометрических отметок. На отметках более 200 м мощность коры составляет не менее 35,0 м.

Большинство исследованных кор выветривания лежат в зоне неотектонических и современных вертикальных движений земной коры, находятся в зоне влияния или непосредственно пересекаются зонами дробления и катаклаза. Здесь процессы выветривания накладываются на тектонически раздробленные и трещиноватые горные породы.

В пределах коры выветривания горных пород при переходе из одной ее зоны в другую прослеживаются следующие закономерности изменения физико-механических свойств (табл. 2).

Плотность горных пород ( $\rho$ ) изменяется при переходе из неизменной зоны в трещинную на 0,68–6,36 % при среднем значении уменьшения 2,3 %. При переходе в обломочную зону плотность изменяется на величину 3,25–13,25 %, при среднем значении 6,7 %. При переходе в дисперсную зону уменьшение плотности составляет 3,85–26,5 %.

Пористость скальных пород ( $n$ ) при переходе из неизменной зоны в трещинную увеличивается весьма значительно, в 2–4 раза, кроме двух случаев (25–30 %), из трещинной в обломочную – на величину от 50% до 86 %.

Таблица 2. Физико-механические свойства эффузивных пород в коре выветривания (данные А.Э. Даммера и С.В. Квашука).

Типы пород	Индексы показателей свойств, единицы измерения	Зоны коры выветривания			
		Неизменные породы	III	II	I
Кварцевые порфиры (г. Облучье)	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	2,60	2,54	2,46	-
	n %	2,64	6,02	7,2	-
	$R^C_{сж}$ МПа	142	105	56	-
	$R^{ВЛ}_{сж}$ МПа	130	91	53	-
	$K_{\Phi}$	0,91	0,86	0,94	-
$V_p$ км/с	5,06	3,88	2,25	-	
Кварцевые порфиры (г. Биробиджан)	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	2,64	2,58	2,50	-
	n %	1,80	3,63	5,3	-
	$R^C_{сж}$ МПа	129	112	100	-
	$R^{ВЛ}_{сж}$ МПа	114	109	85	-
	$K_{\Phi}$	0,88	0,87	0,85	-
$V_p$ км/с	4,7	4,3	3,92	-	
Дациандезиты (г. Биробиджан)	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	2,68	2,66	2,57	-
	n %	3,35	4,40	4,83	-
	$R^C_{сж}$ МПа	140	99	88	-
	$R^{ВЛ}_{сж}$ МПа	136	90	83	-
	$K_{\Phi}$	0,97	0,90	0,93	-
$V_p$ км/с	4,65	4,22	3,81	-	
Андезиты (159 км автотрассы Хабаровск – Владивосток)	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	2,65	2,57	2,35	-
	n %	1,0	-	-	-
	$R^C_{сж}$ МПа	193	101	89	-
	$R^{ВЛ}_{сж}$ МПа	176	88	80	-
	$K_{\Phi}$	0,91	0,87	0,90	-
$V_p$ км/с	4,98	4,12	3,55	-	
Андезибазальты (г. Николаевск - на-Амуре)	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	2,83	2,65	2,34	1,72
	n %	1,10	5,6	13,3	18,2
	$R^C_{сж}$ МПа	129	80	43	24
	$R^{ВЛ}_{сж}$ МПа	122	72	39	15
	$K_{\Phi}$	0,94	0,90	0,80	0,62
$V_p$ км/с	5,10	2,82	2,25	1,98	
Базальты оливиновые (г. Николаевск - на-Амуре)	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	2,81	2,76	2,54	2,25
	n %	-	-	-	-
	$R^C_{сж}$ МПа	236	216	126	26
	$R^{ВЛ}_{сж}$ МПа	224	201	118	17
	$K_{\Phi}$	0,93	0,93	0,93	0,65
$V_p$ км/с	5,46	5,08	4,56	2,29	
Базальты авгитовые (г. Советская Гавань)	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	2,84	2,81	2,58	-
	n %	3,15	3,96	5,75	-
	$R^C_{сж}$ МПа	190	133	87	-
	$R^{ВЛ}_{сж}$ МПа	183	127	81	-
	$K_{\Phi}$	0,97	0,95	0,93	-
$V_p$ км/с	5,15	4,62	2,80	-	
Базальты оливиновые (г. Хинганск)	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	2,72	2,69	2,51	-
	n %	-	-	-	-
	$R^C_{сж}$ МПа	211	144	91	-
	$R^{ВЛ}_{сж}$ МПа	206	140	80	-
	$K_{\Phi}$	0,97	0,97	0,88	-
$V_p$ км/с	5,45	5,13	4,09	-	
Базальты оливиновые (ст. Хурба)	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	2,78	2,75	-	-
	n %	2,1	5,7	-	-
	$R^C_{сж}$ МПа	198	136	-	-
	$R^{ВЛ}_{сж}$ МПа	189	131	-	-
	$K_{\Phi}$	0,95	0,95	-	-
$V_p$ км/с	5,55	3,95	-	-	
Долериты (с. Новокаменка)	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	2,92	2,90	-	-
	n %	0,13	0,85	-	-
	$R^C_{сж}$ МПа	2,21	155	-	-
	$R^{ВЛ}_{сж}$ МПа	217	150	-	-
	$K_{\Phi}$	0,98	0,96	-	-
$V_p$ км/с	5,48	3,53	-	-	
Андезибазальты (п-ов Меньшикова)	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	2,94	2,78	2,60	2,50
	n %	3,1	6,5	8,5	12,7
	$R^C_{сж}$ МПа	129	75	48	46
	$R^{ВЛ}_{сж}$ МПа	126	73	31	40
	$K_{\Phi}$	0,97	0,97	0,76	0,87
$V_p$ км/с	4,40	3,65	2,81	2,71	
Кварцевые порфиры (г. Облучье)	$\rho$ г/см <sup>3</sup>	2,60	2,54	2,46	-
	n %	2,24	6,02	7,20	-
	$R^C_{сж}$ МПа	142	105	56	-
	$R^{ВЛ}_{сж}$ МПа	130	91	53	-
	$K_{\Phi}$	0,91	0,86	0,94	-
$V_p$ км/с	5,06	3,88	2,25	-	

Прочность на сжатие в сухом ( $R^C_{сж}$ ) и водонасыщенном ( $R^{ВЛ}_{сж}$ ) состоянии изменяется одинаково (с разницей 3–5 %) при переходе через все зоны: от неизменных пород в зону трещинную – на 26–40 %, при переходе из трещинной в обломочную – в интервале 8–12 % – 84–86 %, при переходе в дисперсную зону – 36–49 %.

Коэффициент фильтрации ( $K_{\Phi}$ ) при переходе из монолитной в трещинную зону увеличивается на 1,14 – 7,22 %, а при переходе в обломочную зону в ряде случаев увеличивается на 0,8–12,5 %, а в ряде случаев уменьшается на величину такого же порядка – 3,3–8,5 %.

Скорость продольных волн, определенная на образцах, отобранных из разных зон при переходе из монолитной в трещинную уменьшается на 5,87–44,71 %. При переходе из трещинной в обломочную уменьшается на большую величину – 9,69–72,44 %, при переходе в дисперсную зону происходит уменьшение скорости на 3,56–49 %.

Полученные материалы дают представления о тенденциях изменения кор выветривания в Приамурье и об изменении физико-механических свойств при переходе из одной зоны в другую. Для выявления функциональных закономерностей следует про-



Таблица 3. (Окончание).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
11.	Среднеамурская впадина, N <sub>2</sub> – Q <sub>1</sub> с. Новохаменка	Долериты	> 8,0	12,5	1,5	0	Полевое описание	Резкоконтинентальный, холодный	77	Погружение -3,2 мм/год	Некк в долине р. Амур
12.	Амурская серия, уральская свита, P <sub>1</sub> , ит, участок у ст. Тарманчукан	Кристаллические сланцы, гнейсы	-	> 20	0,4–3,0 до 10–25	3,0–5,0	Геофизический	Резкоконтинентальный, холодный	360	Поднятие +3,2 мм/год	Пологая сопка
13.	Хинганно-Олонойская вулканическая зона, солонечная свита, K <sub>2</sub> sl, участок у ст. Лагар-Аул	Риолиты	-	> 20	0,4–3,0 до 10–25	0,5	Геофизический	Резкоконтинентальный, холодный	410	Поднятие +3,2 мм/год	Полговысокое среднегорье
14.	Тырмо-Буреинский Комплекс, P <sub>2</sub> з, участок у разьезда Перевальный	Гранодиориты	-	20,0–25,0	7,0–8,0	до 12,0	Геофизический	Резкоконтинентальный, холодный	640	Стабильный участок	Перевальная часть хр. Малый Хинган
15.	Хинганно-Олонойская вулканическая зона, обманьинская свита, K <sub>2</sub> об, участок у г. Облучье	Кварцевые порфиры	-	10,0–20,0	12–20	0	Геофизический	Резкоконтинентальный, холодный	300	Поднятие +3,2 мм/год	Привершинная часть крутого отрога
16.	Четдомынский выступ Буреинского массива, P <sub>2</sub> 1, участок у ст. Дуссе-Алинь	Гранодиориты	> 10,0	8,0–10,0	7,0–10,0	0,5–3,0	Геофизический	Резкоконтинентальный, холодный	900	-	Перевальная часть Буреинского хребта
17.	Тумнинская СФЗ, ларгасинская свита K <sub>1-2</sub> л, участок на Кузнецовском перевале	Андезиты	-	8,0–10,0	8,0–10,0	0,5–1	Геофизический	Муссонный, резкоконтинентальный, холодный	700	Поднятие +4,0 мм/год	Перевальная часть Центрально-Сахоте-Алиньского хребта
18	Западно-Приморская СФЗ, барабашская свита, P <sub>2</sub> br1 м. Красный утес, у с. Рязановка	Кварцевые порфиры	-	2,5	2,5	0,5	Геофизический	Морской	50	Поднятие +2,3 мм/год	Утес

должить работы, значительно увеличить количество изученных объектов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Гинзбург И.И. Типы кор выветривания, формы их проявления и классификация // Кора выветривания. Вып. 5 и 6. М., 1963.
2. Даммер А.Э., Квашук С.В. Инженерно-геологическая характеристика скальных массивов эффузивных пород Восточного Приамурья и Северного Сихотэ-Алиня / ИВЭП ДВО АН СССР. ХабИИЖТ. Хабар. фил. Геогр. о-ва СССР. Хабаровск, 1990. 128 с.
4. Даммер А.Э., Квашук С.В. Инженерно-геологические условия юга Хабаровского края. Хабаровск: ДВГУПС, 2001. 122 с.
3. Даммер А.Э., Квашук С.В. Инженерно-геологический атлас массивов магматических горных пород Северного Сихотэ-Алиня и Восточного Приамурья. Хабаровск: ДВГАПС, 1996. 114 с.
5. Золотарев Г.С. Инженерная геодинамика. М.: Изд-во МГУ, 1983. 328 с., ил.
6. "Исследование обвальных участков на ДВЖД, их классификация и разработка проектов по защите пути": (отчет по НИР) / Квашук С.В. Малеев Д.Ю., Пересторонин А.Н. № ГР 02.200.2 06046. Хабаровск: ДВГУПС, 2002. 120 с.
7. Коломенский Н.В. Методические указания по изучению процессов выветривания горных пород для инженерно-геологических целей. М.: Госгеоллиздат, 1952.
8. Малеев Д.Ю., Даммер А.Э., Квашук С.В. Тоннели малого Хингана. Инженерно-геологические и инженерно-сейсмологические условия. Хабаровск: ДВГУПС, 2001. 84 с.
9. Романовский Н.П., Гурович В.Г., Даммер А.Э., Каретников А.С., Копылов М.И., Носырев М.Ю., Сокарев А.Н. Плотностные характеристики выветрелых горных пород Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1990. № 1. С. 56–62.
10. Романовский Н.П. Зона гипергенеза: строение и петрофизические оценки // Тихоокеан. геология. № 3. 1993. С. 52–64.

Поступила в редакцию 10 июня 2003 г.

Рекомендована к печати Н.П. Романовским

*S. V. Kvashuk*

### **Engineering and geological, and petrophysical features of rocks in the hypergenesis zone of Priamurye**

The natural and climatic, and complex engineering and geological conditions of Priamurye influence substantially variations in the features of rocks in the hypergenesis zone. Characteristics of rocks at 18 sites have been studied aimed at revealing regularities in the development and distribution of the hypergenesis zone and the degree of its influence on the stability of engineering structures.

## ДИСКУССИИ

УДК 553.634

### К ВОПРОСУ ОБ ИСТОЧНИКЕ ФТОРА ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ ФЛЮОРИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*К.Б. Булнаев*

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

Открывая дискуссию по нашей статье “Источник фтора эпитеpмальных флюоритовых месторождений, характер его эволюции”, опубликованной в журнале “Тихоокеанская геология” [4], А.А. Черепанов констатирует, что в ней обосновывается мантийная природа этого источника и возможность транспортировки элемента в нижние слои земной коры базальтовым расплавом [16]. Но эти исходные положения предложенной модели и пути дальнейшего поведения фтора вплоть до образования флюоритовых месторождений, подробно рассмотренные в статье, в заметке не обсуждаются.

Было бы логично ожидать, что перечисленные аспекты проблемы, представляющие наибольший научный интерес, привлекут внимание исследователя и станут предметом рассмотрения. Однако А.А. Черепанов вместо этого, прибегая к не принятому в научной дискуссии приему, голословно утверждает, что статья является “отголоском” полемики 30–40-летней давности.

Отрица научно обоснованное, признанное всеми исследователями магматогенное происхождение фтора, А.А. Черепанов считает, что источником элемента для флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии являлись фтороносные карбонатные породы, а сами месторождения генетически связаны с вулканитами позднемезозойской риолит-базальтовой формации. В связи с этим следует отметить, что идея о преимущественной концентрации месторождений на площадях, геохимически специализированных на фтор и кальций, развивается более 30 лет П.А. Котовым и его коллегами [8, 9]. Однако вопрос об источнике фтора напрямую ими не рассматривается, а отмеченная “закономерность” трактуется как проявление геохимического факто-

ра локализации оруденения. Кроме того, названная идея носит чисто декларативный характер, не обоснована данными массового опробования пород на фтор и кальций не только в рудных полях и месторождениях, но и за их пределами.

Указания автора заметки на повышенное содержание фтора в неметаморфизованных отложениях чехла Сибирской платформы тоже не подкреплены конкретными фактическими данными. Ни в самой заметке, ни в одной из работ по региону, на которые делается ссылка для подтверждения этого, не содержатся результаты анализа осадочных пород на фтор.

На южной окраине Алданского щита известно около 80 проявлений флюоритовой минерализации. На ранних стадиях их изучения было высказано предположение об осадочной природе оруденения [13]. Позднее в результате углубленного геологоструктурного и термобарометрического изучения наиболее крупного и типичного для региона Самодумовского месторождения установлено его гидротермальное происхождение [11]. Месторождение приурочено к зоне разлома в экзоконтакте массива мезозойских щелочных сиенитов и граносиенитов и формировалось при 380–240 °С, что намного выше температур образования флюоритовых месторождений Забайкалья и Монголии (270–80 °С). Аналогичная особенность локализации наблюдалась на флюоритовом проявлении Элькон-II [15].

Эти и некоторые другие данные, несомненно, свидетельствуют о том, что источником фтора флюоритовых проявлений Алдана являлась магма мезозойских гранитоидов. В некоторых случаях, как, например, на проявлении Жиган, эта связь завуалирована за счет того, что штоки молодых гранитоидов не выведены эрозией на поверхность.

К сожалению, фтороносность магматических пород юга Сибирского кратона не изучена. В то же время, геохимическими исследованиями установлено, что главным источником фтора в земной коре является магма преимущественно кислого состава [6, 7]. Концентрация фтора в осадочных породах связана с выветриванием магматических пород и выносом его в бассейны осадконакопления сточными водами, а также с вулканическими эксгаляциями. При этом содержание элемента даже в наиболее обогащенных им осадках редко превышает тысячных долей процента, тогда как в породах мезозойских интрузивных комплексов оно не опускается ниже 0,2–0,3 мас.%. Кроме того, установлено, что метаморфические породы наследуют и сохраняют основную массу фтора исходных осадочных толщ [12]. Поэтому говорить об образовании флюоритовых проявлений за счет мобилизации и перераспределения первично "седиментогенного" фтора в процессе регионального метаморфизма и гидротермальной переработки пород, по-видимому, некорректно. По существу, эта схема флюоритообразования является полной копией модели, впервые предложенной В.Г. Чайкиным с соавторами [14] на основании изучения фтороносности осадочных пород Русской платформы.

Переходя к утверждению А.А. Черепанова о том, что наша статья является "отголоском" дискуссии прошлых лет, следует отметить ряд моментов. Флюоритовые месторождения Забайкалья привлекают внимание исследователей давно, изучаются с начала прошлого века, однако дискуссии по вопросу о связи их с гранитоидами не было никогда. Впервые этот вопрос был затронут А.А. Якожиным [19], который предполагал парагенетическую связь месторождений с мезозойскими малыми интрузиями гранитоидов и дайковыми породами. Более полно возможная связь флюоритовых проявлений с позднемезозойским дайковым комплексом обсуждалась на примере Западного Забайкалья [17, 18]. Однако последующими исследованиями существование подобной связи не подтверждено [3].

На раннем этапе изучения флюоритовая минерализация Монголии считалась разновозрастной и связывалась соответственно с разными по возрасту гранитоидными интрузиями [1, 10]. В то же время, высказывалось мнение о том, что проявления минерализации раннего (юрского) этапа генетически связаны с близкими по возрасту гранитоидами, а проявления позднего этапа, т.е. месторождения эпитептермального типа, не обнаруживают признаков видимой связи с магматическим источником [2, 5]. Но все эти представления носили характер предположений и яв-

лялись результатами анализа общих особенностей магматизма и рудоносности территории.

По утверждению А.А. Черепанова, связь эпитептермальной флюоритовой минерализации с "ранне-меловым вулканогенным комплексом контрастной риолит-базальтовой формации давно установлена и доказана" [16]. В большой научной статье "Поздне-мезозойские вулканы и флюоритовые месторождения Забайкалья и Монголии: возрастные и генетические соотношения", находящейся на рассмотрении в редакции журнала "Тихоокеанская геология", на материалах многолетних геологических и геохронологических исследований нами показано, что это вовсе не так.

Во избежание повторов можно отметить следующее. В статье показана частая пространственная разобщенность флюоритоносных поясов и ареалов распространения позднемезозойских вулканитов Забайкалья и Монголии. В ней приведены новые данные о Rb–Sr и K–Ar возрасте флюоритовых месторождений и вулканитов, свидетельствующие о формировании их в разное время с разрывом в 30–40 млн лет.

Повышенная фтороносность щелочных базальтов и андезибазальтов вулканической ассоциации связана, по нашему мнению, с мантийным происхождением фтора и выносом его в земную кору в составе излившейся базальтовой магмы. В случае прекращения движения вверх этого расплава и его дифференциации могли возникнуть магматические флюиды, которые выше вызывали процессы палингенеза, образование гранитоидных массивов и связанных с ними фтороносных гидротермальных растворов. В статье высказано сомнение по поводу того, что в принципе можно предложить научно-обоснованную модель образования гидротермальных месторождений в генетической связи с наземным вулканизмом.

В заключение можно лишь сожалеть, что в отзыве А.А. Черепанова наша статья "Источник фтора эпитептермальных флюоритовых месторождений..." не получила объективного, научно-обоснованного анализа. По-видимому, автор, выступив с критикой статьи, преследовал другую цель – напомнить о существовании другой, не признанной исследователями идеи об осадочном происхождении источника фтора эпитептермальных флюоритовых месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бобров В.А. Особенности металлогенического развития Восточной Монголии // Вопросы металлогении. Междунар. геол. конгр. XXII сессия. М.: Недра, 1965. С. 203–217.

2. Борзаковский Ю.А., Выдрин В.Н., Маринов Н.А. и др. Очерк металлогении МНР // Магматизм и металлогения МНР. М.: Наука, 1971. С. 78–125.
3. Булнаев К.Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1978. 127 с.
4. Булнаев К.Б. Источник фтора эпитеpмальных флюоритовых месторождений, характер его эволюции // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 5. С. 85–94.
5. Каленов А.Д., Хасин Р.А. Возраст и некоторые закономерности размещения флюоритовой минерализации в Восточной Монголии // Сов. геология. 1965. № 4. С. 36–48.
6. Коваленко В.И., Наумов В.Г., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А. Летучие компоненты ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , Cl, F, S) в магмах среднего и кислого состава различных геодинамических обстановок, по данным изучения расплавных включений // Петрология. 2000. Т. 8, № 6. С. 586–619.
7. Коплус А.В., Пузанов Л.С. К геохимии фтора в магматическом процессе и оценке различных по составу расплавов как источников фтороносных растворов // Материалы к геохимии фтора и его роли в процессах минералообразования. М.: Недра, 1970. С. 7–33.
8. Котов П.А., Котова А.И., Зарембо Л.Е. О региональных факторах контроля размещения и локализации флюоритового оруденения Забайкалья // Флюорит. М.: Наука, 1976. С. 95–103.
9. Котов П.А., Зарембо Л.Е., Котова А.И., Плотникова Т.М. Особенности размещения флюоритового оруденения Восточной Монголии // Сов. геология. 1978. № 8. С. 76–87.
10. Маринов Н.А. О флюоритовой минерализации Восточной Монголии // Геология руд. месторождений. 1980. № 2. С. 99–103.
11. Парцевский А.И., Бебик А.Н. К вопросу о генезисе Самодумовского месторождения флюорита // Изв.АН СССР. Сер. геол. 1981. № 7. С. 101–106.
12. Ронов А.Б., Гирин Ю.П., Ермишина А.И. и др. Геохимия фтора в осадочном цикле // Геохимия. 1971. № 11. С. 1587–1612.
13. Ходак Ю.А. Петрографо-минералогическая характеристика нижнекембрийских отложений Алданского района. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 117 с.
14. Чайкин В.Г., Тулузакова А.В., Чуприн Н.С. О флюоритосодержащих карбонатных породах европейской части СССР // Сов. геология. 1990. № 5. С. 57–60.
15. Черепанов А.А., Архипов Г.Г. Стратиформное флюоритовое оруденение Юго-Восточной окраины Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 1. С. 117–130.
16. Черепанов А.А. Фтор-типоморфный элемент карбонатных пород плитного комплекса Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 5. С. 93–94.
17. Щеглов А.Д. Основные черты геологии и генезиса флюоритовых месторождений Западного Забайкалья // Геология руд. месторождений. 1961. № 3. С. 51–69.
18. Щеглов А.Д., Розинов М.И. О признаках связи эпитеpмальной флюоритовой минерализации Западного Забайкалья с посленижнемеловыми интрузиями // Металлогеническая специализация магматических комплексов. М.: Недра, 1964. С. 361–373.
19. Якжин А.А. Закономерности размещения и формирования флюоритовых месторождений Забайкалья. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 250 с.

*Поступила в редакцию 12 июня 2003 г.*