

Том 21, номер 6
ISSN 0207 - 4028

Ноябрь-Декабрь 2002

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



СОДЕРЖАНИЕ

<i>Т.М. Окунева.</i> Биостратиграфия триаса Дальнего Востока и Забайкалья.....	3
<i>Г.Б. Удинцев, Р. Герзонде, Д.Е. Тетерин, Г.В. Шенке, А.Ф. Береснев, К. Голь, Н.А. Титаева, А.Н. Феногенов, Н.А. Куренцова, И.А. Рощина.</i> О геологии острова Петра I и вероятной динамике развития Западной Антарктики в море Беллинсгаузена	31
<i>А.А. Сорокин, С.И. Дриль.</i> Янканский офиолитовый комплекс Монголо-Охотского складчатого пояса: петрология и геодинамическая позиция	46
<i>В.Н. Патрикеев.</i> Литологическая и тектоническая расслоенность коры Северо-Запада Тихого океана	61
<i>И.А. Тарарин, С.К. Злобин, Г.М. Колесов, Э.М. Седых, В.М. Чубаров, Т.М. Философова.</i> Островодужный магматизм зоны разлома Хантер (Северо-Фиджийский бассейн, Тихий океан)	78
<i>Г.С. Мирзаханов, Е.В. Курбатов.</i> Гранулометрия и морфология золота техногенных россыпей юга Дальнего Востока	99
<i>М.М. Константинов, А.К. Быстрова, В.Ю. Фридовский.</i> Стратиграфические уровни локализации месторождений золота и серебра в Верхоянской и Центрально-Колымской металлогенических провинциях	105
Дискуссии	
<i>Л. В. Эйрши.</i> О “стратиграфических” уровнях золоторудных месторождений	112
<i>Ю.И. Бакулин.</i> О причинах приуроченности эндогенного оруденения к стратиграфическим уровням	116
Хроника	
<i>Г.Л. Кириллова.</i> Четвертый Международный симпозиум по проекту 434 ЮНЕСКО: результаты и перспективы	120
<i>Н.А. Богданов, О.В. Чудаев.</i> Международное содружество в изучении геологии Тихоокеанского региона ..	123
Указатель статей, опубликованных в журнале за 2002 г.	125

БИОСТРАТИГРАФИЯ ТРИАСА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА И ЗАБАЙКАЛЬЯ

Т. М. Окунева

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

Приведены детальные описания основных разрезов и сведения по биостратиграфии триаса Забайкалья, Верхнего, Среднего и Нижнего Приамурья, Западного и юга Северного Приохотья, Южного Сихотэ-Алиня. Описание разрезов сопровождается послыными списками аммоноидей и двустворчатых моллюсков. По этим группам фауны даны вещественные и палеонтологические характеристики зон, подзон и слоев с фауной для всей рассматриваемой территории. В схеме по аммоноидеям в нижнем триасе в шести ранее известных зонах дополнены палеонтологические характеристики, в среднем – для верхнего анизия предложены новые названия слоев с фауной. В основании нижнего нория установлена новая зона *Striatosirenites kinasovi*, в среднем – слои с *Dittmaritoides*, а в верхнем – слои с *Arcestes colonus*. Примечательна первая находка *Mesohimavatites indigiricus* в уникальном разрезе Западного Приохотья по побережью Тугурского залива. По ней в верхней части среднего нория выделены одноименные слои. Условно обозначены уровни с *Cyrtopleuritidae?* в среднем нории и уровни с *Neoprotrachyceras?* и *Protrachyceras?* в карнийском ярусе. В схеме по двустворкам впервые обособлены в нижнем триасе шесть слоев с ними, дополнены комплексы норийских и рэтских двустворок, в рэте выделены слои с *Costatoria napengensis*.

Ключевые слова: биостратиграфия, триас, Забайкалье, Дальний Восток.

Данная статья посвящена совершенствованию биостратиграфических схем триаса южных районов Дальнего Востока России и Забайкалья (рис. 1). Ранее опубликованные на эту тему материалы касались отдельных районов или в кратком изложении включались в сводные работы по геологии и стратиграфии региона. В предлагаемой статье приводятся данные по стратиграфии и описания послыных разрезов, сопровождающиеся дополнительной и уточненной палеонтологической характеристикой. В таком виде разрезы публикуются впервые.

Триасовые отложения на территории Дальнего Востока и Забайкалья развиты достаточно широко и представлены двумя типами осадков. На востоке региона формировались преимущественно кремнисто-вулканогенные осадки долговременного накопления, охарактеризованные, как правило, конодонтами и радиоляриями. Другой тип триасовых отложений формировался в пределах наложенных и ранее консолидированных складчатых структур. Он представлен морскими терригенными образованиями, в которых захоронены аммоноидеи и двустворчатые моллюски. На изучении этапов развития этих двух групп фауны построены предлагаемые две параллельные биостратиграфические шкалы триаса обширного региона юга Востока России (табл.1). По сравнению со схемами, утвержденными IV ДВМСС, эти шкалы усовершенствованы, пополнены новыми подразделениями, в частно-

сти, в нижнем триасе выделены слои с двустворками, а в схеме по аммоноидеям – нижняя зона в нижнем нории, слои и уровни с фауной в карнии, среднем и верхнем нории.

Основу для построения шкал составили многолетние исследования и сборы фауны автора (1959–1988 гг.), некоторые экземпляры из коллекции Е.П. Брудницкой с ее согласия, а также палеонтологический материал, переданный нам на определение геологами Забайкалья, Москвы, Санкт-Петербурга. Определение моллюсков производилось Т.М. Окуневой, в других случаях оговорено особо.

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ТРИАС

Отложения нижнего и среднего отделов триаса известны в Забайкалье, Хабаровском крае (Среднее Приамурье и Западное Приохотье) и в Южном Приморье. Стратиграфией и фауной из отложений этого возраста в Южном Приморье, где впервые они были обнаружены, занимались К. Динер, А. Биттнер, И.В.Бурий, Н.К. Жарникова, Л.Д. Кипарисова. Первая биостратиграфическая схема Приморья по аммоноидеям была предложена Л.Д. Кипарисовой [14, 15]. Дальнейшая детализация схемы по аммоноидеям осуществлена Ю.Д. Захаровым [8–10, 40]. Предложенная им зональная схема по аммоноидеям для нижнего триаса и нижнего анизия Южного Приморья приемлема для отложений этого возраста всего рассматриваемого регио-

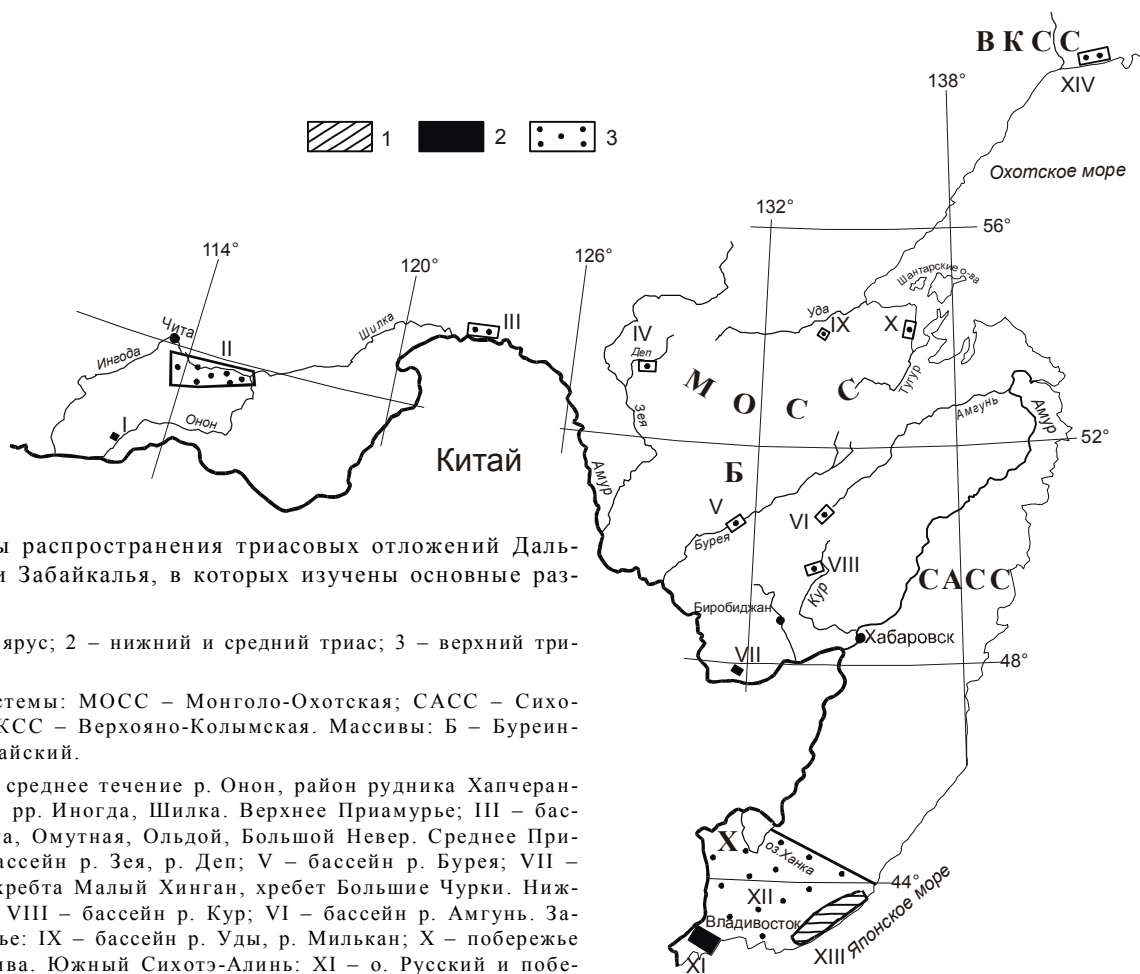


Рис. 1. Районы распространения триасовых отложений Дальнего Востока и Забайкалья, в которых изучены основные разрезы.

1 – карнийский ярус; 2 – нижний и средний триас; 3 – верхний триас.

Складчатые системы: МОСС – Монголо-Охотская; САСС – Сихотэ-Алинская; ВКСС – Верхояно-Колымская. Массивы: Б – Бурейский, Х – Ханкайский.

Забайкалье: I – среднее течение р. Онон, район рудника Хапчеранга; II – бассейн рр. Иногда, Шилка. Верхнее Приамурье; III – бассейны рр. Уруша, Омутная, Ольдой, Большой Невер. Среднее Приамурье: IV – бассейн р. Зея, р. Дел; V – бассейн р. Буряя; VII – южные отроги хребта Малый Хинган, хребет Большие Чурки. Нижнее Приамурье: VIII – бассейн р. Кур; VI – бассейн р. Амгунь. Западное Приохотье: IX – бассейн р. Уды, р. Милькан; X – побережье Тугурского залива. Южный Сихотэ-Алинь: XI – о. Русский и побережья Амурского и Уссурийского заливов; XII – бассейны рр. Песчанка, Андреевка, Амба, Комаровка, Петровка и др.; XIII – бассейн рр. Киевка, Аввакумовка и др. Северное Приохотье: XIV – бассейн рек Охота, Ульбея, Иня, Кухтуй.

на и вошла в схемы IV ДВМСС [35]. В Среднем Приамурье, в хребте Большие Чурки, на юге Хабаровского края нижне- и среднетриасовые отложения были обнаружены В.В. Бобылевым [1]. Одновременно детальное изучение стратиграфии и фауны в этом районе осуществлялось Т.М. Окуновой и А.А. Железновым [21–23, 29, 32]. Позже результаты исследований были дополнены новыми данными и исправлены. На западе Западного Приохотья, в бассейне р. Уды оленекские отложения были обнаружены А.В. Махиным, немногочисленные моллюски из его сборов определялись Е.П. Брудницкой. На юге Забайкалья в среднем течении р. Онон нижний триас (хапчерангинская свита) был обоснован в 1968 г. [19]. Авторы подразделили свиту на три толщи. Позже Е.А. Беляков предложил повысить ранг хапчерангинской свиты, перевел ее в серию и расчленил на ряд свит, из которых в практику вошли три, соответствующие по объему толщам, выделенным Т.М. Окуновой. Это – тарбальд-

жейская (верхи нижнего инда и верхний инд) и курултыкенская (нижний оленек) свиты – морские, хамарская (верхний оленек–нижний анизий) – прибрежно-морская.

Забайкалье. Разрезы нижнетриасовых отложений на юге Забайкалья составлены в бассейне р. Онон, по р. Тарбальджей и пади Курул-Тыкен (район рудника Хапчеранга). Стратотип тарбальджейской свиты располагается на левобережье одноименной реки и представлен толщей тонкоплитчатых алевролитов и тонкозернистых песчаников (рис. 2, колонка В IV). В ряде прослоев алевролитов содержатся очень плотные кремнисто-глинистые конкреции. В некоторых из них найдены аммоноидеи *Discophyceras* cf. *compressum* Spath, *Hypophyceras*? *gracile* Spath (= *Ophyceras* cf. *subdemissum* Spath, [19, 32]). На простирании свиты по пади Талочи в тонкоплитчатых алевролитах встречены двустворка *Atomodesma* sp. ind. и остатки рыб. Нижняя часть тарбальджейской

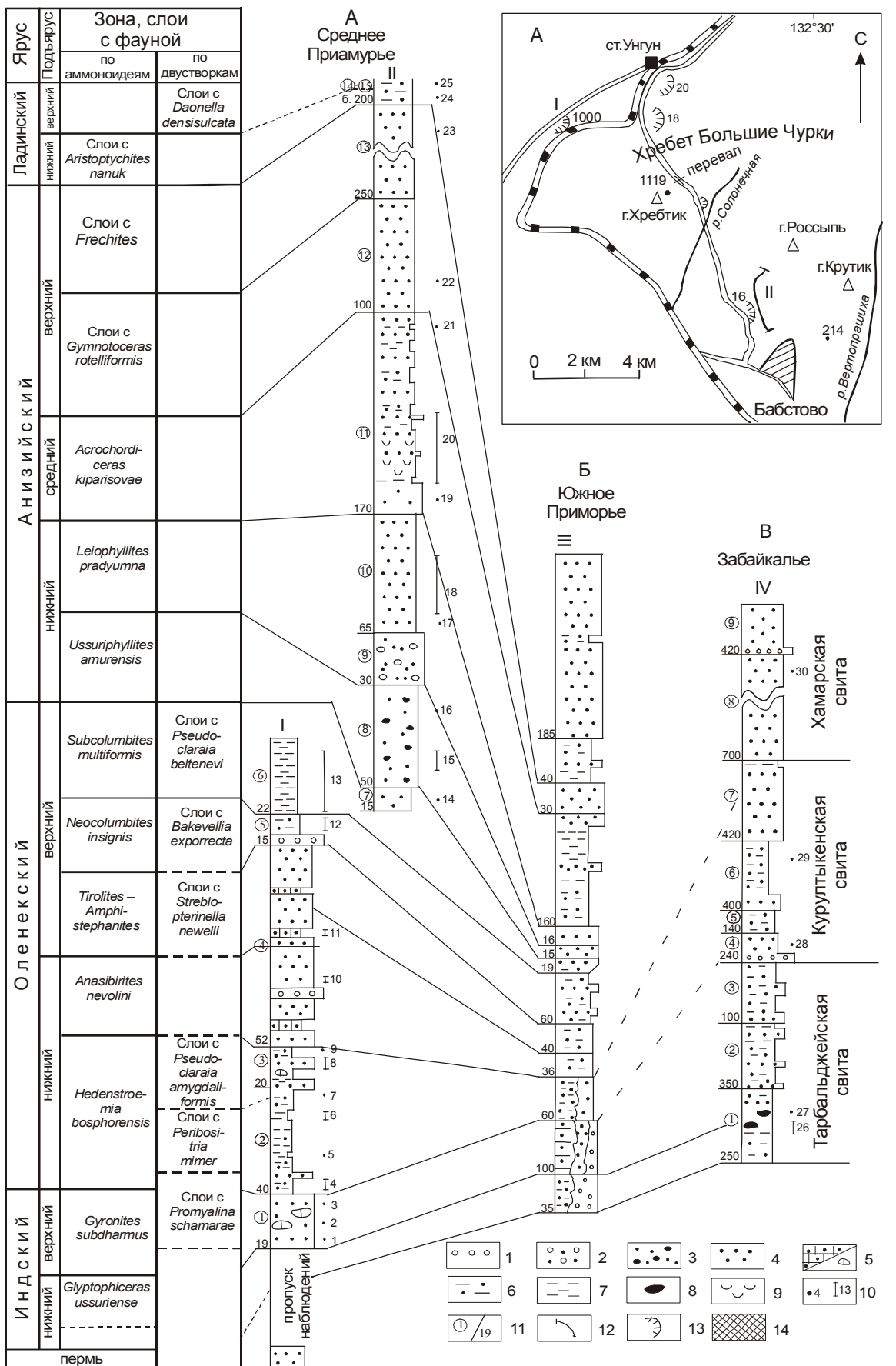
Таблица 1. Схема расчленения триасовых отложений Дальнего Востока и Забайкалья.

Общая шкала		Региональные стратиграфические подразделения				
Отдел	Ярус	Зона, подзона, слои, уровень с фауной*				
		по аммоноидеям		по двустворчатым моллюскам		
Верхний триас	Рэтский	Слои с <i>Megaphyllites insectus</i>		Слои с <i>Costatoria napengensis</i>		
		Норийский	верх.	Слои с <i>Arcestes colonus</i>	<i>Monotis ochotica</i>	<i>M. subcircularis</i> <i>M. zabaikalica</i>
	средний		Слои <i>Mesohimavatites indigiricus</i>	<i>Eomonotis scutiformis</i>	<i>E. pinensis</i>	
			Слои с <i>Dittmaritoides</i> Cyrtopleuritidae ?*		<i>E. daonellaeformis</i> – <i>Indigirohalobia kalachtensis</i>	
	нижний	<i>Norosirenites</i>	Слои с <i>Yanotrachyceras ulynense</i>	<i>Halobia aotii</i>		
			Слои с <i>Wangoceras</i> <i>Striatossirenites kinasovi</i>	<i>Halobia kawadai</i>		
	Карнийский	верх.	<i>Protrachyceras</i> ?*			
		ниж.	<i>Neoprotrachyceras</i> ?*		Слои с <i>Indigirohalobia talajensis primorica</i>	
	Средний триас	Ладинский	верх.			Слои с <i>Daonella densisulcata</i>
			ниж.	Слои с <i>Aristoptychites nanuk</i>		
		Анзйский	верх.	Слои с <i>Frechites</i>		
			сред.	Слои с <i>Gymnotoceras rotelliformis</i>		
ниж.			<i>Acrochordiceras kiparisovae</i>			
			<i>Leiophyllites pradyumna</i> <i>Ussuriphyllites amurensis</i>			
Оленекский	верх.	<i>Subcolumbites multiformis</i>		Слои с <i>Pseudoclaraiia beltenevi</i>		
		<i>Neocolumbites insignis</i>		Слои с <i>Bakevelliia exporrecta</i>		
		<i>Tirolites – Amphistephanites</i>		Слои с <i>Streblopterinella newelli</i>		
	нижний	<i>Anasibirites nevolini</i>				
		<i>Hedenstroemia bosphorensis</i>		Слои с <i>Pseudoclaraiia amygdaliformis</i> Слои с <i>Peribositria mimer</i>		
Индский	в.	<i>Gyronites subdharmus</i>		Слои с <i>Promyalina schamarae</i>		
	ниж.	<i>Glyptophiceras ussuriense</i>				

свиты сопоставляется с верхней частью зоны *Glyptophiceras ussuriense*. Вышележащие породы свиты имеют тот же состав, в конкрециях содержат *Gyronites* sp. ind. Основной разрез курултыкенской свиты изучался нами по правому борту пади Курул-Тыкен. Она сложена толщей грубого чередования алевролитов, часто ожелезненных, и мелкозернистых песчаников. В основании свиты залегает прослой мелкогалечных конгломератов, который прослеживается и по водоразделу Курул-Тыкен – Талочи. В трех местонахождениях в стратотипе свиты обнаружены отпе-

чатки и единичные ядра крупных раковин *Euflemingites* sp. ind. Этот род входит в комплекс нижней части зоны *Hedenstroemia bosphorensis* нижнего оленека. На руднике Хапчеранга этот стратотип фиксируется находкой *Pseudoclaraiia* (= *Eumorphotis*) *occidentalis* (Whiteaves). Залегаящая выше хамарская свита представлена плохо сортированными породами со знаками ряби и содержит редкие растительные остатки.

Среднее Приамурье. Выходы нижнего и среднего триаса в Малом Хингане закартированы на



юге хребта Шуки-Похтой, в хребте Большие Чурки. Изучение этих отложений велось по разрозненным карьерам и редким естественным обнажениям. В данной статье приведены два основных разреза: почти полный разрез нижнего триаса в карьере в 5 км к юго-западу от станции Унгун, вблизи 89 км железной дороги Биробиджан–Ленинск (рис. 2, колонка А I) и разрез среднего триаса, составленный по водоразделу у села Бабстово (там же, колонка А II).

Триасовый разрез начинается отложениями верхов нижнего инда. Основание разреза не вскрыто. В 150 м к северо-западу от видимого основания разреза в карьере (обн. 1000) песчаники содержат пермских *Koptymia*. Контакт триасовых и подстилающих пермских отложений располагается в этом интервале. В карьере вскрыто юго-восточное крыло складки с углами падения 35° на юго-восток.

Индский ярус, зона *Glyptophraceras ussuriense* (самые верхи) и зона *Gyronites subdarmus*.

1. Песчаники средне-, реже мелкозернистые, кварц-полевошпатовые, светло-серые, с небольшими линзами серых известняков и известковистых песчаников..... 19*

Палеонтологическая характеристика: в 3–6 м** – двусторчатые моллюски *Promyalina schamarae* (Bittner), *Neoschizodus laevigatus* (Zieten); в 10 м – аммоноидеи *Ophiceras (Lytophraceras)* sp. ind.; в 14 м – аммоноидеи *Gyronites subdarmus* Kiparisova, *Vavilovites* sp. ind.

Оленекский ярус, зона *Hedenstroemia bosphorensis*.

2. Тонко и ритмично чередующиеся слои темно-серых слюдитых, песчаных алевролитов и зеленовато-серых, хорошо сортированных мелкозернистых песчаников с прослоями среднезернистых песчаников..... 40

Палеонтологическая характеристика: в 3–8 м – аммоноидеи *Meekoceras boreale* (Diener), *M. cf. subcristatus* Kiparisova, *Flemingites tobisinensis* Zakharov, двусторки *Eumorphotis multiformis* Bittner, *Peribositria mimer* (Oeberg). На этом стратиграфическом уровне в карьере в пос. Унгун (обн.20) собраны *Peribositria mimer* (Oeberg), *P. tenuissima* (Böhm), *Langyophorus amurensis* Okuneva, sp. nov., *Guichiella ungunica* (Okuneva); в 24 м – аммоноидеи *Euflemingites prynadai* (Kiparisova). Остатки последнего вида определены Е.П. Брудницкой также из карьера в пос. Унгун; в 32–34 м – аммоноидеи *Epihedenstroemia ajaxense* Zakharov, *Cordillerites* sp. ind., в 37 м – двусторки *Pseudoclaraiia amygdaliformis* Zhang, *Streblopterinella kurushini* Okuneva, sp. nov. В схеме по двусторкам выделяются соответственно внизу слои с *Peribositria mimer*, выше – слои с *Pseudoclaraiia amygdaliformis*.

3. Песчаники среднезернистые, часто слюдитые с прослоями зеленовато-серых алевролитов и горизонтами, содержащими известковистые стяжения 20

Палеонтологическая характеристика: в 5–12 м – аммоноидеи *Owenites nevolini* Buriij et Zharnikova, *Dieneroceras chaoi* Kiparisova, *Prospingitoides ovalis* (Kiparisova), *Arctoceras septentrionale* Diener, *Churkites egregius* Zharnikova et Okuneva. На перевале у шоссе Унгун–Бабстово на этом уровне найден *Anakashmirites* sp. ind.

*Здесь и далее мощность дана в метрах.

**Здесь и далее даны интервалы от подошвы слоя.

Рис. 2. Схема сопоставления разрезов нижнего и среднего триаса Дальнего Востока и Забайкалья.

Хабаровский край, хребет Большие Чурки: I – карьер в 5 км к юго-западу от станции Унгун (обн.1000); II – водораздел около пос.Бабстово. III – Южное Приморье, сводный разрез [40]. IV – Забайкалье, район рудника Хапчеранга, Тарбальджей, падь Курул-Тыкен [31].

1 – конгломераты; 2 – гравелиты с редкой галькой; 3 – песчаники с включениями зерен и обломков пород; 4 – песчаники; 5 – прослои и конкреции известковистого песчаника; 6 – тонкозернистые песчаники и алевролиты; 7 – аргиллиты; 8 – кремнисто-глинистые конкреции; 9 – песчаники комковатые с ходами илоедов; 10 – местонахождения моллюсков; 11 – номер слоя и его мощность; 12 – линия разреза по водоразделу около пос. Бабстово; 13 – карьер; 14 – перерыв в наблюдениях.

1 – *Promyalina schamarae*, *Neoschizodus laevigatus*; 2 – *Ophiceras (Lytophraceras)* sp. ind.; 3 – *Gyronites subdarmus*, *Vavilovites* sp. ind.; 4 – *Meekoceras boreale*, *M. cf. subcristatus*, *Flemingites tobisinensis*, *Peribositria mimer*; 5 – *Euflemingites prynadai*; 6 – *Epihedenstroemia ajaxense*, *Cordillerites* sp. ind.; 7 – *Pseudoclaraiia amygdaliformis*, *Streblopterinella kurushini*, *Streblopterinella*; 8 – *Owenites nevolini*, *Dieneroceras chaoi*, *Prospingitoides ovalis*, *Arctoceras septentrionale*, *Churkites egregius*; 9 – *Hemiprionites contortus*; 10 – *Anasibirites onoi*, *A. cf. kinguanus*, *Wasatchites* sp.; 11 – *Tirolites* sp. ind., *Streblopterinella newelli*, *Bakevellia (Maizuria)* sp.; 12 – *Columbites ussuriensis*, *Hellenites cf. inopinatus*, *Timoceras aff. gracialis*; 13 – *Arnautocelites* sp. ind., *Subcolumbites* sp. A, B, *Preflorianites* sp. ind., *Pseudoclaraiia beltenevi*, *P. bobylevi*, *P. zakharovi*, *P. aff. aurantiiformis*, *Streblopterinella aff. kurushini*, *Neoschizodus* sp.; 14 – *Kazakhstanites* sp. ind., *Ornithopecten* sp. ind., *Arctocardinia* sp., *Claraia aranea*; 15 – *Oleneceras* sp. ind., *Leptochondria aff. alberti*; 16 – *Pseudoprosphingites insularis*, *P. globosus*; 17 – *Karangatites evolutus*, *Ussuriphyllites cf. amurensis*, *Ussurites* sp. ind.; 18 – *Leiophyllites pradyumna*, *Leptochondria* sp. ind.; 19 – *Pseudohollandites cf. tozeri*; 20 – *Stenopopanoceras babstovense*, *S. churkense*, *Sturia japonica*, *Pseudohollandites japonicus*, *Ussurites yaber*; 21 – *Amphipopanoceras* sp. ind.; 22 – *Gymnotoceras* sp. ind.; 23 – *Amphipopanoceras cf. dzeginense*; 24 – *Aristoptychites nanuk*; 25 – *Daonella cf. densisulcata*, *D.* sp. ind.; 26 – *Hypophiceras ? gracile*, *Hypophiceras ?* sp. ind., *Discophiceras compressus*; 27 – *Gyronites* sp. ind.; 28 и 29 – *Euflemingites* sp. ind.; 30 – остатки растений.

Зона *Anasibirites nevolini*.

4. Среднезернистые песчаники, иногда известковистые, с прослоями мелкогалечных конгломератов в нижней части слоя 52

Палеонтологическая характеристика: в 7–9 м – аммоноидеи *Hemiprionites contortus* Burij et Zharnikova; в 26–29 м – аммоноидеи *Anasibirites onoi* (Yehara), *A. cf. kinguanus* Waagen, *A. sp. ind.*, *Wasatchites sp. ind.*

Зона *Tirolites – Amphistephanites* (продолжение слоя 4).

В 43–44 м – аммоноидеи *Tirolites sp. ind.*, двустворки *Streblopterinella newelli* Kurushin, *Bakevella* (Maizuria) sp. ind. По двустворкам верхняя часть слоя 4 отнесена к слою с *Streblopterinella newelli*.

Зона *Neocolumbites insignis*.

5. Алевролиты песчаные, в основании маломощный прослой мелкогалечных конгломератов.....15

Палеонтологическая характеристика: в 2–10 м – аммоноидеи *Columbites ussuriensis* Burij et Zharnikova, *Hellenites cf. inopinatus* Kiparisova, *Timoceras aff. gracialis* (Mojsisovics), двустворки *Bakevella*. В схеме по двустворкам эти породы отнесены к слоям с *Bakevella experrecta*.

Зона *Subcolumbites multiformis*.

6. Аргиллиты тонкоплитчатые, темно-серые, прослой алевролитов и тонкозернистых песчаников.....22

Палеонтологическая характеристика: по всему слою собраны аммоноидеи *Arnautoceltites sp. ind.*; в 10–12 м – *Subcolumbites sp. A, B, Preflorianites sp. ind.*; по всему слою присутствуют двустворки *Pseudoclaraiia beltenevi* Okuneva, sp. nov., *P. bobylevi* Okuneva, sp. nov., *P. zakharovi* Okuneva, sp. nov., *P. aff. aurantiformis* Zhang, *Neoschizodus laevigatus* (Zieten), *Streblopterinella aff. kurushini* Okuneva, sp. nov. На водоразделе у села Бабстово в отложениях этой зоны встречены: в 2 м от основания слоя – аммоноидеи *Boreoceras cf. apostolicum* (Smith); в 10 м – аммоноидеи *Kazakhstanites sp. ind.*, двустворки – *Ornithopecten sp. ind.*, *Arctocardinia sp.*, *Claraia aranea* Tozer; в 12 м – аммоноидеи *Olenekoceras sp. ind.*, двустворки – *Leptochondria aff. alberti* (Goldfuss), *Praeotapiria sp. ind.* В карьере к югу от водораздела с горой Крутик (обн. 214) эта зона охарактеризована аммоноидеями *Pseudoprosphingites insularis* (Kiparisova), *P. globosus* (Kiparisova), встреченными в плохо сортированных песчаниках. Слои с *Pseudoclaraiia beltenevi* в шкале по двустворкам охарактеризованы выше приведенным комплексом моллюсков.

Анзийский ярус, зона *Ussuriphyllites amurensis*.

На отложениях зоны *Subcolumbites multiformis* (слой 7) на водоразделе у села Бабстово (рис.2, колонка А II) залегают:

8. Песчаники мелкозернистые с включениями обломков пород.....50

Палеонтологическая характеристика: в 13 м – аммоноидеи *Karangatites evolutus* Popow; в 32 м – *Ussuriphyllites cf. amurensis* (Kiparisova), *Ussurites sp. ind.* В обн. 214 встречены *Parapopanoceras? crutikense* Okuneva, а в карьере в 1,5 км к юго-востоку от станции Унгун (обн. 18) – аммоноидеи *Grambergia? sp. ind.*

Зона *Leiophyllites pradyumna*.

9. Гравелиты с включениями редких галек.....30

10. Песчаники мелкозернистые, буровато-серые, с прослоями алевролитов.....65

Палеонтологическая характеристика: в 1–48 м – аммоноидеи *Leiophyllites pradyumna* Kiparisova; двустворки – *Leptochondria sp. ind.* В небольшом карьере у южного подножья водораздела, по которому описан разрез (обн. 15), собраны фрагменты *Lenotropites cf. tardus* (McLearn), а на перевале шоссе Унгун–Бабстово, у горы Хребтик – *Pearylandites? sp. ind.*

Зона *Acrochordiceras kiparisovae*.

11. Песчаники мелкозернистые, буровато-серые чередуются с песчанстыми алевролитами, часто комковатыми, с многочисленными ходами илоедов.....170

Палеонтологическая характеристика: в 1–27 м – аммоноидеи *Pseudohollandites cf. tozeri* (Zakharov); в 43–97 м – аммоноидеи *Stenopopanoceras babstovense* Okuneva, *S. churkense* Okuneva, *Sturia japonica* (Mojsisovics), *Pseudohollandites japonicus* (Mojsisovics), *Ussurites yaber* Diener. На этом стратоуровне к югу от водораздела с горой Крутик – *Epacrochordiceras korobkovi* (Zharnikova); в районе горы Хребтик – *Balatonites kitakanicus* (Diener); в 162 м от основания слоя 11 найдены аммоноидеи *Amphipopanoceras sp. ind.*; в карьере в 1,5 км к юго-востоку от станции Унгун (обн.18) – *Malletoptychites cf. kotschetkovi* Popow, на перевале на шоссе Унгун–Бабстово – *Arctohungarites sp. ind.*, у горы Хребтик – *Amphipopanoceras cf. acutum* Popow.

Слои с *Gymnotoceras rotelliformis*.

12. Песчаники мелкозернистые серые100
Палеонтологическая характеристика: в 26 м – аммоноидеи *Gymnotoceras sp. ind.*, вблизи горы Крутик – *G. cf. rotelliformis* (Meek).

Слои с *Frechites*.

13. Песчаники мелкозернистые, сливные, серые ...250
Палеонтологическая характеристика: в 233 м – единичные аммоноидеи *Amphipopanoceras cf. dzeginense* (Voinova); в карьере в 1,5 км к юго-востоку от станции Унгун (обн. 18) – *Frechites sp. ind.*

Ладинский ярус, слои с *Aristoptychites nanuk*.

14. Тонкозернистые песчаники и алевролиты100
В районе горы Россыпь в плотных алевролитах В.В.Бобылевым обнаружен *Aristoptychites nanuk* (Tozer).

Слои с *Daonella densistriata*.

15. Выше по разрезу на северо-западном окончании водораздела у с. Бабстово обнажаются тонкозернистые песчаники, неоднородные, иногда слюдястые..... 100

Палеонтологическая характеристика: в 37 м – двустворки *Daonella cf. densisulcata* Yabe et Shimizu, *Daonella sp. ind.*

В **Западном Приохотье** нижнетриасовые отложения встречены в небольших тектонических блоках, в которых фауна встречается очень редко. В алевролитах нижнего оленека в бассейне рек Уда, Лан, Мудюян присутствуют *Peribositria timer* (Oeberg), *Bakevella (Neobakevella) aff. dodaiensis* (Truschelev). В этом же районе верхнеоленекские отложения содержат *Subolenekites cf. pilaticus* (Tozer), а в бассейне р. Шевли, выше р. Нижняя Эльга обнаружены *Boreoceras cf. demokidovi* (Popow).

Южное Приморье. Нижне- и среднетриасовые отложения Южного Приморья изучены достаточно детально. Стратиграфия и амmonoидеи района подробно описаны в монографиях и статьях Л.Д. Кипарисовой, Ю.Д. Захарова, а также И.В. Бурием и Н.К. Жарниковой [2–4], поэтому в данной статье приведен сводный разрез нижнего и среднего триаса Южного Приморья [40]. Этот разрез (рис. 2, колонка Б III) скоррелирован с разрезами одновозрастных отложений Забайкалья и Среднего Приамурья. Автор статьи проводила детальные исследования в бассейне р. Петровки, в районе Душкинского перевала [24]. Ранне- и среднетриасовые двустворчатые моллюски в Южном Приморье немногочисленны и изучены недостаточно. Бивальвии, описанные Л.Д. Кипарисовой [12, 13] и использованные ею в стратиграфической части монографии [15], происходят из коллекций, которые собраны многими авторами в разные годы. Определения двустворок приводятся общими списками без точной привязки к разрезу и, как сейчас выясняется, нередко происходят из разных стратонаов. Ю.Д. Захаров уточнил распространение некоторых двустворчатых моллюсков в стратотипических разрезах оленекского яруса. По аналогии с разрезом хребта Большие Чурки, где двустворки встречены с амmonoидеями в едином разрезе, можно предположить приуроченность некоторых из них к определенным возрастным уровням. Для обоснования предлагаемой шкалы по двустворчатым моллюскам Южного Приморья были привлечены коллекции А. Биттнера (№221), Л.Д. Кипарисовой

(№10909), Н.К. Жарниковой (№ 10379), хранящиеся в ЦНИГР Музее в г. Санкт-Петербурге. Некоторые двустворки переопределены автором и И.В. Полуботко. Впервые на неточность определения “*Claraia*” обратил внимание Н.И. Курушин [17]. В таблице 2 приведены старые и новые определения двустворок.

По двустворкам в Южном Приморье, как и на юге Хабаровского края, в индском ярусе установлены слои с *Promyalina schamarae*, в нижнем оленеке – слои с *Peribositria mimer* и слои с *Pseudoclaraiia amygdaliformis*, а в верхнем оленеке – слои с *Streblopterinella newelli* и слои с *Bakevellia exporrecta*. Слои с *Pseudoclaraiia beltenevi*, завершающие верхний оленек, в Южном Приморье не имеют четкой палеонтологической характеристики, в отличие от этих слоев в хребте Большие Чурки. Анизийские отложения содержат мелкие двустворки (*Peribositria*, *Lima*, *Leptochondria* и др.). В верхнем ладине обосновано выделение слоев с *Daonella densisulcata*.

Слои с *Promyalina schamarae* выделяются в районе бухты Шамара и включают вид-индекс. Они коррелируются с верхнеиндской зоной *Gyronites subdharimus*.

Слои с *Peribositria mimer* охарактеризованы следующими двустворками: *Eumorphotis multiformis* Bittner, *Peribositria tenuissima* Böhm, *Entolium (Palaeoentolium) microtis* (Wittenburg), *Leptochondria minima* (Kiparisova), *L. bittneri* (Kiparisova), *Unionites fassaensis* Bittner, *Neoschizodus laevigatus* (Zieten), *Entolioides? ussuricus* (Bittner). Возраст слоев опреде-

Таблица 2.

Старые определения	Новые определения
<i>Myalina schamarae</i>	<i>Promyalina schamarae</i>
<i>Pseudomonotis (Eumorphotis) multiformis</i>	<i>Eumorphotis multiformis</i>
<i>Pseudomonotis (Eumorphotis) iwanowi</i>	<i>Eumorphotis iwanowi</i>
<i>Pecten (Velopecten) minimus</i>	<i>Leptochondria minima</i>
<i>Pecten (Velopecten) bittneri</i>	<i>Leptochondria bittneri</i>
<i>Entolium microtis</i>	<i>Entolium (Palaeoentolium) microtis</i>
<i>Pecten (Aequipecten) ussuricus</i>	<i>Entolioides? ussuricus</i>
<i>Myophoria laevigata</i>	<i>Neoschizodus laevigatus</i>
<i>Anodontophora fassaensis</i>	<i>Unionites fassaensis</i>
<i>Gervillia exporrecta</i>	<i>Bakevellia (Maizuria) exporrecta</i>
<i>Leda skorochodi</i>	<i>Dactyomya skorochodi</i>
<i>Posidonia mimer</i>	<i>Peribositria mimer</i>
<i>Posidonia tenuissima</i>	<i>Peribositria tenuissima</i>
<i>Posidonia wengensis</i>	<i>Peribositria wengensis</i>
<i>Pseudomonotis (Claraia) aurita</i> (колл. Кипарисовой)	<i>Streblopterinella kurushini</i>
<i>Pseudomonotis (Claraia) australasiatica</i> (колл. Кипарисовой)	<i>Streblopterinella kurushini</i>
<i>Pseudomonotis (Claraia) tridentina</i> (колл. Кипарисовой)	<i>Pseudoclaraiia amygdaliformis</i>
<i>Claraia punjabiensis</i> (колл. Жарниковой)	<i>Pseudoclaraiia amygdaliformis</i>
<i>Claraia australasiatica</i> (колл. Жарниковой)	<i>Streblopterinella newelli</i>
<i>Claraia aurita</i> (колл. Жарниковой)	<i>Pseudoclaraiia amygdaliformis</i>

ляется совместным нахождением их с раннеоленекскими аммоноидеями (*Meekoceras boreale* и др.) в нижней части зоны *Hedenstroemia bosphorensis*.

Слои с *Pseudoclaraiia amygdaliformis*, сопоставленные с верхней частью зоны *Hedenstroemia bosphorensis*, содержат *Pseudoclaraiia amygdaliformis* Zhang, *Streblopterinella kurushini* Okuneva, sp. nov. и виды широкого распространения – *Neoschizodus laevigatus* (Zieten), *Entolium (Palaeoentolium) microtis* Wittenburg, *Leptochondria minima* (Kiparisova). Двустворки обнаружены в одних слоях с остатками аммоноидей *Arctoceras septentrionale* (Diener), *Meekoceras subcristatum* Kiparisova, *Prosphingitoides ovalis* (Kiparisova) и др.

Вместе с аммоноидеями зоны *Anasibirites nevolini* верхов нижнего оленека Ю.Д. Захаров [40] указывает на присутствие двустворок, но без уточнения родовой принадлежности, кроме *Neoschizodus laevigatus* (Zieten).

Слои с *Streblopterinella newelli*. Для этих слоев характерно совместное нахождение *Tirolites subcasianus* Zakharov и других аммоноидей с крупными двустворками – *Eumorphotis iwanowi* Bittner. Представляется, что двустворки из коллекции Н.К. Жарниковой – *Streblopterinella newelli* Kurushin – происходят из этих же отложений. Они коррелируются с зоной *Tirolites – Amphistephanites*.

Слои с *Bakevellia exporrecta*. По всему разрезу отложений зоны *Neocolumbites insignis* распростране-

ны двустворки *Bakevellia (Maizuria) exporrecta* (Lepsius), а также встречаются *B.(M.) ussurica* (Kiparisova), *Unionites*, *Neoschizodus*, палеотаксонды.

В отложениях верхней части верхнего оленека и анизийского яруса двустворки встречаются редко. Л.Д. Кипарисова [15] из анизийских отложений приводит палеотаксонды, “*Posidonia*” *abrekensis* Kiparisova, “*P.*” *ussurica* Kiparisova, *Leptochondria* ex gr. *alberti* (Goldfuss), *Entolium*.

В ладинском ярусе Южного Приморья четко фиксируются слои с *Daonella densisulcata*. В них собраны многочисленные *Daonella sakawana* Mojsisovics, *D. densisulcata* Yabe et Shimiru, а также *Leptochondria alberti* (Goldfuss).

ВЕРХНИЙ ТРИАС

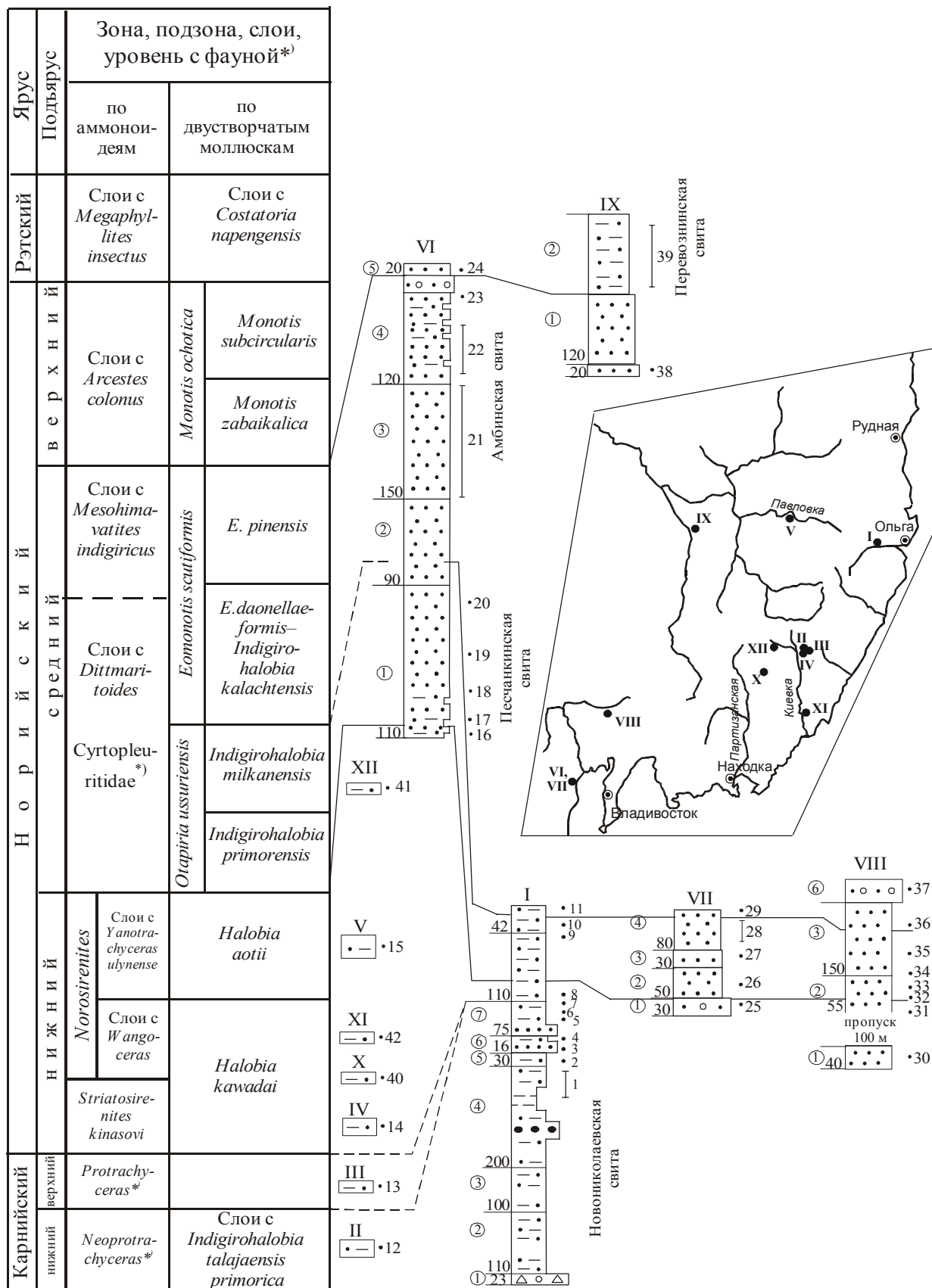
На территории Забайкалья и Дальнего Востока установлены отложения карнийского, норийского и рэтского ярусов. Особенно широким распространением пользуются отложения норийского яруса (верхи среднего и верхний норий).

Карнийский ярус. Отложения карнийского яруса обоснованы только на юге Сихотэ-Алинской складчатой системы (САСС), в Прибрежной структурной зоне Приморья. На остальной территории юга Дальнего Востока, за исключением центральной части САСС, где присутствуют карнийские кремнисто-вулканогенные толщи, отложения этого возраста не установлены. В Ольгинском районе, в бассейне р. Аввакумов-

Рис. 3. Схема сопоставления разрезов карнийских и норийских отложений Южного Сихотэ-Алиня и Южного Приморья.

I – около деревни Новониколаевка [5]; II – бассейн р. Киевки, руч. Звероловный [6]; III – правый берег р. Киевки, выше устья руч. Тигрового (там же); IV – бассейн р. Киевки, руч. Звероловный (там же); V – бассейн р. Павловки, Чугуевского района, р. Левая Антоновка [15]; VI – бассейн р. Амба, 80–86 км Хасанской железной дороги (по Окунево); VII – правый берег р. Песчанки [15]; VIII – левый берег р. Комаровки, Уссурийского района (там же); IX – левый берег р. Арсеньевки, у с. Андреевка (там же); X, XI, XII – бассейн р. Киевки. Условные обозначения см. на рис. 2.

1 – *Halobia talajaensis primorica*; 2 – *Chlamys* sp. ind., *Neoschizodus*; 3 – Ussuritidae, *Halobia talajaensis primorica*, *H.* aff. *zhilnensis*, *Neoschizodus* sp. ind., брахиоподы, гастроподы, форамениферы; 4 – *Monophyllites* sp., Halobiidae, иглы морских ежей, форамениферы; 5 – *Halobia* ex gr. *talajaensis*, *H.* cf. *popowi*; 6, 7 – *Halobia?* sp. ind., палеотаксонды; 8 – *Halobia* sp. ind., брахиоподы, палеотаксонды; 9 – Megaphyllitidae, *Halobia kawadai*, *H.* ex gr. *obruchevi*, *Unionites*, гастроподы, брахиоподы, форамениферы, остракоды; 10 – *Parallelodon* cf. *impressus*, *Neoschizodus* sp. ind., палеотаксонды; 11 – *Eomonotis scutiformis*, *E. pinensis*; 12 – *Neotrachyceras?* sp. ind.; 13 – *Protrachyceras?* sp. ind.; 14 – *Striatosirenites* cf. *kinasovi*; 15 – *Yanotrachyceras*; 16 – *Halobia* cf. *kawadai*, растительный детрит; 17 – *Otapiria ussuriensis*, *Schafhaeutlia*; 18 – *Indigirohalobia ambensis*, *I. primorensis*, *Tosapecten subhiemalis*, *Germanonutilus brooksi*, растительный детрит; 19 – *Otapiria ussuriensis*, *Pleuromya*; 20 – *Otapiria ussuriensis*; 21, 22 – растительные остатки; 23 – *Cardinia*, *Trigonodus*; 24 – *Monotis ochotica*; 25 – *Tosapecten suzukii*, *Halobia* sp. ind., *Oxytoma* sp. ind.; 26 – *Oxytoma mojsisovicsi*, *Tosapecten subhiemalis*, *Halobia* sp. ind., *Otapiria ussuriensis*, *Chlamys mojsisovicsi*, *Lima*, *Palaeopharus oblongatus buriji*, *P. incertus*, *Unionites muensteri*, *Schafnaeutlia mellingi*; 27 – *Otapiria ussuriensis*, *Halobia* sp. ind., *Chlamys mojsisovicsi*, *Tosapecten subniemalis*, *Glypoceras buriji*, брахиоподы, гастроподы, криноидеи, растительные остатки; 28 – *Otapiria ussuriensis*, *Tosapecten subhiemalis*, *Mytilus (Mytilus) tenuiformis*, брахиоподы; 29 – *Eomonotis scutiformis*, *E. daonellaeformis*; 30 – *Oxytoma* sp., *Pleuromya forbergi*, брахиоподы; 31 – *Oxytoma zitteli*, *Tosapecten suzukii*, *Palaeopharus oblongatus buriji*, брахиоподы; 32 – *Otapiria ussuriensis*, *Oxytoma mojsisovicsi*, *Tosapecten suzukii*, *Unionites*; 33 – *Otapiria ussuriensis*; 34 – *Otapiria ussuriensis*, мелкие *Oxytoma* sp.; 35 – *Otapiria ussuriensis*, *Oxytoma mojsisovicsi*, *O. zitteli*, *Halobia* sp. ind., *Plagiosstoma nudum*, *Triaphorus medvedevi*, *Pleuromya subventricosa*, брахиоподы, криноидеи; 36 – *Eomonotis scutiformis*; 37 – растительные остатки; 38 – *Eomonotis scutiformis*, редко *Oxytoma mojsisovicsi*; 39 – *Monotis jakutica*, *M. ochotica*.



ки обнаружены небольшие выходы новониколаевской свиты. Разрез ее изучался И.В. Бурием и Н.К. Жарниковой [5], а позже Т.М. Окуновой (рис. 3, колонка I). Из алевролитов толщи переслаивания их с песчаниками И.В. Полуботко определила двустворки *Indigirohalobia talajaensis primorica* Polubotko et Zharnikova, *Chlamys*, *Neoschizodus?*, выше (через 30 м) – аммоидеи *Ussuritidae* gen. et sp. ind. и двустворки *Indigirohalobia talajaensis primorica* Polubotko et Zharnikova, *I. aff. zhilnensis* Polubotko. В слое 7 кроме них встречаются *Indigirohalobia* cf. *popowi* Polubotko. По ее мнению, перечисленные галобии указывают на раннекарнийский возраст отложений. В 150 м выше по разрезу залегают нижненорийские породы с *Halobia kawadai* Yehara и *Zittelihalobia* cf. *obruchevi* (Kiparisova).

Находки аммоидей карнийского возраста приводятся из Лазовского района [6]. Из известковистых аргиллитов в бассейне р. Киевки, по пади Звероловной Ю.Д. Захаров определил *Neoprotrachyceras?* sp. нижнекарнийского подъяруса (рис. 3, колонка II). К верхнему карнию им отнесен *Protrachyceras?* sp., обнаруженный в бассейне р. Киевки, выше устья руч. Тигрового (рис. 3, колонка III). По этим аммоидам обозначены уровни с фауной в предлагаемой схеме.

Из других местонахождений Ю.Д. Захаров определил *Striatosirenites* sp. (бассейн р. Киевки, падь Зве-

роловная) и *Arietoceltites* sp. (бассейн р.Черной, руч. Чертов), по которым выделил слои с *Striatosirenites* - *Arietoceltites* верхнего карния. Первый экземпляр сопоставлен нами со *Striatosirenites kinasovi* (Bytschkov) нижнего нория и помещен в характеристику этого стратона. *Arietoceltites* sp. близок к *A. lewesensis* Tozer [39, с.226, табл.126, фиг.10] из зоны *Juvavites magnus* нижнего нория Канады.

Норийский ярус. Отложения норийского яруса установлены во многих структурно-фациальных зонах Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской и Верхояно-Колымской складчатых систем, Буреинского, Ханкайского и Охотского массивов [35].

Забайкалье. Верхнетриасовые отложения Забайкалья представлены преимущественно терригенными породами трех подъярусов норийского яруса. Они приурочены, главным образом, к Шилко-Ингодинскому прогибу (рис. 4, схема А), расположенному в системе Монголо-Охотского разлома [26, 31]. Небольшие участки их обнаружены около оз. Баин-Цаган и в районе станции Борзя.

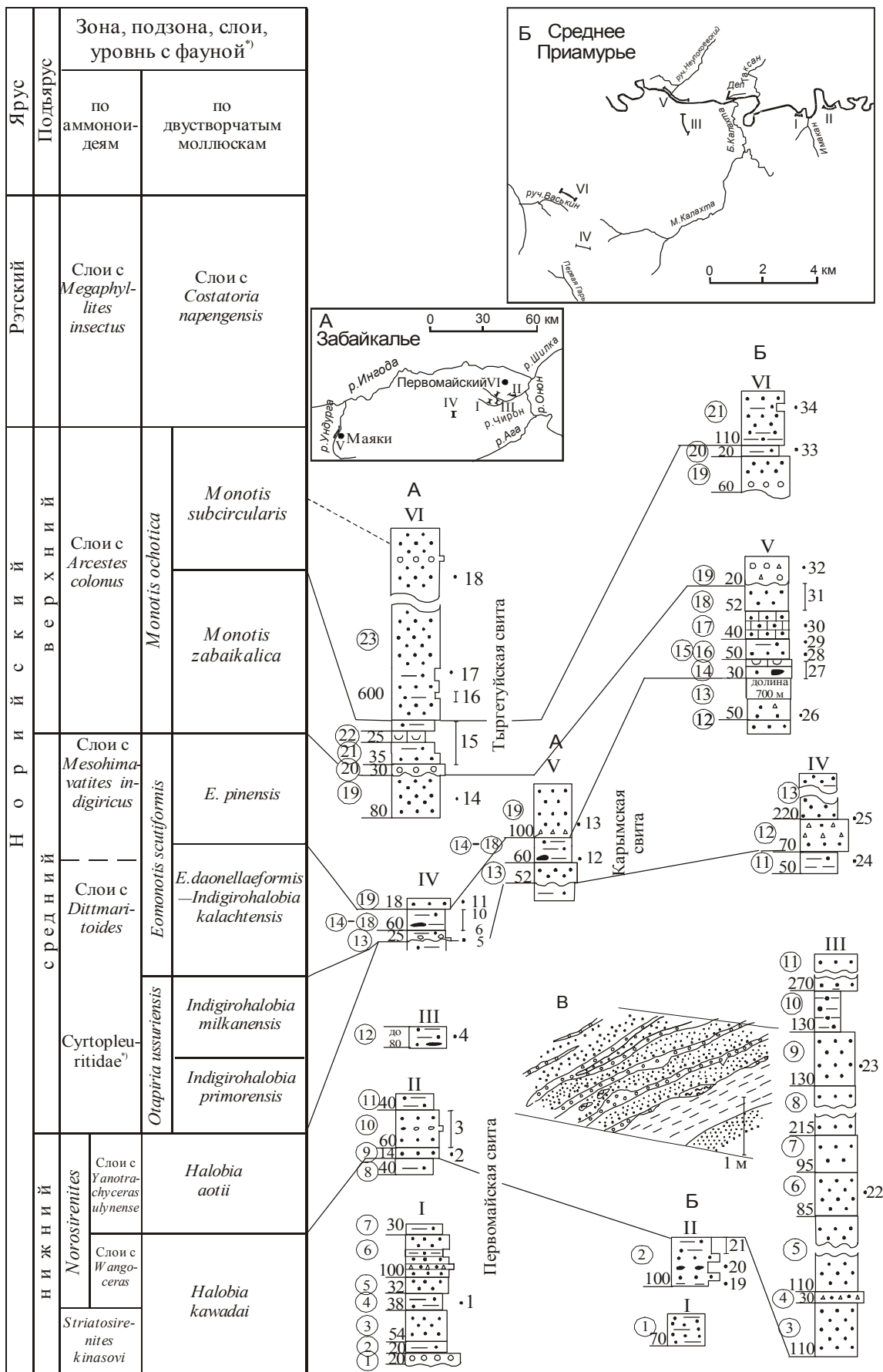
Планомерное изучение этих отложений проводилось в Забайкалье в 50–60-х годах прошлого столетия (И.Н. Фомин, Е.В. Барабашев, С.И. Ушаков, И.Г. Ругштейн, В.В. Соболев, В.Д. Гунбин и многие другие). Основы стратиграфии триаса Забайкалья были заложены Л.Д. Кипарисовой [11, 12], которая

Рис. 4. Схема сопоставления разрезов отложений норийского яруса Забайкалья и Среднего Приамурья.

Схемы расположения разрезов нория: А – Забайкалья; Б – Среднего Приамурья. В – характер слоистости в приобазальных слоях нория на левобережье р.Деп (разрез I, обн.7).

Забайкалье: I – водораздел падей Унгадуй–Комольза; II – левобережье пади Чирон, ниже пади Дурента; III – водораздел падей Чирон–Комольза; IV – падь Шазагайтуй; V – левобережье р. Ундурга, район села Маяки; VI – водораздел падей Чирон–Налгекен. Среднее Приамурье, бассейн р. Зеи: I – левобережье р. Деп, ниже р. Имакан (обн.7, по Т.М. Окуновой); II – левобережье р. Деп, выше р. Имакан (обн.9, по Т.М. Окуновой); III – левобережье р. Деп, руч. Болотистый (канавы 78-89, по В.В. Шиханову); IV – верховье пади Первая Гарь, верховье р. Малая Калахта, бассейн р. Деп (канавы 178-187, по В.П. Пану); V – правобережье р.Деп, выше руч. Неупокоевский (обн.1-6, по Т.М. Окуновой); VI – верховье руч. Васкина. Условные обозначения см. на рис. 2.

1 – *Neocalamites*; 2 – *Zittelihalobia tschironensis*, *Tosapekten suzukii*, *Bureiomya* sp. ind., *Oxytoma* (*Palmoxytoma*) cf. *mojsisovicsi*; 3 – *Tosapekten suzukii*, *Palaeopharus buriji*, *P. oblongatus*, редко *Oxytoma*, *Cassionella*, *Harpax*, *Unionites*, *Neoschizodus*, *Lima*; 4 – *Yanotrachyceras ulynense*, *Indigirohalobia indigirensis*; 5 – фрагменты пектинид, *Oxytoma*, гастропод; 6 – *Otapiria dependis*, *Ot.* cf. *ussuriensis*, *Indigirohalobia milkanensis*; 7 – *Eomonotis scutiformis*, *E. daonellaeformis*, *Halobia* aff. *aotii*, *Indigirohalobia kalachtensis*, *Siberionautilus* cf. *multilobatum*, *Otapiria annulata*; 8 – *Otapiria annulata*, *Eomonotis scutiformis*, *Dacryomya*; 9 – *Indigirohalobia* cf. *bytschkovi*, *Otapiria annulata*, *Ot. reticularis*, *Ot. zeensis*, фрагменты скульптуры *Oxytoma*; 10 – *Eomonotis scutiformis*, *Otapiria annulata*, *Ot. zeensis*, *Ot. dependis*; 11 – *Eomonotis scutiformis*; 12 – *Dittmaritoides* cf. *quembili*, *Arcestes* sp. ind.; 13 – *Eomonotis scutiformis*; 14 – *Eomonotis scutiformis*, *E. pinensis*; 15 – *Monotis jakutica*, *M. densistriata*, *M. ochotica*, *M. zabaikalica*, *M. pachyplaura*, *M. semiradiata*; 16, 17, 18 – *Monotis ochotica*; 19 – *Oxytoma* sp. ind.; 20 – *Zittelihalobia* ex gr. *tschironensis*, *Halobia kawadai*, *Otapiria tugurensis*, редко *Cassionella simplex*, *Oxytoma* (*Palmoxytoma*) *mojsisovicsi*, *Indigirohalobia indigirensis*, *Tosapekten suzukii*, *Modiolus* ex gr. *amurensis*; 21 – *Palaeopharus oblongatus*, *Bureiomya* cf. *dubia*, *Unionites* sp. ind., брахиоподы, гастроподы; 22 – *Tosapekten suzukii*, *Pleuromya* sp. ind.; 23 – *Cardinia* sp. ind., палеотаксонды; 24 – *Indigirohalobia indigirensis*; 25 – *Otapiria ussuriensis*, *Zittelihalobia* cf. *obruchevi*, *Entolioides*; 26 – *Otapiria ussuriensis*, *Ot. dependis*, *Indigirohalobia* sp. ind., *Tosapekten subhiemalis*, *Bureiomya*, *Siberionautilus* cf. *multilobatum*; 27 – *Eomonotis scutiformis*, *E. daonellaeformis*, *Otapiria dependis*, *Cassionella lingulata*, *Indigirohalobia kalachtensis*, *Zittelihalobia obruchevi*, *Arcestes* sp. ind., *Siberionautilus* sp. ind.; 28 – *Eomonotis scutiformis*, *Zittelihalobia obruchevi*, *Z. shichanovi*, *Indigirohalobia kalachtensis*; 29 – *Otapiria* sp. ind., *Zittelihalobia bytschkovi* Okuneva; 30 – *Indigirohalobia kalachtensis*, *Zittelihalobia obruchevi*, *Tosapekten* sp. ind., *Arcestes* sp. ind.; 31 – *Eomonotis scutiformis*, *E. daonellaeformis*, *Zittelihalobia obruchevi*, *Z. shichanovi*, *Halobia aotii inflata*; 32 – *Monotis ochotica*; 33 – *Monotis ochotica*, *M. jakutica*, *Tosapekten subhiemalis*, *Cardinia* sp. ind.; 34 – *Monotis subcircularis*.



выделила верхи среднего нория и верхний норий (в старом понимании соответственно карнийский и норийский ярусы). Начиная с 1959 г., стратиграфией и фауной из сборов перечисленных авторов и собственных сборов занималась Т.М. Окунева [20, 26–28, 30, 32]. В 1961 г. для верхнего триаса были предложены 5 свит, число которых при дальнейших исследованиях сократилось до трех: первомайская, карымская, тыргетуйская.

Нижний норий – первомайская свита впервые выделена нами в схемах IV ДВМСС [35] из состава бадоновской свиты, поскольку внутри нее было установлено несогласие, разделяющее нижний и средний норий. Свита занимает небольшую площадь в районе пос. Первомайский, по левобережью пади Чирон, на водоразделах падей Шивучей – Налгекен, Чирон – Комользя, Комользя – Унгадый, по пади Шазагайтуй (рис. 4, колонки А I, II, III). Одновозрастная с первомайской баин-цаганская свита нижнего нория выделяется в районе озера Баин-Цаган. Стратотип первомайской свиты расположен на водоразделе падей Унгадый – Комользя [31, рис.3] (в данной статье рис.4, колонка I) и начинается прибрежно-морскими отложениями с флорой.

Зона *Norosirenites*.

Базальный горизонт свиты залегает несогласно на песчаниках тутхалтуйской свиты (С₁).

1. Конгломераты мелкогалечные. В гальке – песчаники, алевролиты, кварц, кварцевые песчаники, кварциты, сланцы. Заполнителем служит разнозернистый песчаник 20

2. Песчаники светло-серые, желтовато-серые, мелкозернистые чередуются со среднезернистыми и прослоями алевролитов и тонкозернистых песчаников 20

3. Песчаники тонкозернистые, желтовато-зеленого и табачного цвета, слюдяные, с включениями мелких обломков алевролитов и линзовидных пропластков ненасыщенных брекчий и конгломератов 54

4. Алевролиты темно-серые, иногда песчаные, с прослоями черных аргиллитов, содержащих растительные остатки *Neocalamites* 38

5. Песчаники среднезернистые, очень плотные, серые, с включениями зерен кварца. Цемент известковистый 32

6. Песчаники среднезернистые, плотные, с частыми прослоями гравелитов, обломочный материал которых представлен в основном кварцем. Прослои алевролитов, мощностью 15–25 м. Фрагменты двустворок 100

7. Алевролиты темно-серые с прослоями мелкозернистых песчаников 32

8. Алевролиты темно-серые 40

9. Песчаники мелкозернистые, в отдельных прослоях – известковистые серые с голубоватым оттенком 14

Палеонтологическая характеристика: в 6 м – двустворки *Zittelihalobia tschironensis* Okuneva, *Tosapecten suzukii* Kobayashi et Ichikawa, *Bureiomya* sp. ind., *Oxytoma* (*Palmoxytoma*) cf. *mojsisovicsi* Teller.

10. Песчаники желтовато-серые, разнозернистые, плохо сортированные, с прослоями гравелитов и мелкогалечных ненасыщенных конгломератов 60

Палеонтологическая характеристика: по всему разрезу слоя в песчаниках – двустворки *Tosapecten suzukii* Kobayashi, *Palaeopharus buriji* Kiparisova, *P. oblogatus* Kobayashi et Ichikawa, редко *Oxytoma*, *Cassionella*, *Harpax*, *Unionites*, *Neoschizodus*, *Lima*.

11. Алевролиты темно-серые с занозистым изломом 30

Остатки двустворок этих же родов и видов обнаружены в тектонических блоках к югу от пос. Первомайский, на правобережье пади Шивучей, на водоразделе падей Чирон – Комользя, а растительные остатки, кроме отмеченного местонахождения, найдены на водоразделе падей Тутхалтуй – Берея, в верховье пади Комользя, на левобережье р. Ингоды. В бассейне р. Ага, по пади Догой в алевролитах встречаются уплощенные кремнисто-глинистые конкреции с остатками двустворок – *Halobia* cf. *kawadai* Yehara, *H. aff. aotii* Kobayashi et Ichikawa.

Описанная часть разреза первомайской свиты отнесена к зоне *H. kawadai* в шкале по двустворкам.

12. Верхняя часть первомайской свиты прослеживается в блоке на водоразделе Чирон – Комользя, северо-восточнее отрога с высотной отметкой 776 м. Она сложена тонкоплитчатыми темно-серыми алевролитами. Среди них обнаружены редкие небольшие (3–4 см) плоские конкреции кремнисто-глинистого состава со светлой корочкой выветривания. В конкрециях встречены аммоноидеи *Yanotrachyceras ulynense* Bytschkov, а из двустворок – *Indigirohalobia indigirensis* (Popow). По этим находкам выделены слои с *Yanotrachyceras ulynense* нижнего нория, которые сопоставлены с зоной *Halobia aotii* шкалы по двустворкам.

Средний норий в Забайкалье представлен верхней частью – зоной *Eomonotis scutiformis* (карымская свита). Отложения зоны *Otapiria ussuriensis* можно предположить в районе станции Бурятская по единственной находке *Otapiria* sp. ind.

Карымская свита четко подразделяется на две подсвиты. Отложения нижней подсвиты – подзона *Eomonotis daonellaeformis*–*Indigirohalobia kalachensis* – и своеобразный комплекс фауны впервые зафиксированы в схемах IV ДВМСС. Единственный детальный разрез ее составлен нами по южному склону высоты с отметкой 831.0 м и левому борту пади Шазагайтуй (бассейне р. Ага). Здесь на алевролитах нижнего нория с угловым несогласием залегают отложения нижней подсвиты карымской свиты (рис. 4, колонка А IV).

13. Гравелиты, часто чередующиеся с песчаниками. Песчаники мелко- и среднезернистые, плохо сортированные. Такой же состав имеет заполнитель гравелитов. В обломочном материале – кварц, порфирит, красные яшмовидные породы, алевролиты 25

Палеонтологическая характеристика: в 3 м – фрагменты двустворок – крупнорбрых пектинид, окситом и гастропод.

14. Алевролиты песчаные, с маломощными прослоями мелкозернистых песчаников табачного цвета, комковатые, слюдяные, с обилием конкреций разного состава: уплощенные кремнисто-глинистые, округлой формы известковистого песчаника, реже полимиктового песчаника.....20

Палеонтологическая характеристика: в 5 м – аммоноидеи *Arcestes* sp. ind.; двустворки *Otapiria depensis* Brudnitzkaya et Okuneva, *Otapiria* cf. *ussuriensis* (Voronetz), *Indigirohalobia milkanensis* Okuneva; в 7 м – *Eomonotis scutiformis* (Teller), *E. daonellaeformis* Kiparisova, *Otapiria depensis* Brudnitzkaya et Okuneva, *Ot. annulata* Polubotko; в 17 м – *Eomonotis daonellaeformis* (Kiparisova), *Indigirohalobia bytschkovi* Okuneva, *I. kalachtensis* Okuneva, *Halobia* aff. *aotii* Kobayashi et Ichikawa, *Otapiria depensis* Brudnitzkaya et Okuneva.

15. Алевролиты песчаные, слюдяные, табачного цвета, с редкими песчаными стяжениями 12

Палеонтологическая характеристика: в 4 м – двустворки *Eomonotis scutiformis* (Teller), *Halobia* aff. *aotii* Kobayashi et Ichikawa, *Indigirohalobia kalachtensis* Okuneva; в 5 м – двустворки *Otapiria depensis* Brudnitzkaya et Okuneva, наутилоидеи *Siberionautilus* cf. *multilobatum* Popow (определения Е.С. Соболева); в 10 м – двустворки *Otapiria annulata* Polubotko, *Eomonotis daonellaeformis* (Kiparisova).

16. Алевролиты, как в слое 156

Множество мелких двустворок *Otapiria annulata* Polubotko, *Eomonotis scutiformis* (Teller), *Dacryomya*.

17. Алевролиты, песчаники, серо-табачного цвета, с кремнисто-глинистыми конкрециями5

Палеонтологическая характеристика: двустворки *Indigirohalobia* cf. *bytschkovi* Okuneva, *Otapiria annulata* Polubotko, *Ot. reticularis* Truschelev, *Ot. zeensis* Okuneva, фрагменты скульптуры *Oxytoma*.

18. Алевролиты желтовато-серые с редкими кремнисто-глинистыми конкрециями16

Палеонтологическая характеристика: в 1–7 м – двустворки: *Eomonotis scutiformis* (Teller), *Otapiria annulata* Polubotko, *Ot. zeensis* Okuneva, *Ot. depensis* Brudnitzkaya et Okuneva.

19. Песчаники мелко- и среднезернистые, хорошо отсортированные, слюдяные.....27

Палеонтологическая характеристика: в 21 м – двустворки *Eomonotis scutiformis* (Teller). Слой 19 характеризует верхнюю подсвиту карымской свиты.

Синхронный разрез прослежен по левобережью р. Ундурги, правому притоку р. Ингоды (рис. 4, колонка AV, слои 13–19). Нижнекарымская подсвита здесь с несогласием залегает на алевролитах и аргиллитах нижнего? нория. В нижней части 60-метровой пачки алевролитов (рис.4, колонка V, слои 14–18) в 1 км ниже пади Баданово в конкреции обнаружен фрагмент аммоноидеи *Dittmaritoides* cf. *guembili* Archipov et Vavilov, а вблизи пос. Маяки – *Arcestes* sp. Небольшой блок отложений нижней подсвиты карым-

ской свиты (нижняя подзона зоны *Eomonotis scutiformis*) с подобным комплексом двустворчатых моллюсков обнаружен нами в верховье пади Хресты, к югу от пос. Хара-Шибир [31]. Остатки наутилоидеи *Siberionautilus* собраны на этом стратоевровне на водоразделе падей Могойтуй и Жипхошин. Эти образования обособлены в слое с *Dittmaritoides*.

Верхняя подсвита карымской свиты (слой 19 на рис. 4, колонка AV), соответствующая подзоне *Eomonotis pinensis*, однообразна по вещественному составу. Она представлена мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями (до 5 м) мелкогалечных конгломератов в верхах разреза свиты. Верхняя подсвита охарактеризована двустворчатыми моллюсками *Eomonotis scutiformis* (Teller), *E. pinensis* Westerman и единичными *Zittelhalobia* cf. *obruchevi* (Kipar.).

Верхний норий, тыргетуйская свита имеет наибольшее распространение на Шилко-Ингодинском междуречье. Она залегает с угловым несогласием на разновозрастных горизонтах палеозоя, нижнего и среднего нория, с конгломератами в основании. Тыргетуйская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю – пеструю по составу пород и многовидовому комплексу двустворок и верхнюю – однородную, песчаниковую, с прослоями конгломератов. Один из разрезов тыргетуйской свиты составлен на водоразделе падей Чирон–Налгекен (рис. 4, колонка A VI). Его слагают:

20. Конгломераты разногалечные30–40

По простирацию они переходят в гравийные песчаники с прослоями мелкогалечных конгломератов до 200 м мощностью.

21. Алевролиты часто переслаиваются с мелкозернистыми песчаниками35

В них найдены редкие *Monotis ochotica* (Keyserling).

22. Песчаники мелкозернистые, серые, чередуются с известковистыми песчаниками, темно-серыми алевролитами и пластами ракушечников25

Палеонтологическая характеристика: по всему слою встречены многочисленные двустворки *Monotis jakutica* (Teller), *M. densistriata* (Teller), *M. ochotica* (Keyserling), *M. zabaikalica* (Kiparisova), *M. semiradiata* (Kiparisova), в верхней части слоя – *M. pachypleura* (Teller), *M. posteroplana* Westerman.

Отложения слоев 20–22 выделены в подзону *Monotis zabaikalica* зоны *M. ochotica*.

23. Песчаники мелко- и среднезернистые, в нижней части слоя с редкими прослоями алевролитов, в верхней – конгломератов600

В отмеченных на колонке точках (16, 17, 18) найдены двустворки *Monotis ochotica* (Keyserling). Этот слой отнесен к подзоне *Monotis subcircularis*.

На крайнем востоке Шилко-Ингодинского прогиба, на левобережье Шилки (падь Бичектуй) верхний норий представлен преимущественно алевролитами с отмеченным в слое 22 набором монотисов. В вер-

хах разреза присутствуют крупные *Monotis subcircularis*. По данным Е.А. Белякова, далее на восток среди пород этого возраста появляются горизонты вулканогенных пород, туфобрекчий и туфопесчаников.

Отложений верхов верхнего нория и рэта в Забайкалье не установлено.

В последнее время читинские геологи (Л.П. Струхина и др.) к верхнему триасу относят акша-илинскую серию. Представляется, что данных для подобного сопоставления недостаточно.

Верхнее Приамурье. В пределах этого района установлены только норийские отложения. Они сохранились в тектонических блоках на левобережье р. Амур, в низовьях рр. Амазар, Омутная, Уруша, Ольдой, Большой Невер и Осежина. Изучением отложений верхнего триаса здесь занимались А.И. Фрейдлин, М.И. Стецюк, Г.Ф. Олькина. Ими закартированы ульдугичинская, огонская и горбуновская свиты. В ульдугичинской свите, развитой изолированно от других свит, остатки моллюсков не найдены. По вещественному составу, наличию прослоев черных алевролитов и пачек характерного тонкого (миллиметрового) чередования алевролитов и песчаников нами она сопоставлена с отложениями нижнего нория Забайкалья и Среднего Приамурья.

Терригенная средненорийская огонская свита охарактеризована в нижней подсвите средненорийскими двустворками *Eomonotis scutiformis* (Teller) и *E. pinensis* (Westerman). В верхней подсвите, несогласно, с горизонтом конгломератов в основании залегающей на нижней, обнаружены *Monotis ochotica* верхнего нория. Эти подсвиты, разделенные несогласием, следует рассматривать как самостоятельные свиты. Горбуновская свита, по данным М.И. Стецюка, залегает согласно на верхней подсвите огонской свиты. Фаунистических остатков в ней не обнаружено. По стратиграфическому положению тонкообломочные породы отнесены также к верхнему норию.

Среднее Приамурье. Наиболее полный разрез триаса в Среднем Приамурье установлен в бассейне р. Зеи и ее притоку Дёп (Ушумунская зона Буринского массива). В шестидесятые годы отложения триаса на этом участке изучались В.В. Шихановым [37], Т.М. Окуновой, а позже В.П. Паном, Ю.С. Ляховкиным, В.А. Рыбалка и др. Определением фауны из сборов этих геологов занималась Е.П. Брудницкая, позже они были нами пересмотрены.

Обнаженность пород в районе очень плохая. Наблюдения велись по редким береговым обрывам и искусственным выработкам (рис. 4, схема Б). Анализ стратиграфических данных и, в первую очередь, результаты изучения фауны позволили уточнить геологическое строение норийских отложений в бассейне р. Дёп [31] (рис. 4).

Норийские отложения на широтном участке р. Дёп подразделяются на три подъяруса.

Нижний норий, зона *Halobia kawadai*. Нижние горизонты этого стратоевня изучались по левобережью р. Дёп (рис. 4, колонка Б I).

1. Пачка тонкого чередования разнозернистых, плохо сортированных песчаников и алевролитов. Они образуют дву- и трехкомпонентные ритмы (до 5 м), отделенные плоскостями размыва, с "карманами". Внизу ритма залегают грубозернистые разности пород (рис. 4, зарисовка В)70

В верхней части пачки найдены мелкие фрагменты двустворок – *Halobia cf. kawadai* Yehara.

Продолжение разреза прослежено по левому берегу р. Дёп, выше р. Имакан (рис. 4, колонка Б II).

2. Алевролиты черные с прослоями мелкозернистых песчаников и пачками частого чередования этих пород. Присутствуют бобовины, горошины гематита, стяжения марказита (до 4 см), крупные (до 25–30 см) уплощенные конкреции глинистого состава, некоторые прослои ими переполнены100

Палеонтологическая характеристика: в 10 м от основания слоя – двустворки *Oxytoma sp. ind.*; в 27–30 м – двустворки *Zittelihalobia ex gr. tschironensis* Okuneva; в 48 м – *Halobia kawadai* Yehara, *Otapiria tugurensis* Okuneva, редко *Cassionella simplex* Kiparisova, *Oxytoma (Palmoxytoma) mojsisovicsi* Teller, *Indigirohalobia indigirensis* (Popow), *Modiolus ex gr. amurensis* Okuneva et Brudnitzkaya, *Tosapecten suzukii* Kobayashi et Ichikawa, *Bureiomya cf. dubia* Polubotko, *Unionites*, брахиоподы, гастроподы.

Далее приводится разрез, составленный В.В. Шихановым (рис.4, колонка Б III).

3. Песчаники грубозернистые с примесью обломков эффузивов110

4. Гравелиты30

5. Песчаники грубозернистые, переходящие выше по разрезу сначала в среднезернистые, затем в мелкозернистые. Примесь обломков эффузивов 110

6. Песчаники мелко- и среднезернистые пятнистые 85

Палеонтологическая характеристика: в 43 м – двустворки *Tosapecten suzukii* Kobayashi, *Pleuromya sp. ind.*, палеотаксонды.

7. Песчаники грубозернистые с обломками эффузивов95

8. Песчаники с пятнистой текстурой215

9. Песчаники палевошпатово-кварцевые 130

Палеонтологическая характеристика: в 52 м – двустворки *Cardinia sp. ind.*, палеотаксонды.

10. Алевролиты130

11. Песчаники с пятнистой текстурой270

Завершается разрез нижнего нория в верховье пади Первая Гарь алевролитами, содержащими остатки двустворок *Indigirohalobia indigirensis* (Popow). Они перекрываются средненорийскими отложениями (рис. 4, колонка Б IV). Верхняя часть разреза отнесена к зоне *Halobia aotii* условно.

Средний норий, зона *Otapiria ussuriensis*.

12. Гравелиты с галькой и прослоями грубозернистых песчаников70

13. Песчаники мелко- и среднезернистые с прослоями алевролитов 220

Палеонтологическая характеристика: в 20 м – двустворки *Otapiria ussuriensis* (Voronetz), *Zittelihalobia* cf. *obruchevi* (Kiparisova), *Entolium*.

Основание среднего нория наблюдается также на правобережье р. Дёп (рис.4, выше руч. Неупокоевский, колонка Б V) и представлено гравелитами и грубозернистыми песчаниками. В них обнаружены двустворки *Otapiria ussuriensis* (Vor.), *Ot.* cf. *depensis* Brudnitzkaya et Okuneva, *Indigirohalobia* sp. ind., *Tosapecten subhiemalis* Kiparisova, *Bureiomya*, наутилоидеи *Siberionautilus* cf. *multilobatum* Porow (определение Е.С. Соболева).

Перерыв наблюдений 700 м.

Зона *Eomonotis scutiformis*, подзона *E. daonellaeformis* – *Indigirohalobia kalachtensis*.

14. Песчаники мелко- и среднезернистые, массивные содержат линзочки алевролитового материала, а также конкреции, вокруг которых песчаники приобретают скорлуповатую отдельность. Вверху слоя – пласт (3 м) известкового песчаника-ракушечника 30

Палеонтологическая характеристика: по всему слою встречены двустворки *Eomonotis scutiformis* (Teller), *E. daonellaeformis* (Kiparisova), *Otapiria depensis* Brudnitzkaya et Okuneva, *Cassionella lingulata* Gabb, *Indigirohalobia kalachtensis* Okuneva, *Zittelihalobia obruchevi* (Kiparisova), аммоноидеи – *Arcestes* sp. ind., наутилоиды – *Siberionautilus* sp. ind.

15. Песчаники тонко- и мелкозернистые 15

Палеонтологическая характеристика: двустворки *Eomonotis scutiformis* (Teller), *Zittelihalobia obruchevi* (Kiparisova), *Z. schichanovi* Okuneva, *Indigirohalobia kalachtensis* Okuneva.

16. Алевролиты темно-серые, раскливажированные 35

Палеонтологическая характеристика: двустворки *Otapiria* sp. ind., *Zittelihalobia bytschkovi* Okuneva.

17. Песчаники тонко- и мелкозернистые, известковистые, с бобовинами гематита40

Палеонтологическая характеристика: в 23 м – двустворки *Indigirohalobia kalachtensis* Okuneva, *Zittelihalobia obruchevi* (Kiparisova), *Tosapecten* sp. ind., аммоноидеи *Arcestes* sp. ind.

18. Песчаники тонкозернистые, однородные, слюдистые. В основании – маломощный прослой грубозернистого песчаника52

Палеонтологическая характеристика: по всему слою встречены двустворки *Eomonotis scutiformis* (Teller), *E. daonellaeformis* (Kiparisova), *Halobia aotii inflata* Polubotko.

Далее с угловым несогласием залегают отложения верхнего нория.

Верхний норий, зона *Monotis ochotica*, подзона *M. zabaikalica*.

19. Песчаники грубозернистые и гравелиты20
Палеонтологическая характеристика: в 11 м – двустворки *Monotis ochotica* (Keyserling).

Базальный горизонт верхнего нория установлен в верховье руч. Васькина (рис.4, колонка Б VI). Он сложен конгломератами и разнозернистыми песчаниками (60 м).

20. Алевролиты20
Палеонтологическая характеристика: двустворки *Monotis ochotica* (Keyserling), *M. jakutica* (Teller), *Tosapecten subhiemalis* Kiparisova, *Cardinia* sp. ind.

Подзона *Monotis subcircularis*.

21. Песчаники с прослоями алевролитов110
Палеонтологическая характеристика: в 65 м – двустворки *Monotis subcircularis* Gabb.

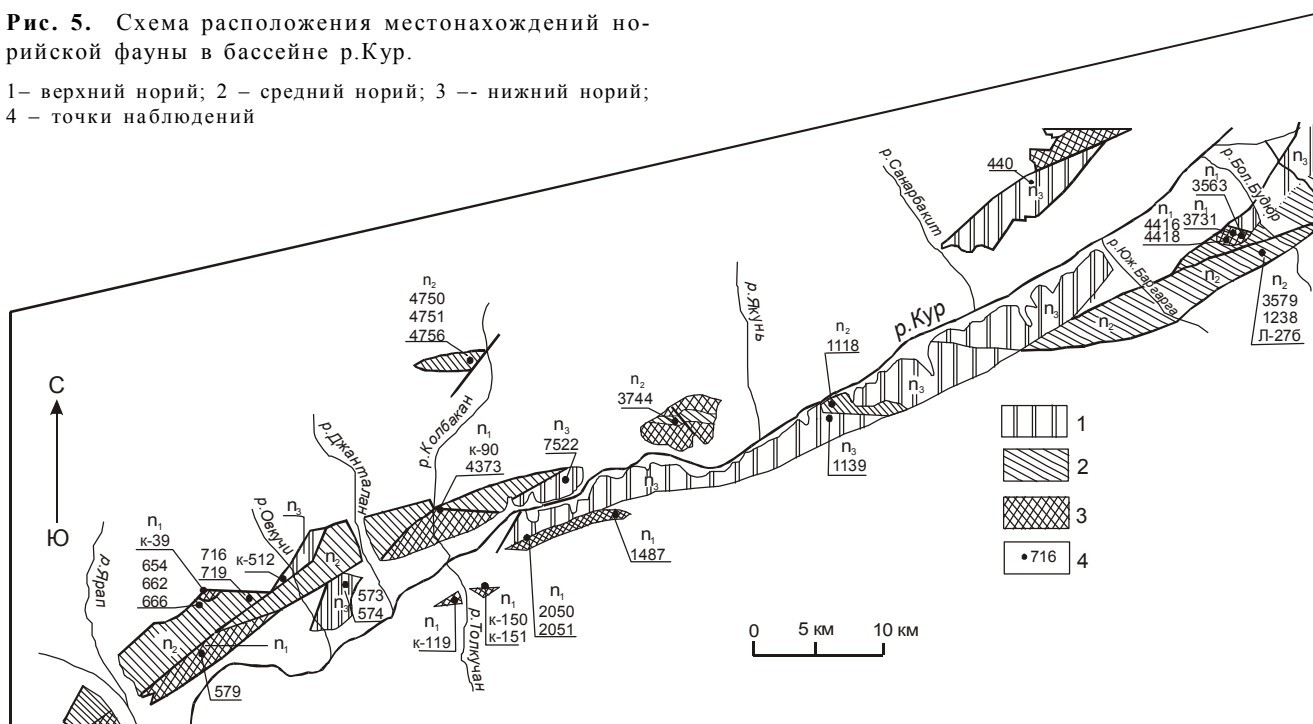
Верхний триас перекрыт верхнеюрскими породами.

В верховьях р. Дёп известна находка *Halobia* cf. *kawadai* (Yehara). К среднему норию в бассейне р. Дёсс относится толща алевролитов и песчаников, содержащая *Otapiria ussuriensis* (Voronetz), *Halobia* sp. ind.; *Arcestes* cf. *seimkanensis* Bytschkov, *Cladiscites* sp. ind., *Discophyceras*, *Siberionautilus multilobatum* Porow. В бассейне р. Нинни закартированы песчаники с частыми прослоями алевролитов, линзами гравелитов и конгломератов в основании. В низах толщи собраны *Eomonotis scutiformis* (Teller), а выше в этом районе и в бассейне р. Сагаян – *Monotis ochotica* (Keyserling).

Нижнее Приамурье. Верхнетриасовые отложения, охарактеризованные норийской фауной, в этом районе сохранились в тектонических блоках в бассейне р. Кур, в долине р. Амгунь и в районе оз. Чукчагир. Наибольшим распространением они пользуются в пределах Курского приразломного прогиба, который занимает юго-западный фланг Горинской зоны ССС. В 60–70-е годы прошлого столетия изучением триасовых отложений района занимались Н.Г. Осипов, О.Ф. Колодезный. А.Ф. Майборода обобщил их материалы. Фауну из сборов этих авторов определяла Е.П. Брудницкая. В результате были предложены три схемы расчленения триасовых отложений района, но все оказались неудачными. Как выяснилось, в общие списки фауны каждого подразделения трех схем включались разновозрастные моллюски. Так, в средненорийских стратонах указывались ранне- и позднепорийские двустворки. В итоге ни одна из предложенных этими авторами схем не была принята IV ДВМСС. В 1987–89 гг. отложения верхнего триаса и юры изучались Е.М. Заблоцким в бассейне р. Будюр, левого притока р. Кур. Им предложены самостоятельные свиты только для этого района [35].

Рис. 5. Схема расположения местонахождений норрийской фауны в бассейне р. Кур.

1 – верхний норрий; 2 – средний норрий; 3 – нижний норрий;
4 – точки наблюдений



В целом, триасовые отложения в бассейне р. Кур обоснованы очень слабо. Пока не известны надежные разрезы их. Поэтому на данный момент ограничимся общей характеристикой толщ, обобщением результатов пересмотра определений двустворок и изучения коллекций Е.М. Заблоцкого, указанием их местонахождений, уточнением возраста и пространственного распространения биостратонов на уровне подъярусов норрия (рис. 5).

Нижний норрий. Нижненоррийские отложения, выделенные в правоовкучинскую толщу, установлены по право- и левобережью р. Кур. По рекам Колбакан, Овкучи и др. толща сложена плохо сортированными слюдистыми песчаниками с редкими прослоями однородных алевролитов и пачками алевролитов с текстурами взмучивания, присутствуют линзы и прослои туфов [35]. На левобережье р. Колбакан найдены *Halobia* cf. *aotii* Kobayashi et Ichikawa, *Otapiria* sp. ind., брахиоподы, палеотаксониды (рис. 5, к-90, т.н.4373). Сходный состав толщи закартирован юго-западнее, на правобережье р. Кур. По ручью Длинному (т.н.579) обнаружены *Indigirohalobia indigirensis* (Popow), *Halobia* aff. *aotii* Kobayashi et Ichikawa, *Chlamys* sp. ind., *Unionites* sp. ind., брахиоподы. На водоразделе рек Овкучи и Ярап (рис. 5, к-39, к-40) собраны *Tosapecten suzuki* Kobayashi, брахиоподы. На левобережье р. Кур, по р.Толкучан правоовкучинская толща содержит *Halobia kawadai* Yehara, *Indigirohalobia indigirensis* (Popow), *Oxytoma*, брахиоподы (к-150, к-151). Близкий по составу комплекс двустворок встречен северо-восточнее (т.н.2050, 2051,

1487) в алевролитах с текстурами взмучивания. В бассейне р. Большой Будюр (т.н.4416, 4418, 3731 и др.) толща охарактеризована нижненоррийскими двустворками *Halobia* cf. *kawadai* Yehara, *Otapiria* cf. *tugurensis* Okuneva, *Tosapecten* sp. ind., помимо них встречены гастроподы и брахиоподы.

Средний норрий. Условно к этому возрасту отнесена колбаканская толща алевролитов, кремненных туфов, с прослоями песчаников и линзами кремнистых пород. Колбаканская толща перекрывается звонкинской толщей. В ее составе преобладают разнозернистые до грубозернистых кварц-полевошпатовые, реже полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов, кремнистых пород и седиментационных брекчий. Толща охарактеризована преимущественно двустворками среднего норрия, зоны *Eomonotis scutiformis*. В алевролитах на водоразделе рек Ярап и Овкучи собраны двустворки нижней ее подзоны – *Eomonotis daonellaeformis*–*Indigirohalobia kalachtensis*. В т.н. 654, 662, 694, 716 (рис. 5) определены *Otapiria dubia* (Ichikawa), *Ot. depensis* Brudnitzkaya et Okuneva, *Ot. reticularis* Truschelev, *Indigirohalobia kalachtensis* Okuneva, редко *I. milkanensis* Okuneva. В верхнем течении р. Колбакан (т.н. 4750, 4751, 4756) Н.Г. Осиповым собраны аммоноидеи *Arcestes* sp. ind., двустворки *Otapiria depensis* Brudnitzkaya et Okuneva. Подобный комплекс двустворок определен Т.М. Окуновой из сборов Е.М. Заблоцкого из бассейна р. Большой Будюр – *Indigirohalobia kalachtensis* Brudnitzkaya et Okuneva, *I. cf. primorensis* Okuneva, *Halobia* aff. *aotii* Kobayashi et Ichikawa, *Tosapecten subhiemalis* Kiparisova,

Neoshizodus, *Plagiostoma* (т.н. 1232, 1238, 3579), а в т.н. Л-27-6 – аммоноидеи Trachyceratidae gen. et sp. ind., двустворки *Zittelihalobia obrucheви* (Kiparisova), *Indigirohalobia kalachtensis* Okuneva и *Zittelihalobia shichanovi* Okuneva встречены в т.н. 1118 на правом берегу р. Кур.

Верхняя часть звонкинской толщи отнесена к верхней подзоне *Eomonotis pinensis* зоны *E. scutiformis*. Двустворки этой подзоны обнаружены только на водоразделе рек Якунь и Колбакан и представлены видом-индексом подзоны (т.н. 3744), а в бассейне р. Южная Баргарга – *Eomonotis scutiformis* (Teller).

Верхний норий. Курская свита несогласно залегает на палеозойских, ниже- и средненорийских отложениях, но в основном имеет тектонические контакты. Несогласное залегание свиты на палеозое отмечено Н.Г. Осиповым на левобережье р. Санарбакит, а по данным Е.М. Заблоцкого, верхний норий несогласно, с конгломератами в основании, ложится на средний норий в верховье р. Большой Будюр. Свита сложена разнородными песчаниками с прослоями алевролитов, линзами конгломератов и кремнистых пород.

В бассейне рек Овкучи и Джапалан (т.н. 573, 574) и на водоразделе рек Колбакан и Якунь (т.н. 7522) она охарактеризована двустворками нижней подзоны зоны *Monotis ochotica* верхнего нория – *Monotis zabaikalica* (Kiparisova). В т.н. 1139, 440, к-1120 обнаружены *Monotis ochotica* (Keyserling). Курская свита перекрыта кремнистой нерасчлененной верхнебиранджанской свитой верхнего триаса – нижней юры.

По долине р. Амгунь проходит сложностроенная зона сочленения САСС (Горинская зона) и Буреинского массива. На правом берегу р. Амгунь в серии тектонических блоков здесь сохранились отложения нижнего нория, содержащие двустворки *Halobia* cf. *kawadai* Yehara и *Trigonodus* sp. ind. На водоразделе рек Амгунь и Омогунь встречены *Indigirohalobia indigirensis* (Popow), *I. aff. asperella* (Polubotko), которые нами предварительно отнесены к раннему норию. *Halobia* cf. *kawadai* Yehara обнаружена в районах озер Чукчагир и Петропавловское.

Левобережье р. Амгунь располагается в пределах Буреинского массива, где по ее притокам, а также в бассейне рек Бурея, Сулук, Такса, Урми и др. распространены терригенные отложения мерекской свиты. Мощность свиты 600–700 м. Она с маломощным горизонтом гравелитов в основании несогласно залегает на палеозойских осадочно-вулканогенных породах (по р. Мерек). В бассейне р. Умальта по р. Мальмалта она с базальными конгломератами перекрывает палеозойские гранитоиды. В нижней части свиты обнаружены двустворки среднего нория – *Eomonotis scutiformis* (Teller) и *Indigirohalobia* sp., а выше –

Monotis densistriata (Teller) и *M. ochotica* (Keyserling) позднего нория.

Западное Приохотье. Верхнетриасовые отложения в пределах Западного Приохотья детальнее всего изучены в бассейне р. Уды, по р. Милькан (Удская зона) и по побережью Тугурского залива (Торомская зона). Кроме того, выходы отложений нория известны в бассейнах рр. Тором и Теватин, Конин, Суникан, Лан, Джегдана.

По р. Милькан, правому притоку р. Галам (бассейн р. Уды) отложения верхнего триаса обнаружены Ф.С. Фроловым в 1965 г. Позже они изучались Т.М. Окуновой. В небольшом тектоническом блоке норийские отложения слагают крыло синклинали складки, расчлененной крупным разломом северо-восточного направления с амплитудой перемещения пород по нему до 500 м.

Нижний норий, зона *Kawadai*. На левобережье р. Милькан в основании видимого разреза нижнего нория обнажается (рис. 6, колонка I):

1. Пачка тонкого ритмичного переслаивания зеленовато-серых алевролитов (мощность прослоев 10–15 см) и серых плотных массивных мелкозернистых песчаников (3–5 см). На поверхностях напластования – скопления обугленного растительного детрита. Тип ритмичного строения отдельных пачек напоминает характер слоистости нижнего нория Забайкалья (бассейн р. Чирон) и Среднего Приамурья (р. Дел). В песчаниках встречено множество *Palaeopharus buriji* Kiparisova, *P. oblongatus* Kobayashi et Ichikawa, редко мелкие *Tosapecten* sp. ind. 35

Далее разрез прослежен по серии канав, пройденных через 50 м по правобережью р. Унгурэ, правому притоку р. Милькан, (по Т.М. Окуновой).

2. Песчаники тонко- и мелкозернистые, слегка слюдястые, с округлыми сидеритовыми, песчаниковыми и карбонатными конкрециями 100

Палеонтологическая характеристика: в 40 м – двустворки *Entoloides* cf. *kolymensis* (Kiparisova), *Indigirohalobia indigirensis* (Popow), *Tosapecten* sp. ind.

3. Алевролиты темно-серые, неоднородной текстурой, с примесью песчаного материала 15

Палеонтологическая характеристика: в 11 м – двустворки *Mytilus* sp. ind.

4. Песчаники мелкозернистые, желтовато-серые, с примесью темно-серого алевролитового материала 60

Палеонтологическая характеристика: в 42 м – двустворки *Halobia kawadai* Yehara.

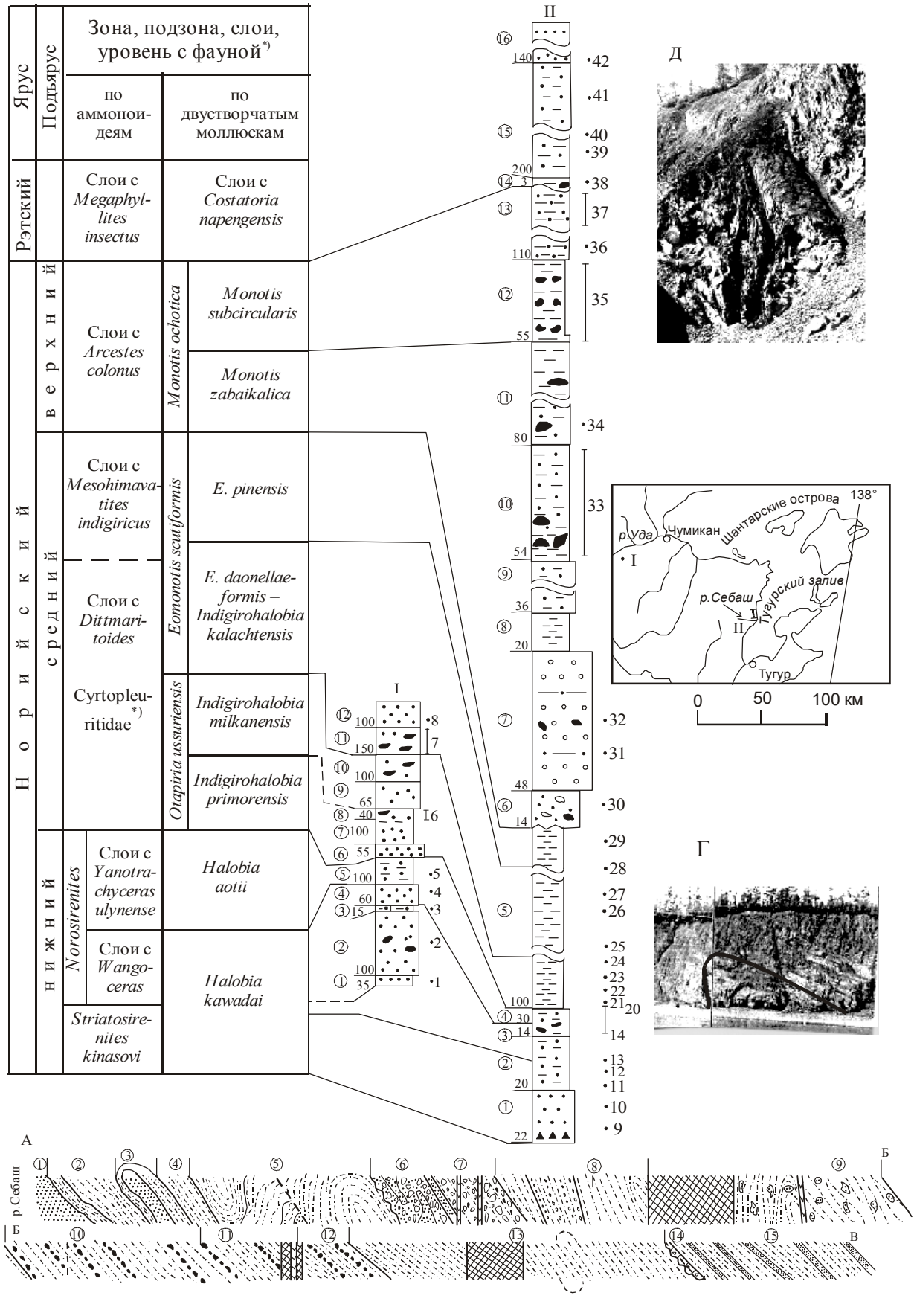
Зона *Halobia aotii*.

5. Алевролиты темно-серые, неоднородные 100

Палеонтологическая характеристика: в 15 м – двустворки *Halobia* cf. *aotii* Kobayashi et Ichikawa, палеотаксонды.

Средний норий, зона *Otapiria ussuriensis*.

6. Песчаники мелкозернистые, комковатые с желваками гематита. В основании – горизонт мелкогалечных



- ненасыщенных конгломератов. Галька преимущественно кварцевая55
7. Песчаники мелкозернистые, со скорлуповатой отдельностью 100
8. Алевролиты темно-серые, неоднородные, содержат большое количество конкреций (3–4 см) в основном карбонатно-глинистого состава40
- Палеонтологическая характеристика: фауна встречается в конкрециях и во вмещающих породах: 0–12 м – аммоноидеи *Placites placoides* Mojsisovics, двустворки *Otapiria ussuriensis* (Voronetz), *Ot. cf. annulata* Polubotko, *Ot. reticularis* Truschelev, *Ot. nodosus* Truschelev, *Halobia* aff. *aotii* Kobayashi et Ichikawa, *Entoliodes* cf. *kolymensis* (Kiparisova), *Pachymya* sp. ind.; в 15–23 м – двустворки *Calvaentolium udaensis* Okuneva, *Otapiria annulata* Polubotko, прямые наутилоиды; в 32–40 м – аммоноидеи *Placites* cf. *placoides* Mojsisovics, двустворки *Indigirohalobia milkanensis* Okuneva, *Otapiria dubia* (Ichikawa), *Zittelihalobia obruchevi* (Kiparisova), *Ot. ussuriensis* (Voronetz), *Oxytoma* sp. ind., гастроподы.
9. Песчаники мелкозернистые, неслоистые, комковатые, со скорлуповатой отдельностью и включениями алевролитового материала. Редко встречаются конкреции65
10. Песчаники мелкозернистые, неслоистые, с включениями алевролитового материала 100

Слои 6–8 (нижняя часть) представляют подзону *Indigirohalobia primorensis*, а верхняя часть 8, 9 и 10 слои отнесены к подзоне *Indigirohalobia milkanensis* зоны *Otapiria ussuriensis*.

Зона *Eomonotis scutiformis*.

11. Песчаники мелко- и среднезернистые, неоднородные со скорлуповатой отдельностью, слегка слюдястые, с конкрециями разного состава. Внизу слоя они преимущественно карбонатные, выше – сидеритовые, кремнисто-глинистые, песчанниковые150

Палеонтологическая характеристика: по всему слою – двустворки *Eomonotis scutiformis* (Teller), *E. multiformis* (Kiparisova), *E. pinensis* (Westerman), редко *Zittelihalobia obruchevi* (Kiparisova), фрагменты крупных наутилоид *Siberionautilus* sp. (определение Е.С. Соболева), прямые наутилоидеи.

12. Песчаники разномзернистые, плохо сортированные100

Палеонтологическая характеристика: в 15 м – *Eomonotis scutiformis* (Teller).

В Западном Приохотье, по побережью Тугурского залива располагается наиболее полный и хорошо изученный разрез, охватывающий стратиграфический интервал от низов нижнего нория до рэтского яруса включительно. В этом районе впервые на Востоке Рос-

Рис. 6. Схема сопоставления разрезов норийских отложений Западного Приохотья.

I – бассейн р.Уды, р.Милькан; II – побережье Тугурского залива.

A-B-B – разрез норийских отложений по побережью Тугурского залива; Г – запрокинутая складка среди отложений нижнего нория (слой 3); Д – ядро запрокинутой складки (слой 13). Условные обозначения см. на рис. 2.

1 – остатки растений; 2 – *Indigirohalobia indigirensis*, *Entoliodes* cf. *kolymensis*, *Tosapekten* sp. ind.; 3 – *Mytilus* sp. ind.; 4 – *Halobia kawadai*; 5 – *Halobia* cf. *aotii*, палеотаксонды; 6 – *Placites placoides*, *Otapiria ussuriensis*, *Ot. cf. annulata*, *Ot. reticularis*, *Ot. nodosus*, *Halobia* aff. *aotii*, *Entoliodes* cf. *kolymensis*, *Pachymya* sp. ind., *Calvaentolium udaensis*, *Indigirohalobia milkanensis*, *Zittelihalobia obruchevi*, *Oxytoma*, гастроподы; 7 – *Eomonotis scutiformis*, *E. multicostata*, *E. pinensis*, *Zittelihalobia obruchevi*, *Siberionautilus* sp. ind., прямые наутилоидеи; 8 – *Eomonotis scutiformis*; 9 – *Laevithyrus rossochae*, *Pierorhynchis* sp., *Kolymithyrus* sp.; 10 – *Hypocladiscites compressus*, *Indigirohalobia indigirensis*, *Oxytoma*, гастроподы; 11 – *Striatosirenites* cf. *kinasovi*, *S. sp. Б*, *Otapiria* cf. *tugurensis*, *Tosapekten* sp. ind., *Indigirohalobia* sp. ind., *Oxytoma* sp. ind., *Meleagrinnella*, гастроподы; 12 – *Halobia* cf. *kawadai*, *H. aff. aotii*, *Indigirohalobia indigirensis*, *Proclydonautilus* sp. ind.; 13 – *Striatosirenites* cf. *kinasovi*, *S. sp. А*, *S. sp. Б*, *S. sp. В*, *Pterosirenites* cf. *auritus*, *Indigirohalobia* cf. ind. *igirensis*; 14 – *Norosirenites* ? sp., *Pterosirenites aurites*, *Otapiria tugurensis*, *Halobia kawadai*, *Oxytoma* (*Palmoxytoma*) *mojsisovici*, *Tosapekten suzuki*, палеотаксонды; 15 – *Norosirenites* ? sp., *Tosapekten* sp. ind.; 16 – *Wangoceras* sp., *Halobia kawadai*; 17 – *Norosirenites* ? sp., *Hypocladiscites* sp. ind., *Halobia kawadai*, *H. cf. aotii*, *Oxytoma* sp. ind., *Tosapekten* sp. ind., *Meleagrinnella formosa*; 18 – *Norosirenites*? sp., *Wangoceras* sp., редко *Pterosirenites* aff. *auritus*, *Discophyllites* sp. ind., *Halobia kawadai*, *H. cf. aotii*, *Indigirohalobia indigirensis*, *Meleagrinnella* cf. *formosa*, *Oxytoma* sp. ind.; 19 – *Yanotrachyceras ulynense*, *Halobia aotii*, *H. cf. kawadai*, *Cassionella* sp. ind., *Pleuromya* sp. ind., *Tosapekten*, брахиоподы и гастроподы; 20 – *Placites* sp. ind., *Otapiria ussuriensis*, *Germanonautilus kyotanii*, *Atractites* sp.; 21 – *Rhacophyllites* sp. ind.; 22 – *Arcestes seimkanensis*, *Indigirohalobia* cf. *milkanensis*; 23 – *Otapiria versicostata*, *Ot. cf. dubia*, *Ot. sp. ind.*, *Eomonotis scutiformis*, *Lima* (*Plagiostoma*) sp. ind., *Lima* sp. ind., *Oxytoma* sp. ind., *Halobia*; 24 – *Placites placoides*, *Rhacophyllites* sp. ind., *Zittelihalobia obruchevi*, *Eomonotis daonellaeformis*; 25 – *Tosapekten*, палеотаксонды; 26 – *Otapiria dependis*. *Ot. annulata*, *Zittelihalobia obruchevi*, *Oxytoma* sp. ind.; 27 – *Placites placoides*, *Discophyllites* sp. ind., *Otapiria* sp. ind., *Eomonotis multicostata*, *Entoliodes kolymensis*; 28 – *Mesohimavatites indigiricus*; 29 – *Eomonotis scutiformis*; 30 – *Monotis* ex gr. *ochotica* и переотложенные *Arcestes*, *Eomonotis daonellaeformis*, *E. scutiformis*, *E. pinensis*, *Chlamys*; 31 – *Arcestes colonus*, *Stenarcestes* sp. ind., *Monotis ochotica* и переотложенные *Eomonotis scutiformis*, *Zittelihalobia obruchevi*; 32 – *Monotis ochotica*, *M. zabaikalica*, *M. jakutica*, *M. anjuensis* и в гальках *Eomonotis scutiformis*, *E. daonellaeformis*; 33 – *Paracladiscites* sp., *Monotis ochotica*, *M. posteroplana*, *Meleagrinnella* cf. *formosa*; 34 – *Monotis ochotica*, *M. pachypleura*, *M. posteroplana*, *Ochotichlamys noricus*; 35 – *Monotis subcircularis*, *M. ochotica*, *M. posteroplana*; 36 – *Monotis posteroplana*; 37 – *Arcestes* aff. *colonus*, *Monotis ochotica*; 38 – *Megaphyllites insectus*, *Placites polydactylus*, *Euisculites* sp. ind., *Rhacophyllites*, *Costatoria* (*Napengocosta*) *napengensis*, *Palaeopharus* cf. *incertus*, *Lima* (*Lima*) *transversa*, *Camptopecten* (*Camptochlamys*) cf. *inspecta*; 39 – фрагменты *Monotis* ex gr. *ochotica*, *Tosapekten*, *Harpax*, *Chlamys*; 40 – *Tosapekten*; 41, 42 – фрагменты неопределимых двустворок.

сии были обнаружены верхнетриасовые отложения. Позже эти отложения изучали Л.И. Красный и Г.С. Ганешин, геологическую съемку проводил С.И. Горохов. Детально стратиграфию и фауну этих морских образований изучали Т.М. Окунева и А.А. Железнов [25, 30] и почти одновременно Е.П. Брудницкая. В 1999 г. опубликована статья [36], в которой приводится сводный разрез, обобщенные списки фауны и предлагается для всего нория одна свита – свита бухты Мамга с двумя подсвитами. Вряд ли это название свиты можно считать удачным, как по звучанию, так и по существу. Как будет показано далее, нижний и средний норий отделены от верхнего нория существенным несогласием. В основании верхнего нория залегает мощная конгломератовая толща, содержащая переотложенную средненорийскую фауну. Представляется, что и рэтскую толщу следует также обособить в отдельную свиту, как хорошо фиксирующуюся геологически и по фауне, отделенную разрывом от отложений верхнего нория. Для нижне- и средненорийской частей разреза предлагается название тугурская свита, со стратотипом по береговым обрывам Тугурского залива от р. Себаш до выходов конгломератов верхнего нория (рис. 6, разрез, слои 1–5). Основание ее совпадает с основанием триасовой толщи. Верхняя граница тугурской свиты проводится в основании конгломератовой толщи верхнего нория. Она охарактеризована богатым комплексом аммоноидей и двустворчатых моллюсков (см. разрез). Верхненорийские отложения выделены в удскую свиту, ее стратотип изучен по береговым обрывам Тугурского залива, севернее выходов тугурской свиты (слои 6–13). В основании ее залегает мощная толща конгломератов. Она в изобилии содержит остатки монотид позднего нория. Удская свита перекрывается маломощным горизонтом (3 м) своеобразных конгломератов рэтского яруса. Мамгинская рэтская свита (слои 14–16) залегает с разрывом на алевролитах верхнего нория и перекрывается отложениями нижней юры, в основании которой залегают линзы гравелитов и горизонт грубозернистых песчаников с остатками позднелинсабахских двустворок. Предыдущие исследователи этого разреза отмечали моноклиальное залегание пород нория. При детальном изучении разреза нами была выявлена серия складок. Одна из них прослежена в нижненорийских отложениях (рис. 6, разрез А-Б-В, фотозарисовка Г). В береговых обрывах четко прослеживается ядро запрокинутой на юго-запад складки с относительно пологим северным (висячим) крылом (угол падения 40°). Ядра четырех крутозалегающих, слегка запрокинутых на юг складок нами обнаружены в слое 13 верхнего нория (рис. 6, фотозарисовка Д).

Нижний норий, зона *Striatosirenites kinasovi*. Тугурская свита.

Базальный горизонт норийского яруса в этом районе по делювиальным высыпкам проследил С.И. Горохов от р. Себаш до верховьев р. Уикон.

1. На правом берегу р. Себаш при отливе обнажаются ненасыщенные конгломераты основания нижнего нория. Они залегают на яшмовидных и кремнистых породах палеозоя. Выше на левом берегу р. Себаш они перекрыты неоднородными песчаниками с включениями обломков и галечек кварца 22

Палеонтологическая характеристика: в 5 м – брахиоподы *Laevithyris rossochae* (Dagys), *Pierorhynchia* sp., *Kolymithyris* sp., (определения А.С. Дагиса); в 17 м – аммоноидеи *Hypocladiscites compressus* Welter, двустворки *Indigirohalobia indigirensis* (Popow), *Oxytoma* sp. ind., гастроподы.

2. Алевролиты темно-серые, песчанистые 20

Палеонтологическая характеристика: в 3 м – аммоноидеи *Striatosirenites* cf. *kinasovi* Bytschkov, *S.* sp. B, двустворки *Otapiria* cf. *tugurensis* Okuneva, *Tosapecten* sp. ind., *Indigirohalobia* sp. ind., *Oxytoma* sp. ind., *Meleagrinnella* sp. ind., гастроподы; в 10 м – двустворки *Halobia* cf. *kawadai* Yehara, *H.* aff. *aotii* Kobayashi et Ichikawa, *Indigirohalobia indigirensis* (Popow), наутилоидеи – *Proclydonautilus* sp. ind. (определение Е.С. Соболева).

3. Алевролиты песчанистые, слюдястые, с небольшими (до 3 см) конкрециями известковистого песчаника 14

Палеонтологическая характеристика: в 1, 2 м – аммоноидеи *Striatosirenites* cf. *kinasovi* Bytschkov, *Striatosirenites* sp. A, *Striatosirenites* sp. B, *Striatosirenites* sp. C, *Pterosirenites* cf. *auritus* Tozer, двустворки *Indigirohalobia indigirensis* (Popow).

Зона *Norosirenites*, слои с *Wangoceras*.

В 3,2 м – аммоноидеи *Norosirenites?* sp., единичные *Pterosirenites* aff. *auritus* Tozer, двустворки множества *Otapiria tugurensis* Okuneva, *Halobia kawadai* Yehara, реже мелкие *Oxytoma* (*Palmoxytoma*) *mojsisovocsi* Teller, *Tosapecten suzukii* Kobayashi, палеотаксоноты; в 3,8 м – аммоноидеи *Norosirenites?* sp., двустворки *Tosapecten* sp. ind., в 5,5 м – аммоноидеи *Wangoceras* sp., двустворки *Halobia kawadai* Yehara; в 6 м – аммоноидеи *Norosirenites?* sp., *Hypocladiscites* sp. ind., двустворки *Halobia kawadai* Yehara, *H.* aff. *aotii* Kobayashi et Ichikawa, *Oxytoma* sp. ind., *Tosapecten* sp. ind., единичные *Meleagrinnella formosa* Vozin; в 8 м – аммоноидеи *Norosirenites?* sp., *Wangoceras* sp., *Pterosirenites* aff. *auritus* Tozer, *Discophyllites* sp. ind., двустворки *Halobia kawadai* Yehara, *H.* cf. *aotii* Kobayashi et Ichikawa, *Indigirohalobia indigirensis* (Popow), *Meleagrinnella* cf. *formosa* Vozin, *Oxytoma* sp. ind.

Зона *Norosirenites*, слои с *Yanotrachyceras ulynense*.

4. Алевролиты темно-серые, однородные 30

Палеонтологическая характеристика: аммоноидеи *Norosirenites* sp., *Yanotrachyceras ulynense* (Bytschkov), двустворки *Halobia aotii* Kobayashi et Ichikawa (преоблада-

ют), *H. cf. kawadai* Yehara, *Cassionella* sp. ind., *Pleuromya* sp. ind., *Tosapecten*, брахиоподы и гастроподы.

Средний норий, зона *Otapiria ussuriensis*.

5. Алевролиты темно-серые, плитчатые, местами с примесью гравийного материала, редкие конкреции известковистого состава 100

Палеонтологическая характеристика: в 8 м – аммоноидеи *Placites* sp. ind., двустворки *Otapiria ussuriensis* (Voronetz), наутилоидеи *Germanonautilus kyotanii* Nakazawa, *Atractites* sp. (определение Е.С. Соболева); в 10 м – аммоноидеи *Rhacophyllites* sp. ind.; в 15 м – аммоноидеи *Arcestes seimkanensis* Bytschkov, двустворки *Indigirohalobia milkanensis* Okuneva; в 17 м – аммоноидеи *Arcestes* sp. ind., двустворки *Oxytoma* sp.

Зона *Eomonotis scutiformis*, подзона *E. daonellaeformis* – *Indigirohalobia kalachtensis*.

В 23 м – двустворки *Otapiria versicostata* Bytschkov, *Ot. cf. dubia* (Ichikawa), *Eomonotis scutiformis* (Teller), *Lima* (*Plagiostoma*) sp. ind., *Oxytoma* sp. ind., *Halobia*; в 45 м – аммоноидеи *Placites placoides* Mojsisovics; *Rhacophyllites* sp. ind., двустворки *Zittelihalobia obrucheви* (Kiparisova), *Eomonotis daonellaeformis* (Kiparisova); в 69 м – двустворки *Tosapecten*, палеотаксоноты; в 74 м – двустворки *Otapiria depensis* Brudnitzkaya et Okuneva, *Ot. annulata* Polubotko, *Zittelihalobia obrucheви* (Kiparisova), *Oxytoma* sp. ind.; в 80 м – аммоноидеи *Placites placoides* Mojsisovics, *Discophyllites* sp. ind., двустворки *Eomonotis multicostrata* (Kiparisova), *Otapiria* sp. ind., *Entolioides kolymensis* (Kiparisova).

Слои с *Mesohimavatites indigiricus*.

В 85 м – аммоноидеи *Mesohimavatites indigiricus* (Bytschkov); в 90 м – двустворки *Eomonotis scutiformis* (Teller). Эти слои сопоставлены в основном с подзоной *Eomonotis pinensis*.

Верхний норий, зона *Monotis ochotica*, подзона *M. zabaikalica*. Удская свита.

6. Песчаники разнозернистые, слюдястые, с прослоями и линзами гравелитов и мелкогалечные конгломераты. Переотложенные конкреции 14

Палеонтологическая характеристика: во вмещающих породах – двустворки *Monotis* ex gr. *ochotica* (Keyserling), в переотложенных кремнисто-глинистых конкрециях – аммоноидеи *Arcestes* sp. ind., двустворки *E. scutiformis* (Teller), *E. pinensis* (Westerman), *Chlamys*.

7. Конгломераты разногалечные до средневалунных с прослоями темно-серых алевролитов. В составе галек – тонкозернистые серые песчаники, окремненные алевролиты, встречаются в отдельных прослоях переотложенные конкреции 48

Палеонтологическая характеристика: в 15 м – во вмещающих породах – аммоноидеи *Arcestes colonus* (Mojsisovics), *Stenarcestes* sp. ind., двустворки *Monotis ochotica* (Keyserling), в переотложенных кремнисто-глинистых конкрециях – *Eomonotis scutiformis* (Teller), *Zittelihalobia obrucheви* (Kiparisova); в 24 м – двустворки *Monotis ochotica* (Keyserling), *M. zabaikalica* (Kiparisova), *M. jakutica* (Teller), *M. anjuensis* Bytschkov и в гальке – *Eomonotis scutiformis* (Teller), *E. daonellaeformis* (Kiparisova).

8. Алевролиты тонкоплитчатые, темно-серые и со слабым раковистым изломом 20

9. Алевролиты песчаные с маломощными прослоями конгломератов. Состав галек тот же, что в слое 7 36

10. Алевролиты неслоистые с раковистым изломом, прослои конгломератов с переотложенными конкрециями 54

Палеонтологическая характеристика: по всему слою множество двустворок *Monotis ochotica* (Keyserling), *M. pachypleura* (Teller), *M. posteroplana* (Westerman), *Meleagrinnella* cf. *formosa* Vozin; в 23 м – аммоноидеи *Paracladiscites* sp.

11. Алевролиты темно-серые с валунами тонкозернистых серых песчаников 80

Палеонтологическая характеристика: в 12 м – крупные двустворки *Monotis ochotica* (Keyserling), *M. pachypleura* (Teller), *M. posteroplana* (Westerman), *Ochotochlamys noricus* Polubotko.

Подзона *Monotis subcircularis*.

12. Алевролиты тонкозернистые, многие прослои переполнены плоскими кремнисто-глинистыми конкрециями 55

Палеонтологическая характеристика: по всему разрезу и особенно в конкрециях содержатся крупные двустворки *Monotis subcircularis* Gabb, *M. ochotica* (Keyserling), *M. posteroplana* (Westerman).

13. Алевролиты темно-серые, местами раскливажированные. В этом слое замечены замковые части крутопадающих, слегка запрокинутых четырех складок (рис.6, фотозарисовка Д) 110

Палеонтологическая характеристика: в 8 м – двустворки *Monotis posteroplana* (Westerman); в верхней части слоя – аммоноидеи *Arcestes colonus* (Mojsisovics), двустворки *Monotis ochotica* (Keyserling). В шкале по аммоноидеям слои с 6 по 13 обозначены слоями с *Arcestes colonus*.

Рэтский ярус, слои с *Megaphyllites insectus*. Мамгинская свита.

14. Своеобразные ненасыщенные конгломераты, заполнителем в которых служат алевролиты. Присутствуют очень крепкие кремнисто-глинистые конкреции. Породы залегают с размывом на слое 13.

Палеонтологическая характеристика: в конкрециях встречены аммоноидеи *Megaphyllites insectus* Mojsisovics, *Placites polydactylus* Mojsisovics, *Eusculites* sp. ind., *Rhacophyllites* sp. ind., двустворки *Costatoria* (*Napengocosta*) *napengensis* Healey, во вмещающих породах – *Palaeopharus* cf. *incertus* Kiparisova, *Lima* (*Lima*) *transversa* Polubotko, *Camptopecten* (*Camptochlamys*) cf. *inspecta* Kiparisova.

15. Алевролиты песчаные с маломощными прослоями тонкозернистых песчаников 200

Палеонтологическая характеристика: в 20 м – фрагменты двустворок *Monotis* ex gr. *ochotica* (Keyserling), *Tosapecten*, *Harpax*, *Chlamys*; в 62 м – *Tosapecten*; в верхах разреза – фрагменты неопределимых двустворок.

16. Мелкозернистые песчаники, плохо сортированные, с текстурами взмучивания, с прослоями песчаных алевролитов 140

Встречены отпечатки мелких *Tosapecten* и фрагменты неопределимых двустворок.

В шкале по двустворкам отложения слоев 14–16 отнесены к слоям с *Costatoria napengensis*.

Рэтские отложения с несогласием перекрыты верхнеплинских породами.

На западе Западного Приохотья, в Джагдинской зоне верхнетриасовые отложения расчленены на муяканскую, нёлскую свиты и толщу песчаников верхнего нория. Они развиты в бассейнах рек Бульбурек, Большой Артек, Унья. Муяканская свита (1300 м) представлена разнозернистыми песчаниками с пластами туфопесчаников, алевролитов, конгломератов, гравелитов, линзами зеленокаменных пород, присутствуют редкие пачки тонкого чередования тонкозернистых песчаников и алевролитов. Она содержит олистолиты с остатками пермских мшанок. По возрасту свита отнесена к среднему триасу и низам карния. Нёлская свита (до 300 м) согласно залегает на муяканской и состоит из песчаников, алевролитов, пластов вулканогенно-кремнистых и зеленокаменных пород. В ней присутствуют фораминиферы, а в верхней части – брахиоподы и двустворка *Halobia* ex gr. *kawadai* Yehara. В целом, возраст свиты определяется в интервале карний – ранний норий.

В вышележащей толще песчаников, залегающей с несогласием на нёлской свите с горизонтами конгломератов в основании, встречены двустворки позднего нория *Monotis ochotica* (Keyserling) и *M. subcircularis* Gabb.

В бассейнах рек Огджено, Суникан и в нижнем течении рек Лан и Джегдана обнажаются алевролиты и песчаники, углито-глинистые сланцы (с остатками флоры) с прослоями конгломератов, гравелитов и пластами подводно-опозневых брекчий. На этой территории в полном объеме установлен нижний норий, верхняя часть среднего и верхний норий. По находкам *Striatosirenites* sf. *kinasovi* Bytschkov в шкале по аммоноидеям здесь выделяется одноименная зона нижнего нория. В вышележащих породах обнаружены: ранненорийские аммоноидеи – *Discophyllites* sp. ind., ранненорийские двустворки – *Halobia kawadai* Yehara, *Otapiria tugurensis* Okuneva, *Cardinia indigirkaensis* Kiparisova, *Tosapecten suzuki* Kobayashi, *Oxytoma (Palmoxytoma) mojsisovicsi* Teller, а выше этого комплекса найдена двустворка *Halobia aotii* Kobayashi et Ichikawa. Возможно, на протяжении значительного периода времени (время *Otapiria ussuriensis* и начало времени *Eomonotis scutiformis*) на территории бассейна р. Джегдана формировались уг-

лито-глинистые сланцы и алевролиты, в которых захоронены остатки флоры. Отложения среднего нория охарактеризованы двустворками верхней подзоны зоны *Eomonotis scutiformis*: *Eomonotis scutiformis* (Teller), *Zittelihalobia obruche* (Kiparisova).

Северное Приохотье. Верхнетриасовые отложения обнажаются на юге Охотского массива, в бассейне рек Охота, Кухтуй, Асинберген, Ульбея. Обобщенный разрез их приводится по данным Е.Г. - Пескова, Р.Б. Умитбаева и Л.Р. Переверзева [7].

Нижний норий. В основании разреза выделена юланская толща (580 м). Она представлена разнозернистыми песчаниками с маломощными прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов и охарактеризована двустворками: *Oxytoma (Palmoxytoma) mojsisovicsi* Teller, *Cardinia indigirkaensis* Kiparisova, *Tosapecten suzuki* Kobayashi, *Indigirohalobia* sp., *Halobia aotii* Kobayashi et Ichikawa.

Средний норий (200 м) состоит из аргиллитов и алевролитов, вверху с ракушечниками. В нижней части собраны двустворки *Otapiria ussuriensis* (Voronetz), *Indigirohalobia* sp., *Zittelihalobia obruche* (Kiparisova), наутилоидеи – *Siberionautilus multilobatum* Popow, а выше – *Eomonotis scutiformis* (Teller), *E. daonellaeformis* (Kiparisova), *E. multicostata* (Kiparisova), *E. pinensis* Westerman.

Верхний норий (200 м) представлен аргиллитами, иногда известковистыми, с прослоями песчаников, в нижней части с пластами ракушечников. Встречены двустворки *Monotis jakutica* (Teller), *M. ochotica* (Keyserling), *M. pachypleura* (Teller), *M. zabaikalica* (Kiparisova), *M. subcircularis* Gabb.

Рэтский ярус, зона *Tosapecten efimovae*. Внизу выделяется хавакчанская свита (450 м), сложенная аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Из нее известны остатки аммоноидей *Placites* cf. *platyphyllus* Mojsisovics, двустворки *Tosapecten hiemalis* Teller, *Ochotomya terechovae* Polubotko, *Chlamys* и др. Выше залегает усмунчанская свита песчаников и алевролитов. В них найдены *Oxytoma czechanowskii* Teller, *Lima* cf. *transversa* Polubotko, *Palaeopharus* cf. *buriji* Kiparisova, *Chlamys (Camptochlamys)* sp.

Приморье. Терригенные отложения норийского яруса в южной части сложнопостроенной Сихотэ-Алинской складчатой системы подразделяются на три подъяруса, из которых преимущественным распространением пользуются верхний норий и верхняя часть среднего. На западе Ханкайского массива (Муравьевско-Дунайская структурно-фациальная зона – СФЗ) известны морские и континентальные образования, общей мощностью до 500 м. Восточнее, в пределах Малиновской и Украинско-Сергеевской СФЗ Ханкайского массива норийские отложения охарактеризованы моллюсками очень слабо. В разных

подзонах этих структурных зон нередко выпадение некоторых стратоуровней, крайне изменчива мощность пород. В наиболее полных разрезах она превышает 1000 м. В Прибрежной зоне среди терригенных отложений нижнего и среднего нория встречаются прослой кремнистых пород и известняков. Фаунистические остатки в нижнем нории обнаруживаются очень редко. В отличие от нижнего, в среднем (в основном верхняя часть) и верхнем нории нередко присутствуют прослой ракушечников.

Материалы по стратиграфии и фауне Приморья собраны многими геологами. Результаты специальных исследований И.В. Бурия и Н.К. Жарниковой и собственные наблюдения Л.Д. Кипарисова обобщила в монографии [15]. Там же детально охарактеризована и история палеонтолого-стратиграфического изучения триаса Приморья. Позднее свои соображения о расчленении норийских отложений района и положение границ нижнего и среднего нория изложили А.Н. Олейников и Е.Б. Паевская [33]. В бассейне р. Петровки и др. проводили исследования Т.М. Окунева и А.А. Железнов [24]. На основе приморской коллекции с привлечением материалов по другим регионам Е.Б. Паевской [34] детально и всесторонне рассмотрены роды *Eomototis* и *Monotis*. Последние данные по характеристике нория Приморья приведены И.В. Бурием и др. [2, 40, 41] и в схемах IV Дальневосточного Межведомственного стратиграфического совещания [35].

Нижний норий, зона *Striatosirenites kinasovi*.

Отложения нижней зоны нижнего нория установлены в Лазовском районе, в бассейне р. Киевки (Прибрежная зона – рис. 3, колонка IV). Как уже упоминалось, в этом районе Ю.Д. Захаров выделил слои с *Striatosirenites* – *Arietoceltites* [6] и отнес их к верхнему карнию. *Striatosirenites* sp. сопоставлен нами с *Striatosirenites* cf. *kinasovi* Bytschkov из нижнего нория побережья Тугурского залива, бассейна р. Лан и юга Охотского массива.

Впервые зона *Stratosirenites kinasovi* обособлена из зоны *Pinacoceras verchojanicum* на Омолонском массиве [16]. Она распространена также в Хараулахском хребте. Второй компонент слоев с *Striatosirenites* – *Arietoceras* обнаружен в бассейне р. Черной и скорее всего происходит из нижненорийских пород. *Arietoceltites* sp. Ю.Д. Захаров сравнивает с *A. arietitoides* (Diener). В ближайшем к Приморью регионе Японии [38] этот вид приведен из зоны *Juvavites* (J.) cf. *kellyi*, относимой им к верхнему карнию. В Западном Пакистане *A. arietitoides* (Diener) обнаружен в норийских отложениях. Е.Т. Тозер [39] сравнивает с *Arietoceltites arietitoides* описанный им новый вид *A. lewesensis* из зоны *Juvavites magnus* нижнего нория Канады и отмечает родство (сходство) этих видов.

Зона *Norosirenites*.

Выходы отложений зоны отмечены в бассейне р. Сергеевки (Окраинская СФЗ СССС) (рис. 3, колонка X). В алевролитах песчанкинской свиты обнаружены *Norosirenites* (= “*Pterosirenites*” *kiparisovae* Zharnikova, “*P.*” *evolutus* Zakharov). Из бассейна р. Павловки Чугуевского района Приморья Л.Д. Кипарисова приводит “*Paratrachyceras* sp.” [15, с.185.], отнесенный нами к *Yanotrachyceras* и сходный с *Y. ulynense* Bytschkov, известным на побережье Тугурского залива. Из этого же местонахождения указывается *Otapiria tugurensis* Okuneva (= *O.* aff. *dubia* Ichikawa). Отложения с аммоноидеями верхней части зоны *Norosirenites* выделены в слои с *Yanotrachyceras ulynense*.

В большинстве районов Приморья отложения нижнего нория включают только остатки двустворчатых моллюсков. На правом берегу р. Песчанки (рис.3, колонка VII) в мелкозернистых песчаниках содержится *Halobia*, *Oxytoma*, *Tosapekten suzuki* Kobayashi, *Entolioides kolymensis* (Kiparisova) [15, с.159]. Такой же комплекс двустворок указывается Л.Д. Кипарисовой из разреза по левому берегу р. Комаровки [15, с. 162] (в данной статье рис. 3, колонка VIII). Ниже приведен составленный нами разрез нижнего, среднего и части верхнего нория в бассейне р. Амба (рис. 3, колонка VI). Ранее этот разрез изучался Л.Д. Кипарисовой [15, с. 156]. Палеонтологическая характеристика отложений нижнего и среднего нория пополнена нашими сборами. Только в данном разрезе обосновано выделение нижней подзоны зоны *Otapiria ussuriensis*.

Нижний норий, зона *Halobia kawadai*. Песчанкинская свита.

1. Песчаники мелкозернистые с прослоями аргиллитов и алевролитов. Песчаники неоднородные, тонкополосчатые, с пятнистой текстурой. Содержат конкреции с сидеритовой сердцевиной110

Палеонтологическая характеристика: в 7 м от видимого основания слоя – двустворки *Halobia kawadai* Yehara, *Oxytoma* (*Palmoxytoma*) *mojsisovicsi* Teller и растительные остатки.

Средний норий, зона *Otapiria ussuriensis*, подзона *Indigirohalobia primorensis* (продолжение песчанкинской свиты).

Выше, в 18 м – двустворки *Otapiria ussuriensis* (Voronetz), в 29 м – двустворки *Indigirohalobia primorensis* Okuneva, *I. ambensis* Okuneva, *Tosapekten subhiemalis* Kiparisova, наутилоидеи *Germanonutilus brooki* Smith (определение Л.Д. Кипарисовой) и растительные остатки; в 45 м – двустворки *Otapiria ussuriensis* (Voronetz), *Pleuromya* sp. ind.; в 92 м – двустворки *Otapiria ussuriensis* (Voronetz).

2. Песчаники мелко- и среднезернистые, грубослоистые, темные, пятнистые, переслаиваются с однородными

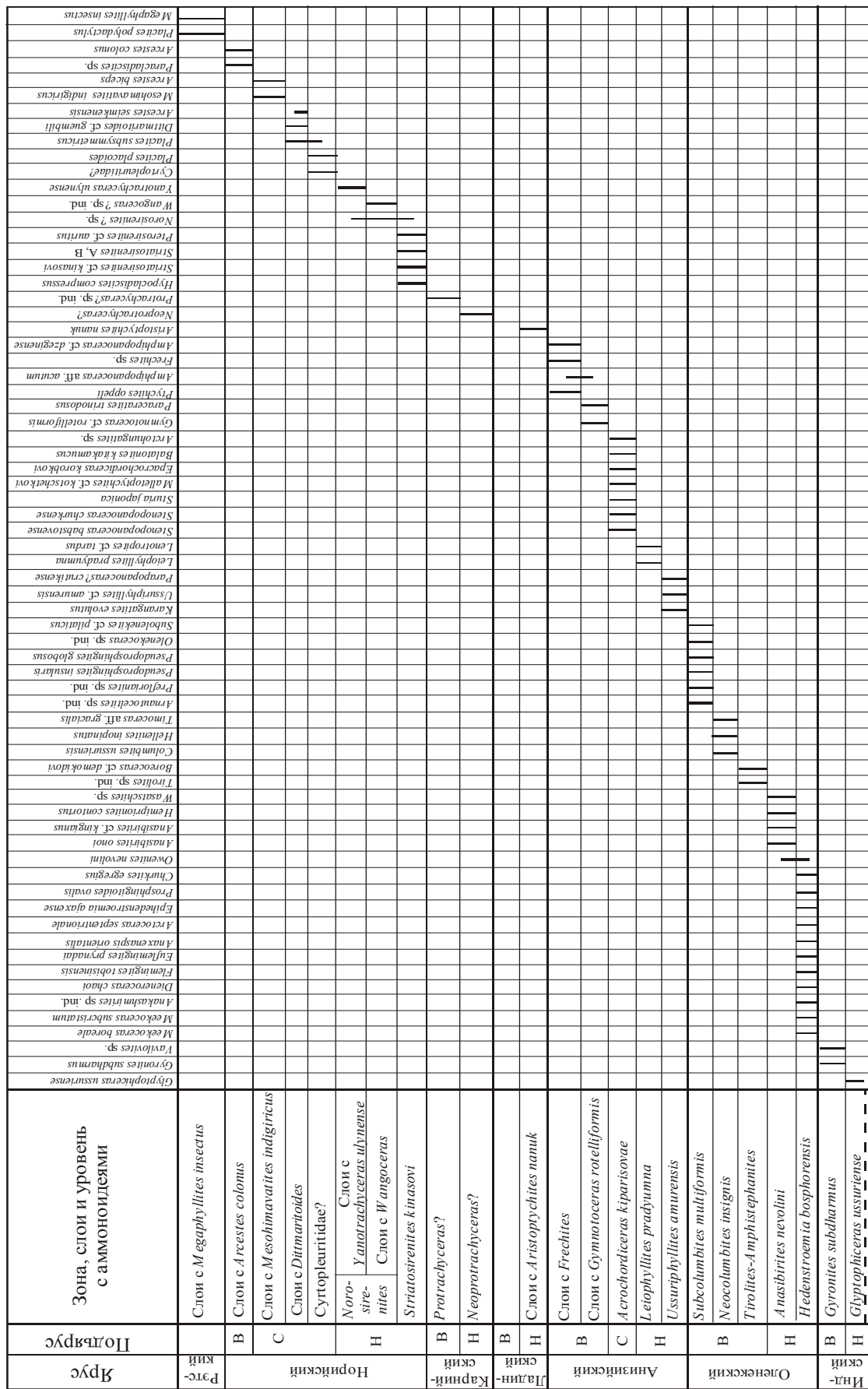


Рис. 7. Стратиграфическое распространение триасовых аммоноидей в южных районах Востока России.

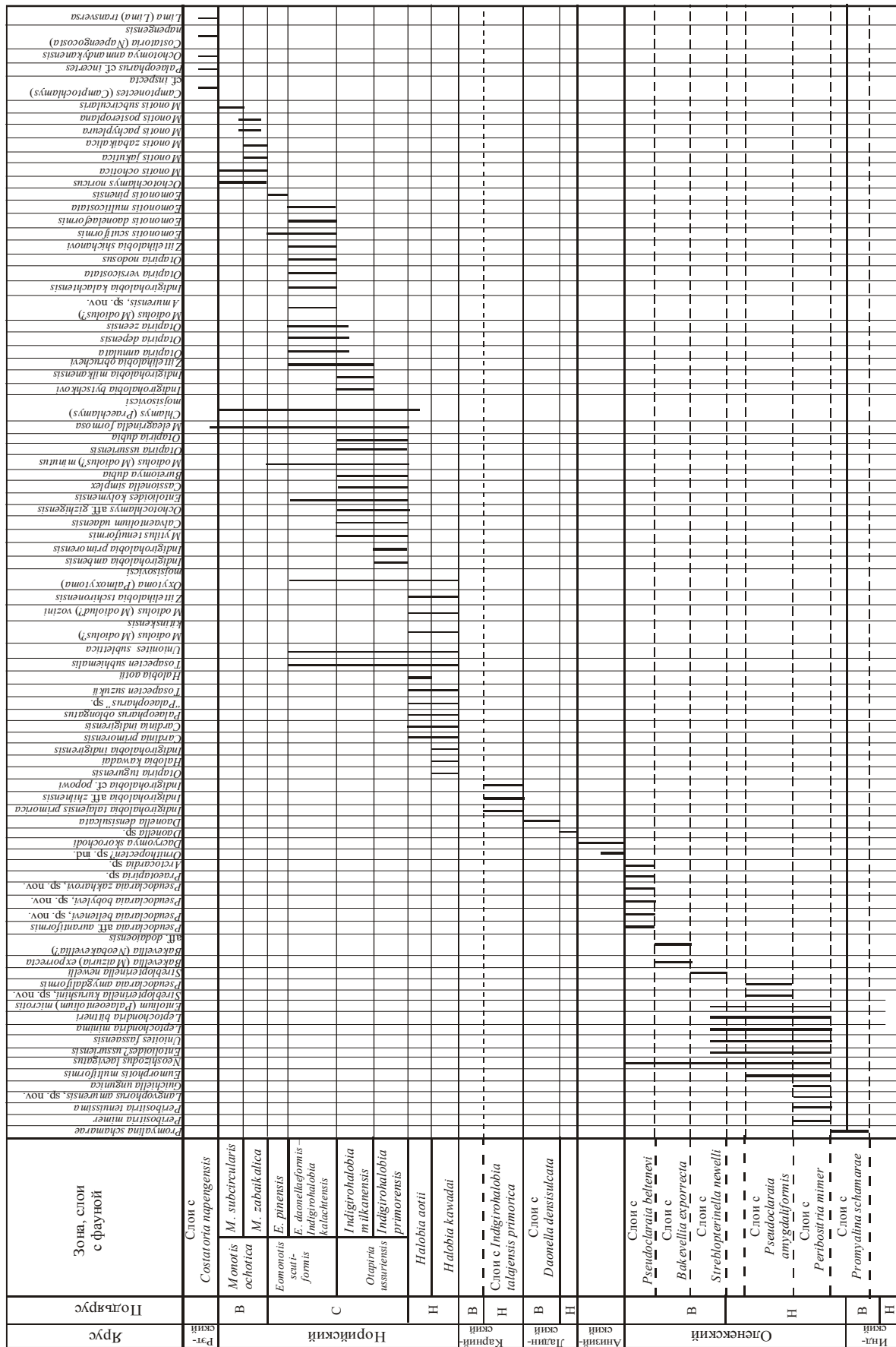


Рис.8. Стратиграфическое распространение триасовых двустворчатых моллюсков Дальнего Востока и Забайкалья.

светло-серыми, прослой алевролитов, редко туфопесчаников. Вблизи кровли слоя прослой мелкогалечных конгломератов. Присутствуют растительные остатки..... 90

Амбинская свита.

3, 4 . Песчаники переслаиваются с алевролитами, аргиллитами, углисто-глинистыми сланцами, тонкими слоями угля270

Детальная зарисовка слоев и список растительных остатков даны Л.Д. Кипарисовой [15, с.156, рис. 1]. В верхах слоя 4 найдены *Cardinia* или *Trigonodus* (определения Л.Д. Кипарисовой).

Верхний норий, зона *Monotis ochotica*, подзона *Monotis zabaikalica*.

5. Песчаники грубо- и среднезернистые, туфогенные, в основании залегает маломощный прослой мелкогалечных конгломератов, в верхах слоя появляются туфогенные алевролиты и прослой туфов20

Палеонтологическая характеристика: по всему слою собраны *Monotis densistriata* (Teller), *M. jakutica* (Teller).

Нижненорийские отложения с *Halobia kawadai* обнаружены нами в большом карьере в верховье р. Киевки, на южном склоне Лазовского перевала (рис. 3, колонка XII). Здесь обнажается толща алевролитов с крупными округлыми стяжениями (до 80 см в диаметре), в которых захоронены редкие галобии.

Средний норий, зона *Otapiria ussuriensis*.

Кроме описанного выше разреза в бассейне р. Амба (на 84 км Хасанской ж/д) средненорийские отложения Л.Д. Кипарисова указывает в бассейне р. Песчанки [15, с. 159]. В этом районе песчанкинская свита (рис. 3, колонка VII, слои 2, 3 и нижняя часть 4), зона *Otapiria ussuriensis*, охарактеризована двустворками: видом-индексом зоны, *Tosapekten subhiemalis* Kiparisova, *Chlamys (Praechlamys) mojsisovici* Kobayashi et Ichikawa, *Oxytoma (Palmoxytoma)* Teller, *Lima*, *Palaeopharus oblongatus* Kobayashi et Ichikawa, *Unionites muensteri* Wissmann, *Schafhaetlia*. Сходный состав двустворок собран на этом стратопоросе и в бассейне р. Комаровки (рис. 3, колонка VIII, слой 2, 3, нижняя часть).

Зона *Eomonotis scutiformis*.

Отложения верхней части песчанкинской свиты в бассейне р. Комаровки содержат остатки двустворок *Eomonotis scutiformis* (Teller), *E. multicostrata* Kiparisova [15, с.163]. В разрезе в бассейне р. Песчанки найдены вид-индекс подзоны *Eomonotis daonelaeformis*. Отложения верхней подзоны *Eomonotis pinensis* выражены в разрезах в бассейне р. Андреевки нечетко. Они содержат двустворки *Eomonotis scutiformis* (Teller) и перекрываются породами верхнего нория.

Верхний норий, зона *Monotis ochotica*, подзона *M. zabaikalica*. Перевознинская свита.

В бассейне р. Андреевки [15, с.172–174] (рис. 3, колонка IX в данной статье) песчаники, в основании

грубозернистые, песчанистые алевролиты, алевролиты свиты включают *Monotis jakutica* (Teller), *M. densistriata* (Teller), *M. eurhachis* (Teller), *Tosapekten subhiemalis* (Kiparisova), *Oxytoma czechanowskii* Teller.

Особое положение среди триасовых отложений рассматриваемого района занимают образования Прибрежной СФЗ Сихотэ-Алиня, в бассейнах рек Зеркальная, Высокогорная и Мирная. Они сложены полимиктовыми песчаниками и известняками, включают горизонты кремнистых сланцев и пласты порфиритов. Из светло-серых известняков Л.Д.Кипарисова [13, 15] описала ранненорийские *Cassionella* cf. *angusta* Bittner, *Tosapekten subdivisus* Kiparisova, *Newaagia*, *Prosopodus*, *Lima*, крупные *Neomegalodon* и др. В средненорийских породах ею описаны *Halobia* cf. *dilatata* Kittle, *Plagiostoma*, а к верхней части среднего нория относятся находки *Eomonotis scutiformis*.

Стратиграфическое распространение нижне- и среднетриасовых, карнийских, норийских и рэтских аммоноидей и двустворчатых моллюсков показано на рисунках 7, 8.

Описание основных разрезов морской юры, стратиграфическое распространение юрских аммонитов и двустворчатых моллюсков Забайкалья, обсуждение результатов, в том числе спорных вопросов стратиграфии морской юры, а также изображения родов и видов-индексов зон и слоев с фауной триаса, некоторых редких и новых видов двустворок будут приведены в статье 2. Данные по юрским аммонитам и двустворчатым моллюскам Восточного Забайкалья опубликованы ранее.

Компьютерная обработка материалов к статье выполнена сотрудником ВСЕГЕИ В.Н. Романовой, за что автор выражает ей свою признательность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобылев В.В., Салун С.А., Шевырев А.А. К открытию нижне- и среднетриасовых отложений в Среднем Приамурье // Докл. АН СССР. 1963. Т.149, № 1. С.146–148.
2. Бурый И.В., Захаров Ю.Д., Жарникова Н.К., Неволина Л.А. О находке анасибиритовой фауны в Южном Приморье и ее стратиграфическое значение // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток, 1972. С. 79–81.
3. Бурый И.В., Жарникова Н.К. Новые раннетриасовые цератиты Южного Приморья // Новые виды древних растений и беспозвоночных СССР. М.: Наука, 1972. С.150–160.
4. Бурый И.В., Жарникова Н.К. Аммоноидеи из тиролитовой зоны Южного Приамурья // Палеонтол. журнал. 1981. № 3. С. 61–69.
5. Бурый И.В., Жарникова Н.К., Полуботко И.В. Карнийские отложения Ольгинского района Приморья // Новые данные по детальной биостратиграфии фане-

- розоя Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С.62–71.
6. Бурий И.В., Захаров Ю.Д., Жарникова Н.К. Позднетриасовые цефалоподы Приморья // Новые данные по биостратиграфии палеозоя и мезозоя юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 141–158.
 7. Дагис А.С., Архипов Ю.В., Бычков Ю.М. Стратиграфия триасовой системы Северо-Востока Азии. М.: Наука, 1979. 245 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, Вып. 447).
 8. Захаров Ю.Д. Биостратиграфия и амmonoидеи нижнего триаса Южного Приморья. М.: Наука, 1968. 175 с.
 9. Захаров Ю.Д. Раннетриасовые амmonoидеи Востока России. М.: Наука, 1978. 223 с.
 10. Захаров Ю.Д., Рыбалка С.В. Эталон перми и триаса Тетической области // Проблемы биостратиграфии перми и триаса Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. С.6–47.
 11. Кипарисова Л.Д. Стратиграфия морского триаса Восточного Забайкалья. М.-Л., 1932, 33 с. (Тр.Гл. геол.-развед. упр. ВСНХ СССР; Вып.111).
 12. Кипарисова Л.Д. Нижнетриасовые пластинчатожабберные Уссурийского края. М.-Л., 1938. С.197–311 (Тр. ГИН АН СССР; Т. 7).
 13. Кипарисова Л.Д. Полевой Атлас характерных комплексов фауны и флоры триасовых отложений Приморского края. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 125 с.
 14. Кипарисова Л.Д. Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. Ч.1. Головоногие моллюски. Л., 1961. 277 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т.48).
 15. Кипарисова Л.Д. Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. Ч.2. Позднетриасовые двустворчатые и общая стратиграфия. М.: Недра, 1972. 248 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т.181).
 16. Константинов А.Г., Соболев Е.С. Схема биостратиграфии карния и нижнего нория Северо-Востока России. Статья 2. Новые зональные шкалы и корреляция // Тихоокеан. геология. 1999. Т.18, №4. С.48–60.
 17. Курушин Н.И. Первая находка рода *Streblopteria* (*Bivalvia*) в триасовых отложениях Средней Сибири // Био- и литостратиграфия триаса Сибири. М.: Наука, 1982. С.60–61. (Тр. Ин-та геологии и геофизики; Вып. 462).
 18. Курушин Н.И. Основные вопросы биостратиграфии и палеогеографии бореального нижнего триаса по двустворчатым моллюскам // Биостратиграфия и палеонтология триаса Сибири. Новосибирск: изд. ОИИГТ и М СОАН СССР, 1991. С.14–21.
 19. Окунева Т.М., Железнов А.А. Новые данные о возрасте хапчерангской свиты (Центральное Забайкалье)// Докл. АН СССР. 1970. Т.191, № 2. С.414–417.
 20. Окунева Т.М., Попеко В.А., Попеко Л.И. Позднетриасовый вулканизм Восточного Забайкалья // Геология магматических формаций Забайкалья. Зап. Забайк. фил. Геогр. Об-ва СССР. Чита, 1973. Вып.ХСV. С.78–99.
 21. Окунева Т.М. Раннетриасовые моллюски из хр.Большие Чурки (Хабаровский край) // Стратиграфия и литология палеозойских и мезозойских отложений Дальнего Востока и Забайкалья. Л.,1976. С.28–45. (Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер. Т.263).
 22. Окунева Т.М. Анзизийские амmonoидеи из района хребта Большие Чурки (Хабаровский край) // Стратиграфия и литология палеозойских и мезозойских отложений Дальнего Востока и Забайкалья. Л. 1976. С. 49–65. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 263).
 23. Окунева, Железнов А.А. Нижне- и среднетриасовые отложения Хабаровского края // Стратиграфия и литология палеозойских и мезозойских отложений Дальнего Востока и Забайкалья. Л., 1976. С.15–27. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 263).
 24. ОкуневаТ.М., Железнов А.А. О верхнетриасовом возрасте шитухинской свиты (Южное Приморье) // Докл. АН СССР. 1977. Т. 232, № 4. С. 879–881.
 25. Окунева Т.М., Железнов А.А., Смирнов А.Н. Верхнетриасовые отложения побережья Тугурского залива (Западное Приохотье) // Стратиграфия и фауна бореального триаса. М.: Наука, 1977. С. 83–99. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып.344).
 26. Окунева Т.М. Морской триас Забайкалья // Сов. геол. 1983. № 7. С.47–60.
 27. Окунева Т.М. Норийские двустворчатые моллюски и амmonoидеи Забайкалья // Ежегодн. ВПО, 1985. Т.28. С.148–167.
 28. Окунева Т.М. Норийские пектиниды (двустворчатые моллюски) южных районов Востока СССР // Ежегодник ВПО. 1989. Т.32. С.145–161.
 29. Окунева Т.М. О представителях амmonoидей семейства *Parapopanoceratidae* из среднего триаса Хабаровского края // Ежегодник ВПО. 1990. Т.33. С.262–265.
 30. Окунева Т.М. Двустворчатые моллюски и амmonoидеи нория Забайкалья и Дальнего Востока // Атлас руководящих групп фауны мезозоя Юга и Востока СССР. СПб.: Недра, 1992. С. 6–31. (Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер. Т. 350).
 31. Окунева Т.М. Триасовые отложения южных районов Востока России // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т.1, № 3. С.67–75.
 32. Окунева Т.М. Триасовая система. Разделы: Верхний триас и Моллюски // Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Забайкалья. Новосибирск: Наука Сиб. отделение, 2002. С.315–337.
 33. Олейников А.Н., Паевская Е.Б. Стратиграфия верхнетриасовых отложений Приморского края // Сов. геол. 1978. № 2. С. 31–47.
 34. Паевская Е.Б. Позднетриасовые моллюски рода *Monotis* Bronn. Л.: Недра, 1985. 173 с. (Тр. ВСЕГЕИ, нов.сер. Т.324).
 35. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск, 1994. 123 с.
 36. Роганов Г.В., Брудницкая Е.П., Кисляков С.Г., Махинин А.В. Стратиграфия и условия формирования отложений Торомского и Удского прогибов // Геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1999. С.80–94.

37. Шиханов В.В., Смирнов И.С., Брудницкая Е.П. Морские триасовые отложения в среднем течении реки Дег // Геоморфология, палеогеография, геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск. 1964. С.96–99.
38. Ishibashi T. Upper Triassic ammonites from Okinawa-Jima. Pt.1. Paleontological study of the Ryukyu Islands // Mem. Fac. Sc., Kyushu Univ. S.D., Geology. 1970. V. XX, N 2. P.195–223.
39. Tozer E.T. Canadian Triassic ammonoid faunas // Geol. Surv. Canada. 1994. Bull. 467. 663 p.
40. Zakharov Y.D. Ammonoid evolution and the problem of the stage and substage division of the Lower Triassic // Mem. Geol. Lausanne. 1997. N 30. P. 121–136.
41. Zakharov Y.D. Carnian and Norian *Sirenitid* ammonoids of the north-western Circum-Pacific and their role in the Late Triassic faunal successions//Mem. Geol. Lausanne. 1997. N 30. P. 137–143.

Поступила в редакцию 18 августа 2001 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

T.M. Okuneva

Biostratigraphy of the Triassic of the Far East and Trans-Baikal area

Detailed descriptions of the main sections are offered, which as they are, are published for the first time, and evidence for the biostratigraphy of the Triassic in the Transbaikal region, Upper, Middle and Lower Amur region, West Priokhotye and the southern part of North Priokhotye, and in the South Sikhote-Alin is presented. The description of the sections is accompanied by a layer-by-layer listing of ammonoids and bivalves. Basing on these faunal groups, material and paleontological characteristics of zones, subzones and layers with fauna are given for the whole study area. The ammonoids of the Lower Triassic in the 6 earlier known zones were supplemented with paleontological characteristics; in the Middle Triassic, new names for fauna-bearing layers for the Upper Anisian were suggested. The *Striatosirenites kinasovi* new zone was established in the base of the Lower Norian; layers holding *Dittmaritoides* were identified in the Middle Norian; and *Arcestes colonus* – bearing layers, in the Upper Norian. The first find of *Mesohimavatites indigiricus* in the unique section in the West Priokhotye on the Tugurskiy Bay coast is noticeable. Basing on it, layers of the same name were discriminated in the upper part of the Middle Norian. Levels with *Cyrtopleuritidae?* were conventionally designated in the Middle Norian, and levels with *Neoprotrachyceras?* and *Protrachyceras* were conventionally defined in the Carnian stage. In the bivalve chart, 6 layers holding them were discriminated for the first time, in the Lower Triassic, assemblages of Norian and Rhaetian bivalves were complemented, and layers holding *Costatoria napengensis* were discriminated in the Rhaetian.

**О ГЕОЛОГИИ ОСТРОВА ПЕТРА I И ВЕРОЯТНОЙ ДИНАМИКЕ РАЗВИТИЯ
ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИКИ В МОРЕ БЕЛЛИНСГАУЗЕНА**

Г.Б. Удинцев*, **Р. Герзонде****, **Д.Е. Тетерин***, **Г.В. Шенке****, **А.Ф. Береснев***,
К. Голь**, **Н.А. Титаева*****, **А.Н. Феногенов***, **Н.А. Куренцова***, **И.А. Рощина***

*Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской Академии наук, г. Москва

**Институт полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхафен, ФРГ

***Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Для земной коры океанского дна Западной Антарктики, в морях Беллинсгаузена и Амундсена, характерно присутствие многочисленных разломов и подводных гор. Происхождение и природа этих структур до сих пор неясны. Между тем, морфология, глубинное строение и петрология их фундамента могут служить ключом к пониманию геодинамики Западной Антарктики. Эти структуры оказывают большое влияние на транспортировку осадочного материала, поставляемого в океан с окраины Западной Антарктиды. Взаимоотношения между зонами разломов, вулканическими постройками и транспортировкой осадочного материала суспензионными потоками явились предметом совместных российско-германских исследований в 1998–2001 гг. Полученные данные позволяют высказать предположение о деструктивном развитии континентальных окраин морей Беллинсгаузена и Амундсена альтернативно развитым представлениям об их субдукционном развитии.

Ключевые слова: морфология, глубинное строение, петрология, геодинамика, о. Петра I, Тихий океан, Западная Антарктика.

ВВЕДЕНИЕ

На протяжении ряда последних лет в рамках Российско-Германского соглашения о научном сотрудничестве в исследованиях Мирового океана, Арктики и Антарктики велись совместные исследования Западной Антарктики. Важное место в них занимали морские геофизические и геологические исследования. Их целью было получение дополнительных данных о строении дна океана, о роли в нем подводных хребтов, подводных гор, рифтовых зон и зон разломов, подводных каньонов континентального склона и глубоководных каналов суспензионных потоков. Существование таких морфоструктурных и морфоскульптурных объектов на дне пролива Дрейка и морей Беллинсгаузена и Амундсена выявлено ранее [5] и отражено, в частности, на “Генеральной Батиметрической Карте Океанов” [11] и на картах, основанных на конверсии данных спутниковой альтиметрии [16, 17], но детальных исследований их с надежными определениями географического положения и особенностей геологического строения было недостаточно.

Остров Петра I – один из островов Западной Антарктики. Он находится в южной части Тихого океана, в море Беллинсгаузена, примерно в 400 км к

северу от берега Эйтса, северного побережья Земли Элсуорта, что в западной части Западной Антарктиды (рис.1). Остров был открыт в 1821 г. первой русской Антарктической экспедицией Беллинсгаузена и Лазарева на кораблях “Восток” и “Мирный” и назван в честь основателя русского флота императора Петра Великого. После этого остров неоднократно посещался экспедициями на судах разных стран. Наиболее подробно он был исследован норвежскими экспедициями на судах “Одд-1” (1927), “Норвегия” (1929), “Аврора” (1987), что было связано первоначально, по-видимому, с неудавшимися попытками норвежцев основать на острове базу для китобойного промысла, а позднее – с участием Норвегии в международных программах научных исследований Антарктики.

Остров Петра I имеет вулканическое происхождение. Судя по наблюдаемому на его склонах фумароллам, вулканическая активность вулкана ещё не угасла. Он практически полностью покрыт льдом и снегом. Обнажены только крутые береговые обрывы. В летний сезон могут быть свободны ото льда и снега лишь небольшие участки низменных северных берегов и терраса мыса Михайлова на восточном берегу. Остров имеет очертания, близкие к овалу, размером 19 км в направлении с севера на юг

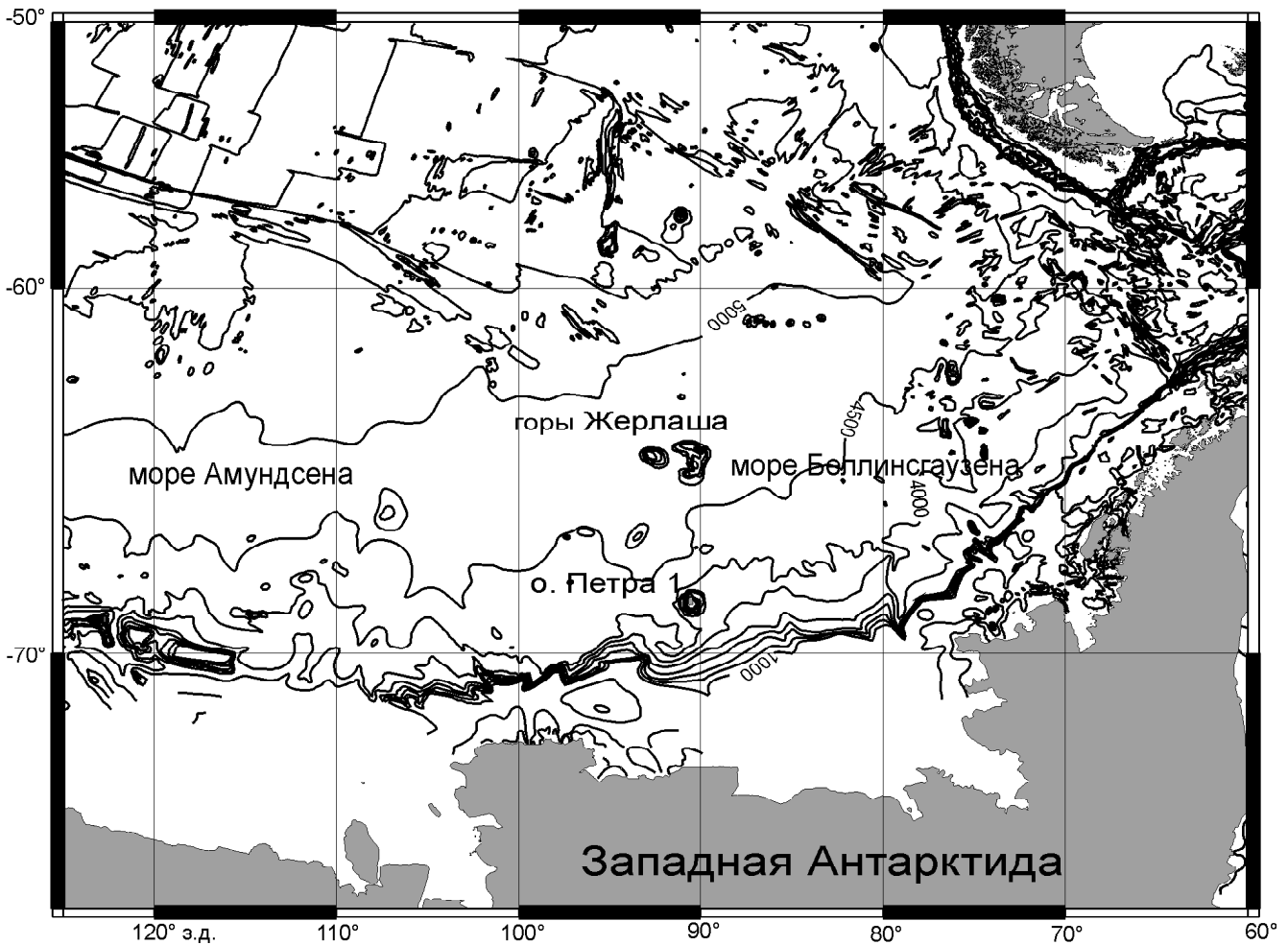


Рис. 1. Положение о.Петра 1. В качестве основы использована «Генеральная батиметрическая карта океанов» [11].

и 13 км – с востока на запад [13]. Высота его над уровнем моря достигает, по норвежским данным, 1640 м [15], а по данным русских навигационных карт – 1740 м. Такие различия в указаниях высот возможно связаны с ошибками измерения или вызваны изменениями в рельефе ледяного покрова острова и проявлениями вулканической активности. До недавнего времени не было систематических исследований подводной части острова и прилегающей части ложа океана. Глубинное сейсмическое профилирование было выполнено германскими и британскими экспедициями в 1993–1995 гг. на исследовательских судах «Полярштерн» и «Джеймс Кларк Росс» на отдельных профилях к югу и к северу от острова Петра 1 [12].

Остров Петра 1 – это надводная часть вулкана, поднимающегося над ложем океана с глубин порядка 4000 м. Полная высота этого вулкана, с учетом надводной и подводной частей, достигает 5600 м. Ширина его в основании примерно 90 км.

Остров Петра 1 лежит на крупном разломе океанского ложа. На карте аномального поля силы тя-

жести, основанной на данных спутниковой альтиметрии [16], этот разлом продолжается к северу по крайней мере до 62° ю.ш., а возможно, даже далее – до 60° ю.ш. На широте 65°–65°20' ю.ш. на этом разломе находятся подводные вулканы – горы Жерлаша [8]. По названиям этих гор и острова Петра 1 этот разлом получал в работах разных авторов название то разлома Жерлаша, то разлома Петра 1. К югу продолжение этого разлома прослеживается, по данным глубинного сейсмического профилирования экспедиции ANT-XVIII/5a, в структуре континентального склона. Возможно, что он продолжается ещё дальше вглубь континентальной окраины Западной Антарктиды до гор Джонса на Земле Элсуорта.

К западу от зоны разлома острова Петра 1 лежит другая крупная зона разлома. Она была впервые выявлена по картам аномального гравитационного поля, основанным на данных спутниковой альтиметрии [16], как зона интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести – до 120 мГал (рис.2). Германские исследователи назвали эту аномалию Бел-

лингаузеновской Гравитационной Аномалией (БГА) [7]. Экспедиция на нис "Полярштерн" в 1994–1995 гг. наблюдала на профиле глубинного сейсмического профилирования по параллели 69°30' ю.ш. связь этой гравитационной аномалии с разломом в структуре фундамента и осадочного чехла. Эту зону разлома логично называть также по имени Беллингаузена. Северное продолжение разлома, по-видимому, пересекается с разломом Петра там, где находятся горы Жерлаша.

ВЫПОЛНЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследования, обсуждаемые в настоящей статье, проводились в районе о. Петра I в 29-м (1998 г.) рейсе нис "Академик Борис Петров"(ГЕОХИ) и в рейсе ANT-XVIII/5 (2001 г.) нис "Полярштерн" (АВИ). В ходе этих работ было выполнено детальное

многолучевое эхолотирование верхней части подводных склонов острова и проведена геофизическая съемка на полигоне в пределах от 67°45' до 69°45' ю.ш. и от 88° 50' до 96°00' з.д. По 12 параллельным галсам велось многолучевое эхолотирование, сопровождавшееся гравиметрической съемкой, а на 9 галсах – сейсмическим профилированием. По данным эхолотирования построена первая достаточно детальная карта рельефа подводных склонов острова Петра I (рис.3) и менее детальная карта рельефа прилегающего к острову ложа океана (рис.4). По данным набортной гравиметрической съемки построена карта аномального поля силы тяжести в редукции в свободном воздухе (рис.5). Она детализирует структуру этого поля по сравнению с картой, основанной на данных спутниковой альтиметрии, в

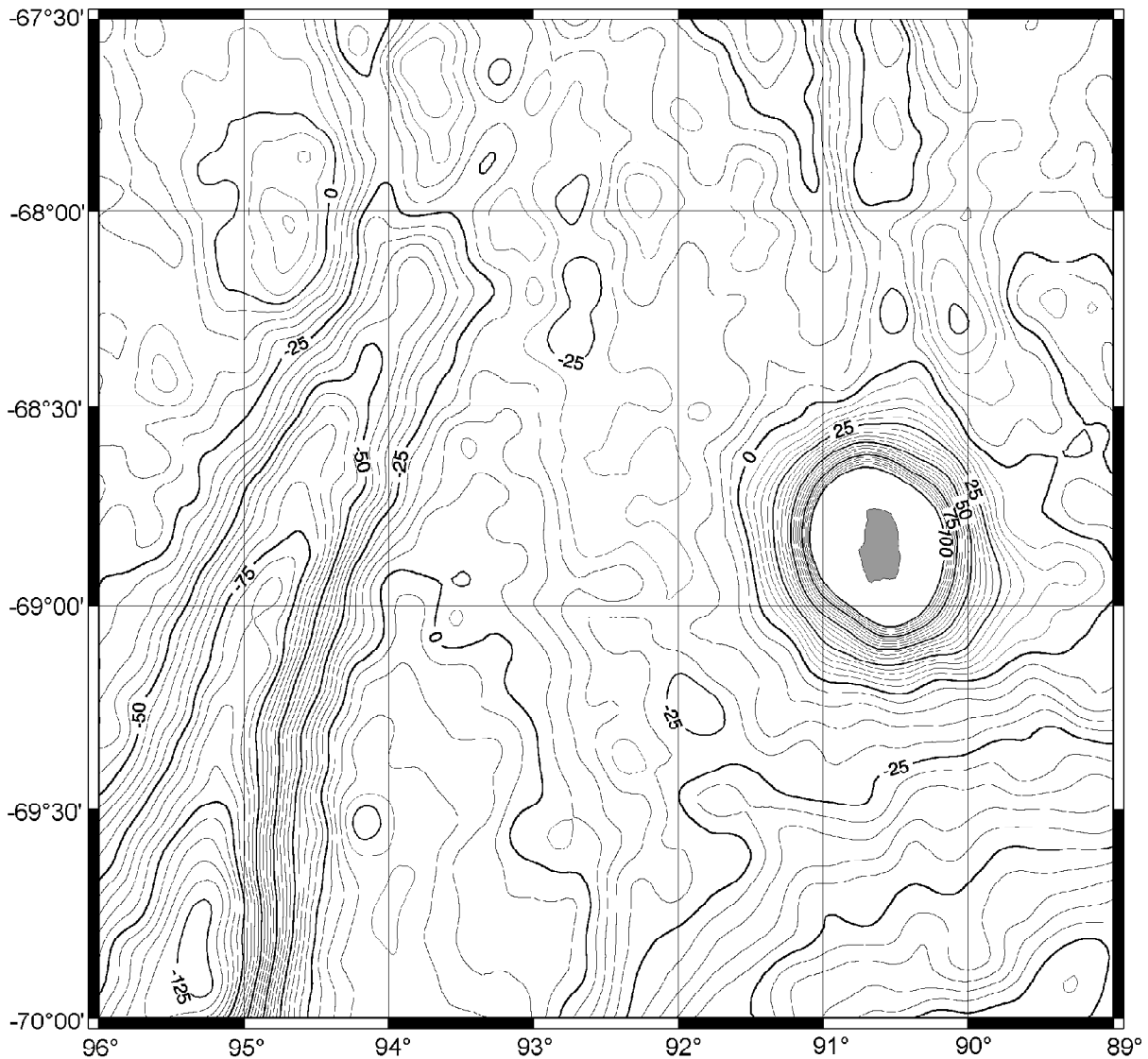


Рис. 2. Аномальное поле силы тяжести в районе о.Петра I, по [16].

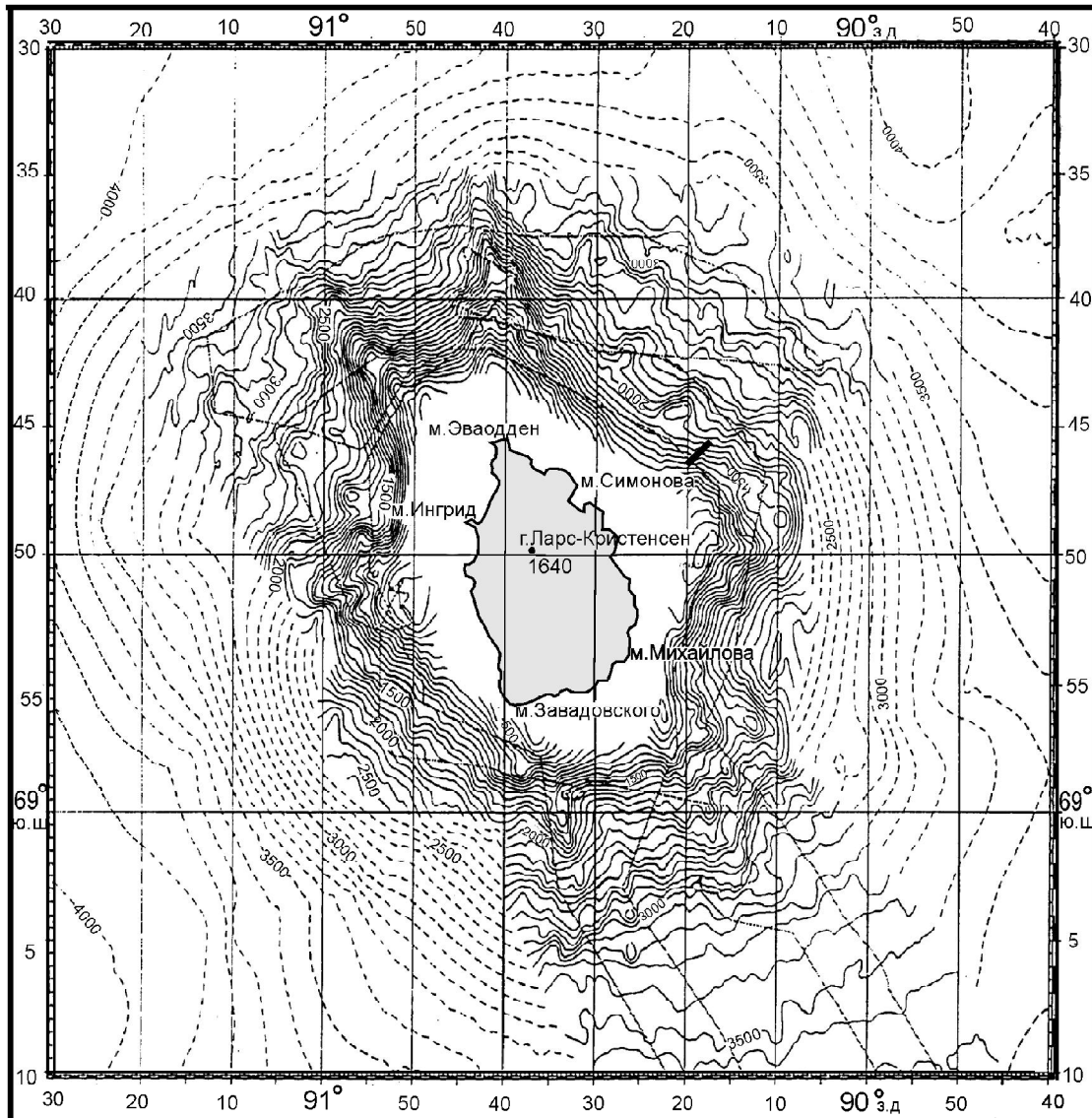


Рис. 3. Рельеф подводного цоколя о. Петра 1 (Г. Удинцев, М. Jасорс, S. Gauger). Показан маршрут многолучевого промера рейса АНТ-18/5 нис "Полярштерн". Утолщенной линией показано место драгирования в 29 рейсе нис "Академик Борис Петров" .

частности, дает представление о более дробном, ячеистом строении БГА.

На острове, на мысе Михайлова, были собраны геологические образцы, а с подводного склона острова образцы были получены драгированием и с помощью дночерпателя. Собранные образцы подвергнуты геохимическому изучению.

Координаты острова в ходе наших работ были уточнены. Поскольку большая часть поверхности острова закрыта льдом, края которого меняют свои очертания, то наиболее надежными являются определения положения свободных ото льда восточного (Берег Беллинсгаузена) и западного (Берег Лазарева)

береговых обрывов. Привязываемое к положению этих береговых обрывов положение центра площади острова может быть определено сейчас координатами $68^{\circ}51'$ ю.ш. и $90^{\circ}35'$ з.д., что примерно на 4 мили южнее, чем на навигационных картах.

Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) с одноканальной приемной косой на полигоне в районе о. Петра 1 выполнялось в условиях шторма силой до 7–8 баллов. Расшифровка записей, осложненных фоном сильных шумов, еще не завершена, однако даже в предварительно обработанном виде они дают представление о строении осадочного чехла. Запись отражений от акустического фунда-

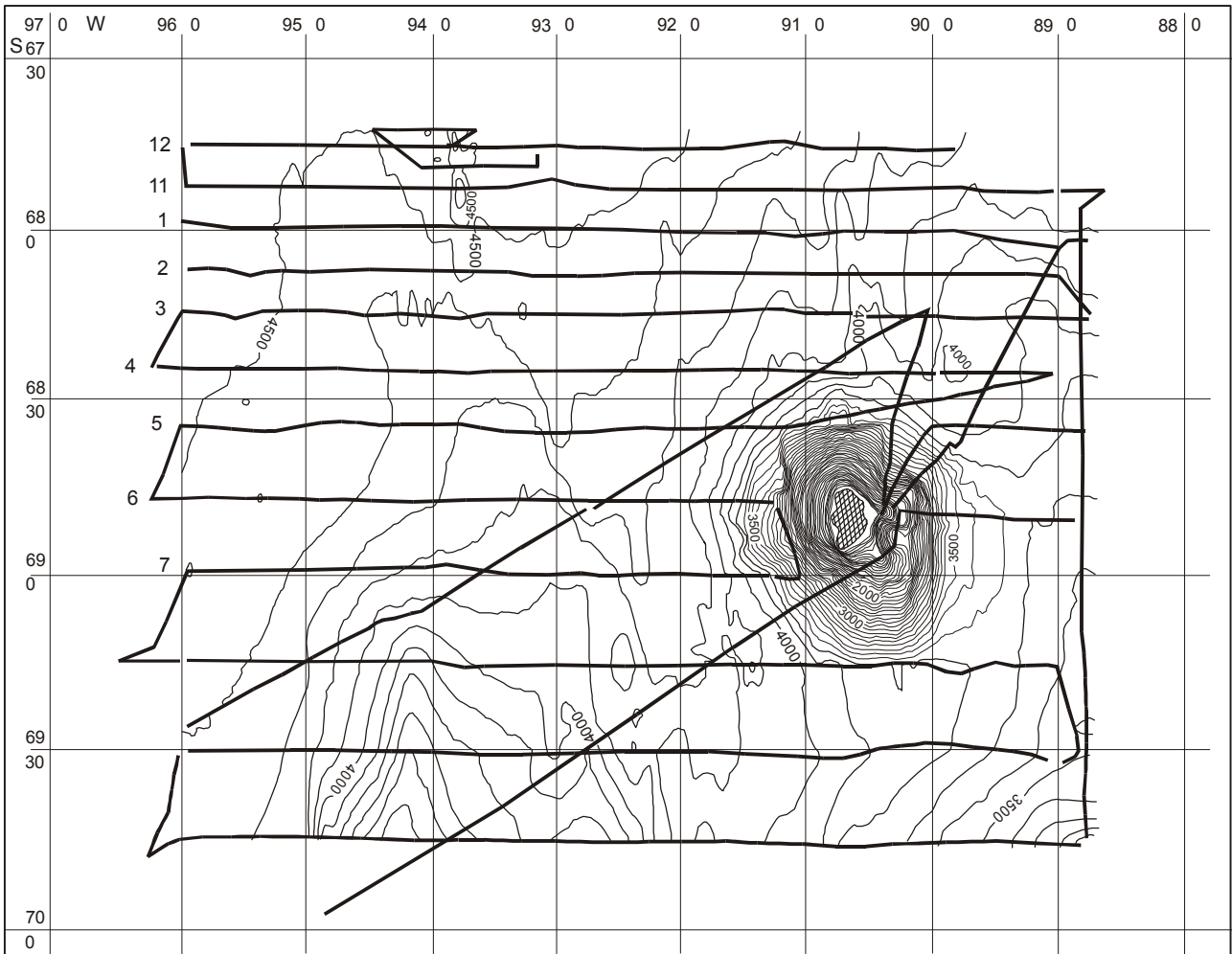


Рис. 4. Рельеф дна, маршрут геофизической съемки и сейсмического профилирования на полигоне в районе о. Петра I 29 рейса нис “Академик Борис Петров”.

мента прерывиста, местами теряется, но все же дает представление о дислокациях и вулканической активности вдоль линий вероятных разломов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Многочувевым эхолотированием была закартирована верхняя часть склонов острова – от внешнего края островного шельфа до глубин порядка 2500–3000 м (рис.2). В очертаниях шельфа и островного склона выделяются два приметных простирания – 355° и 325°. Первому из них соответствуют удлиненные выступы к северу от мыса Эваодден и к югу от мыса Завадовского, второму – также удлиненные выступы к северо-западу от мыса Ингрид и к юго-востоку от мыса Михайлова. Вероятно, эти простирания отражают заложение локальных разломов, с которыми связаны излияния лавы. Такое

предположение находит подтверждение в том, что к северу от острова на продолжении простирания 355° обнаружены небольшие подводные вулканические конусы. Более широкие выступы склона образованы на восток от Берега Беллинсгаузена (восточный берег острова) и на запад от Берега Лазарева (западный берег). Эти широкие выступы, вероятно, отвечают сбросам на склонах вулкана, отмечаемым в надводной части крутыми сбросовыми обрывами по восточному и по западному склонам острова.

Поверхность подводных склонов острова имеет сложные очертания, отражающие, по-видимому, морфологию лавовых потоков. Примечательны подводные террасы на западном склоне острова на глубинах примерно 1600–1700 м и 2300–2400 м. Можно предположить, что это древние абразионные террасы, современное положение которых отмечает погру-

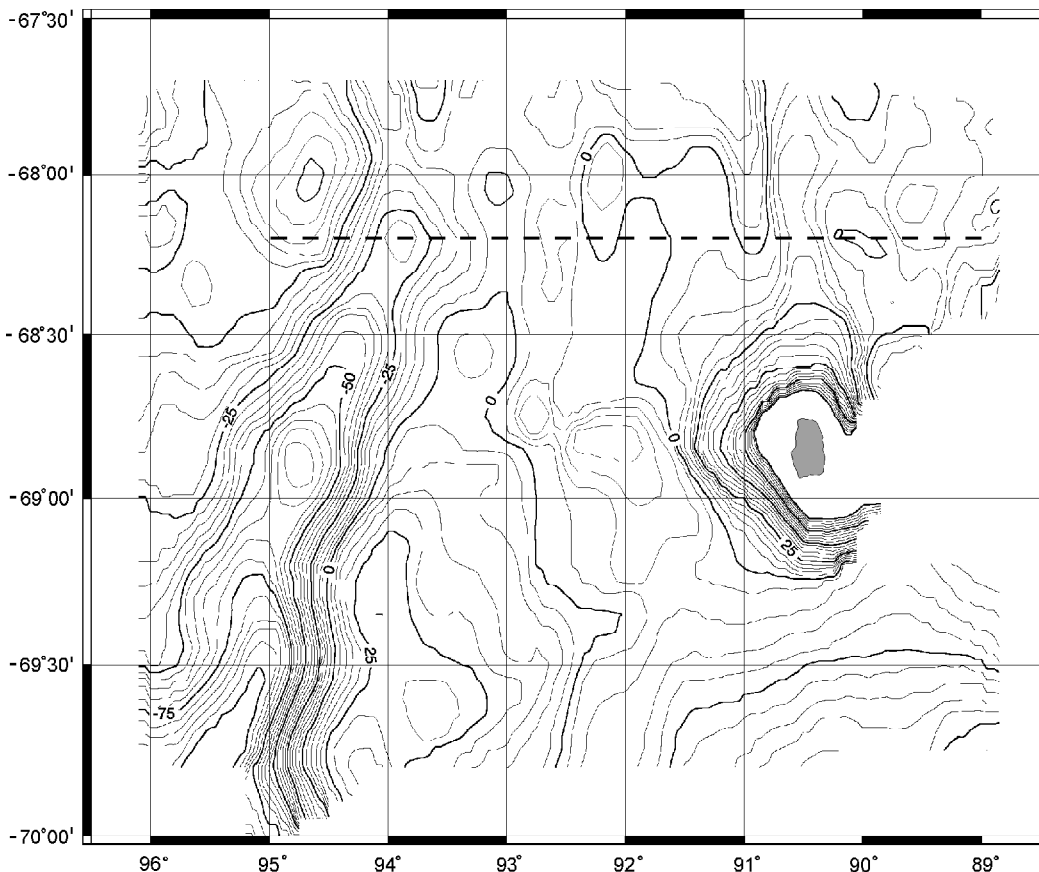


Рис. 5. Аномальное поле силы тяжести в районе о. Петра 1 по данным гравиметрической съемки нис "Академик Борис Петров" (29 рейс) (А.Бульчев, Д.Гиллод). Пунктиром показано положение плотностной модели по профилю 2 (рис.4).

жение острова с амплитудой порядка 1700 м и 2400 м. На острове были собраны образцы слагающих его вулканических пород – щелочных базальтов и трахиандезитов.

Драгировка на восточном подводном склоне острова на глубинах от 2000 м до 1500 м принесла образцы оливинного базальта, близкого по своему составу базальтам гор Жерлаша, и большой (около 10 кг) фрагмент гиперпрессованной ледниковой глины. Нахождение этой глины на глубинах драгирования кажется подтверждением предположения о погружении острова с амплитудой порядка 1600–1700 м. Известно, что плоские вершины и террасы на склонах гор Жерлаша также свидетельствуют об их погружениях. [8].

Основание острова Петра 1 лежит в области континентального подножья или аккумулятивного шлейфа континентального склона Западной Антарктиды. Мощность осадочного чехла здесь достигает 1,5–2 км [12]. Сейсмическое профилирование нис "Академик Борис Петров" в 1998 г. [3] на рассматриваемом здесь полигоне показало, что в развитии осадочного чехла важную роль играют суспензионные потоки, вдоль каналов которых формируются крупные прирусловые аккумулятивные тела (рис.6),

получившие в литературе по геологии Западной Антарктики название дрейфов [5, 12].

В пределах полигона в рельефе дна и в строении осадочного чехла наблюдаются два крупных дрейфа – западный, сопряженный с зоной разлома Беллинсгаузена, и восточный, лежащий к востоку от о. Петра 1. Руслу потоков в своих верховьях первоначально следовали понижения рельефа и каньонам континентального склона, но с удалением в океан стали мигрировать, приспособившись уже к рельефу ложа котловины моря Беллинсгаузена с его разломами и вулканической постройкой о.Петра 1, а также подвергаясь воздействию силы Кориолиса (рис.7). Так, канал суспензионного потока и формируемый этим потоком западный дрейф на юге полигона следуют сначала примерно вдоль БГА и разлому Беллинсгаузена, но на 69° ю.ш. уже заметно отклоняются к западу и на 68°15' ю.ш. пересекают линию этого разлома. Ось наибольших мощностей восточного дрейфа также смещается к западу и огибает о. Петра 1 с севера. Вулканические конусы на разломе к северу от острова могли играть роль седиментационных барьеров.

В стратификации осадочного чехла очевидна смена во времени слоев, формировавшихся суспензионными потоками. В литературе по морской геоло-

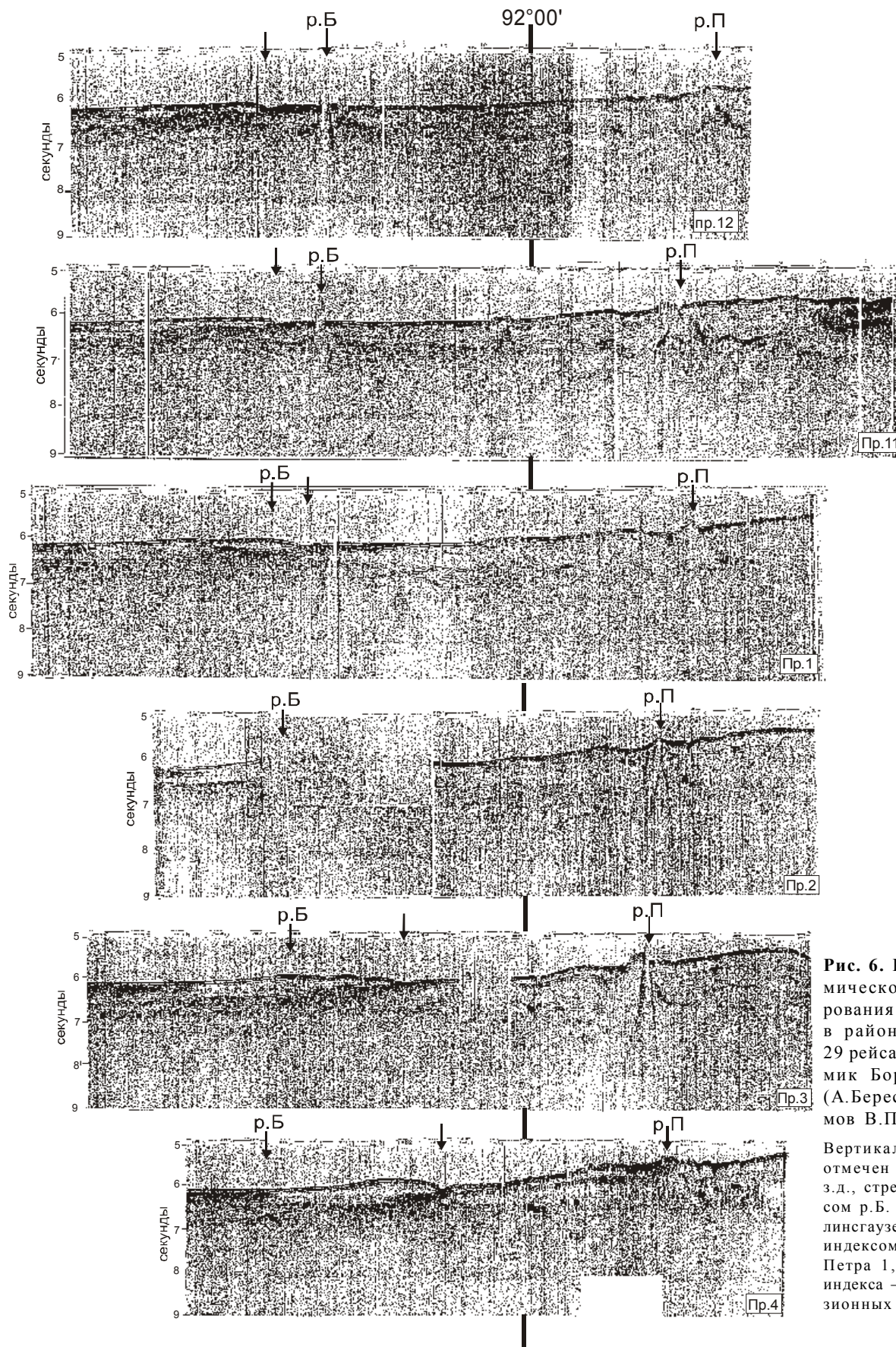


Рис. 6. Разрезы сейсмического профилирования на полигоне в районе о.Петра I 29 рейса нис “Академик Борис Петров” (А.Береснев, П.Ефимов В.Побержин).

Вертикальной линией отмечен меридиан 92° з.д., стрелкой с индексом р.Б. – разлом Беллинсгаузена, стрелкой с индексом р.П – разлом Петра I, стрелкой без индекса – канал суспензионных потоков.

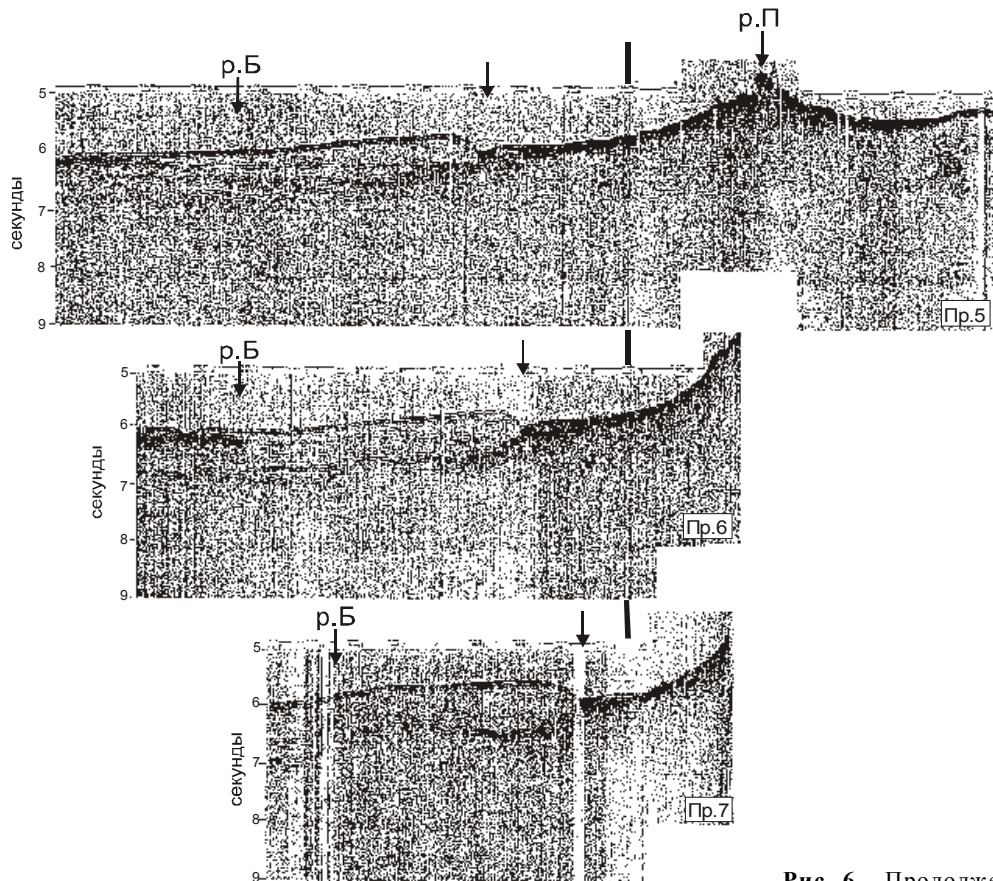


Рис. 6. Продолжение.

гии Западной Антарктики разработаны представления о вариациях типов и темпов осадконакопления, связанных с пульсациями края ледникового щита в периоды потеплений и похолоданий климата [5, 7, 12]. Показано, что интенсивность выноса осадочного материала суспензионными потоками и формирования дрифтов возрастают в периоды похолоданий и выдвижения края материкового ледника к северу. Пропавшая рыхлая, преимущественно биогенные (диатомовые илы) и отчасти терригенные (ледниковые) осадки широкого шельфа, накопившиеся в период потепления, край ледника сбрасывает их на континентальный склон, где они становятся объектом оползней и суспензионных потоков. Особенно большие, судя по нашим данным, мощности восточного дрифта соответствуют оптимальным возможностям формирования большой массы биогенных осадков на широком шельфе южной части моря Беллинсгаузена к востоку от о.Терстон.

Примечательно довольно быстрое сокращение мощности западного дрифта в направлении к северной окраине полигона, тогда как восточный дрифт и на этом удалении от континентального склона сохраняет большую мощность.

Вероятно, в случае западного дрифта это отражает относительную скудость поступления осадоч-

ного материала со сравнительно узкого шельфа района о.Терстон.

Интенсивные отражения от поверхности дна вокруг цоколя о.Петра 1 на профилях 5, 6 и 7 (рис.6) обусловлены, как легко предположить, лавовыми потоками и слоями пеплового материала этого вулкана.

В рельефе акустического фундамента заметно продолжение разлома Петра в направлении к горам Жерлаша по дислокациям типа односторонних сбросов и небольшим вулканическим конусам. Разлом Беллинсгаузена прослеживается менее четко, но также отмечен односторонними сбросами и малыми вулканическими формами. Эти особенности строения фундамента отражены в двухмерной плотностной модели земной коры по профилю вдоль параллели $68^{\circ}12'$ ю.ш (рис.8), составленной А.А. Булычевым и Д.А. Гилод [3].

Согласно этой модели толщина земной коры на основном протяжении профиля равна 10 км, но возрастает до 12–13 км в его восточной части. Плотность осадочного чехла принята $2,32\text{--}2,37\text{ г/см}^3$. Мощность его наибольшая – до 2 км – вдоль зоны разлома Беллинсгаузена. Плотность надбазальтового слоя земной коры на большей части профиля – $2,67\text{ г/см}^3$, но резко увеличена до $2,79\text{ г/см}^3$ в узкой полосе западнее БГА и разлома Беллинсгаузена и до

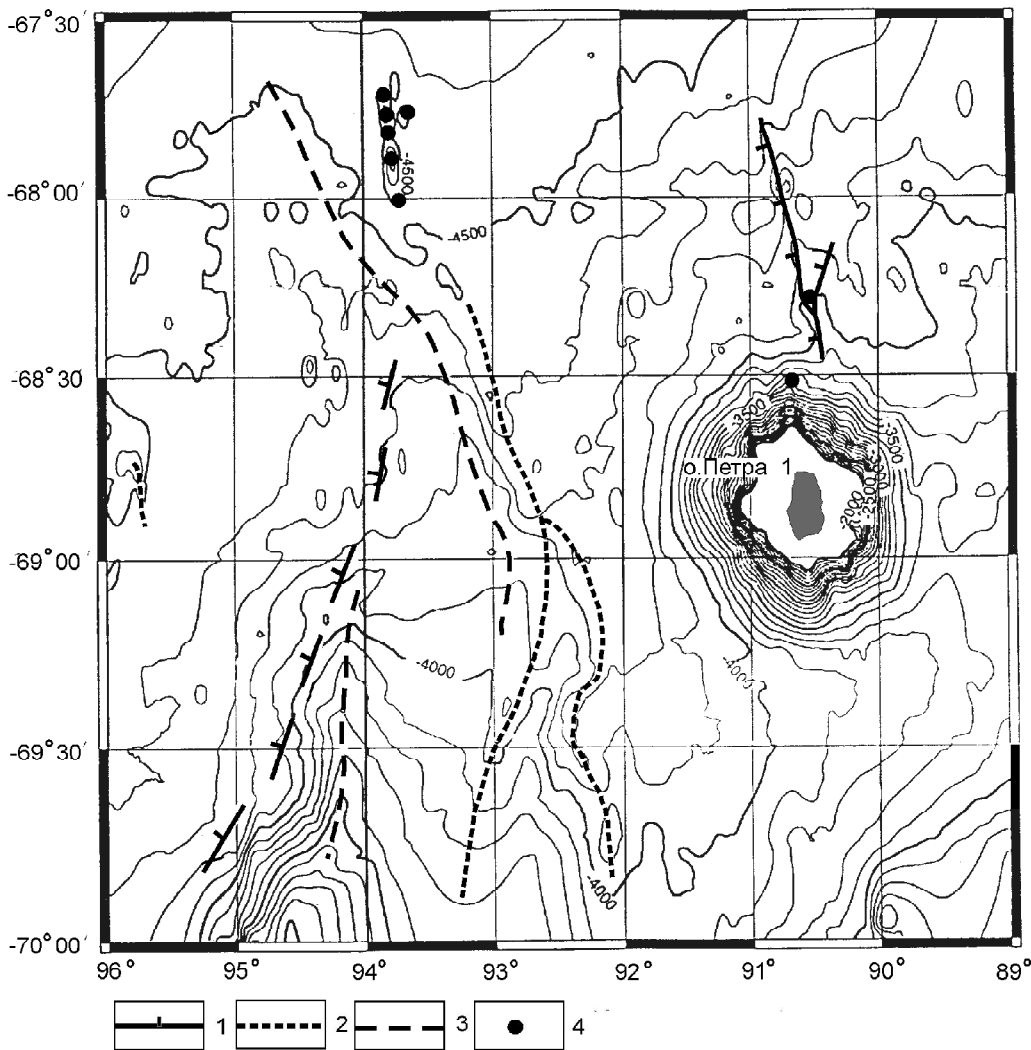


Рис. 7. Геоморфологическая схема дна океана в районе о.Петра I.

1 – разломы, 2 – глубоководные каналы суспензионных потоков, 3 – гребни седиментационных хребтов (дрифтов), 4 – малые вулканические конусы.

2,79–2,85 г/см³ – в мозаике блоков в широкой полосе зоны разлома Петра I. Плотность базальтового слоя в среднем 2,90 г/см³. Резкое утонение коры до 8 км связано с разломом Беллингаузена. Участки профиля с наибольшей плотностью надбазальтового слоя коры в зоне разлома Петра I имеют по этой модели и более мощную кору, тогда как участок высокой плотности западнее БГА и разлома Беллингаузена сопряжен с сокращением мощности коры. Количественные оценки мощностей и плотностей на приводимой модели, несомненно, весьма приближены в силу её двумерности и недостаточно ясной информации о структуре осадочного чехла и акустического фундамента. Можно предполагать, что повышенные плотности надбазальтового слоя связаны с проявлениями базальтовых излияний вдоль разломов Беллингаузена и Петра I, и что БГА на этом профиле обусловлена сочетанием прогиба утоненной коры и возросшей в разломе Беллингаузена толщины осадочного слоя.

Для объяснения природы БГА и структуры разлома Беллингаузена возможны две альтернативы. Первое объяснение, развитое германскими исследователями - зона разлома была в прошлом зоной субдукции океанической плиты под другую океаническую же плиту и под окраину континентальной плиты Западной Антарктиды, а БГА обусловлена субдукционной структурой твердой коры и сочетанием в строении осадочного слоя мощной аккреционной призмы и мощного тела дрифта [7]. Российские участники совместных исследований предпочитают представление о разломе Беллингаузена как одной из развитых по окраине Западной Антарктиды трещин растяжения, продолжающихся в пределы ложа океана. В пределах исследованного полигона этот разлом в фундаменте имеет облик одностороннего сброса умеренной амплитуды без очевидных признаков продолжения субдукционной структуры к северу от профиля, где подобие такой структуры было отмечено в [7]. Нам кажется также, что там та-

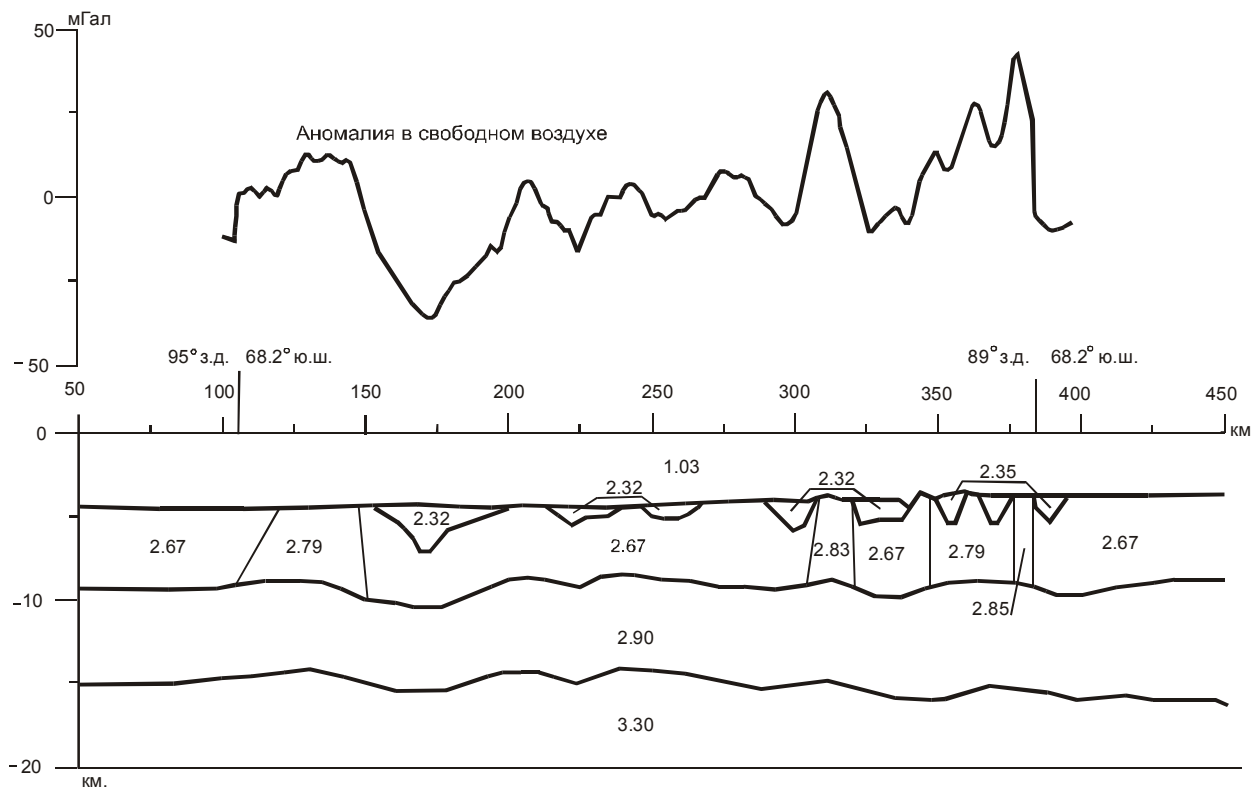


Рис. 8. Плотностная модель строения земной коры по параллели $68^{\circ}12'$ ю.ш. (профиль 2 на рис. 4 и 6) по данным гравиметрической съемки нис “Академик Борис Петров”(29 рейс) на полигоне в районе о.Петра 1 (А. Булычев, Д. Гилод).

кая структура могла быть отражением сложной локальной структуры разлома фундамента нижней части континентального склона, секомого профилем вдоль его генерального простираия. Именно этим, как нам кажется, можно объяснить быстрое уменьшение интенсивности БГА в северном направлении одновременно с уменьшением мощности аккумулятивного тела современного дрефта и подстилающих его палеодрифтов. Примечательно, что северное окончание БГА совпадает с появлением вулканических конусов на разломе Беллинсгаузена и смещением к западу от разлома дрефтового гребня.

К сожалению, строение разлома Беллинсгаузена и БГА остается изученным ещё недостаточно, и однозначные выводы об их природе и о роли субдукционного процесса по окраине Западной Антарктики без дополнительных исследований затруднены. Поэтому оба альтернативных варианта интерпретации БГА при существующем уровне знаний остаются достаточно правомерными.

Исследования образцов пород острова Петра 1 показали, что среди них преобладают щелочные оливиновые базальты, наряду с которыми встречены в меньшем количестве трахиандезиты, андезиты,

трахиты, туфы риолитового состава с включением обломка кварцита, мелкие обломки габброноритов и лейкократовых гранитов (табл.). По данным Т. Прествика и др. [14], в щелочных базальтах острова находятся ксенолиты кварца, вулканического стекла и плагиоклаза, возможно связанные в своем происхождении с гранитом, гнейсом или аркозовым песчаником.

Создается впечатление, что породы острова представлены двумя магматическими формациями: относительно древней (палеоген-неогеновой) андезит (трахиандезит)-риодацитовый с малыми телами гранитоидов и более молодой (плейстоценовой) субщелочных оливиновых базальтов-трахитов с габброидами. Породы первой магматической формации относятся к известково-щелочной (К-Na) серии, а второй – к субщелочной (К-Na) [4].

Определения возраста базальтов К/Аг методом также распадаются на две возрастные группы, соответствуя, по-видимому, выделяемым нами формациям – 13 млн лет [6] и 0,33–0,1 млн лет [14, 15]. Исходя из оценки объема вулкана острова вместе с его подводной частью и вероятной скорости накопления изверженного материала, Т. Прествик с соавторами

Таблица. Химический состав базальтов о. Петра I.

Окислы, элемент-ты	1	2	3	4	5
SiO ₂	47.42	50.30	53.78	61.73	52.45
TiO ₂	3.64	3.34	2.63	0.84	1.81
Al ₂ O ₃	12.91	14.56	16.01	17.56	15.35
FeO	12.25	11.34	10.22	4.24	10.52
MnO	0.16	0.15	0.16	0.16	0.12
MgO	10.17	7.09	3.92	1.62	6.18
CaO	9.48	8.36	6.46	2.50	9.37
Na ₂ O	2.75	2.72	3.31	6.22	2.35
K ₂ O	1.21	1.45	2.30	3.47	0.70
P ₂ O ₅	0.60	0.89	0.78	0.23	0.22
Сумма	100.6	100.2	99.6	98.7	99.2
Rb	19	30	41	64	12
Ba	210	355	461	557	102
Sr	590	815	629	839	390
La	36	47	59	72	15
Ce	75	101	121	133	32
Nd	44	51	56	54	19
Sm	9.76	11.35	11.66	9.49	4.75
Eu	3.02	3.39	3.41	2.72	1.54
Tb	1.33	1.54	1.62	0.97	0.77
Yb	2.46	1.84	2.48	0.68	1.32
Y	35	35	38	12	22
Zr	347	378	558	543	128
Nb	52.07	54.61	68.99	114.2	25.04
Hf	8.00	9.17	12.34	13.92	3.21
Th	3.92	5.74	8.66	16.66	3.09
U	1.12	1.39	2.32	6.36	1.16
Ta	3.02	2.54	3.39	7.21	1.19
Cr	140.5	275.7	95.03	24.71	351.8
Ni	184.7	183.5	62.55	12.51	185.8
Pb	2.34	3.33	5.21	8.22	2.06
Ce/Pb	32	30	23	16	15
Th/U	3.5	4.1	3.7	2.6	2.7

Примечание. 1, 2 – щелочной базальт (обр.П-2, П-1), 3, 4 – трахиандезит, трахит (обр.П-3, П-5); 5 – габбронорит (обр.П-6). Все железо определено в виде FeO. Содержания главных элементов определены методом XRF (рентгенофлуоресцентный анализ) в ГЕОХИ РАН И.А. Рошиной. Содержания редких элементов определены методом ICP-MS (анализ масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой) в ИГЕМ РАН Д.З. Журавлевым.

[14] предположили, что образование вулкана началось примерно 10–20 млн лет назад.

Пытаясь представить динамику развития этой области Западной Антарктики, мы должны сопоставить о. Петра I с лежащими к северу от него подводными горами Жерлаша и находящейся на Земле Элсуорта горой Джонса.

Для характеристики геодинамической обстановки формирования вулкана о. Петра I показательно соотношение Th/Yb и Ta/Yb в базальтах этого острова по сравнению базальтами гор Джонса и подводных гор Жерлаша (рис.9). Точки состава вулка-

нитов о. Петра I ранней формации (андезит, трахиандезит–риодацит) лежат в поле активных континентальных окраин андийского типа. Характерно для них умеренное содержание тория и тантала. Источник лавы был обогащен литофильными элементами и подвержен влиянию газово-жидких флюидов. Точки состава поздних оливиновых базальтов острова лежат уже в поле внутриплитовых базальтов (ВПБ), имеющих обогащенный мантийный источник, при свойственных им высоких содержаниях тория и тантала, связанных с существенным мантийным прогревом.

Преобладающее количество расплавов лав острова обладает высокими отношениями ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb и низкими отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, не характерными для базальтов океанических островов (рис.10). Харт [9] считает, что подобные характеристики отражают состав мантийного воздымания (“плюма”), хотя и могли возникнуть благодаря контаминации магмы морскими осадками. Однако в

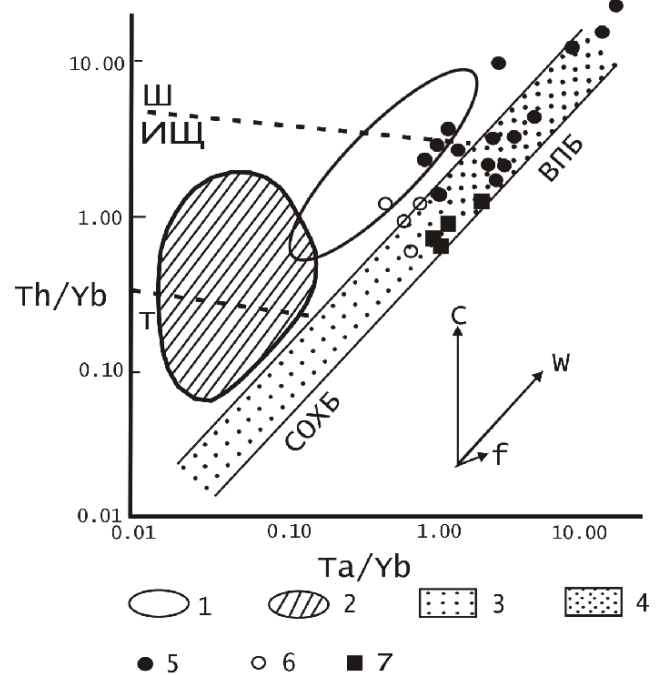


Рис. 9. Диаграмма соотношения Th/Yb и Ta/Yb в базальтах о.Петра I, подводных гор Жерлаша и гор Джонса, Земля Элсуорта.

1 – активные континентальные окраины, 2 – островные дуги, 3 – истощенный мантийный источник, 4 – обогащенный мантийный источник, 5–7 – базальты о.Петра I (5), гор Джонса (6), и гор Жерлаша (7), СОХБ – базальты рифтовых зон срединно-океанических хребтов, истощенная мантия, ВПБ – внутриплитовые базальты, обогащенная мантия. Векторы показывают влияние следующих факторов: (w) – внутриплитного обогащения литофильными элементами, (c) – коровой контаминации и (f) – фракционной кристаллизации. Пунктирные линии разграничивают поля толеитовых (Т), известково-щелочных (ИЩ) и шохонитовых (Ш) пород.

спектре базальтов острова отсутствуют Ce, Eu, Nb и Ta минимумы, обычно возникающие при контаминации магмы осадками. Поэтому лавы острова Петра 1 с их высокими соотношениями Ce/Pb представляются нам близкими по составу к обогащенной магме воздымания (плюма), связанной с субконтинентальной мантией. Соотношения изотопных составов Pb и Sr свидетельствуют о длительном развитии источника лавы. Базальты острова значительно обогащены всеми литофильными элементами и радиогенными изотопами по сравнению с областью Земли Элсуорта. На диаграммах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - K_{\text{Pb}}$ и $\text{Nd} - K_{\text{Pb}}$ эти различия проявляются очень четко (рис.10). Параметр $K_{\text{Pb}} = (\text{Th}/\text{U})_{\text{Pb}}$ рассчитан по изотопному составу Pb и соответствует торий-урановому соотношению в

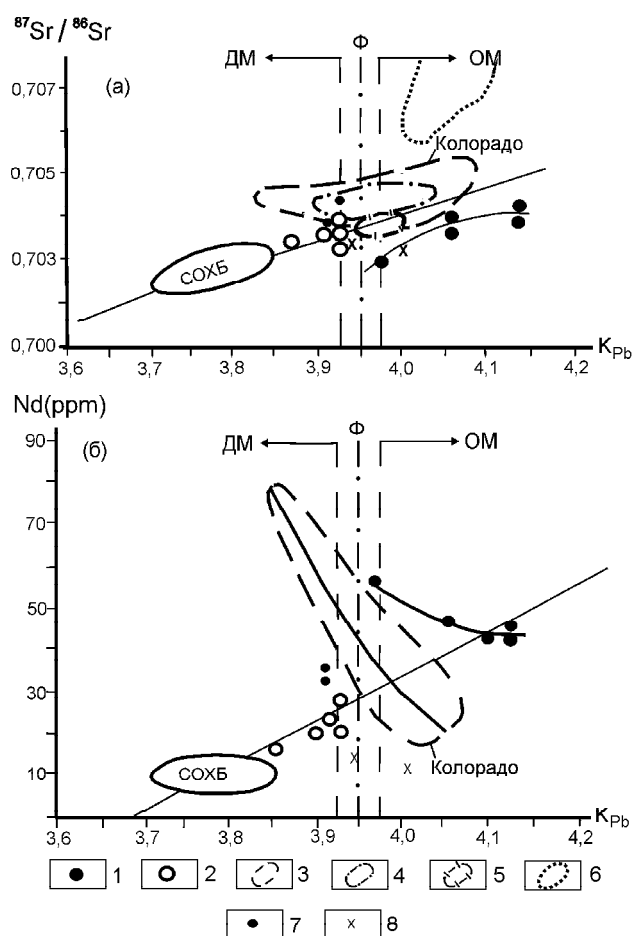


Рис. 10. Диаграммы $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} - \text{параметр } K_{\text{Pb}}$ (а) и $\text{Nd} - K_{\text{Pb}}$ (б) для вулканических пород о. Петра 1 и других объектов.

1 – базальты о. Петра 1; 2 – базальты гор Джонса; 3–6 – вулканы плато Колорадо (3), Северного Эквадорского (4), Южного, Чилийского (5) и Центрального (6) сегментов Анд; 7, 8 – вулканические стекла о. Петра 1 (7) и подводной горы Висков, рифт пролива Брансфилд (8). ДМ – деплетированная океаническая и ОМ – обогащенная континентальная мантия, Ф – переходная зона между ДМ и ОМ, $K_{\text{Pb}} = (\text{Th}/\text{U})_{\text{Pb}}$.

первичном источнике магмы [2]. Величина $K_{\text{Pb}} = 3,95 \pm 0,05$ является переходной между изотопными составами обедненного и обогащенного резервуаров. Фигуративные точки на диаграммах (рис.10) образуют четкий прямолинейный тренд, начинающийся с составов базальтов рифтогенных срединно-океанических хребтов и заканчивающийся континентальными базальтами. На этом тренде базальты о. Петра 1 попадают в обогащенную область вблизи базальтов континентального плато Колорадо. При этом они образуют собственные тренды, секущие основной, что может отражать процесс флюидного воздействия на источник в переходной зоне океан–континент. Направление трендов от континентальных к океаническим базальтам (рис.10) определено по точкам их составов [9]. На рис.10б базальты о. Петра 1 образуют собственный тренд (по Nd), секущий основной, что, вероятно, отражает флюидное воздействие на источник при внедрении плюма в переходной зоне океан–континент, в крупном разломе Петра1, продолжающегося вглубь континентальной окраины Западной Антарктиды.

Базальты гор Жерлаша [7, 8] по составу основных и рассеянных элементов, по недонасыщенности SiO_2 и обогащенности такими элементами, как Ti, P, Nb и Zr, являются щелочными. Низкая магнезиальность, низкие содержания Ni и Cr, а также низкие отношения NFSE/Nb и LILE/NFSE , свойственные фазам фракционирования мантии при малой степени частичного плавления, делают их сопоставимыми со щелочными базальтами континентальной окраины Западной Антарктиды (горы Джонса, Земля Элсуорта) и о. Петра 1. Три из четырех полученных образцов имеют очень низкую концентрацию K, Rb и Cs и сравнимы с базальтами океанических островов. Однако K, Rb и Cs являются растворимыми элементами, и их низкое содержание может быть вызвано воздействием морской воды уже после излияния базальта. С другой стороны, низкое содержание K и других элементов может быть объяснено также выплавлением из мантийного материала 1,1% амфибола.

Тренды базальтов гор Джонса, Земля Элсуорта, на диаграммах (рис. 9, 10) располагаются между областью базальтов рифтогенных срединно-океанических хребтов и линией перехода между обогащенным и обедненным резервуарами магм. Можно предполагать, что эти базальты образовались, скорее, из обедненного океанического источника в зоне его контакта с континентальным, испытав его влияние, ибо на границе такого соприкосновения обычно образуются смешанные магмы с переходными изотопными и геохимическими составами. В свете этого можно предположить, что вулканизм гор Джонса отвечает начальной стадии внедрения мантийного океанического плюма на месте задуговой впадины, отделявшей не-

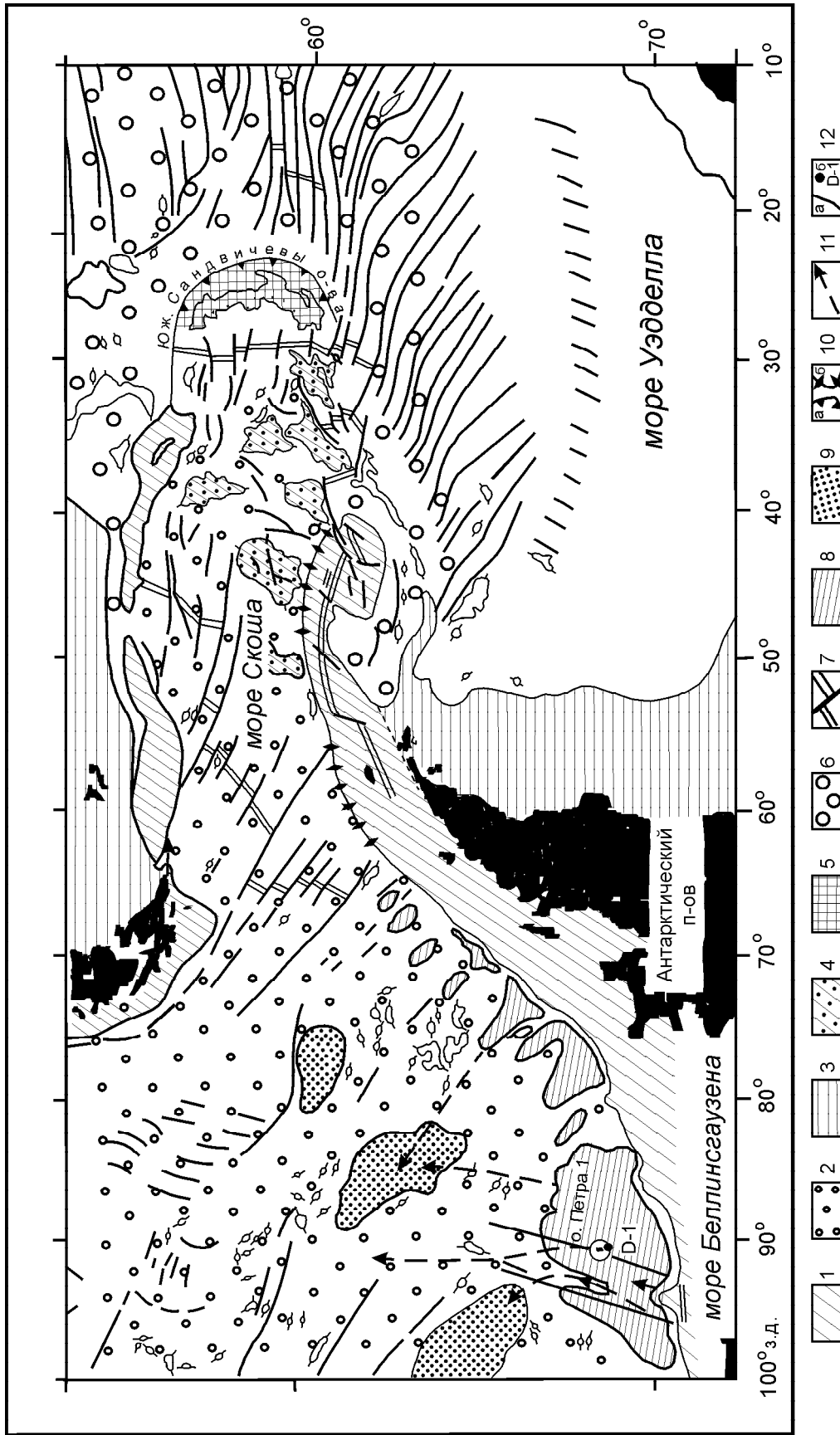


Рис.11. Тектоническая схема дна океана, Западная Антарктика.

1, 2 – Андийско-Антарктический мезозойский складчатый пояс; 1 – континентальная часть и её погружённая и погружённая часть пояса, талассоген; 3, 4 – древний Американско-Антарктический межконтинентальный мост; 3 – древние докембрийские платформы континентов и их подводные окраины, талассоген; 4 – реликты деформированных древних докембрийских платформ; 5 – Южно-Сандвичева вулканическая островная дуга, эмбриональная фаза эвгеосинклинали; 6 – талассогены моря Уэдделла и Южной Атлантики; 7 – рифты (рифтогены); 8 – рифты (рифтогены); 9 – абиссальные аккумулятивные хребты; 10 – глубоководные желоба; а – эвгеосинклинали Южно-Сандвичев желоб, б – Южно-Шетландский и Южно-Оркнейский желоба-грабены; 11 – русла суспензионных потоков, 12 – разломы (а) и место драгировки (D-1 – драга 1) (б).

когда дугу Андийского пояса Западной Антарктиды от континента Восточной Антарктиды.

ВЫВОДЫ

В литературе по геологии Западной Антарктики доминируют представления о формировании структуры континентальных окраин морей Беллинсгаузена и Амундсена в процессе субдукции океанических литосферных плит под континентальную плиту Западной Антарктиды. Полученные нами данные позволяют высказать альтернативное предположение о том, что развитие этих континентальных окраин определялось процессом деструкции в условиях региональных растяжений и мантийного вздымания. При этом о. Петра I и горы Жерлаша формировались на реликтовом, прогрессивно погружавшемся континентальном фундаменте. Таковым могла быть кора складчатой системы мезозойско-кайнозойского Андийского пояса, предположительно продолжавшегося на месте южной части морей Беллинсгаузена и Амундсена, образуя северную окраину Западной Антарктиды. Именно так это было, в свое время, показано на тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли [1]. Погружение завершилось образованием талассогена, ложа океанических котловин морей Беллинсгаузена и Амундсена.

Данные сейсмического зондирования показывают присутствие в составе верхней части разреза коры ложа морей Беллинсгаузена и Амундсена слоя со скоростями волн порядка 4,5–5,6 км/сек [10]. Слой со скоростями 4,5–5,6 км/сек отмечается также в разрезе заведомо континентальной коры Фолклендского плато. Там он интерпретируется как утоненный слой гранитно-метаморфического комплекса коры континентального типа. Очевидно, также можно интерпретировать его и здесь, добавляя вероятное перекрытие этого комплекса в процессе талассогенеза, океанизации, лавовыми полями. Морфология кровли этого слоя, по данным сейсмического профилирования, не ассоциируется с морфоструктурой рифтогенов и, скорее, сходна с морфологией базальтовых полей.

Испытав деструкцию и погружение на океанские глубины, эта часть Андийского пояса приобрела в процессе океанизации, талассогенеза, геофизические параметры, считающиеся характерными для коры океанского типа. Наблюдаемые разломы континентального склона и океанических котловин, талассогенов, представляются нам не границами литосферных плит, а трещинами растяжения былой окраины континентального массива Западной Антарктиды. Вулканиды гор Жерлаша и о.Петра в своем составе отражают влияние мантийного вещества континентального типа. Деструкция континентальных окраин сопровождалась миграцией границы

океан–континент на юг от её бывшего положения, к нынешнему основанию континентального склона Западной Антарктиды (рис.11). К/Аг возраст базальтов гор Жерлаша – 20–23 млн лет (миоцен) [R. Gersonde, R.Hagedorn, K. Gohl, персональное сообщение], что вдвое больше возраста (10–12 млн лет) древних базальтов о. Петра I. Если предполагать, что этот остров и те горы формировались на прогрессивно погружавшемся континентальном основании, отражая тектоно-магматическую активность на деструктируемой окраине континента, сопровождавшую отступление континентальной окраины, то различие в возрасте базальтов отражает миграцию границы океан–континент в южном направлении с миоцена до наших дней.

Такая интерпретация динамики развития окраины Западной Антарктики, опирающаяся на геоморфологические данные и результаты сборов каменного материала, представляется нам заслуживающей внимания. Она отличается от принятой большинством авторов, использующих реконструкцию литосферных плит. Они опираются, в основном, на геохронологическую интерпретацию фрагментов линейных аномалий магнитного поля, предположительно созданных в несуществующих ныне рифтовых зонах и относящихся к реликтам рифтогенных плит, значительная часть которых также предполагается исчезнувшей в процессе субдукции под континентальную плиту Западной Антарктиды. К сожалению, оба варианта динамической интерпретации не могут в необходимой степени опираться на результаты глубоководного бурения, ибо скважины в этой области океана, как правило, не достигали фундамента. Поэтому оба варианта интерпретации могут быть предметом дискуссии как альтернативные и правомерные при современном уровне знаний.

ЛИТЕРАТУРА

1. Пушаровский Ю.М., Удинцев Г.Б. (ред.) Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М.: ГУГК СССР, 1970.
2. Титаева Н.А. Геохимическая индикаторная роль изотопных значений торий-урановых отношений в вулканических породах // Докл. АН. 1990. Т.312, № 6. С.1454–1457.
3. Удинцев Г.Б., Г.В.Шенке, Т.Шёне и др. Новые данные о строении дна моря Беллинсгаузена, Западная Антарктика // Докл. АН. 1999. Т.367, № 6. С.824–828.
4. Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
5. Anderson J.B. Antarctic Marine Geology. Cambridge University Press, 1999. 289 p.
6. Bastien T.W., Lehman E.K., Craddock C. The Geology of Peter I island // Init. Rep. DSDP. 1976. V.35. P.341–357. Washington, DC.
7. Gohl K., Nitsche F., Miller H. Seismic and gravity data

- reveal Tertiary interplate subduction in the Bellingshausen Sea, southeast Pacific // *Geology*. 1997. V.25, N.4. P.371–374.
8. Hagen R.A., Gohl K., Gersonde R. et al. A geophysical survey of the De Gerlache Seamounts: preliminary results // *Geo-Marine Letters*. 1998. V.18. P.19–25.
 9. Hart, S.R., Bluzstain J., Craddock C. Cenozoic volcanism in Antarctica: Jones Mountains and Peter I Island // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V.59, N 16. P.3379–3388.
 10. Hayes D.E. (editor) A marine geophysical atlas of the Circum-Antarctic to 30°S // *Am.Geophys.Union*. 1991.
 11. IHO / IOC / CHS. GEBCO – General Bathymetric Chart of the Oceans (5th Edition). Ottawa, 1984. Sh. 5.15, 5.16, 5.18.
 12. Nitsche F.O., Cunningham A.P., Larter R.D., Gohl K. Geometry and development of glacial continental margin depositional systems in the Bellingshausen Sea // *Marine Geology*. 2000. V.162. P.277–302.
 13. Norsk Polarinstitut, Peter I Oy, Topographic Map, scale 1:50.000. Oslo, 1988.
 14. Prestvik T., Barnes C.G., Sundvoll B., Duncan R.A. Petrology of Peter I Oy (Peter I Island) // *J. Volcanol. Geothermal Res.* 1990. 44. P.315–338.
 15. Prestvik T., Duncan R.A. . The geology and age of Peter I Oy, Antarctica // *Polar.Research*. 1991. 9. P.89–98.
 16. Sandwell D.T., Smith, W.H.F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry // *J. Geophys. Res.* 1997. V.102, N 5. P.10 039–10 054.
 17. Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings // *Science*. 1997. V.277, N 5334. P.1956–1962.

Поступила в редакцию 8 апреля 2002 г.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

G.B. Udintsev, R. Gerzonde, D.Ye. Teterin, G.V. Shenke, A.F. Beresnev, K. Gol, N.A. Titaeva, A.N. Fenogenov, N.A. Kurentsova, I.A. Roshchina

The geology of Pyotr I Island, and the probable dynamics of development of the West Antarctic in the Bellingshausen Sea

The oceanic crust in the West Antarctic – Bellingshausen and Amundsen Seas, is characterized by numerous fracture zones and seamounts. The origin and nature of these structures are still unclear. The morphology, deep structure and petrology of the basement rocks are the key to an understanding of the geodynamics of the West Antarctic. The effect of the morphostructure of the basement on the transport of sediments supplied from the West Antarctic is enormous. The relationship between the fracture zones, volcanic seamounts and islands, and the sediment transportation by suspension flows were the subject of joint Russian-German investigations in 1998-2001. The data obtained suggest a destructive development of continental margins of the Bellingshausen and Amundsen Seas as an alternative to ideas about their development in the process of subduction of oceanic plates under continent.

ЯНКАНСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ КОМПЛЕКС МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ*

*А.А. Сорокин *, С.И. Дриль ***

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

***Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск*

В пределах западной части Янканского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса (Верхнее Приамурье) на основании геологических и петролого-геохимических данных выделен тектонически расчлененный одноименный офиолитовый комплекс среднепалеозойского(?) возраста. В его строении реставрируются следующие составные части: метаморфизованные перидотиты (апогарцбургитовые серпентиниты меланжа); кумулятивный полосчатый комплекс (серпентинизированные перидотиты, кумулятивные габброиды); комплекс однородных габброидов; дайковый и вулканогенно-осадочный комплексы. Среди метабазитов дайкового и вулканогенно-осадочного комплексов наибольшей распространенностью пользуются разновидности, близкие к типу ВАВВ, представленные в виде обломков в серпентинитовом меланже диабазитами дайкового комплекса, преобладающей частью метавулканитов джалиндинской свиты. Этот тип метавулканитов характеризуется низкими и умеренными содержаниями HFSE (в первую очередь – Nb) по сравнению с LILE и LREE. Незначительная часть метавулканитов джалиндинской свиты обнаруживает связь с внутриплитным источником магм типа OIB, а зеленокаменные породы шахтаунской толщ отвечают составам N-MORB. На основании проведенного петролого-геохимического анализа сделан вывод о формировании офиолитового комплекса в задуговом спрединговом бассейне.

В современном структурном плане рассмотренные ассоциации тектонически совмещены в составе аккреционного комплекса.

Ключевые слова: офиолиты, аккреционный комплекс, субдукция, террейн, Монголо-Охотский складчатый пояс, Верхнее Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Монголо-Охотский складчатый пояс является одной из крупнейших структурных единиц юго-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы. Средне-, позднепалеозойские и мезозойские складчатые структуры пояса в настоящее время принято рассматривать в качестве реликтов одноименного палеоокеана [7,8,12,21 и др], сомкнувшегося в результате коллизии Сибирского континента с ансамблем континентальных блоков (Аргунским, Гонжинским, Мамынским, Буреинским), объединяемых некоторыми авторами в составе микроконтинента Амурия [8] или Амурского супертеррейна [22]. В современном структурном плане пояс представляет собой типичную межплитную (шовную) зону, состоящую из вытянутых вдоль его простирания лентовидных террейнов [22], которые ранее традиционно рассматривались в качестве структурно-формационных зон и подзон [3,4,9].

Устоявшейся схемы террейнового районирования Монголо-Охотского складчатого пояса в настоя-

щее время нет. Л.М. Парфенов с соавторами [22] предлагает выделять в составе пояса Хангай-Даурский, Агинский, Галамский, Унья-Бомский и Ульбанский террейны. Согласно этой схеме объекты данного исследования находятся в западной части Тукурингского фрагмента Агинского террейна или Тукуринграджагинского террейна, по [20, 38]. Авторы придерживаются более дробного варианта районирования [28], позволяющего в большей степени оперировать особенностями внутреннего строения выделяемых террейнов и возрастом слагающих их толщ. Рассматриваемый сегмент Монголо-Охотского складчатого пояса выделяется нами в качестве Янканского террейна [28]. Границы его, в целом, соответствуют границам традиционно выделяемой Янкано-Тукурингской структурно-формационной зоны (или подзоны) [4]. Данный террейн характеризуется интенсивной складчатостью, широким проявлением зеленосланцевого динамометаморфизма, присутствием зон серпентинитового меланжа. Ширина выходов палеозойских образований, заключенных между обрамля-

*печатается в дискуссионном порядке

ющими континентальными блоками, не превышает 10–12 км, вплоть до их полного “выклинивания” на западе террейна. В такой тектонической ситуации петролого-геохимические исследования являются главным ключом к расшифровке первичного генезиса и палеогеодинамической интерпретации ассоциаций пород, слагающих террейн.

Проблема офиолитов восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса неоднократно затрагивалась в литературе [19, 21], однако без должного петролого-геохимического анализа. Исключение составляют лишь краткие публикации авторов данной статьи по результатам предварительных исследований [26–28, 31]. В настоящей работе впервые для восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса представлены результаты петролого-геохимических исследований, выполненных с использованием современных аналитических методов. Фактическую основу работы составляет коллекция из 140 образцов, характеризующих важнейшие структурно-геологические единицы офиолитовой ассоциации, в том числе, в 50 образцах проанализированы содержания широкого спектра элементов – редкоземельных (REE), высокозарядных (HFSE) – Nb, Zr, Hf, Ti, Y, крупноионных литофильных (LILE) – K, Rb, Ba, Sr с использованием прецезионных методов ИНАА и ICP-MS.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЯНКАНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

В пределах Янканского террейна одноименный офиолитовый комплекс выделен сравнительно недавно [26–28]. В его составе авторами объединяются гипербазиты и базиты, ранее традиционно включавшиеся в состав ранних фаз пиканского интрузивного комплекса, вулканогенные, кремнистые и терригенные образования джалиндинской свиты, зеленокаменные породы шахтаунской толщи. В современном структурном плане все члены офиолитового комплекса представлены разобщенными тектоническими блоками и пластинами (рис.1).

Метаморфизованные толщи, слагающие Янканский террейн, первоначально были выделены Н.Г. Судовиковым в “янканскую серию”. По существующим представлениям, разрез янканской серии имеет трехчленное строение: нижняя часть представлена вулканогенно-кремнисто-черносланцевой дрелинской свитой (1000 м) с пластами известняков; средняя часть – кремнисто-вулканогенной джалиндинской свитой (1400–1800 м), включающей также пласты известняков; верхняя часть – песчаниково-алевролитовыми крестовской и преображенской свитами (2000–3800 м) [4]. Обращает на себя внимание различие в фациальных особенностях пород, вмещенных в одном разрезе: глубоководных кремни-

стых и вулканических, с одной стороны, и мелководных терригенно-карбонатных, с другой. В связи с этим обстоятельством нельзя исключать и того, что эти свиты могут являться пакетом тектонически сближенных в современной структуре пластин, сложенных породами различных палеогеографических обстановок.

Возраст “янканской серии” первоначально считался позднепротерозойским–раннепалеозойским на основании находок онколитов и катаграфий. В настоящее время эти образования условно отнесены к среднему палеозою на основе сопоставления с фаунистически охарактеризованными отложениями восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса [4, 9, 17].

С вулканогенными и кремнистыми толщами “янканской серии” пространственно сопряжены пластинно- и линзообразные массивы, сложенные серпентинизированными ультрабазитами, метагабброидами и диабазами, традиционно относящимися к пиканскому комплексу (рис. 1) [3, 4, 17]. В настоящее время возраст этих образований условно определяется как средне-позднепалеозойский. Имеющиеся изотопные датировки, выполненные К-Ar методом, охватывают возрастную интервал 255–186 млн лет и, вероятно, омоложены наложенными процессами [17]. Складчатые дислокации палеозойских образований характеризуются исключительной интенсивностью и осложнены чешуйчатыми надвигами. Массивы ультрабазит-базитовой ассоциации вместе с вулканогенно-кремнистыми породами формируют единые складчатые формы [4, 17, 19, 21].

С юга распространение пород “янканской серии” ограничено Южно-Туруингским разломом, по которому они сопряжены с силурийско-девонскими терригенно-карбонатными палеошельфовыми образованиями Ольдойского террейна [38]. К зоне этого разлома пространственно тяготеют и выходы диорит-гранодиорит-гранитных интрузий позднепалеозойского возраста Урушинского комплекса (рис. 1) [4, 17].

С севера образования янканской серии по зонам разломов контактируют с блоком терригенно-карбонатных (бальдежакская толща) и вулканогенных (шахтаунская толща) пород. По материалам геологосъемочных работ эти образования слагают самостоятельный блок (пластину) и исключаются из янканской серии, поскольку характеризуются другим планом структурных дислокаций, а также меньшей степенью вторичных преобразований. Распространение последних с севера ограничено зоной Северо-Туруингского разлома, по которому древняя континентальная кора юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона надвинута на складчатые структуры Монголо-Охотского пояса (рис.1).

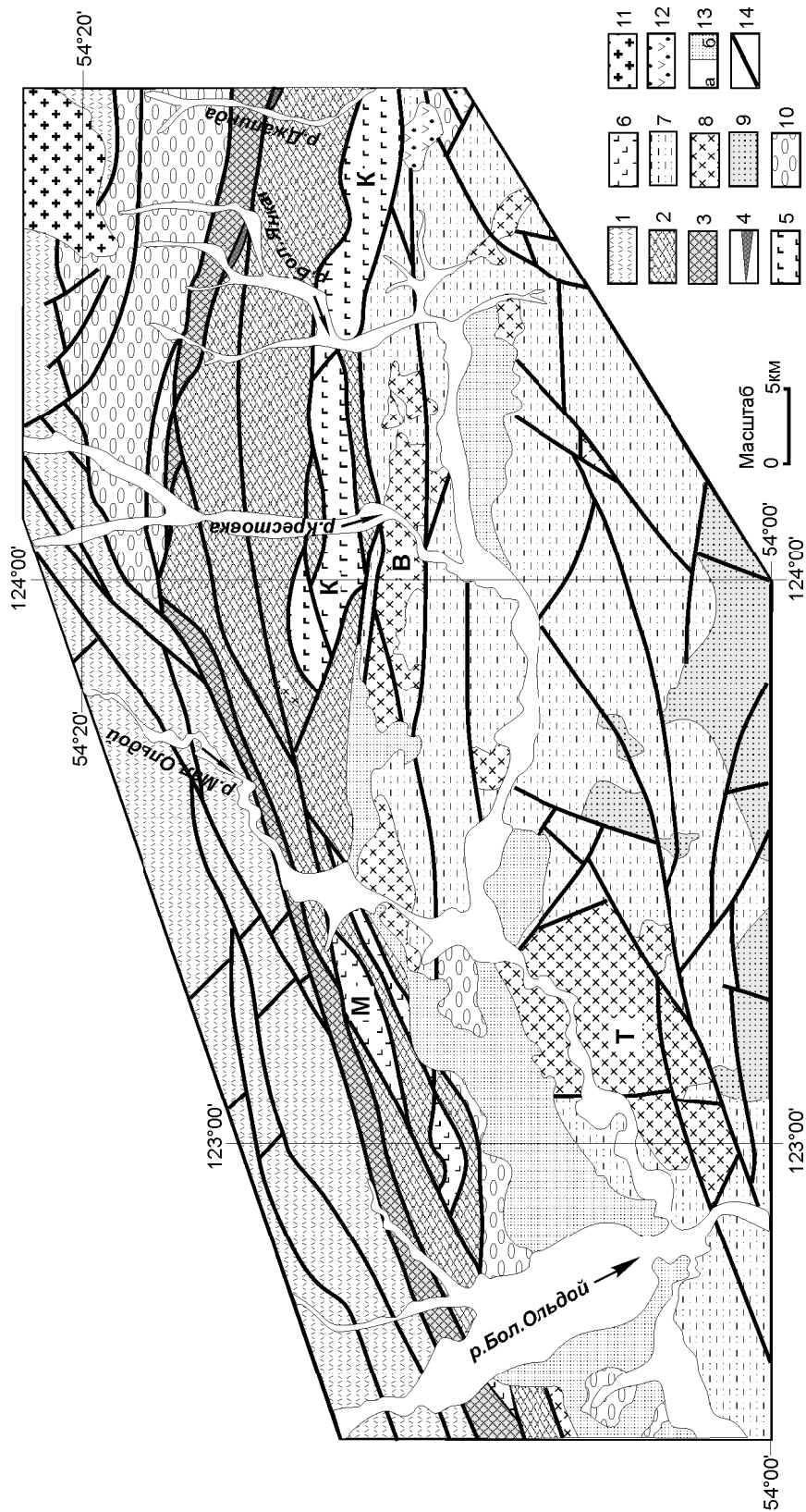


Рис.1. Схема основных геологических структур западной части Янканского террейна Монголо-Охотского складчатого пояса и его обрамления.

1 – глубоко метаморфизованные докембрийские образования южной окраины Сибирского кратона; 2–6 – палеозойские образования Янканского террейна; 2 – вулканогенные, кремнистые, терригенные образования «янканской серии» (дрелинская, джалдинская, крестовская, преобразованная свита); 3 – вулканогенные (шахтаунская толща) и терригенно-карбонатные образования (бальдежакская толща); 4 – серпентинитовый меланж, включающий обломки метаморфических гипербазитов и диабазов; 5 – метагабброиды полосчатого кумулятивного комплекса и комплекса однородных габбро офиолитов; 6 – диабазы предполагаемого дайкового комплекса офиолитов; 7 – силурийские, нижнедевонские, средне-верхнедевонские терригенно-карбонатные отложения Ольдойского террейна; 8 – диорит-гранодиорит-гранитные интрузии Урушинского комплекса позднепалеозойского возраста; 9 – средне-верхнеюрские молассовые отложения Верхнеамурского палеобассейна; 10 – ранне-верхнеюрские молассовые отложения; 11 – ранне-верхнеюрские гранитоиды; 12 – нижнемеловые андезиты; 13 – кайнозойские рыхлые отложения; 14 – четвертичные, 6 – неогеновые; 14 – разломы.

Названия массивов: В – Валиктинский, К – Крестовский, М – Мокчинский, Т – Тахтамыгдинский.
 Схема составлена на основе фондовых материалов ФГУП «Амургеология» (А.В.Пилич и др., 1986, В.Ф.Лысенко и др. 1976), с изменениями авторов.

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЯНКАНСКОГО ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА

Метаморфические гипербазиты офиолитов представлены в зоне серпентинитового меланжа, которая имеет вид узкой линзовидной полосы субширотного простирания (рис. 1). Мощность зоны меняется от первых десятков метров до полного выклинивания. Меланж представляет собой прерывистую цепочку линзовидных и клиновидных тел, фрагментарно протягивающуюся от среднего течения р. Джалинда до верховьев р. Янкан более чем на 10 км. Сами тела сложены рассланцованными серпентинитами, содержащими обломки апогарцбургитов, диабазов, реже – ортопироксенитов, родингитов. Апогарцбургиты и апоортопироксениты представляют собой крупно- и гигантозернистые, полностью серпентинизированные породы. Последние, видимо, являются фрагментами жил, которые широко распространены среди метаморфических перидотитов офиолитов [10, 16, 25].

Горизонты офиолитового разреза, отвечающие комплексам кумулятивных полосчатых и однородных метагабброидов, слагают значительную часть Крестовского массива. Он имеет линзообразную в плане форму субширотного простирания шириной 2–4 км и протяженностью около 40 км от руч. Валикта на западе (бассейн р. Крестовки) до р. Джалинда на востоке (рис. 1). Контакты массива с вмещающими породами тектонические. Наибольшим распространением среди метагабброидов Крестовского массива пользуются лейкократовые крупнозернистые до пегматоидных кумулятивные разности при резко подчиненном объеме мелкозернистых однородных пород. В пределах массива совместно с пегматоидными метагабброидами отмечаются единичные образцы серпентинизированных ультрабазитов с реликтами кумулятивных структур, характеризующихся резким идиоморфизмом псевдоморфоз серпентина по оливину по отношению к пироксену, выполняющему интерстиции между зернами первого. Плохая обнаженность района не позволяет обсуждать характер взаимоотношений кумулятивных и однородных метагабброидов, однако необходимо отметить, что в делювии, как правило, присутствуют обе разновидности пород.

Образования дайкового комплекса достоверно не установлены. Возможно, его фрагментами являются метабазиты Мокчинского массива, а также других сравнительно мелких массивов в междуречье Большого и Малого Ольдоя (рис. 1), сохранившие реликты диабазовых и габбро-офитовых структур.

Вулканогенно-осадочная часть офиолитов включает вулканогенные, кремнистые, в меньшей степени – терригенные отложения джалиндинской свиты. Породы претерпели зеленокаменные изменения и зеленосланцевый динамометаморфизм, в силу

чего реликты первичных структур сохраняются лишь в единичных случаях. Большинство этих пород характеризуются устойчивым минеральным парагенезисом: актинолит + эпидот + хлорит + магнетит + сфен ± кальцит ± альбит ± кварц. Аналогичные наложенные процессы проявлены и в обломках диабазов из зон серпентинитового меланжа.

Метавукалиты шахтаунской толщи не включаются нами в состав янканского офиолитового комплекса, тем не менее, они имеют важное значение для палеотектонических построений. Несмотря на то, что породы толщи зеленокаменно изменены, в них нередко наблюдаются реликты первичных структур. По фрагментам первичных минералов, характеру продуктов их замещения, структурным особенностям можно заключить, что первичные породы представлены пикритами, пикробазальтами, базальтами (афировыми, пироксен-, и плагиофировыми). Первичные рудные минералы представлены хромшпинелидами. В породах в том или ином количестве присутствует измененное вулканическое стекло вплоть до появления гиалобазальтовых разностей.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Прежде чем перейти к обсуждению петрогеохимических характеристик пород офиолитов, подчеркнем, что они могли быть подвержены метаморфизму, по крайней мере двух этапов. Первый из них – это преобразование состава пород новообразованной океанической коры в результате взаимодействия с холодной морской водой и растворами подводных гидротермальных систем; в этих процессах такие элементы как K, Li, Rb, Cs, Sr, Ba, Ca подвижны и могут существенно перераспределяться [11, 34]. Вторым этапом преобразования является эпизод регионального зеленосланцевого метаморфизма. Этот процесс может быть в целом изохимическим [23], но в определенных условиях в его результате щелочные элементы и кремнезем могут стать подвижными. Все это ограничивает возможности применения щелочных и щелочноземельных элементов при расшифровке генезиса пород, претерпевших многоэтапный метаморфизм. В то же время, элементы высокочargedной группы (HFSE) и редкие земли (REE) инертны в метаморфических процессах [24, 34, 42], что определяет целесообразность использования именно этих элементов в качестве наиболее надежных петрогенетических индикаторов.

Метаморфические ультрабазиты и перидотиты кумулятивного полосчатого комплекса. Породы первой группы представлены полностью серпентинизированными гарцбургитами и ортопироксенитами, химический состав которых представлен в табл. 1. По петрохимическим особенностям апогарцбургиты ян-

Таблица 1. Химический состав представительных образцов Янканского офиолитового комплекса и шахтаунской толщи.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	40.39	37.14	33.01	37.50	49.98	50.17	38.80	48.41	47.66	48.02	48.97	49.06	48.60	47.34	42.66	53.71	48.63	50.33	46.82	42.33	46.82	45.11
TiO ₂	0.01	0.02	0.38	0.24	1.90	1.36	0.27	0.16	0.15	1.03	1.12	2.77	2.42	2.55	1.83	2.30	2.65	2.46	1.56	0.43	1.56	4.74
Al ₂ O ₃	0.62	1.44	7.09	15.54	13.60	14.77	5.50	22.92	23.44	17.09	16.40	13.23	13.59	14.22	16.05	13.09	15.89	14.22	14.82	9.05	14.82	12.08
Fe ₂ O ₃	7.31	11.95	13.05	4.44	14.33	10.59	10.47	1.39	3.74	8.76	8.62	8.11	4.21	4.50	8.18	3.71	14.17	3.09	4.90	10.57	4.90	7.43
FeO	-	-	-	1.31	-	-	-	1.72	-	-	-	5.93	6.47	10.15	7.18	7.90	-	9.88	8.44	-	8.44	9.51
MnO	0.13	0.13	0.41	0.157	0.22	0.16	0.18	0.06	0.06	0.14	0.15	0.26	0.22	0.26	0.21	0.21	0.24	0.21	0.21	0.14	0.21	0.54
MgO	38.78	36.89	34.14	8.53	5.91	7.69	32.35	5.89	6.28	9.07	8.34	5.65	6.57	6.13	6.41	4.10	4.33	6.42	6.56	23.42	6.56	5.39
CaO	0.01	0.01	0.01	26.98	8.14	7.97	1.11	13.42	13.02	9.48	10.57	8.11	11.06	8.49	12.74	8.07	4.14	4.57	10.50	7.91	10.50	8.88
Na ₂ O	0.01	0.02	0.04	<0.01	4.30	4.56	0.05	2.61	2.47	2.36	2.65	2.99	2.80	3.69	1.03	3.31	5.75	2.06	2.33	<0.20	2.33	2.29
K ₂ O	0.01	0.02	0.04	<0.01	0.12	0.11	0.05	0.69	0.13	1.07	0.65	0.53	0.19	0.32	0.20	0.20	0.91	1.42	0.14	0.03	0.14	0.24
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.02	<0.01	0.16	0.11	0.03	0.02	0.02	0.09	0.11	0.31	0.22	0.26	0.13	0.22	0.35	0.23	0.14	0.03	0.14	0.42
пшп	12.75	12.33	11.84	3.51	1.63	2.44	11.31	2.52	3.06	2.94	2.43	2.7	2.13	0.93	2.51	2.30	3.12	4.00	2.74	6.20	2.74	2.64
Сумма	100.03	99.96	100.10	98.21	100.19	99.93	100.02	99.81	100.03	100.05	100.01	99.65	98.48	98.84	99.13	99.12	100.18	98.89	99.16	100.05	99.16	99.27
Li	-	-	-	8	8	17	-	17	-	24	10	6	7	9	18	19	22	38	7	-	7	10
Rb	0.07	0.42	0.23	4	-	3.18	2.81	20	-	28	5	4	6	4	4	4	12	26	0.40	0.6	0.90	12
Sr	0.76	2.16	1.37	43	130	487	9.06	310	240	160	250	190	159	230	380	387	230	65	16	23	175	3.50
Ba	1.7	6.9	2.1	-	14	101	56	200	200	230	230	71	50	250	200	-	330	620	26	8	19	38
La	0.09	0.30	0.73	1.1	3.6	5.35	1.43	2.7	2.3	5.9	11.5	7.75	5.28	12.0	12.0	9.65	27.0	22.0	0.80	0.53	4.70	17.20
Ce	0.10	0.53	2.04	6.9	13.0	17.39	4.76	4.8	3.6	15.0	29.0	27.1	16.4	26.0	23.0	25.4	43.0	43.0	2.50	1.34	11.70	47.50
Nd	0.08	0.22	2.94	3.7	13.0	18.26	2.86	2.1	3.0	8.2	11.5	19.86	12.50	27.0	20.0	19.00	28.0	33.0	3.20	1.88	9.90	34.50
Sm	0.01	0.07	1.57	0.96	4.7	6.90	1.04	1.0	0.9	3.7	4.40	7.06	5.56	6.60	6.90	6.10	7.70	9.8	1.40	0.89	3.10	9.00
Eu	0.03	0.03	0.58	0.42	1.30	2.64	0.33	0.51	0.57	0.86	1.3	2.74	2.15	1.60	1.20	2.17	2.50	2.3	0.54	0.38	1.14	2.74
Gd	0.02	0.05	2.99	0.73	6.8	9.39	1.39	0.96	0.8	4.9	5.8	11.3	7.47	6.9	6.0	6.99	5.9	9.3	2.10	1.71	4.00	9.60
Dy	-	0.01	4.58	0.80	6.3	11.52	1.72	1.0	0.5	4.7	5.1	-	6.4	5.2	-	5.0	6.3	2.60	2.22	4.40	8.40	
Ho	0.02	0.05	1.04	0.24	1.60	2.54	0.6	0.2	-	1.3	1.5	-	1.5	1.6	-	1.5	1.9	0.61	0.48	0.97	1.67	
Er	0.02	0.04	3.29	0.62	4.4	7.70	1.10	0.65	0.67	2.9	2.7	-	3.8	2.9	-	2.3	3.2	1.95	1.46	2.92	4.69	
Yb	0.03	0.06	3.46	0.58	3.1	7.95	1.15	0.59	0.56	2.3	2.6	6.23	4.76	3.4	2.4	4.45	1.8	2.9	1.88	1.39	2.73	3.94
Lu	0.01	0.01	0.56	0.11	0.62	1.20	0.18	-	0.1	0.3	0.5	0.95	0.74	0.37	0.50	0.62	0.28	0.36	0.28	0.20	0.40	0.54
Y	0.09	0.15	17.53	3.8	30	71.82	4.15	5.4	4.0	18	25.0	36	32	27	20	33	16	22	18.70	12.6	28.10	48.30
Zr	0.6	8	14	-	110	112	15	30	30	70	80	230	190	140	100	100	170	140	57	-	99	303
Hf	0.04	0.51	1.08	-	2.9	4.05	1.37	0.5	0.3	3.5	3.0	8.3	4.5	5.2	4.0	4.36	7.5	6.5	1.70	0.6	2.90	8.30
Nb	0.08	0.25	1.62	-	2.1	3.20	0.40	0.2	0.2	1.2	3.0	4.8	3.4	7.5	5.2	-	22.0	8.0	-	-	4.10	18.8
Co	100	100	71	<20	35	23	-	29	34	43	34	52	36	85	60	38	49	62	65	-	53	53
Ni	1900	2000	630	178	48	73	-	96	119	150	100	75	58	97	142	10	105	139	357	-	86	60
Sc	5	6	74	-	45	60	12	36	-	43	34	58	61	53	65	47	-	40	-	-	-	-
V	44	21	146	230	446	292	-	80	100	233	204	400	520	241	226	330	240	318	230	-	305	390
Cr	1600	2200	1060	486	87	160	-	1420	1330	470	390	138	248	142	195	66	80	163	652	-	102	97

Примечание. Концентрации петрогенных компонентов даны в мас. %, элементов – в г/т. Номера колонок (1–22) соответствуют следующим образцам: 1–6 – обломочный материал из зоны серпентинитового меланжа; 1 – апогардбургитовый серпентинит (образец Пк-18/1); 2 – апогардбургитовый серпентинит (образец Пк-18/2); 3 – апоортмоксентитовый серпентинит (образец Пк-18/8); 4 – родинит (образец С-29/1-16); 5 – диабаз (образец Пк-19/1); 6 – диабаз (образец Пк-19/2); 7–11 – Крестовский массив; 7 – апоеридотитовый серпентинит кумулятивного комплекса (Пк-24); 8 – метагаббро полосчатого кумулятивного комплекса (образец Пк-8); 9 – метагаббро полосчатого кумулятивного комплекса (образец Пк-8-1); 10 – метагаббро однородное (образец Пк-9-5); 11 – метагаббро однородное (образец Пк-10); 12–13 – Мокшанский массив; 12 – диабаз дайкового комплекса (образец С-72); 13 – диабаз дайкового комплекса (образец С-75); 14–18 – метавулканы джаиндинской свиты; 14 – метабазальт умеренно обогащенный (образец Пк-7/7); 15 – метабазальт умеренно обогащенный (образец Пк-7/9); 16 – метабазальт умеренно обогащенный (образец С-29); 17 – метабазальт умеренно обогащенный (образец Пк-6); 18 – метабазальт обогащенный (образец Пк-7/8); 19–22 – метавулканы шахтаунской толщи. 19 – гиадобазальт (образец С-61); 20 – метакригит (образец В-465-1); 21 – метабазальт (С-69); 22 – метаферробазальт (С-92-1).

канских офиолитов полностью сопоставимы с таковыми в эталонных офиолитовых комплексах [10, 16], характеризуясь высокой магнизиальностью, исчезающе малыми содержаниями легкоплавких “базаль-

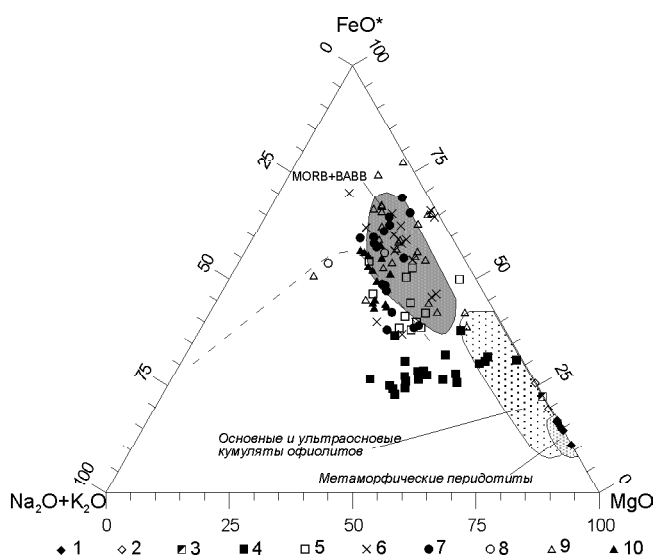


Рис.2. Диаграмма AFM для пород янканского офиолитового комплекса.

1 – апогарцбургитовые серпентиниты; 2 – апоортопироксенитовые серпентиниты; 3 – апоперидотитовые серпентиниты кумулятивного комплекса; 4 – полосчатые кумулятивные метагбброиды; 5 – однородные метагбброиды; 6 – диабазы дайкового комплекса (Мокчинского массива); 7 – метавулканиты джалиндинской свиты умеренно обогащенные; 8 – метавулканиты джалиндинской свиты обогащенные; 9 – метавулканиты шахтаунской толщи; 10 – диабазы из зоны меланжа.

Поля ультраосновных и основных кумулятов, метаморфических перидотитов офиолитов даны по [10], поле MORB+BABB построено с учетом данных [1, 15, 32, 43].

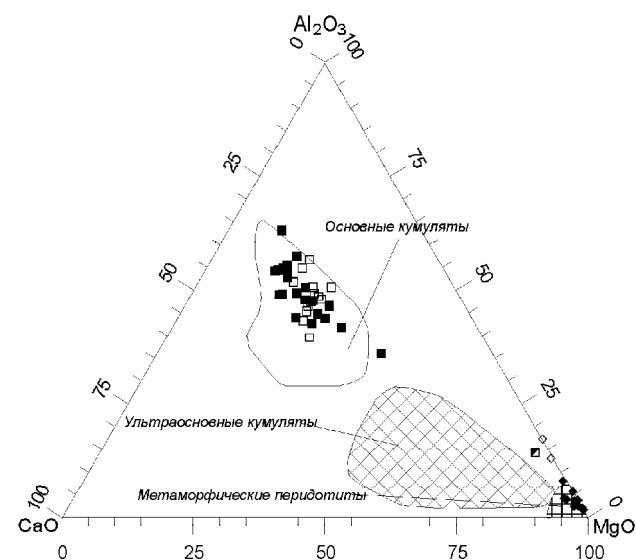


Рис.3. Диаграмма CaO–Al₂O₃–MgO для пород янканского офиолитового комплекса.

Условные обозначения см. на рисунке 2. Поля на диаграмме даны по [10].

товых” компонентов – TiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O, K₂O. На диаграмме AFM (рис.2) составы ультрабазитов формируют тренд вдоль магнизиально-железистой стороны, а на диаграмме CaO–Al₂O₃–MgO (рис.3) – вдоль ее магнизиально-глиноземистой стороны, отвечая составам метаморфических гипербазитов офиолитовых комплексов [10]. Повышенные относительно состава примитивной мантии пиrolитовой модели [36] величины Cr/V=53.5, Ni/Cr=0.89 и пониженные – Ti/V=2.86 свидетельствуют о реститовой природе апогарцбургитов.

Уровень содержаний REE в апогарцбургитовых серпентинитах Янканского комплекса ниже хондритового (рис. 4A), при этом проявлен U-образный тип распределения лантаноидов, часто проявляющийся в серпентинизированных перидотитах типовых офиолитовых разрезов [16, 33]. Такой характер графика может быть объяснен многоэтапными вторичными преобразованиями пород. В качестве примера можно привести перидотиты Тринити, сложная история вторичных низкотемпературных преобразований которых привела к характерному U-образному типу распределения лантаноидов [33]. Существенно иной характер распределения REE свойственен апоортопироксенитам – это субгоризонтальный график, в 6–8 раз превышающий хондритовый уровень.

Серпентинизированные гипербазиты Крестовского массива, вероятно представляющие нижние горизонты кумулятивного полосчатого комплекса, характеризуются некоторой обогащенностью в отношении TiO₂, Al₂O₃, FeO* и, иногда, CaO по сравнению с реститовыми апогарцбургитами, но обеднены Cr, Ni, Co как по сравнению с последними, так и с составом пиrolита.

Существование двух типов гипербазитов – реститовых и кумулятивных – подтверждается и различиями в составах аксессуарных хромистых шпинелей (табл. 2, рис. 5). В реститовых апогарцбургитах хромшпинели представлены изометричными ксеноморфными зернами размером от первых сотых долей мм до 2–3 мм. Их составы располагаются в поле составов шпинелей альпинотипных перидотитов – Cr/(Cr+Al)=0.55–0.6; Mg/(Mg+Fe²⁺)=0.57–0.6, а от составов шпинелей абиссальных перидотитов они отличаются более высокими хромистостью и железистостью (рис. 5). Хромшпинели кумулятивных перидотитов образуют как мелкие (0.05–0.06 мм) идиоморфные выделения первой генерации в зернах полностью серпентинизированного оливина, так и крупные (до 2–3 мм) идиоморфные, часто – футлярвидные, зерна второй генерации, расположенные в интерстициях между зернами оливина. В отличие от шпинелей реститовых гипербазитов, хромшпинели кумулятивов характеризуются более высокой глиноземистостью (Cr/(Cr+Al)=0.38–0.53) и более высокой,

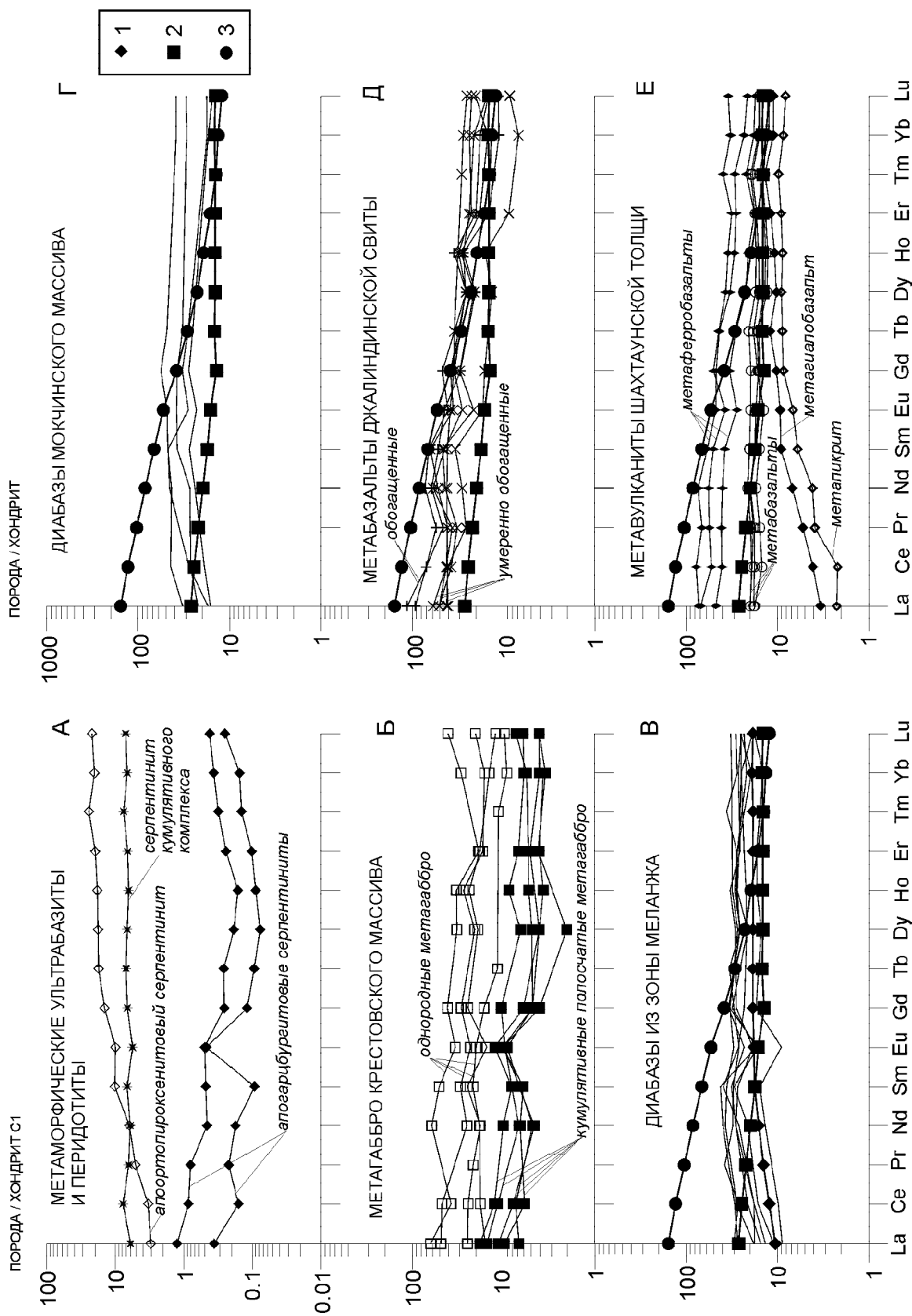


Рис.4. Распределение редкоземельных элементов в породах янканского офиолитового комплекса. Составы эталонных типов базальтов по [43]: 1 – N-MORB, 2 – E-MORB, 3 – OIB. Для нормирования использован состав хондрита С1 по [36].

Таблица 2. Химический состав хромшпинелей пород Янканского офиолитового комплекса и шахтаунской толщи.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
TiO ₂	0.11	0.10	0.10	0.10	-	-	0.57	0.65	0.99	0.66	0.61	0.15
Al ₂ O ₃	20.91	20.63	20.41	22.97	23.70	23.22	23.36	27.46	33.52	33.89	28.18	29.96
Cr ₂ O ₃	47.12	47.03	47.06	45.06	43.32	44.45	32.43	32.19	31.15	30.23	35.32	35.66
FeO	15.53	15.66	15.03	16.05	16.18	15.88	30.95	30.13	22.42	18.97	22.15	16.56
Fe ₂ O ₃ *	3.42	2.92	3.14	2.82	2.42	1.91	7.85	7.79	1.17	2.73	1.92	3.93
MnO	0.33	0.32	0.30	-	-	-	-	-	-	-	-	0.01
MgO	12.99	12.50	12.83	12.78	12.31	12.54	2.95	4.93	10.23	12.06	9.07	13.15
NiO	-	-	-	0.11	0.15	-	0.14	0.33	-	0.12	0.20	-
Сумма												
Cr/(Cr+Al)	0.602	0.604	0.607	0.568	0.551	0.562	0.482	0.440	0.384	0.374	0.457	0.444
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.603	0.587	0.604	0.587	0.575	0.585	0.145	0.227	0.449	0.532	0.422	0.586

Примечание. Окислы даны в мас.%. 1–6 – апогарцбургитовые серпентиниты подстилающего комплекса: 1–3 – образец С-291-15, 4–6 – образец Пк-18-3; 7–11 – серпентинизированные ультрабазиты кумулятивного комплекса (образец Пк-24); 12 – пикрит шахтаунской толщи (образец В-465-1). Анализы 1–3, 12 выполнены в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН на микроанализаторе JXA-5A (аналитик В.И.Сапин), 4–11 – в Институте геохимии СО РАН на микроанализаторе Jeol Superprobe 733 (аналитик Л.А.Павлова).

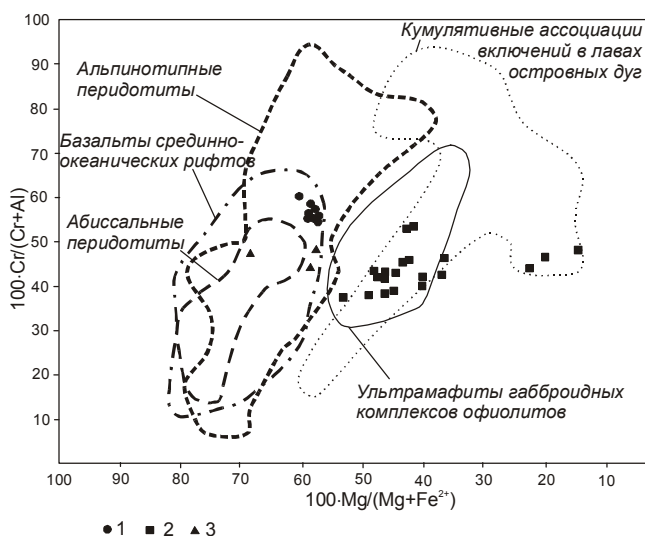


Рис.5. Составы аксессуарных шпинелидов пород янканского офиолитового комплекса на диаграмме 100-Cr/(Cr+Al) – 100-Mg/(Mg+Fe²⁺).

1 – шпинели перидотитов зоны меланжа; 2 – шпинели кумулятивных перидотитов; 3 – шпинель пикрита шахтаунской толщи.

Поля построены на основе данных [16, 25].

существенно варьирующей железистостью (Mg/(Mg+Fe²⁺)=0.15–0.53). Шпинели первой генерации несколько более хромисты по сравнению с более поздними выделениями минерала. Наблюдаемые вариации состава шпинелидов этого типа характерны для кумулятивных образований [16], связанных с дифференциацией базитовых расплавов (рис. 5).

Кумулятивные расслоенные и однородные габбро. Первый тип пород характеризуется высокими содержаниями CaO и Al₂O₃ при низких значениях FeO*/MgO (табл. 1) и соответствует по соотношению

этих компонентов области составов габброидов кумулятивной серии эталонных офиолитовых комплексов (рис. 2, 3) [10, 12, 14, 15]. На диаграмме FeO*/MgO – Al₂O₃ (рис.6А) составы пород отвечают тренду кумуляции плагиоклаза, что выражено в резком накоплении глинозема при практически неизменной железистости пород. Это отличает их от трендов других типов метабазитов Янканского комплекса. Существенные отличия проявляются и на диаграмме FeO*/MgO – TiO₂ (рис. 6Б), на которой точки составов кумулятивных габброидов отчетливо смещены от общего толеитового тренда базитов янканского комплекса в область низкотитанистых высокомагнезиальных составов.

Содержания REE в этом типе пород превышают хондритовый уровень в 7–20 раз (рис. 4Б) при умеренной степени дифференцированности спектра (La/Yb_(N)=2.9–4.7), а наличие европиевого максимума (Eu/Eu*=1.76–2.1) подтверждает присутствие кумулятивного плагиоклаза. Их характерной чертой являются очень низкие содержания Ti, Zr, Hf, Nb (табл. 1), что свойственно для подобных образований офиолитовых комплексов Хан-Тайшири, Южных Мугоджар и других [13, 14, 16]. Это обусловлено крайне низкими величинами коэффициентов распределения кристалл – расплав группы HFSE для наиболее распространенных минералов-вкрапленников базальтовых расплавов – оливина, плагиоклаза и клинопироксена.

Однородные габбро на диаграмме CaO–Al₂O₃–MgO занимают такое же положение, как и кумулятивные разности (рис. 3), в то время как на диаграмме AFM их составы, следуя толеитовому тренду, отчетливо смещены относительно основных кумулятивов в область более дифференцированных пород (рис. 2).

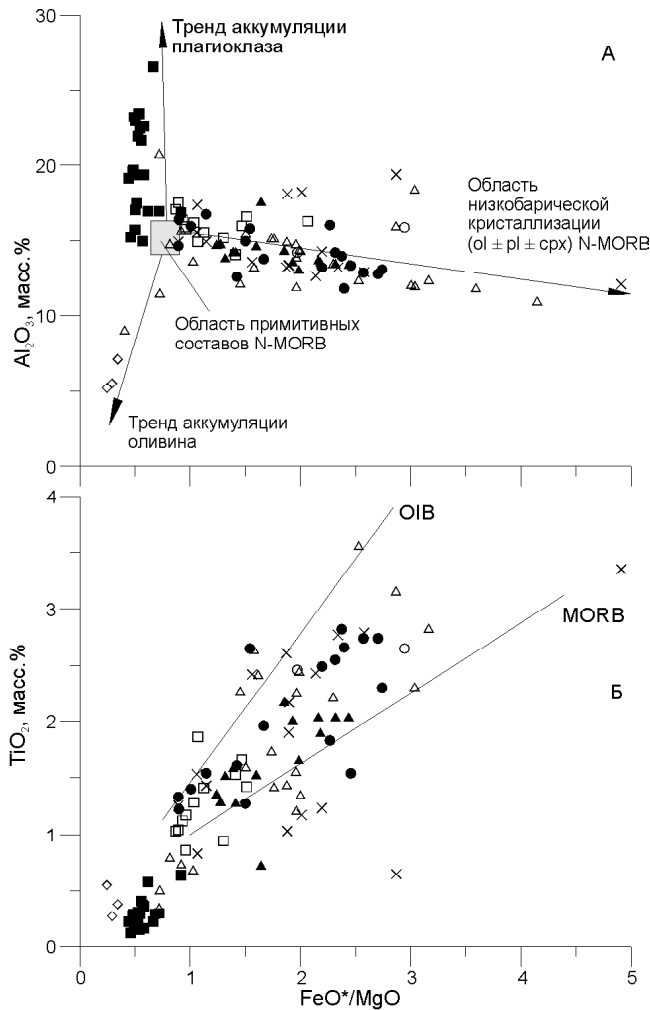


Рис.6. Диаграммы $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (А) [18] и $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$ (Б) [37] для пород янканского офиолитового комплекса.

Условные обозначения см. на рисунке 2.

На диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ составы однородных габброидов соответствуют тренду котектической кристаллизации (оливин \pm плагиоклаз \pm клинопироксен) базальтовых расплавов (рис. 6А). На диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$ составы рассматриваемых пород проявляют отчетливый толеитовый тренд, выражающийся в поступательном росте содержаний TiO_2 в породах в процессе дифференциации (рис. 6Б).

Рассматриваемые габброиды имеют существенно более высокие уровни накопления REE (табл. 1) при близкой, по сравнению с кумулятивными разностями, степени дифференцированности редкоземельного спектра – $\text{La}/\text{Yb}_{(N)}=2.0-2.5$ (рис. 4Б). Отчетливо выраженный европиевый минимум ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.61-0.78$), являющийся результатом фракционирования плагиоклаза, служит наиболее ярким геохимическим различием кумулятивных и однородных габброидов.

Содержания TiO_2 и HFSE в последних систематически выше, чем в расслоенных разностях (табл. 1).

Выше было отмечено, что породы офиолитов претерпели метаморфические преобразования нескольких этапов, которые могли приводить к изменению первичного состава пород. Поэтому, приступая к анализу геохимических особенностей метабазитов дайкового и вулканогенно-осадочного комплексов, необходимо попытаться оценить возможное влияние наложенных процессов. На диаграмме $0.5\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-2\text{K}_2\text{O}$ (рис. 7) тренд составов этих пород янканского офиолитового комплекса вытянут вдоль стороны $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}$ диаграммы, при этом большинство составов образцов мокчинского массива, джалиндинской свиты и шахтаунской толщи располагаются в поле неизменных базальтов океана, тогда как составы диабазов зоны меланжа попадают в поле спилитов. Все дальнейшие рассуждения авторов основываются, в первую очередь, на геохимических характеристиках тех пород, для которых выявлена наименьшая степень изменений.

Дайковый комплекс. Метабазиты Мокчинского массива на классификационных диаграммах AFM и $\text{FeO}^*/\text{MgO}-\text{TiO}_2$ формируют отчетливый толеитовый эволюционный тренд (рис. 2, 6). В частности, на диаграмме AFM составы пород массива группируются в области дифференциатов расплавов типа N-MORB (нормальный тип базальтов океанических рифтовых зон) и BABB (базальты задуговых бассейнов), тогда как некоторые наиболее измененные составы единичных образцов за счет повышенной натровости смещаются в область известково-щелочных пород.

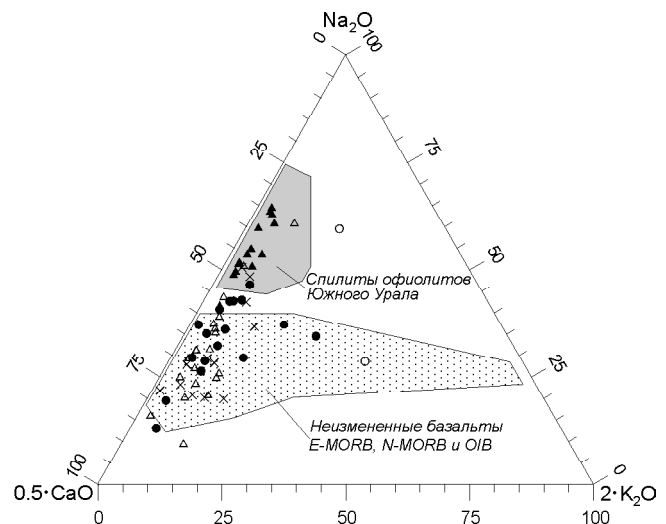


Рис.7. Диаграмма $0.5\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-2\text{K}_2\text{O}$ [6] для метабазитов янканского офиолитового комплекса.

Условные обозначения см. на рисунке 2.

Редкоземельный спектр метабазитов характеризуется слабой обедненностью легкими лантаноидами ($La/Yb_{(N)}=0.7-0.8$) (рис. 4Г). В некоторых составах отчетливо проявлен европиевый минимум. Из других геохимических особенностей следует отметить существенное обогащение этих пород по сравнению с габброидным комплексом группой HFSE, при этом в большей степени это отмечается для Ti, Zr, Hf, в меньшей – для Nb, Ta (табл. 1). Элементы группы железа Ni, Co, Cr, V в метабазитах Мокчинского массива проявляют большой разброс содержаний, при этом их соотношения близки к таковым в однородных габброидах (табл. 1).

Вулканический комплекс. На классификационных диаграммах AFM и $FeO^*/MgO-TiO_2$ (рис. 2, 6) фигуративные точки метабазитов джалиндинской свиты, а также метабазитов из зоны меланжа лежат в поле пород толеитового ряда. Исключение составляют некоторые наиболее измененные и обогащенные Na_2O диабазы из зон меланжа, а также ряд составов метабазитов джалиндинской свиты повышенной щелочности, для которых это свойство, вероятно, является первичным. Для последних наблюдается четко проявленный эволюционный тренд из области низкощелочных составов низкокалиевой серии в область субщелочных составов высококалиевой серии. Эта часть составов джалиндинской свиты формирует в координатах TiO_2-K_2O тренд преимущественного накопления K_2O по сравнению с TiO_2 , тогда как все другие группы метавулканитов принадлежат тренду фракционирования типа N-MORB с резким накоплением титана по отношению калию.

Метабазиты из обломков в меланже характеризуются субгоризонтальными спектрами распределения REE с незначительным дефицитом LREE и

$La/Yb_{(N)}=1.1-0.5$ (рис. 4В), что характерно для истощенных базальтовых расплавов типа N-MORB, хотя уровень содержаний лантаноидов отвечает таковому в E-MORB (обогащенный тип базальтов океанических рифровых зон). Во всех породах отчетливо проявлены европиевый минимум и преобладание Nd, Sm, Gd как над LREE, так и HREE. Наивысшие содержания REE при наибольшей степени дифференцированности их спектра наблюдаются в метабазитах джалиндинской свиты (рис. 4Д), которые по этим признакам можно разделить на две группы – умеренно обогащенные и обогащенные. Первые обладают содержаниями REE, сопоставимыми с таковыми в диабазах дайкового комплекса, но при более высокой степени дифференцированности спектра с $La/Yb_{(N)}=2.5-6.5$, а вторые более чем в 100 раз в легкой части спектра превышают хондритовый уровень при $La/Yb_{(N)}=5.4-10.7$.

Метавулканиты шахтаунской толщи. В отличие от метабазитов офиолитового комплекса в зеленокаменно измененных пикритах, пикробазальтах и базальтах шахтаунской толщи сохраняются реликты клинопироксена, который во вкрапленниках и в основной массе отвечает авгиту $Wo_{36-44}En_{35-48}Fs_{10-23}$ (табл. 3). Шпинелид по своему составу, в целом, и величинам $Cr/(Cr+Al)=0.44$, $Mg/(Mg+Fe^{2+})=0.59$ отвечает хромистой шпинели базальтов океана (N-MORB), несколько отличаясь более высокой железистостью (табл. 2, рис. 5).

Поле точек составов метавулканитов шахтаунской толщи на большинстве петрохимических диаграмм совпадают с полями метавулканитов джалиндинской свиты и диабазов Мокчинского массива. Исключение составляют лишь пикриты, содержащие кумулятивный оливин, и единичный образец с куму-

Таблица 3. Химический состав клинопироксенов пород шахтаунской толщи.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	50.37	52.88	49.90	48.89	51.39	51.49	51.45	51.12	51.48	49.76	49.67	48.76
TiO ₂	0.52	0.35	1.03	1.30	0.50	0.45	1.08	0.06	1.50	1.64	1.23	2.15
Al ₂ O ₃	4.93	2.45	4.26	5.34	2.83	3.92	2.67	2.94	2.55	3.64	3.72	3.31
Cr ₂ O ₃	0.54	0.42	0.15	-	0.35	0.34	0.44	0.53	0.43	0.18	0.44	0.08
FeO	6.11	6.21	9.87	12.06	7.38	6.32	8.90	8.70	9.99	11.03	10.23	14.38
MnO	0.17	0.18	0.32	0.28	0.20	0.18	0.26	0.22	0.21	0.28	0.23	0.32
MgO	15.91	17.50	14.26	11.89	15.46	16.07	15.85	15.98	15.81	14.66	15.55	13.61
CaO	21.81	20.51	19.42	21.00	21.45	21.65	19.41	19.97	17.98	18.70	19.87	17.84
Na ₂ O	0.22	0.16	0.31	0.35	0.24	0.24	0.28	0.28	0.31	0.30	0.30	0.33
K ₂ O	0.01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100.59	100.66	99.52	101.11	99.80	100.66	100.34	100.80	100.26	100.19	101.24	100.78
Wo	44.65	41.14	41.13	44.51	43.88	44.11	39.93	40.61	37.51	39.01	40.00	36.97
En	45.32	48.85	42.02	35.07	44.01	45.55	45.36	45.21	45.88	42.56	43.56	39.24
Fs	10.03	10.01	16.85	20.42	12.11	10.34	14.71	14.18	16.61	18.43	16.44	23.79

Примечание. Окислы даны в мас.%. 1–3 – пикрит (образец В-465-1); 4–12 – метабазальты: 4–6 – образец С-53, 7–9 – образец С-92-2, 10–12 – образец С-94. Анализы выполнены в Дальневосточном геологическом институте ДВО РАН на микроанализаторе JXA-5A (аналитик В.И.Сапин).

лятивным плагиоклазом – плагиофировый метабаза (рис. 2, 6). Особую группу шахтаунских метавулканитов составляют ферробазальты, в которых содержание суммарного железа ($Fe_2O_3 + FeO$) превышает 15–16% при $TiO_2 > 3\%$.

В зависимости от состава метавулканитов шахтаунской толщи наблюдается дифференциация спектра и уровня концентрации в них REE (рис. 4E). Так, наименьший уровень содержания REE отмечается для метагидробазальтов и метапикритов, при этом им свойственен отчетливый дефицит LREE, что подчеркивается низкими величинами $La/Yb_{(N)} = 0.3$. Пироксеновые и пироксен-плагиофировые метабаза (характеризуются субгоризонтальным графиком распределения лантаноидов со слабо выраженным обогащением LREE с $La/Yb_{(N)} = 1.13–1.59$). С возрастанием величины отношения FeO^*/MgO в метавулканитах возрастает дифференциация спектра лантаноидов, и в ферробазальтах отмечается отчетливое обогащение LREE ($La/Yb_{(N)} = 2.11–3.12$). Данная закономерность может быть объяснена мафическим типом фракционирования (оливин + пироксен), что приводит к накоплению суммы REE в остаточном расплаве, а также избирательному обогащению его LREE [2].

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Фрагменты океанической коры, сохраняющиеся в складчатых поясах в виде офиолитовых комплексов, изначально могут формироваться в зонах спрединга как срединно-океанических хребтов, так и задуговых бассейнов [13, 15, 16, 24]. Для первых свойственно широкое развитие базитов типа N-MORB. Вторые характеризуются присутствием пород с признаками надсубдукционного происхождения, что выражается в относительной их обогащен-

ности LILE и LREE при одновременной обедненности HFSE [24]. Кроме того, в осевых частях развитых спрединговых задуговых бассейнов могут появляться и базальты типа N-MORB [31, 35, 39, 41]. Обогащенные типы базальтов – E-MORB и OIB (базальты океанических островов) – могут присутствовать в обоих типах офиолитовых комплексов и не могут служить достаточно надежным индикатором геодинамической обстановки их формирования.

На мультикомпонентной диаграмме (рис. 8) сопоставлены представительные составы различных типов метабазитов янканских офиолитов и составы важнейших геохимических реперов: N-MORB, E-MORB и OIB [43]; BABB [31], а также островодужных толеитовых базальтов (IAB) [30]. Анализ спайдер-кривых свидетельствует о том, что метабаза (янканского офиолитового комплекса не могут быть отождествлены с IAB. В целом, уровень содержания микроэлементов в диабазах зоны меланжа, дайкового комплекса, а также умеренно обогащенных метабаза (джалиндинской свиты соответствует уровню как E-MORB, так и BABB, характеризуясь положительными аномалиями по Ba и отчетливым дефицитом некоторых HFSE, в первую очередь Nb и Ti относительно LILE. Эти особенности, свойственные базитам надсубдукционного происхождения, сближают составы рассматриваемых пород с составами BABB [31, 35]. Обогащенные метавулканиты джалиндинской свиты и метавулканиты шахтаунской толщи имеют спайдер-кривые, заметно отличающиеся от прочих. По уровню содержания микроэлементов, характеру их распределения первые приближаются к составам OIB, вторые – N-MORB.

К аналогичному заключению приводит анализ диаграммы Ti–V, хотя вариации составов значитель-

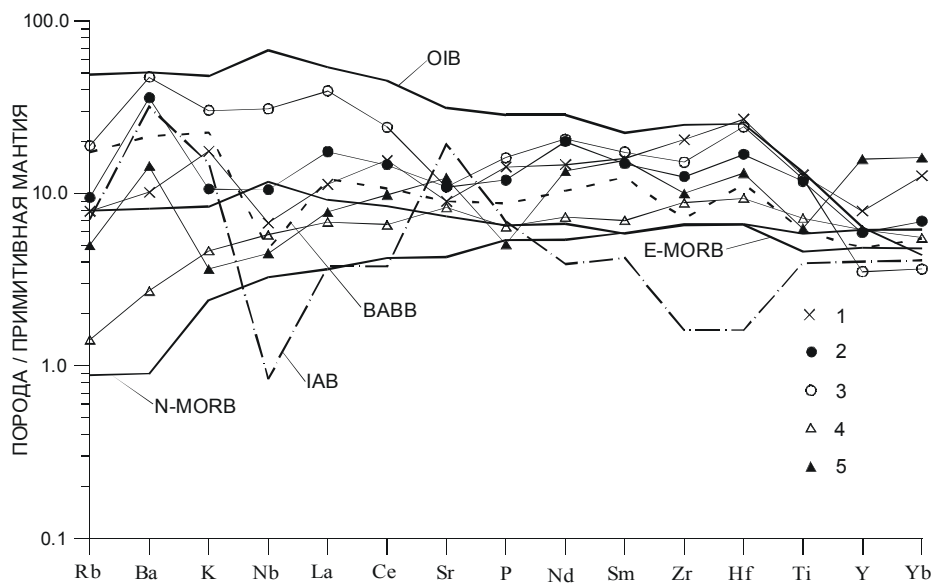


Рис. 8. Мультикомпонентная диаграмма для представительных образцов янканского офиолитового комплекса и шахтаунской толщи в сравнении с эталонными типами базальтов.

1 – диабазы дайкового комплекса (Мокчинского массива); 2 – метавулканиты джалиндинской свиты умеренно обогащенные; 3 – метавулканиты джалиндинской свиты обогащенные; 4 – метавулканиты шахтаунской толщи; 5 – диабазы из зоны меланжа.

Составы эталонных типов базальтов даны по [30, 32, 43].

Для нормирования использован состав примитивной мантии по [36].

ны (рис. 9А). В поле базальтов островных дуг (IAB) попадают лишь единичные образцы диабазов зоны меланжа и дайкового комплекса. Несмотря на то, что поля OIB, BABV, MORB в значительной степени перекрываются, можно отметить, что наибольшее количество метабазальтов джалиндинской свиты отвечает полю BABV, а обогащенные их разновидности смещены в сторону поля OIB. Составы метавулканитов шахтаунской толщи, за исключением ферробазальтов с высокими содержаниями TiO_2 , лежат в поле N-MORB.

Выше отмечалось, что практически все метабазиты офиолитового комплекса в той или иной степени деплетированы в отношении Nb. Эта особенность

отчетливо проявлена на диаграмме Nb–Hf (рис. 9Б), на которой точки составов дайкового комплекса, диабазов меланжа и умеренно обогащенных метабазальтов джалиндинской свиты лежат в поле BABV и IAB, отличаясь от эталонного состава N-MORB пониженными величинами отношения Nb/Hf. Отчетливую тенденцию накопления Nb и Hf проявляют обогащенные метабазальты джалиндинской свиты, приближаясь к составу OIB. Метавулканиты шахтаунской толщи по уровню концентрации Nb и Hf и их соотношению образуют две группы. Первая, представленная метабазальтами, располагается вблизи эталонного состава N-MORB и поля BABV+IAB, отличаясь более высоким уровнем накопления Nb; вторая, представленная ферробазальтами, при том же уровне Nb, отчетливо обогащена Hf.

Завершая обсуждение геохимических особенностей метабазитов офиолитов с целью выявления их геодинамической природы, особо подчеркнем следующее. При значительных вариациях геохимических характеристик пород большинство из них имеют вполне отчетливые признаки влияния на их состав субдукционных процессов, что наиболее ярко проявлено в дефиците Nb относительно LILE и LREE. Близкие OIB и N-MORB метавулканиты развиты в подчиненном количестве.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

По существующим представлениям складчатые структуры восточной части Монголо-Охотского пояса, в пределах которого располагается янканский офиолитовый комплекс, традиционно интерпретируются как фрагменты аккреционного клина среднеюрского возраста юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона [20, 38 и др.]. Пространственная сближенность в единой структуре разнофациальных (кремнистых, терригенных, карбонатных) отложений и различных типов метавулканитов действительно позволяет рассматривать террейны восточной части указанного пояса (в том числе и Янканский террейн) как фрагменты аккреционных клиньев. В то же время, выяснение, какой из континентальных окраин принадлежат эти аккреционные клинья, представляет собой определенную проблему, которая должна решаться для каждого террейна отдельно.

Исходя из геохимических особенностей пород, включаемых в состав янканского офиолитового комплекса, наиболее вероятной структурой их формирования является задуговой спрединговый бассейн. Выше было указано, что большинство исследователей рассматривают эти образования как среднепалеозойские. Разделяя эту точку зрения, можно предполагать, что в среднем палеозое между континентальными структурами современного обрамления пояса,

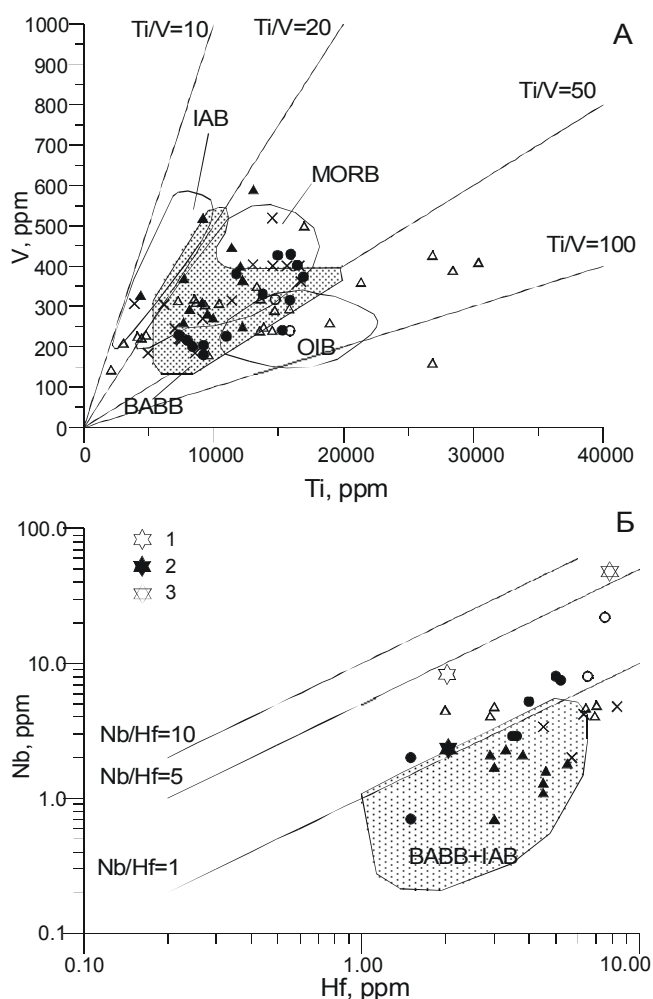


Рис.9. Диаграммы Ti–V [40] и Hf–Nb для метабазитов янканского офиолитового комплекса в сравнении с эталонными составами.

Составы эталонных типов базальтов: 1 – E-MORB; 2 – N-MORB; 3 – OIB даны по [43]. Поля составов IAB, MORB, BABV и OIB даны по материалам [1, 15, 30, 32, 35].

Условные обозначения см. на рисунке 2.

помимо океанического пространства, существовала также система островной дуги и сопряженного с ней задугового спредингового бассейна.

Вероятно, эта система развивалась вдоль северо-восточной (в современных координатах) окраины Аргунского террейна, поскольку уже в позднем палеозое янканский офиолитовый комплекс оказался включенным в состав аккреционного клина этой окраины. Об этом свидетельствуют граниты с возрастом 279 ± 7 млн лет (U-Pb метод по цирконам*), прорывающие вулканогенно-осадочные образования янканского офиолитового комплекса (рис. 1). Указанное значение полностью соответствует возрасту гранитоидов урушинского комплекса (276 ± 8 млн лет, 278 ± 7 млн лет) [29], образующих цепочку массивов вдоль южного обрамления Монголо-Охотского пояса (рис.1). По своим геохимическим особенностям эти гранитоиды являются типичными субдукционными образованиями и рассматриваются нами в качестве магматической дуги, развитой вдоль северо-восточной (в современных координатах) окраины Аргунского террейна [5, 27, 29].

Таким образом, офиолитовый комплекс, формировавшийся в среднем палеозое в обстановке задугового спредингового бассейна, в позднем палеозое оказался причлененным в составе аккреционного клина к северо-восточной (в современных координатах) окраине Аргунского террейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В составе Янканского террейна выделяется одноименный офиолитовый комплекс, включающий:

- метаморфические гипербазиты, присутствующие в зонах меланжа;
- полосчатый кумулятивный комплекс, представленный перидотитами и габброидами, слагающими значительную часть Крестовского массива;
- комплекс однородных габбро, присутствующих в Крестовском массиве;
- вероятно, метабазиты дайкового комплекса, формирующие Мокчинский массив и ряд мелких массивов в междуречье Малого и Большого Ольдюя;
- вулканогенно-осадочный комплекс, включающий вулканогенные, кремнистые и терригенные образования джалиндинской свиты, метавулканиды шахтаунской толщи.

В современном структурном плане все члены офиолитового комплекса представлены разобщенными тектоническими блоками и пластинами.

2. Среди метабазитов офиолитового комплекса на основе комплексной геохимической типизации

выделены разности пород, сходных с базальтами BABB (диабазы из зоны серпентинитового меланжа, диабазы Мокчинского массива, значительная часть метавулканидов джалиндинской свиты), OIB (наиболее обогащенная в отношении LILE, LREE и HFSE часть метавулканидов джалиндинской свиты) и N-MORB (метавулканиды шахтаунской толщи). Наиболее вероятной структурой, в которой могли формироваться указанные породы, является задуговой спрединговый бассейн.

3. В современной структуре рассмотренные ассоциации пород тектонически совмещены в составе аккреционного клина.

Исследования янканского офиолитового комплекса проводились в рамках проекта "Project on mineral resources, metallogenesis and tectonics of Eastern and Southern Siberia, Mongolia, Northeastern China, South Korea and Japan", а также поддерживались грантом РФФИ 97-05-65751.

Авторы выражают искреннюю признательность М.И. Кузьмину, А.П. Сорокину, оказывавшим постоянное внимание и поддержку в проведении исследований, а также Н.А. Берзину, В.А. Симонову, Е.В. Склярору за конструктивные замечания, способствовавшие улучшению рукописи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Бабанский А.Д., Богатиков О.А. и др. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М: Наука, 1987. 336 с.
2. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
3. Вулканические пояса востока Азии: Геология и металлогения. М.: Наука, 1984. 501 с.
4. Геология зоны БАМ. Л.: Недра, 1988. Т.1. 443 с.
5. Дриль С.И., Сорокин А.А. Геохимия и геодинамическое положение гранитоидов Урушинского комплекса восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Металлогения, нефтегазоносность и геодинамика Северо-Азиатского кратона орогенных поясов его обрамления. Материалы II Всерос. металлоген. совещ. 25–28 авг. Иркутск, 1998. С.242–243.
6. Ефремова С.В., Стафеев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. М.: Недра, 1985. 512 с.
7. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
8. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.1. 328 с.
9. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 113 с.
10. Колман Р.Г. Офиолиты. М: Мир, 1979. 262 с.
11. Коссовская А.Г. Современное состояние и проблемы изучения минеральных преобразований пород океани-

*неопубликованные данные А.А.Сорокина

- ческой коры // Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984. С.3–13.
12. Кузьмин М.И., Филиппова И.Б. История развития Монголо-Охотского пояса в среднем–позднем палеозое и мезозое // Строеие литосферных плит (взаимодействие плит и образование структур Земли). М.: Наука, 1979. С.189–226.
 13. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
 14. Кузьмин М.И., Альмухамедов А.А. Особенности вещественного состава коры Уральского палеоокеана на примере офиолитов Южных Мугоджар // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 148–157.
 15. Магматические горные породы. Т.3. Основные породы. М.: Наука, 1985. 488 с.
 16. Магматические горные породы. Т.5. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 508 с.
 17. Мартынюк М.В., Рямов С.А., Кондратьева В.А. Объяснительная записка к схеме корреляции магматических комплексов Хабаровского края и Амурской области. Хабаровск, 1990. 215 с.
 18. Матвеевков В.В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга // Геотектоника. 1983. №4. С.26–36.
 19. Натальин Б.А. Офиолиты джагдинского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Офиолиты восточной окраины Азии: Тез. докл. Хабаровск: ДВО АН СССР. 1986. С.69–71.
 20. Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизонная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. №5. С.3–23.
 21. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 22. Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогов О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1999. Т.18. №5. С.24–43.
 23. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 326 с.
 24. Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектонического значения офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С.134–165.
 25. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 206 с.
 26. Сорокин А.А., Дриль С.И., Кузьмин М.И. Геохимия пород и палеогеодинамическое положение Янканского офиолитового комплекса Монголо-Охотского складчатого пояса // Геодинамика и эволюция Земли. Материалы науч. конф. РФФИ. Новосибирск, 1996. С.67–69.
 27. Сорокин А.А. Геохимия и геодинамическая позиция магматических пород центрального сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. Иркутск: Ин-т геохимии СО РАН, 1992. 27 с.
 28. Сорокин А.А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2001. Т.20, №6. С. 31–36.
 29. Сорокин А.А., Кудряшов Н.М. Фрагменты палеозойских магматических дуг северных окраин Аргунского и Мамынского террейнов (Приамурье) // 7 Международная конференция по тектонике плит: Тез. докл. М.: Науч. мир, 2001. С.360–361.
 30. Bailey J.C., Frolova T.I., Burikova I.A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1989. 102. P.265–280.
 31. Dril S.I., Sklyarov E.V., Sorokin A.A., Postnikov A.A. Basic-ultrabasic complexes of the central part of the Mongol-Okhotsk belt: geochemistry and geodynamic implications // From PaleoAsian ocean to Paleo-Pacific ocean. An Int. J. Symp. of IGCP Pr. 283, 321, 359. Sapporo and Hidaka-Town. 1994. P. 9–11.
 32. Dril S.D., Kuzmin M.I., Tsipukova S.S., Zonenshain L.P. Geochemistry of basalts from the western Woodlark, Lau and Manus basins: implications for their petrogenesis and source rock compositions // Marine Geology. 1997. V.142. P. 57–83.
 33. Gruau G., Bernard-Criffiths J., Lecuyer C. The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites: Assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1998. V.62. N21/22. P.3545–3560.
 34. Hart S.R., Staudigel H. Isotopic characterization and identification of recycled components // Crust/Mantle Recycling at Convergence Zones. S.R. Hart and L. Gulen (eds). Kluwer Academic Publishers. 1989. P.15–28.
 35. Hawkins J.W., Melchior J.T. Petrology of Mariana Trough and Lau Basin Basalts // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P.11431–11468.
 36. McDonough, Sun S-s. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V.120. Is. 3–4. P. 223–253.
 37. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // American J. Sci. 1974. V.274. P. 321–355.
 38. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H. et al. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: US Geological Survey, Open File Report 94, 1994. 433 p., 2 sheets scale 1:500000; 2 sheets scale 1:10000000.
 39. Price R.C., Johnson L.E., Crawford A.J. Basalts of the North Fiji Basin: the generation of back arc basin magmas by mixing of depleted and enriched mantle sources // Contrib. Miner. Petrol. 1996. V.105, N1. P.106–121.
 40. Shervais J.W. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth and Planet. Sci. Lett. 1982. V.59. P.101–118.
 41. Sinton J.M., Fryer P. Mariana Trough lavas from 18°N; Implications for the origin of back-arc basin basalts // J. Geophys. Res. 1987. V.92. P.12782–12802.
 42. Smalley P.C., Field D., Lamb R.C., Clough P.W.L. Rare

earth, Th-Hf-Ta and large-ion lithophile element variations in metabasites from the Proterozoic amphibolite-granulite transition zone at Arendal, South Norway // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1983. V.63. P.446–458.

43. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the Ocean Basins. Geol.Soc.Sp.Pub.№42.* Blackwell Sci.Pub. 1989. P.313–346.

Поступила в редакцию 25 июня 2001 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

A.A.Sorokin, S.I.Dril

The Yankan ophiolite complex of the Mongolian-Okhotsk fold belt: petrology and geodynamic position

Basing on geological and petrologo-geochemical data, a tectonically disjointed ophiolite complex of Middle Paleozoic (?) age is recognized within the western part of the Yankan terrain of the Mongolian-Okhotsk fold belt (the Upper Amur region), which subsequently got the name after the latter. The following constituent parts are reconstructed in its composition: metamorphosed peridotites (apoharzburgite serpentinites of melange); a cumulative banded complex (serpentinite peridotites, cumulative gabbroids); a complex of homogeneous gabbroids; a dyke, and a volcanogenic-sedimentary complexes. Among metabasites of the dyke and volcanogenic-sedimentary complex, varieties close to BABB type are most common. They are represented in the form of fragments in the serpentinite melange, by diabases of the dyke complex, and by a predominant part of metavolcanics of the Dzhalinda suite. This type of metavolcanics is characterized by low and moderate HFSE contents (primarily, Nb) in comparison with LILE and LREE. Only an insignificant part of metavolcanics from the Dzhalinda suite shows a relation to the OIB type magma source, while the greenstone rocks of the Shakhtaun suite correspond to N-MORB compositions. Basing on the petrologo-geochemical analysis, we came to the conclusion that the ophiolite complex was formed in the back-arc spreading basin.

In the modern structural plan, the above associations are tectonically superposed in the accretion complex.

**ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ РАССЛОЕННОСТЬ КОРЫ
СЕВЕРО-ЗАПАДА ТИХОГО ОКЕАНА****В.Н. Патрикеев***Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск*

Представлены результаты изучения земной коры методом отраженных волн по субмеридиональному профилю ГСЗ эксперимента "DELP" в Северо-Западной котловине Тихого океана. По этим материалам кора является расслоенной. Для слоев 1 и 2 характерна литологическая, а для слоев 3А и 3В – тектоническая расслоенности. В коре выявлены две границы резких структурных изменений. Верхняя совпадает с кровлей слоя 3В и выражается в смене углов падения разломов от субвертикальных в слое 3А до 20–25° в слое 3В, что свидетельствует об изменении состояния дилатансионного деформирования пород на этой границе и уменьшении прочности пород в слое 3В.

Нижняя граница соответствует кровле контрастного горизонта и выражается в выполаживании наклонных разломных зон в слое 3В до горизонтали. Это связывается с переходом среды к катакластическому состоянию.

Ключевые слова: океаническая кора, тектоническая расслоенность, отражающая граница, структурная граница, прочность пород, разлом, Тихий океан.

Самые общие сведения о расслоенности коры и верхней мантии Северо-Запада Тихого океана можно получить из материалов глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). По этим данным в коре выделены слои 2 и 3, которые рассматриваются, соответственно, как базальтовый и габбровый. Детальные исследования методом преломленных волн (МПВ) по системе встречных и нагоняющих годографов позволили подразделить их на слои 2А, 2В, 2С и 3А, 3В. Было также установлено, что разные районы океана имеют различный набор этих слоёв, и скорости в них могут существенно различаться. Например, в большинстве районов Северо-Запада Тихого океана слой 2А отсутствует, на Северо-Западной плите в слое 3В наблюдается инверсия скорости [18], а на плите Картографов слой 3В отличается повышенными относительно слоя 3А скоростями [17].

Сведения о тонкой расслоенности коры можно получить лишь из материалов метода отражённых волн (МОВ). Эти исследования имеют особенно большое значение благодаря убедительным доказательствам, во многих случаях подтверждённым бурением, что разломы обладают прекрасными отражающими свойствами [20] и, следовательно, при пологих углах (до 45–60°) падения могут успешно выделяться на временных разрезах МОВ. Поэтому исследованиями МОВ можно выявить не только литологическую, но и тектоническую расслоенности океанической коры. Но, несмотря на это, до сих пор этот

метод не нашёл должного применения при изучении океанической коры и верхней мантии. Частично этот пробел был восполнен Институтом морской геологии и геофизики ДВО РАН, который в 1989 году выполнил такие исследования в варианте общей глубинной точки (ОГТ) на Северо-Западной плите вдоль субмеридионального профиля ГСЗ эксперимента японских ученых "DELP" [25, 26] (рис. 1). Они проведены по проекту "Тихоокеанские трансекты" на судне треста "Дальморнефтегазгеофизразведка" "Академик Гамбурцев". Юго-восточная часть профиля МОГТ длиной 500 км располагается в полосе трансформного разлома Тускарора, а северо-западная часть длиной 250 км – за его пределами.

Исследования осуществлялись с использованием 48-канальной сейсмической косы длиной 2.4 км и излучающего комплекса, состоящего из 20 пневмоизлучателей разной ёмкости общим объёмом 32.6 литра при рабочем давлении 140 МПа. Методика работ обеспечивала 24-кратное накопление сейсмических данных. Работы проводились при тщательной регулировке плавучести сейсмической косы и постоянном контроле уровня шумов её транспортировки, не превышавшем 20 мкв на каждом канале. Для выполнения этого условия в связи с неблагоприятной погодой и резким изменением температуры воды на широте 38° работы по профилю приходилось прерывать, и он отработан в три приёма. Его северный отрезок пройден в юг-юго-восточном направлении,

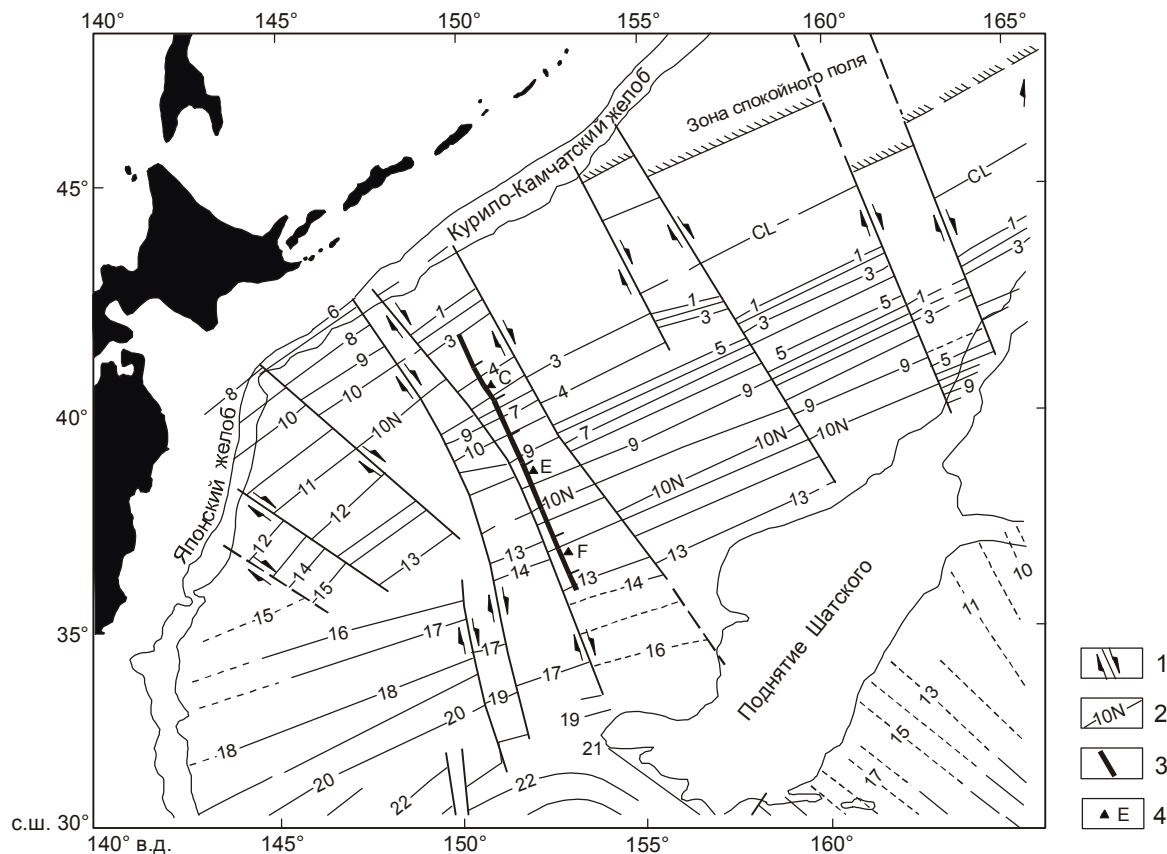


Рис. 1. Схема расположения профиля МОГТ донных станций эксперимента "DELP".

1 – трансформные разломы; 2 – оси магнитных аномалий, 3 – профиль МОГТ; 4 – местоположение донных станций эксперимента "DELP".

два южных отрезка – в север-северо-западном направлении.

Обработка сейсмических данных включала: амплитудную коррекцию, скоростной анализ, суммирование, временную миграцию конечно-разностным методом с 45-градусным оператором и переменной по времени полосовой фильтрацией. Центральная частота фильтра изменялась от 30 Гц в верхней части разреза до 10 Гц в нижней его части.

Выбор скоростей распространения волн в океанической коре и верхней мантии, необходимых при обработке сейсмических данных (суммировании, миграции) и построении глубинных разрезов, осуществлялся по опубликованным материалам ГСЗ, полученным в Северо-Западной котловине [1, 16, 18, 25, 26].

По совокупности материалов ГСЗ и МОГТ с использованием данных о прочности горных пород при высоких давлениях и температурах и характере хрупкого или пластического их разрушения при сдвиге под давлением [8] можно попытаться разработать наиболее полную сейсмическую модель коры Северо-Запада Тихого океана для тектонически спо-

койных и активных (например, зон трансформных разломов) районов. Эта модель могла бы послужить основой для понимания геодинамических процессов в океанах и активных окраинах континентов. В данной работе предпринята попытка разработать такую модель для тектонически спокойных районов океана на примере северо-западной части профиля МОГТ, расположенной вне трансформного разлома.

Выделение протяжённых осей синфазности волн, связанных с реальными сейсмическими границами в коре, а также относительно непротяжённых осей синфазности, часто группирующихся в довольно узком диапазоне времён и связанных с областями повышенной отражающей способности, производилось с учётом возможного наличия на разрезах различного рода кратных волн и боковых отражений.

Основными кратнообразующими границами являются поверхность моря, дно и кровля базальтового фундамента, поскольку на этих границах происходит наиболее резкий скачок акустической жёсткости. Следовательно, на временных разрезах, прежде всего, должны выделяться кратные волны, связанные с этими границами. Однако, ни на одном

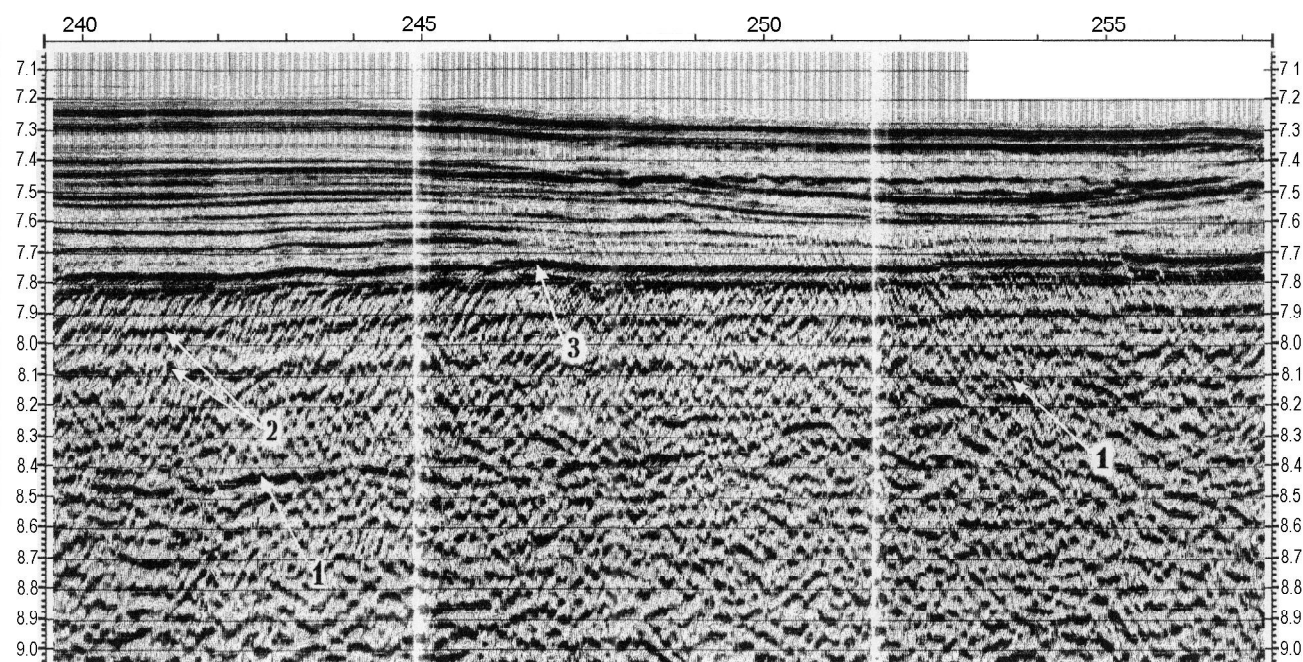


Рис. 2. Фрагмент временного разреза (240–257 км) с миграцией, иллюстрирующий горизонтальную расчлененность слоя 2 и несогласное залегание слоев 2 и 3.

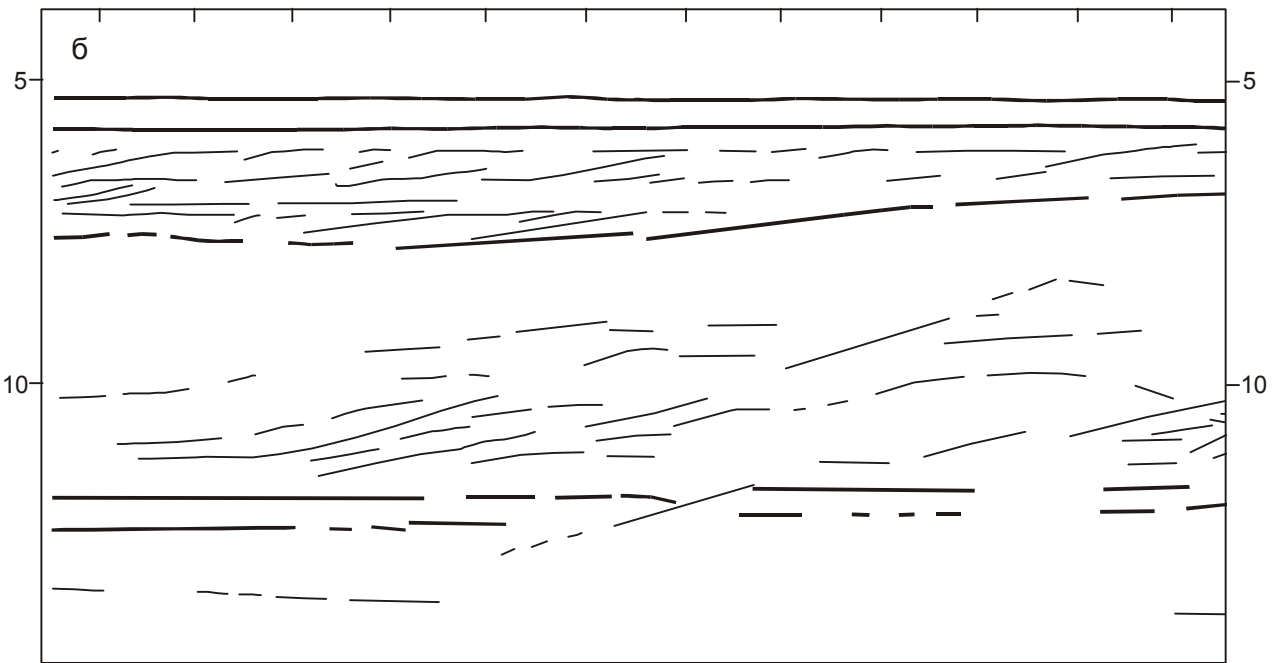
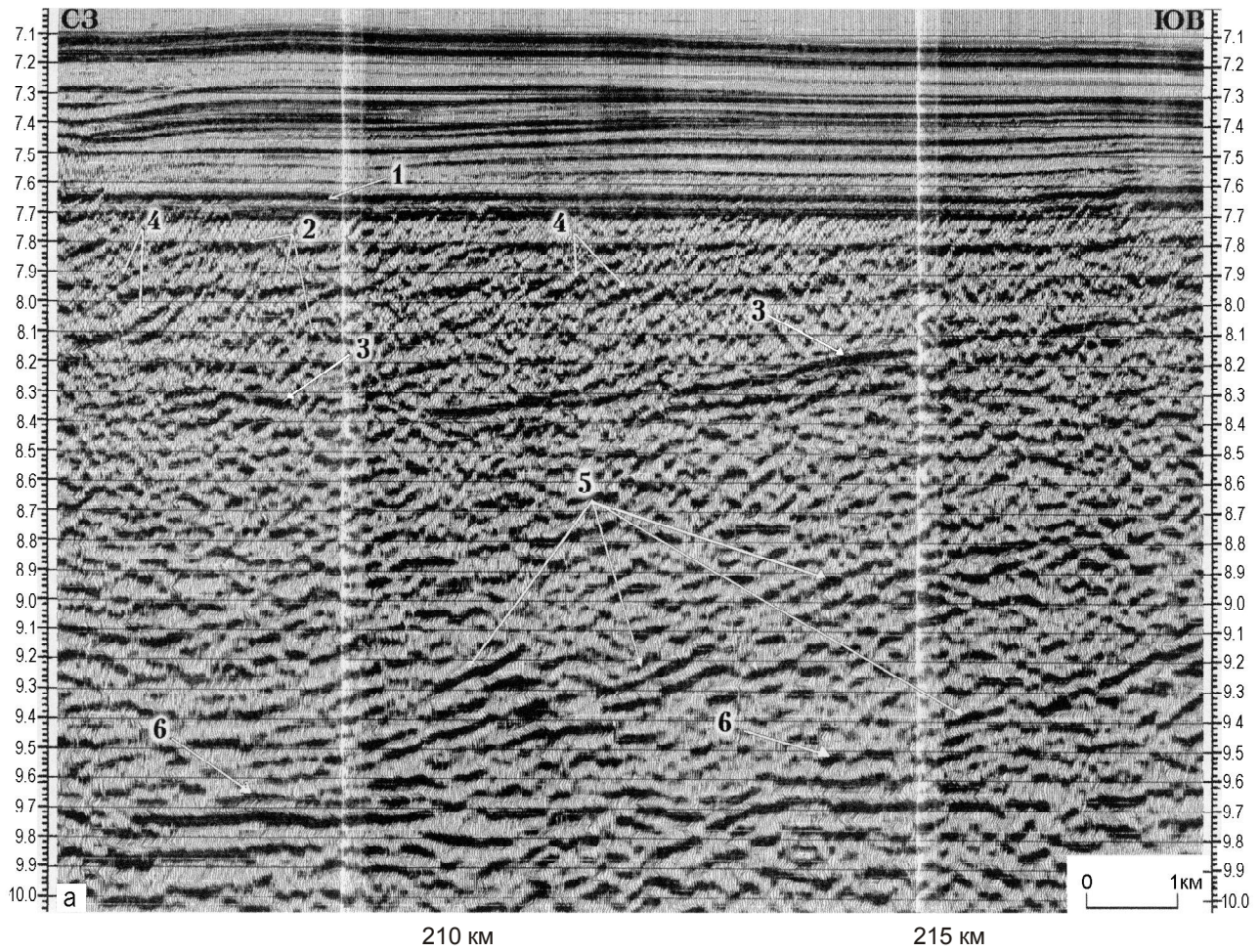
1 – отражение от кровли слоя 3; 2 – отражения от горизонтов слоя 2; 3 – отражение от кровли слоя 2.

из представленных фрагментов временных разрезов (рис. 2, 3, 4, 5) не выделяются кратные волны, связанные с дном и кровлей базальтового фундамента даже на тех участках профиля, где эти границы плоские и контрастные, т.е. отличаются наиболее высокими значениями коэффициентов отражения. Ещё меньшую интенсивность должны иметь кратные волны, образованные на границах в осадочном чехле, и проследить их на разрезе не представляется возможным.

Другим важным критерием наличия на разрезах данного типа кратных волн являются симметричные расположение и форма осей синфазности ниже и выше отражений от основных кратнообразующих границ в разрезе. Таковым в нашем случае является отражение от кровли базальтового фундамента. Однако на временных разрезах даже в случае плоскопараллельных залеганий границ в осадочном чехле, в основном, наблюдается асимметрия положения осей синфазности ниже и выше этого отражения, а при непараллельном залегании (рис. 2, 3) – асимметрия их формы. Из этих данных следует, что кратные волны, образованные в осадочном чехле, на временных разрезах отсутствуют.

Из практики проведения сейсмических работ на глубоком море следует, что наиболее интенсивными являются кратные волны, образованные в водной толще. Часто на разрезах наблюдаются волны до четвертой и более кратности. Согласно величинам взрывных интервалов при работах на профиле во

временной диапазон регистрации полезных волн могут попадать волны четвертой кратности в водной толще от предыдущего излучения. Однако в связи с изменением скорости движения судна и, как следствие этого, изменением взрывного интервала должны происходить резкие смещения временного диапазона регистрации этого типа кратных волн относительно временного диапазона полезных волн. Следовательно, если на временном разрезе имеются оси синфазности, связанные с кратными волнами в водной толще, то в момент изменения взрывного интервала они должны резко смещаться по времени или даже выходить за время регистрации. Проверка показала, что никаких смещений осей синфазности на разрезе не происходит. Следовательно, данного типа волн на разрезе нет. К этим же выводам относительно кратных волн пришли авторы работы [27], в которой рассматриваются те же материалы МОГТ, но по всему профилю. В этой работе на двух небольших участках северо-западной части профиля проведены суммирование и анализ полученных временных разрезов при разных скоростях $V_{\text{огт}}$ (после процедуры *dip move – out* (DMO) corrections). Показано, что кратные волны, сформированные в водной толще, на разрезах отсутствуют. Реверберация в осадочной толще, в основном связанная с границами дно–кровля базальтового фундамента, проявляется на разрезах лишь при наиболее оптимальных для суммирования этих волн скоростях $V_{\text{огт}}$, равных 1550 м/с. При



Н, км Н, км
Рис. 3. Фрагменты временного разреза (206–217 км) с миграцией (а) и соответствующего ему глубинного разреза (б).

1 – отражение от кровли слоя 2; 2 – отражения от горизонтов слоя 2; 3 – отражение от кровли слоя 3; 4 – наклонные отражения в горизонтах слоя 2; 5 – наклонные отражения в слое 3В; 6 – отражение от кровли контрастного горизонта.

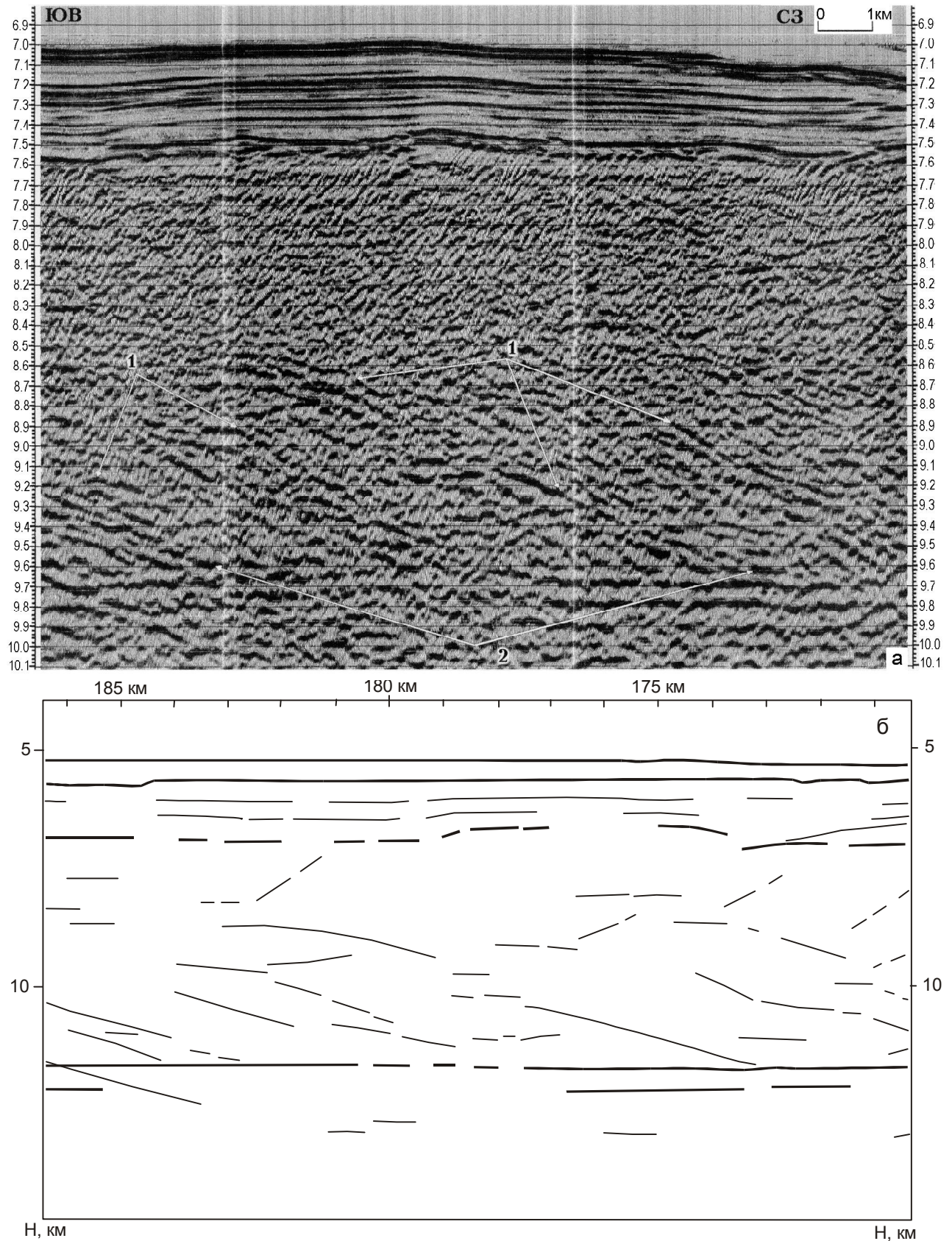


Рис. 4. Фрагменты временного разреза (170–186 км) с миграцией (а) и соответствующего ему глубинного разреза (б).

1 – наклонные отражения в слое 3В; 2 – отражение от кровли контрастного горизонта.

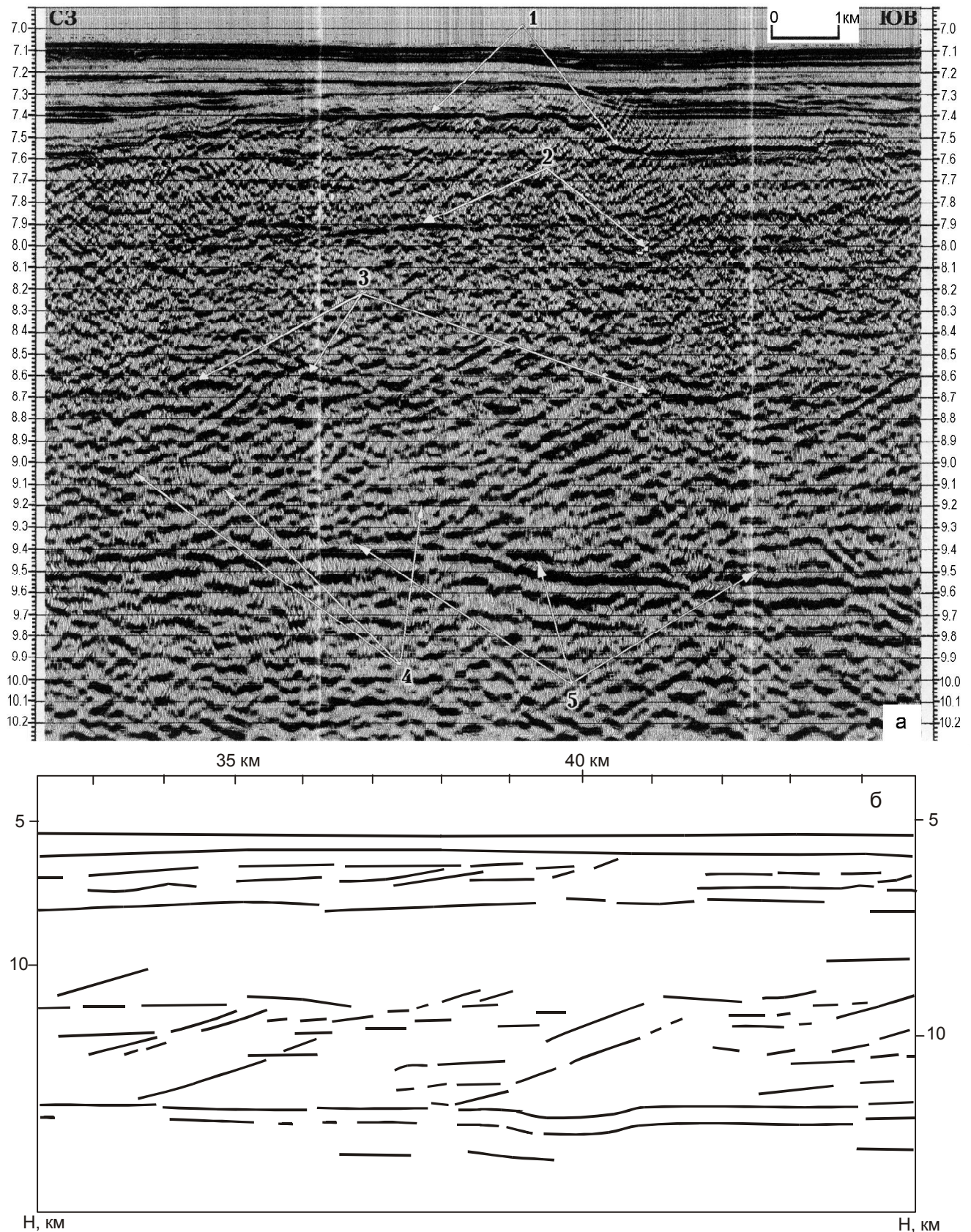


Рис. 5. Фрагменты временного разреза (33–45 км) с миграцией (а) и соответствующего ему глубинного разреза (б).
 1 – отражение от кровли слоя 2; 2 – отражение от кровли слоя 3А; 3 – отражение от кровли 3В; 4 – наклонные отражения в слое 3В; 5 – отражение от кровли контрастного горизонта.

других скоростях, в том числе при суммировании с интервальными скоростями, с которыми получен весь разрез по профилю, кратные волны отсутствуют.

Боковые волны обычно связаны с неровностями в рельефе наиболее интенсивных границ, поэтому широко проявляются лишь вблизи сложной формы вулканических построек и зон тектонических деформаций, а в районах со спокойной тектоникой обычно не регистрируются. Следовательно, роль этих волн на рассматриваемой в работе северо-западной части профиля не велика, за исключением отдельного участка (ПК 60–105), где широко проявляются вулканическая деятельность и тектонические деформации. В связи с этим здесь глубинный разрез не строился.

Следует отметить, что в связи с отсутствием на северо-западной, удаленной от разлома Тускарора, части профиля регулярных, коррелируемых на значительные расстояния волн, помех, автор настоящей работы, в отличие от авторов работы [27], попытался наиболее полно отобразить особенности волнового поля на глубинном разрезе, вынести на него не только резкие и хорошо коррелируемые отражения, но и относительно слабые или коррелируемые на малых расстояниях. Этим объясняется несколько большая насыщенность границами глубинного разреза в настоящей работе, особенно в пределах слоя 2. В общем, разрезы похожи, и на них, за исключением слоя 2, наблюдаются сходные особенности, рассмотрение которых и является одной из основных задач работы.

При описании характера поля отраженных волн и тонкой структуры океанической коры по временному и глубинному сейсмическим разрезам (рис. 6) автор основывался на модели трехслойного строения океанической коры, полагая, что различия скоростных параметров в этих слоях должны проявляться в их тонкой структуре. В соответствии с таким строением и примерной мощностью слоев океанической коры на временном разрезе с миграцией уверенно выделяются волны, отраженные от дна, практически повсеместно – от кровли слоя 2 или базальтового фундамента, на отдельных участках профиля – от кровли слоя 3 и на значительной части профиля – на временах 2,3–2,7 с, под дном, предположительно от кровли верхней мантии [10, 24, 27].

Первый или осадочный слой океанической коры представлен на временном разрезе в верхней части субпараллельными, протяженными фазами интерферирующих отраженных волн, в нижней части слоя они менее протяжены, часто до нескольких сотен метров, имеют, в основном, более высокочастотный состав. На профиле он залегает в диапазоне глубин 5–5,6 км (рис. 6) и перекрывает базальтовый фундамент (слой 2 океанической коры), часто сглаживая неровности рельефа его кровли. Поскольку

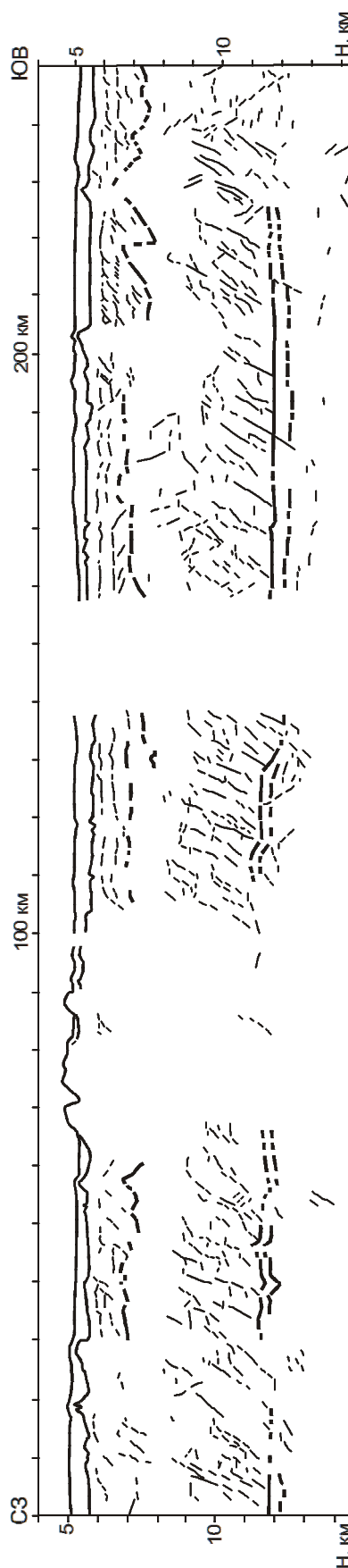


Рис. 6. Обзорный сейсмический разрез Северо-Западной плиты вдали от трансформного разлома.

строение осадочного чехла в данном регионе более детально изучено по материалам НСП, то рассматривать этот вопрос по одному профилю МОГТ не имеет смысла.

Слой 2. На временных разрезах с миграцией МОГТ, отличающихся от разрезов одноканального профилирования более низкочастотным характером записи, кровля слоя 2 отображается повсеместно в виде интенсивного двухфазного, реже – однофазного отражения, свидетельствующего о резком и выдержанном по латерали скачке скорости сейсмических волн. На многих участках профиля эта граница характеризуется плоским, возможно выровненным рельефом, часто осложнённым уступами, реже холмами, амплитудой от нескольких десятков до первых сотен метров. На временных разрезах до миграции, даже, казалось бы, от абсолютно гладких и плоских участков этой границы, прослеживается большое число дифрагированных волн (рис. 7). Последнее обстоятельство свидетельствует об обилии мелких уступов и холмов в кровле слоя 2, математическое моделирование которых позволяет предположить, что их вертикальная амплитуда изменяется от первых метров до 10–15 метров [11]. По-видимому, часть этих уступов имеет тектоническую природу, но более вероятно, что большинство мелких форм рельефа кровли слоя 2 связано с фронтальными частями базальтовых потоков.

На профиле (рис. 6) слой 2 залегает в диапазоне глубин 5,5–7,5 км. На участках профиля, где подо-

шва слоя определяется надёжно, она выделена на рис. 6 более толстой линией.

Практически вдоль всего профиля, за исключением тех его участков, где располагаются вулканические постройки, существенно искажающие волновое поле, зарегистрированное от залегающих под ними границ, слой 2 горизонтально расслоен (рис. 2). В верхней части слоя отражения более выдержаны и устойчиво коррелируются на многие десятки километров. Амплитуда их незначительна, поэтому часто корреляция этих волн нарушается интерференцией с другими волнами, в том числе и помехами, чем, в основном, и объясняется переменная интенсивность волн и некоторая прерывистость фаз на временном разрезе.

С увеличением глубины горизонтальные отражения встречаются реже, они менее выдержаны, несмотря на то, что их интенсивность, в общем, не убывает. В пределах слоя устойчиво выделяются 3, реже 4 горизонта. Мощность их слабо изменяется по латерали и составляет 200–400 м.

Наряду с горизонтальной расслоенностью в слое 2 выделяются два типа наклонных отражений. Первый тип (рис. 3) наиболее отчётливо проявлен на ПК 195–250 км (рис. 6). Для отражений этого типа характерны северо-западное падение под углом 15–20°, малая протяжённость, обычно в пределах отдельных горизонтов, высокая плотность по латерали.

Наклонные отражения второго типа более протяжённые, они нередко пересекают не только несколь-

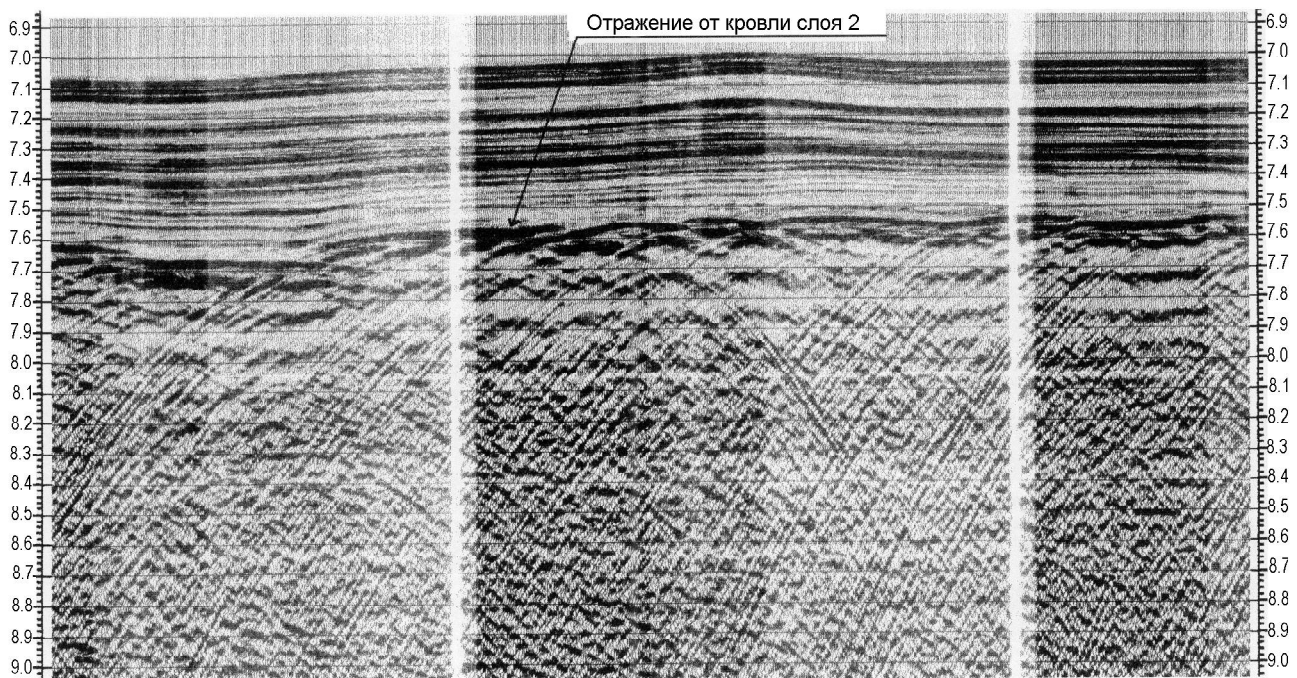


Рис. 7. Фрагмент временного разреза, иллюстрирующего дифрагированные волны от кровли слоя 2.

ко горизонтов слоя 2, но и проникают в слой 3, имеют низкую плотность по латерали и разные направления падения. Обычно на участках профиля с ненарушенной горизонтальной расслоенностью слоя 2 они не наблюдаются или встречаются крайне редко (ПК 110 – 190 км) (рис. 6). И, напротив, на участках, где горизонтальная расслоенность нарушена (ПК 0 – 60 км) (рис. 6), они встречаются часто. Всё это свидетельствует о том, что эти отражения связаны с разломами.

Отражения первого типа отображают косую слоистость в горизонтах слоя 2 и, по-видимому, свидетельствуют о проградационном формировании этого слоя на участке профиля с ПК 195 – 250 км с образованием клиноформ бокового наращивания. Тогда эти клиноформы должны быть сложены переслаиванием базальтовых потоков с грубообломочным вулканогенным материалом, поскольку, по-видимому, только эти отложения могут выдерживать наблюдаемые на глубинных разрезах крутые углы склонов до 20°. В этом случае важно отметить, что базальтовые потоки с грубообломочным материалом поступали в осадочный бассейн с юго-восточной стороны.

На ПК 205–250 км (рис. 6), где наблюдается расчленённый рельеф кровли слоя 3 с вертикальной амплитудой до 1 км, практически не нарушающий горизонтальную расслоенность слоя 2, наиболее чётко устанавливается несогласное залегание этих слоев (рис. 2, 3). Мощность слоя 2 изменяется в пределах от 1,3 до 2,0 км и составляет в среднем 1,5 км.

В настоящее время большинство исследователей, основываясь на мобилистских представлениях о формировании коры в спрединговых хребтах, рассматривают слой 2 океанической коры как магматогенный, сложенный базальтами. Как показали исследования ГСЗ [1, 16, 18, 21], в котловинах Северо-Запада Тихого океана под осадочным чехлом, в основном, выделяется слой 2В с характерными для него скоростями 4,6–5,6 км/с. Низкоскоростной слой 2А (скорость 3–4 км/с), как правило, наблюдается в районах с молодой корой на востоке Тихого океана. На западе последний обнаружен в районе Императорско-Гавайского хребта и вблизи некоторых подводных гор, где он считается вулканогенным, а на возвышенности Шатского даже вулканогенно-осадочным, так как сложен преимущественно осадочными породами. Исследованиями ГСЗ [21] установлено увеличение мощности слоя 2А от 100–200 м до 1,5 км к подножию Императорских гор с запада и с востока при сохранении мощности слоёв 2В и 2С. Следует полагать, что увеличение мощности слоя 2А происходило за счёт изостатического прогибания коры при росте Императорских гор, поэтому его формирование осуществлялось за пределами спрединговой

зоны, возможно, существенно позднее времени образования здесь коры, и его следует рассматривать как вулканогенно-осадочный.

В Северо-Западной котловине слой 2, состоящий по данным ГСЗ, из слоёв 2В и 2С, с учетом материалов данной работы, имеет следующие существенные для понимания его природы особенности строения.

1. Кровля слоя является самой резкой отражающей границей в разрезе коры, повсеместно имеет ступенчатый профиль с вертикальной амплитудой ступеней до первых десятков метров.

2. Слой горизонтально расслоен иногда на всю свою мощность, а на отдельных участках, особенно вблизи с трансформным разломом, с несогласием налегает на слой 3, тем самым часто сглаживая проявление деформаций этого слоя на дне.

3. На некоторых участках профиля в пределах отдельных горизонтов слоя 2 отчётливо прослеживается косая слоистость северо-западного падения, которая может свидетельствовать о проградационном формировании слоя на этих участках плиты в северо-западном направлении с образованием клиноформ бокового наращивания.

4. Слой 2 является высокоградиентным, скорости в нём увеличиваются с глубиной от 4,6 км/с у кровли до 6–6,3 км/с у его подошвы [25, 28]. Отмечается, особенно в его верхней части, высокий диапазон изменения скоростей, в плане достигающий 2,0 км/с.

5. По материалам МОГТ в подошве слоя 2 на многих участках профиля прослеживается двух-, иногда однофазная волна, характеризующаяся переменной по профилю интенсивностью.

6. В самой верхней части слоя 2 по одноканальным сейсмическим исследованиям нередко наблюдается интенсивная расслоенность, ярусное строение базальтовых потоков, карманы и окна в базальтовом фундаменте [9], что свидетельствует о переслаивании базальтовых пластовых тел с осадками. Интенсивная расслоенность верхней части слоя 2 наблюдается в районе наиболее глубоко вскрывшей этот слой скважине DSDP 462 в котловине Науру, где во вскрытой 510-метровой части слоя 2 залегает магматогенно-осадочная серия готерив-альбского возраста, сложенная перемежающимися базальтовыми силлами и пилоу-лавами, разделенными прослоями пирокластических и осадочных пород [15]. Следовательно, продолжительность формирования этой серии оценивается не менее чем в 30 миллионов лет. Разрез в этой скважине во многом подтверждает такую интерпретацию сейсмических материалов в Северо-Западной котловине по слою 2. В этой связи интересны также материалы бурения скважины DSDP

192, где в самой верхней части слоя вскрыто 5 лавовых потоков.

Согласно перечисленным выше особенностям строения слоёв 2В и 2С в Северо-Западной котловине следует соответственно рассматривать как осадочно-магматогенный и вулканогенно-магматогенный. В связи с таким пониманием природы слоёв отдельные пункты перечисленных особенностей строения слоя 2 требуют некоторого пояснения.

Кровля слоя 2, по сути дела, является кровлей самого верхнего в разрезе базальтового пласта. Ниже по разрезу залегает толща, сложенная переслаиванием базальтовых пластовых тел с пропластками осадков и гиалокластики. Мощность таких пластов обычно незначительна, до первых десятков метров, о чём свидетельствуют значения вертикальных амплитуд ступеней в кровле слоя. Последние предлагается рассматривать как фронтальные части базальтовых потоков. Двухфазное отражение от кровли слоя указывает на однородность верхнего базальтового пласта. Многофазное, или, как его иногда называют, реверберационное, отражение, иногда достигающее по времени до 0,4–0,5 с под кровлей слоя 2, особенно часто наблюдаемое на более высокочастотных временных разрезах НСП, свидетельствует о тонком переслаивании базальтов с осадками в верхней, мощностью до 1000 м, части слоя 2. Такое переслаивание также отображается и на временных разрезах МОГТ субгоризонтальной расслоенностью слоя 2, которая наблюдается, в той или иной степени, в пределах всего профиля, иногда достигая его подошвы.

Довольно высокий градиент скорости с глубиной в верхней и средней частях слоя объясняется увеличением доли массивных базальтов вниз по разрезу, отчасти за счёт увеличения количества субвертикальных даек, маркирующих каналы, по которым базальтовая лава поступала в верхние горизонты слоя. Прерывистость горизонтальных отражений в слое, вероятно, связана с пересечением этими дайками основных отражающих горизонтов. Отсутствие критических отражений от кровли слоя 3 при интенсивных рефрагированных в нём волнах свидетельствует о градиентном переходе скорости от слоя 2 к слою 3, что может указывать на переслаивание здесь базальтов с полосчатым и габбро. Высокий диапазон изменения скоростей в плане, особенно в верхах слоя, свидетельствует о различных соотношениях магматогенных и осадочно-вулканогенных отложений по простиранию слоя 2, а интенсивные отражённые волны свидетельствуют о выдержанности по латерали характера скоростного перехода между слоями 1 и 2.

В то же время, сложно объяснить местами (ПК 158 – 170, ПК 205 – 225, ПК 234 – 250) очень контрастные отражения в подошве слоя 2, поскольку даже

при резком переходе от базальтов в низах слоя 2 к габбро в слое 3 перепад акустической жёсткости незначителен. Поэтому остаётся предположить, что эти отражения связаны с тонким пропластком, характеризующимся аномально низким значением акустической жёсткости. При этом предположении легко объясняется изменение интенсивности этих отражений по профилю. Так при уменьшении мощности пропластка контрастность отражений на временном разрезе падает до полного их исчезновения, при увеличении его мощности контрастность отражений возрастает. Геологическая природа этих слоёв может быть самой разнообразной: от пластов гиалокластиков или пирокластиков до базального горизонта.

Сведения о проградационном формировании горизонтов слоя 2 на отдельных участках профиля являются во многом неожиданными. Конечно, нет оснований утверждать, что клиноформы бокового наращивания, тем более северо-западного падения, являются характерной чертой большинства небольших осадочных бассейнов Северо-Запада Тихого океана, но следует признать, что эта особенность всё же характерна для некоторых из них (например, мезозойского осадочного бассейна на ПК 195–250 км). Тогда сложно себе представить механизм формирования слоя 2 в осевой зоне срединно-океанических хребтов с образованием клиноформ бокового наращивания. Но даже если такой механизм существует, то осевой хребет должен находиться по отношению к осадочному бассейну со стороны поступления вулканического и вулканогенного материала, т.е., в данном случае, с юго-восточной стороны от бассейна. Но, согласно палеомагнитным реконструкциям и установленному по бурению возрасту коры, вернее, возраста низов осадочного чехла слоя 1, спрединговый хребет субдуцировал в Курило-Камчатском глубоководном жёлобе, т.е. располагался в противоположном от осадочного бассейна направлении.

В целом большую часть слоя 2 можно рассматривать как нормально осадочную, местами с несогласием залегающую на слое 3 океанической коры и местами накапливающуюся в обстановке бокового наращивания базальтовых потоков и грубообломочного вулканогенного материала. Таким образом, значительная часть этого слоя сформировалась позднее слоя 3 и сгладила достаточно расчленённый рельеф кровли последнего. Согласно же концепции спрединга, верхний базальтовый слой коры формируется на оси спредингового хребта в узкой километровой полосе по механизму вертикальных интрузий или даек за счёт быстрого охлаждения горячего расплава водой, практически, в одно время со слоем 3 [3]. Ожидать в этом случае горизонтальной расслоенности базальтового слоя и, тем более, переслаивания базальтов с осадками не приходится. Поэтому для

Северо-Западной плиты и, по-видимому, для большей части запада Тихого океана механизм образования основной части базальтового слоя (слой 2) совершенно иной, чем предлагается в концепции спрединга. В этом механизме кроме горизонтальной расчлененности, связанной с переслаиванием базальтов с осадками, клиноформ бокового наращивания, в том числе и с юго-восточной стороны от бассейна, необходимо учесть довольно длительный период формирования, по крайней мере, верхней половины слоя 2, в каждой точке плиты, исчисляемый десятками миллионов лет. По-видимому, только самый нижний горизонт слоя, так называемый слой 2С, мог образовываться в оси спредингового хребта, однако при этом для него следует предусмотреть возможность несогласного залегания на слое 3. Для остальной части слоя следует допустить более позднее его формирование в процессе движения плиты. Поэтому для Северо-Запада Тихого океана датировка магнитных аномалий и определение возраста коры по возрасту перекрывающих верхний базальтовый пласт осадков может приводить к значительным ошибкам в сторону омоложения её возраста.

Слой 3А. Характеризуется хаотической записью с редкими регулярными субгоризонтальными отражениями, протяжённостью не более одного километра. Наклонные отражения встречаются в нём редко и, как правило, не прослеживаются в перекрывающем и подстилающем слоях океанической коры. На профиле этот слой залегает в диапазоне глубин 7–9 км и на глубинном разрезе практически не содержит отражающих площадок. Мощность слоя составляет 1,5–2,0 км. На разрезе с сохраненными амплитудами этот слой слабо контрастный, что может свидетельствовать о гомогенном, в сравнении с другими, и в меньшей степени нарушенном тектоническими процессами строении слоя. Такое отображение слоя в сейсмическом волновом поле не исключает наличия в нём субвертикальных разломов, поскольку на временном разрезе в интервале времён, где предположительно должна прослеживаться его кровля, в рельефе отражений наблюдаются уступы. В ещё большей степени такие уступы проявляются в пределах слоя 2. О наличии субвертикальных дислокаций в слое 3А может свидетельствовать также малая протяжённость в нём регулярных отражений.

Слой 3В. По сейсмическим материалам МОГТ из всех слоёв океанической коры слой 3В является самым акустически неоднородным, поскольку он в большей степени насыщен довольно контрастными отражающими площадками. Он залегает на глубинах более 9 км (рис. 6). Отражения от кровли слоя прослеживаются крайне редко и представлены пакетами коротких субгоризонтальных площадок (рис. 5), которые группируются в область повышен-

ной отражающей способности. В основном, кровля слоя выделяется в виде структурной границы, которая отделяет хаотическую, слабоконтрастную запись колебаний в слое 3А от контрастной записи с обилием наклонных отражений в слое 3В (рис. 5). Рельеф её очень сложный, амплитуда перепада высот достигает 1 км.

В слое выделяются две системы отражающих площадок. Большая часть из них имеет северо-западное падение под углом 20–30° и составляет основную систему отражений в этом слое. Просматривается также система редких субгоризонтальных, расположенных на разных временных уровнях отражений протяжённостью не более 2 км.

Большинство отражений основной системы являются многофазными с переменной по простиранию интенсивностью и с прерывистой корреляцией (рис. 3–5). Обычно перерывы в корреляции сопровождаются фазовыми сдвигами. Такая структура записи характерна для наклонных прослоев или пачки прослоев, смещённых или разорванных по горизонтали на некоторых глубинных уровнях, иногда на многие сотни метров. Временная мощность прослоев, исходя из количества фаз колебаний, изменяется от первых десятков миллисекунд до 0,1 с. В зависимости от скорости распространения сейсмических волн (является ли она повышенной или пониженной относительно вмещающих пород) их мощность может изменяться в широких пределах. Например, если скорость в них понижена и равна 5,0 км/с, то мощность прослоев может составлять до 0,25 км. Следует отметить, что на сейсмическом разрезе (рис. 6) каждый прослой или пачка прослоев отображены одной отражающей площадкой, поэтому информация об их мощности здесь отсутствует.

Большинство наклонных отражений выполаживается к протяжённым субгоризонтальным отражениям контрастного горизонта в низах слоя 3, а некоторая часть срезается ими (рис. 3, 4, 5). Но всё же в отдельных случаях наклонные отражения не только пересекают, но и прослеживаются ниже субгоризонтальных отражений в низах слоя 3В (рис. 3). Эти отражения могут быть боковыми, т.е. отражающие площадки, с которыми они связаны, могут располагаться в стороне от вертикальной плоскости, проходящей через профиль наблюдений. Поскольку в этом случае отражающие площадки, связанные с наклонными и субгоризонтальными отражениями, располагаются в разных плоскостях, то наклонные прослои, от которых получены эти отражения, также могут выполаживаться к границам в низах слоя или срезаться ими, но в стороне от профиля наблюдений.

Площадки, отображаемые системой непротяжённых субгоризонтальных отражений, обычно располагаются в разрывах наклонных границ и, по-ви-

димому, являются одной из причин смещения последних. Такого рода площадки чаще наблюдаются в кровле слоя 3В.

К настоящему времени накоплен большой фактический материал по наклонным сейсмическим границам в океанической коре. Они выявлены в пределах срединных хребтов и глубоководных котловин и регистрируются на профилях, пересекающих океанические структуры под разными углами. Эти границы, как правило, ограничиваются третьим слоем и выносятся вниз по направлению к границе М. На природу таких границ имеется две группы взглядов. Одни придают этим границам вещественный смысл, рассматривая их, например, как отображение на разрезе ультрабазитовых оснований габброидных магматических камер или внедрённых в габбро тел ультраосновных пород. Математическое моделирование сейсмических волновых полей от наклонных габбро-гипербазитовых тел среди габброидов [29] показало хорошую сходимость с наблюдаемой картиной. Другие считают, что наклонные границы имеют чисто тектоническую природу [14].

Согласно первой группы взглядов скорость сейсмических волн в наклонных прослоях может быть как выше, так и ниже, чем во вмещающих породах, согласно взглядам второй группы исследователей – существенно ниже. Поэтому, даже измерив скорости в наклонных геологических телах и вмещающих породах слоя 3В, нельзя однозначно решить эту проблему. Несмотря на то, что проведение таких измерений является задачей очень сложной и тонкой, а вероятность того, что они дадут убедительные результаты очень мала, попытки всё же были предприняты и получены, в общем, неоднозначные результаты [4].

На самом деле решить эту проблему можно существенно проще. Согласно первой группы взглядов скорость сейсмических волн в слое 3В за счёт наличия в нём ультрабазитовых тел будет выше, чем в габбро. Согласно же второй группы взглядов скорость в этом слое должна быть ниже, чем в габброидах, поскольку в разломных зонах и трещиноватых породах она существенно понижается. Поэтому более убедительные доводы о природе наклонных прослоев можно получить, оценив скорости не в отдельных прослоях, что очень сложно, а во всём слое 3В в районе, где наклонные границы располагаются очень плотно и, следовательно, в большей степени определяют акустические параметры (скорости и плотности) слоя. Высокая плотность наклонных отражений в слое 3В наблюдается на большей части профиля МОГТ, особенно вдали от трансформного разлома. Но для этого района Северо-Запада Тихого океана характерно обилие данных об инверсии скорости в слое 3В, которая, скорее всего, обусловлена обилием наклонных прослоев в нём, следовательно,

можно полагать, что последние характеризуются аномально низкими значениями скорости и могут рассматриваться как трещиноватые зоны, насыщенные флюидами. Вполне возможно, что в некоторых районах, где наблюдаются довольно высокие скорости сейсмических волн в слое 3В, например, на плите Картографов [17], по этим трещиноватым зонам, если они там есть, произошли внедрения ультрабазитов.

Несмотря на то, что отражения от кровли слоя 3В не прослеживаются на большей части профиля, она достаточно уверенно выделяется по срезанию основной системы наклонных отражений, т. е. является структурной границей.

В низах слоя 3В (рис. 3–5), на временах 9,4–10,0 с, практически непрерывно (за исключением участков расположения на профиле вулканических построек) прослеживается акустически контрастное, часто многофазное (3 – 5 фаз) отражение, с преобладающей частотой около 10 Гц. Согласно скоростному разрезу и мощности коры, полученным по этому профилю в эксперименте "DELP", примерно на этих временах ожидалось вступление отражения от раздела М. Поэтому естественно было рассматривать это акустически контрастное отражение как отражение от кровли мантии, и в первых работах [10] оно так и понималось. Но при более детальном анализе временного разреза были вскрыты две важные особенности.

1. Сравнивая формы импульса излучения и формы волн, отражённых от таких резких границ пространства, как дно и кровля слоя 2 с формой контрастного отражения в низах слоя 3В, можно заключить, что здесь залегает горизонт с переменной по простиранию временной мощностью от нескольких десятков миллисекунд до 0,2–0,3 с. Следовательно, контрастная волна есть отражение не от границы, а от слоя.

2. Кровля этого слоя, выделенная на глубинном разрезе (рис. 6) жирной линией, залегает на глубине 11,5–12 км, которая на 1,5–2,0 км меньше глубины границы М, указанной на результирующих скоростных колонках по всем трём линиям плотной прострелки ГСЗ в эксперименте «DELP».

Высокая акустическая контрастность горизонта свидетельствует об аномальном относительно вмещающих пород значении акустической жёсткости в нём. Поскольку вмещающими являются породы слоя 3В, скорости в котором в Северо-Западной котловине по данным [16, 18] находятся в пределах 6,3–6,8 км/с, то, в сравнении с этими значениями, аномально высокими следует считать скорости более 8,0 км/с, а аномально низкими – менее 5,0 км/с. Если акустическая жёсткость в этом горизонте была бы аномально высокой, т.е. мантийной, то его мощность могла бы достигать значений 800–1000 м и он, несомненно,

был бы зафиксирован японскими исследователями в эксперименте "DELP" на глубине 11,5–12 км. Но, как известно [25, 26], в пределах всех трёх линий плотных наблюдений С, Е, F до глубин 13,7 км границ или слоёв, на которых скорость сейсмических волн возрастает выше 7 км/с, не отмечается, мало того, на записях вдоль этих линий нигде не зафиксировано мантийных скоростей. Следовательно, скорость сейсмических волн в этом горизонте значительно ниже мантийной, и он характеризуется аномально низкими значениями скоростей, существенно меньшими, чем в слое 3В. Если принять их равными 5,0 км/с, то мощность горизонта должна составить 0,5–0,7 км.

На основании этих данных подошва контрастного горизонта располагается на глубине в среднем 12,5 км, т.е. на километр выше положения подошвы коры, выделенной и предполагаемой японскими исследователями. В связи с тем, что построение границ в низах коры в МОГТ производилось с учетом, а в эксперименте "DELP" – без учета инверсии скорости в слое 3В, то на разрезах МОГТ и ГСЗ следует ожидать некоторое различие в положении одних и тех же границ. Но, как показывают простейшие расчёты, оно не должно превышать 300–400 м, поэтому следует полагать, что под контрастным горизонтом залегает самая нижняя часть слоя 3В, а не верхняя мантия. Исходя из данных ГСЗ эксперимента "DELP", мощность этой части слоя 3В изменяется от 700 м до многих километров.

Нижняя часть слоя 3В под низкоскоростным горизонтом является акустически более однородной, чем верхняя. Её структура отличается от остальной части слоя, залегающей выше горизонта, тем, что здесь на фоне криволинейных осей синфазности преобладают короткие, до 1–2 км, субгоризонтальные отражающие площадки.

На временном разрезе на временах, соответствующих глубинам 13,7–14 км, можно отметить отдельные, даже акустически контрастные, но с большими перерывами в корреляции отражающие площадки, которые могли бы рассматриваться как элементы границы М, предполагаемой здесь японскими исследователями по материалам ГСЗ [26]. Но следует заметить, что делать обоснованные выводы о структуре этой части слоя 3В и, в том числе, о положении его подошвы нет веских оснований, поскольку они располагаются в 1–1,5-секундном интервале до конца записи. Здесь начинают существенно проявляться краевые эффекты миграции, и самое существенное значение имеет то обстоятельство, что из-за отсутствия информации не могут быть отображены границы с углами падения более 30°.

Согласно представлениям большинства исследователей, слой 3А является однородным и сложен

габбро. Эти представления полностью подтверждаются имеющимся и приводимым здесь сейсмическим материалом. Породы слоя являются прочными и хрупкими и при довольно низком для них давлении обжатия 0,12–0,16 ГПа разрушаются при сдвиге субвертикальными разломами. Об этом свидетельствует множество крупных уступов, с вертикальной амплитудой в сотни метров, и часть более мелких, имеющих тектоническую природу уступов, в наиболее четко выраженной в разрезе кровле слоя 2.

Слой 3В устроен существенно сложнее. Наиболее популярной в настоящее время является гипотеза о серпентинитовом составе этого слоя [3, 6], который начинает формироваться на удалении от активной зоны спрединга, где подошву габбрового слоя 3А пересекают изотермы 550 и 350°C, соответствующие верхним границам устойчивости антигоритовой и лизардит-хризотиловой модификаций серпентина, при наличии воды. Согласно этой гипотезе процесс серпентинизации перидотитов верхней мантии продолжается в процессе движения литосферы от оси спрединга в области между этими изотермами и подошвой габбрового слоя, если в ней будет находиться вода. Глубина проникновения воды определяется поверхностью хрупко-пластического перехода, при котором микротрещины закрываются полностью и среда становится непроницаемой для воды и пара.

Для серпентинитов [3] антигоритовой модификации это состояние достигается при давлении 0,4 ГПа, которое соответствует в условиях океана глубине 16,5 км, для серпентинитов лизардит-хризотиловой модификации – соответственно при давлении 0,26–0,27 ГПа на глубинах 12–12,5 км. Петельчатая структура серпентинитов, сложенных лизардитом и хризотилом, отражает тектонически-спокойные условия их образования в однородной среде, что характерно для серпентинизации перидотитов в океанических котловинах.

С учетом приведенных материалов рассмотрим особенности строения слоя 3В в Северо-Западной котловине, существенные для понимания его природы, и степень их соответствия гипотезе о серпентинитовом составе этого слоя.

1. Из всех слоев консолидированной коры слой 3В является самым неоднородным, т.е. наиболее гетерогенным, поскольку он в большей степени насыщен довольно контрастными отражающими площадками.

2. Система наклонных на северо-запад и выполаживающихся к контрастному горизонту в низах слоя 3В отражающих площадок, определяющих структуру этого слоя, фиксирует наклонные прослои или пачки прослоев с аномально низкими относительно вмещающих пород акустическими свойствами мощностью до 0,3 км. Эти прослои на некоторых

глубинных уровнях часто смещены или разорваны по горизонтали. Они рассматриваются как трещиноватые или разломные зоны.

3. В низах слоя 3В на глубине 11,5–12 км практически непрерывно прослеживается контрастный горизонт мощностью до 0,7 км с аномально низкими значениями акустической жесткости.

4. Самая нижняя часть слоя 3В под контрастным горизонтом является акустически более однородной, чем верхняя. Ее структуру определяют короткие (до 1,5 км) субгоризонтальные площадки.

5. Во многих районах Северо-Западной котловины по данным ГСЗ в слое 3В отмечается инверсия скорости до 6,3 км/с.

6. Кровля слоя 3В является прекрасной структурной границей, на которой хаотичные слабоконтрастные отражения слоя 3А сменяются на контрастные наклонные северо-западного падения отражения слоя 3В.

Структурные изменения на границе слоев 3А и 3В, выражающиеся в изменении углов падения разломов от субвертикальных в слое 3А до 25–20° в слое 3В, свидетельствуют о существенно различающейся прочности пород в этих слоях или об их различном вещественном составе. Действительно, на структурной границе между слоями 3А и 3В, где литостатическое давление составляет 0,15–0,16 ГПа, породы с прочностными характеристиками базальта и габбро находятся в состоянии хрупкого разрушения с развитием при сдвиге субвертикальных (свыше 60°) макротрещин с гладким скольжением, что и наблюдается в слое 3А. При таких давлениях обжатия стенки трещин практически не касаются друг друга и силы трения незначительны, поэтому механизм разрушения здесь можно считать раскалыванием.

В верхней части слоя 3В при тех же давлениях обжатия пород угол падения разломов уменьшается до 25–30°, сами разломы, судя по мощности низкоскоростных прослоев до 0,3 км, являются уже не макротрещинами, а разломными зонами, представляющими собой полосу сдвига. Следовательно, породы слоя 3В находятся в ином, чем породы слоя 3А, состоянии дилатансионного деформирования, поскольку здесь не только стенки трещин стали касаться друг друга и начало действовать сухое трение, но оно по порядку величины стало сравниться с прочностью монолитных бортов трещин. В этих условиях смещение вдоль разлома сопровождается деструкцией его бортов, разлом расширяется в полосу, и происходит прерывистое скольжение.

Для габбро и базальтов такой механизм разрушения действует при существенно больших давлениях обжатия: от 0,40 до 0,65 ГПа [8]. Следовательно, слой 3В слагают породы менее прочные, чем базаль-

ты и габбро, с примерно теми же или чуть меньшими скоростями сейсмических волн. Таким свойствам наилучшим образом соответствуют петельчатые серпентиниты, а в данном случае серпентинизированные перидотиты, поскольку скорости в них близки скоростям в габбро, а описанный выше механизм разрушения осуществляется при очень низких давлениях обжатия 0,15 ГПа и более.

Дальнейший рост давления обжатия с глубиной не вызывает соответствующего роста предельной прочности пород слоя 3В (серпентинитов или серпентинизированных перидотитов), т.е. последняя в меньшей степени зависит от давления, тогда как сопротивление трения в разломе продолжает расти с давлением. При этом разрушение массива сопровождается появлением сети трещин, разделяющих его на множество малых частей. Остаточная прочность массива становится близкой сопротивлению пластическому течению фактически раздробленного материала. Сверхпластическое течение вызывается снижением сопротивления материала в связи с эффектом вращения фрагментов. Такое фрагментированное состояние называют катакластическим. В разрезе плиты это состояние достигается на глубинах, где разломы выполаживаются до горизонтали, т.е. на глубине контрастного горизонта, равной 11,5–12 км. В пределах этого горизонта серпентиниты раздроблены, характеризуются очень низкой прочностью, и соответственно, имеют пониженную скорость и плотность, а следовательно и акустическую жесткость. Давление обжатия на этой глубине равно 0,24 ГПа.

На опубликованных диаграммах механического состояния для серпентинитов петельчатой структуры, сложенных лизардитом и хризолитом [3, 8], при давлениях 0,15–0,27 ГПа располагается переходная зона, при больших давлениях – пластическая область. Согласно общей характеристике данных лабораторных испытаний для хрупкого и пластического разрушений при сдвиге под давлением переходной зоне соответствуют состояния прерывистого скольжения и катаклаза. В связи с этим из материалов МОВ по тектонической расслоенности слоя 3В следует, что в пределах переходной зоны для серпентинитов от 0,15 до 0,27 ГПа состояние прерывистого скольжения осуществляется в диапазоне давлений обжатия от 0,15 до 0,24 ГПа и глубин 9–12 км, а состояние катакластической ползучести – от 0,24 до 0,27 ГПа и глубин от 12 до 13 км.

Таким образом, по структуре и физическим параметрам слой 3В является самым верхним волноводом в океанической коре и характеризуется концентрацией дилатационно раскрытых трещин и резкой переориентацией главных напряжений. Эта переориентация напряжений связана с движением типа "де-

тачмент" [8] верхней части земной коры относительно мантии по нижней коре, породы которой находятся в состоянии катакластического разрушения. Переход от катакластического (милонитного) состояния к истинно пластическому, когда дислокационное течение реализуется внутри кристаллической решетки минерала, осуществляется для петельчатых серпентинитов при давлениях обжатия более 0,27 ГПа, что соответствует глубине 13 км. Следовательно, на этой глубине и глубже породы оказываются менее проницаемыми, т.е. с этих глубин, по крайней мере в тектонически спокойных районах Северо-Западной плиты, в основном, прекращается серпентинизация мантии и последняя становится в большей степени перидотитовой.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные в работе материалы МОГТ в Северо-Западной котловине Тихого океана дают все основания утверждать, что такого рода исследования необходимо широко внедрять при изучении строения коры и верхней мантии в океане.

По этим материалам кора Северо-Западной котловины является расслоенной. В тектонически спокойных районах океана для слоев 1 и 2 характерна, в основном, литологическая расслоенность. В слое 1 она обусловлена переслаиванием осадочных отложений разного состава, в слое 2 – осадочно-вулканогенных и магматических пород с преобладанием последних вниз по разрезу. Косая слоистость в пределах отдельных горизонтов слоя 2 на некоторых участках плиты может свидетельствовать о проградационном формировании слоя на этих участках.

В целом верхнюю половину, а на отдельных участках плиты почти весь слой 2 можно рассматривать как нормально осадочные, местами с несогласием залегающие на слое 3 океанической коры и накапливающиеся в обстановке бокового наращивания базальтовых потоков и грубообломочного вулканогенного материала. Таким образом верхняя, значительная по мощности, часть слоя 2 формировалась довольно длительный период времени, возможно исчисляемый многими десятками миллионов лет, вдали от оси спредингового хребта. Лишь нижняя часть слоя, представленная нижним горизонтом могла образоваться в спрединговом центре и иметь соответствующий времени образования коры возраст. Поэтому для Северо-Запада Тихого океана датировка магнитных аномалий и определение возраста коры по возрасту перекрывающих верхний базальтовый пласт осадков могут приводить к значительным ошибкам в сторону омоложения ее возраста.

Структура слоев 3А и 3В в тектонически спокойных районах плиты определяется тектонической расслоенностью. Слой 3А является однородным, по-

скольку имеет постоянную, не изменяющуюся с глубиной скорость сейсмических волн и в нем практически отсутствуют сколько-нибудь протяженные отражения. Сложен он прочными (типа габбро) породами, которые при давлениях обжатия и температурах, соответствующих глубинам его залегания, являются хрупкими и разрушаются при сдвиге субвертикальными разломами по механизму раскалывания.

На границе слоев 3А и 3В происходит резкое структурное изменение, выражающееся в смене углов падения разломов от субвертикальных в слое 3А до 20–30° с падением на северо-запад в слое 3В, которое указывает, что породы слоя 3В находятся в ином, чем породы слоя 3А, состоянии дилатансионного деформирования. Изменение механического состояния пород в слое 3В произошло из-за существенного уменьшения прочности пород в этом слое, связанного с изменением его вещественного состава. Действительно, при наличии существенных касательных напряжений и уменьшении прочности пород стенки трещин в них начинают касаться друг друга и действует сухое трение, которое по порядку величины сравнимо с прочностью монолитных бортов трещин. В этих условиях смещение вдоль разлома сопровождается деструкцией его бортов, разлом расширяется в полосу, которая регистрируется на временном разрезе МОГТ. Вдоль полосы происходит прерывистое скольжение. Учитывая скорости сейсмических волн в слое 3В, близкие скоростям в габбро, описанный механизм разрушения при таких низких давлениях обжатия может быть реализован только в серпентинизированных перидотитах.

Структурное изменение на глубине 11,5–12 км, соответствующей кровле контрастного горизонта в слое 3В, выражающееся в выполаживании наклонных разломных зон до горизонтали, связано с переходом среды к другому механическому состоянию, которое называют катакластическим [8]. Здесь разрушение массива сопровождается появлением сети трещин, разделяющих его на множество малых частей. Остаточная прочность массива становится близкой сопротивлению пластическому течению фактически раздробленного материала. Поэтому контрастный горизонт характеризуется пониженной плотностью и скоростью сейсмических волн. Серпентиниты под контрастным горизонтом находятся в пластичном состоянии.

Таким образом, по структуре и физическим параметрам слой 3В, особенно содержащийся в нем контрастный горизонт, является самым верхним волноводом в океанической литосфере и характеризуется концентрацией дилатансионно раскрытых трещин и резкой переориентацией главных напряжений. Эта переориентация связана с движением типа «детachment» земной коры относительно мантии по нижней

коре (контрастному горизонту), породы которой находятся в состоянии катакластического разрушения, а в низах коры – в пластическом состоянии. Направление движения коры относительно мантии может быть определено при знании характера разломов в слое ЗВ – взбросы это или листрические сбросы.

В рамках плитовой тектоники эти материалы могут свидетельствовать о проскальзывании основной части океанической коры по ее нижней части относительно мантии при движении литосферы к зоне субдукции. По-видимому, это проскальзывание в отдельные периоды времени может быть настолько значительным, что при высокой скорости субдукции литосферы, вернее ее мантийной части, субдукции океанической коры может вообще не происходить. Отчасти с этим связано существенное уменьшение размеров аккреционных призм в глубоководных желобах относительно ожидаемых и, как правило, нарушение баланса осадков в них.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глубинное сейсмическое зондирование: Данные по Тихому океану / Отв. ред.: И.П. Косминская, А.Г. Родников, Г.И. Семенова. М., 1987. 103 с. (МГК при Президиуме АН СССР: Материалы мирового центра данных Б).
2. Зверев С.М. Сейсмические свойства земной коры и верхней мантии северо-западной части Тихого океана // Геофизические исследования зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М., 1977. С. 28–34.
3. Каракин А.В., Лобковский Л.И., Николаевский В.Н. Образование серпентинового слоя океанической коры и некоторые геолого-геофизические исследования // Докл. АН СССР. 1982. Т.265, №3. С.572–576.
4. Коган Л.И., Мурзин Р.Р., Перфильев А.С. Строение котловины Гаттераса в западной Атлантике (по сейсмическим данным) // Геотектоника. 1994. №6. С.23–41.
5. Косминская И.П., Капустян Н.К. Обобщенная сейсмическая модель коры океанического типа // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. №2. С.3–15.
6. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
7. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н., Немченко Г.С. Сеймо-стратиграфия кайнозойского осадочного чехла северо-западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1997. С.21–41. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. IV).
8. Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидодинамика. М.: Недра. 1996. 447 с.
9. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л., Немченко Г.С. Сеймо-стратиграфия мезозойского осадочного чехла северо-западной плиты Тихого океана // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1997. С.5–20. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. IV).
10. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Покровная структура курильского фронта деформации Охотоморской плиты Евразии // Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, №1. С.60–66.
11. Патрикеев В.Н., Рагозин Н.А. Отображение микрорельефа сейсмических границ на временных разрезах (Северо-Западная котловина Тихого океана) // Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 3–8.
12. Патрикеев В.Н. Тектоническая и литологическая расчлененность коры Северо-Запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2000. 72 с.
13. Пилипенко А.И. Строение асейсмичных хребтов в зоне Маскаренско-Австралийского геотраверза (Индийский океан) // Геотектоника. 1994. №6. С.42–53.
14. Пушаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С. Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. №2. С.45–56.
15. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: Факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
16. Строение дна северо-запада Тихого океана (геофизика, магматизм, тектоника) / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский, Ю.П. Непрочнов. М.: Наука. 1984. 231 с.
17. Тектоника плиты Картографов (Тихий океан). М.: Наука, 1988. 88 с.
18. Тектоника северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1983. 120 с.
19. Тулина Ю.В., Ярошевская Г.А. Внутренняя структура земной коры. М.: Наука, 1976. 134 с.
20. Шаров В.И. Разломы и природа сейсмических границ в разрезе континентальной коры // Сов. геология. 1984. №1. С.112–120.
21. Den N., Ludwig W.J., Murauchi S. et al. Seismicrefraction measurements in the Northwest Pacific basin // J. Geophys. Res. 1969. V. 74, N6. P.1421–1434.
22. Hilde T.W., Isezaki N., Wageman J.M. Mesozoic Sea-Floor Spreading in the North Pacific // The Geophysics of the Pacific ocean Basin and its Margin / Ed. Sutton G. H., Morghni M.N., Moberly R. Washington D.C., 1976. (A.G.U. Geophys. Monogr; 19).
23. Kosminskaya I.P., Puzyrev N.N., Alekseev A.S. Explosion seismology: its past, present and future. In: The Mantle. A.R. Ritsema (Ed.) // Tectonophysics. 1972. 13, N1–4. P. 309.
24. Ranero C.R., Reston T.J. Reflective oceanic crust formed at a fast-spreading center in the Pacific // Geology. 1997. V. 25, N 6. P. 499–502.
25. Report on DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific. Part II: Oceanic Crust of the Basin / Kiyoshi Suyehiro et al. // Bull of Earthq. Res. Inst. Univ. of Tokyo. 1990. Vol. 65. P. 89–104.
26. Report on DELP 1986 Cruises in the Northwestern Pacific. Part III: Seismic Structure Revealed by Explosion Experiments / Shozaburo Nagumo et al. // Bull of Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo. 1990. V. 65. P. 105–133.

27. Reston T.J., Ranero C.R., Belykh I.N. The structure of Cretaceous crust of the NW Pacific: Constraints on processes at fast spreading centers // *J. Geophys. Res.* 1999. V. 104, N B1. P. 629–644.
28. Spudich P., Orcutt J. A new look at the seismic velocity structure of the oceanic crust // *Revs. Geophys. and Space Phys.* 1980. V. 18, N3. P.627–645.
29. Stoffa P.L., Buhl P. Two-ship multichannel seismic experiments for deep crustal studies: expanded spread and constant offset profiles // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84, N B13. P.7645–7660.

Поступила в редакцию 2 июля 2001 г.

Рекомендована к печати Р.Г. Кулиничем

V.N. Patrikeev

Lithological and tectonic delamination of the crust in the Northwest Pacific

This paper offers the results of the study of the Earth's crust by the seismic reflection method on the DSS submeridional profile in the DELP experiment carried out in the northwestern basin of the Pacific Ocean. This evidence proves that the crust is layered. Layers 1 and 2 are characterized by lithological, and Layers 3A and 3B, tectonic lamination. Two boundaries of strong structural disturbances have been identified in the crust. The upper boundary coincides with the roof of Layer 3 and manifests itself in the change of angles of dip of faults from subvertical in Layer 3A to 20-25° in Layer 3B. This gives evidence of the change in the state of dilatation deformation of rocks at this boundary and a decrease in the rock strength in Layer 3B.

The lower boundary corresponds to the roof of the contrasting horizon and manifests itself in the flattening of oblique fault zones in Layer 3B as far as the horizontal. This is related to the transition of the medium into a cataclastic state.

ОСТРОВОДУЖНЫЙ МАГМАТИЗМ ЗОНЫ РАЗЛОМА ХАНТЕР (СЕВЕРО-ФИДЖИЙСКИЙ БАССЕЙН, ТИХИЙ ОКЕАН)

И.А. Тарарин**, *С.К. Злобин, *Г.М. Колесов***, *Э.М. Седых***,
*В.М. Чубаров****, *Т.М. Философова******

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

***Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г.Москва*

****Институт вулканологии ДВО РАН, г.Петропавловск-Камчатский*

Установлено, что в геологическом строении зоны разлома Хантер, являющейся юго-восточным продолжением островодужной системы Вануату, принимают участие два разновозрастных структурных яруса – зона меланжа и перекрывающий ее вулканический чехол, характеризующиеся различным островодужным вулканизмом. Показано, что в зоне меланжа распространены метаморфизованные в зеленосланцевой фации океанические и островодужные метабазальты, принадлежащие к верхам офиолитового разреза данного региона, и современные неметаморфизованные или слабо измененные в цеолитовой фации бониниты, островодужные толеиты и субщелочные базальтоиды К-На серии. Предполагается, что метабазиты офиолитового комплекса формировались в течение позднеэоцен-раннемиоценового этапа развития островодужной системы Витязь, а современные бониниты, островодужные толеиты и субщелочные базальтоиды – в позднеплиоцен-современный этап развития островодужной системы Вануату. В позднеплиоцен-современный этап магматизма на офиолитовом фундаменте зоны меланжа формируется мощный комплекс островодужных образований вулканического чехла, представленный островодужными толеитовыми базальтами, вулканитами бимодальной известково-щелочной серии и океаническими толеитами спрединговых структур. Показано, что тесная пространственная и временная связь в одном регионе контрастнотитанистых островодужных комплексов обусловлена процессами косоугольной субдукции, сопровождаемой трансформными перемещениями по зоне разлома Хантер. Условия косоугольной субдукции приводят, вероятно, к разрыву сплошности субдуцируемой океанической плиты и подъему слабо деплетированного мантийного вещества, дающего начало субщелочным базальтоидам.

Ключевые слова: островодужный магматизм, петрология, геодинамика, зона разлома Хантер, Северо-Фиджийский бассейн, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Юго-западная часть Тихого океана представляет собой сложную эшелонированную систему конвергенции океанических плит, состоящих из разновозрастных активных и остаточных островных дуг, окраинных бассейнов, трансформных разломов и микроконтинентов, эволюционирующих с палеоцена [7]. Одним из наиболее сложно построенных фрагментов этой структуры является островодужная система Вануату и ее юго-восточное продолжение – зона разлома Хантер. Основной особенностью дуги Вануату является современная ориентация ее фокальной плоскости – падение на восток, в отличие от большинства островных дуг этого региона, чьи фокальные зоны наклонены на запад. Эта особенность является следствием сложной постпалеоценовой геодинамической эволюции дуги, включающей в себя три этапа [5–7, 9–13, 15, 16, 21]:

1. Позднеэоцен-миоценовый – существование единой островодужной системы, включающей островную дугу Вануату, о-ва Фиджи, хребты Лау и Тонга, под которые в желобе Витязя происходила направленная на запад субдукция Тихоокеанской плиты;

2. Позднемиоцен-раннеплиоценовая структурная перестройка островодужной системы Витязь в результате коллизии желоба Витязя с плато Онтонг-Джава, обусловившая отмирание желоба Витязя, переориентацию зоны субдукции на восток и начало раскрытия Северо-Фиджийского бассейна;

3. Позднеплиоцен-современный – направленная на восток субдукция молодой океанической коры Южно-Фиджийского бассейна и Кораллового моря и образование Северо-Фиджийского задугового бассейна.

Значительный вклад в познание геологии и петрологии зоны разлома Хантер внесли исследования,

проведенные в 17-м рейсе НИС «Академик Александр Несмеянов» в 1990 году [2]. В ходе драгирования была получена обширная коллекция пород офиолитового комплекса и широкий спектр вулканических пород ультраосновного, основного, среднего и кремнекислого состава. Целью данной работы является петролого-геохимическая характеристика вулканитов островодужной серии (исключая бониниты, которым посвящены специальные работы [2, 22]), сравнительный геохимический анализ различных островодужных образований и геодинамическая интерпретация условий их формирования.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Содержания главных петрогенных элементов определялись рентгено-флуоресцентным методом в ГЕОХИ РАН с использованием стандартов РСС и РИМ-1 (аналитик Т.В. Ромашова) и частично «мокрым» химическим методом в ДВГИ ДВО РАН.

Содержания Rb, Cr, Ni, Sr, V, Zr и Y определялись методом индуктивно связанной плазмы с использованием стандарта СМБ в ГЕОХИ РАН (аналитики Э.М. Седых, Л.А. Учеваткина и С.И. Андрианова). Барий определялся эмиссионным спектральным анализом с использованием стандарта СГД-1А (аналитик С.М. Черногорова).

Содержания РЗЭ определялись инструментальным нейтронно-активационным методом в ГЕОХИ РАН (аналитик Г.М. Котов) по стандартной методике.

Анализы минералов выполнены на микрозонде «Camebax» в Институте вулканологии ДВО РАН (аналитики В.М. Чубаров и Т.М. Философова).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Зона разлома Хантер представляет собой подводное продолжение к востоку и далее к северо-востоку южной части островной дуги Вануату и желоба Вануату, который отчетливо прослеживается только до меридиана 172°20' в.д. Этот поворот свидетель-

ствует о смене условий косой субдукции океанической коры Южно-Фиджийского бассейна и Кораллового моря к левостороннему трансформному движению вдоль зоны разлома Хантер (рис. 1).

Специфическая особенность островодужной системы Вануату состоит в том, что современная субдукция здесь происходит не под Тихоокеанскую плиту, а под новообразованную океаническую кору Северо-Фиджийского бассейна, в котором наблюдаются современные спрединговые процессы. Важным следствием косой субдукции океанической коры по желобу Вануату, сменяющейся трансформным скольжением по зоне разлома Хантер, и спрединговых движений в центральной части Северо-Фиджийского бассейна является широкий спектр островодужных вулканических образований и формирование бассейнов растяжения, компенсирующих трансформные перемещения [16].

В пределах исследованного полигона прослеживаются следующие морфоструктурные элементы (рис. 1): Северо-Фиджийский и Южно-Фиджийский бассейны и зона разлома Хантер. Зона разлома Хантер выражается в рельефе цепочкой вулканических построек, разделенных мелкими трогами. В средней части островного склона зоны разлома наблюдается субширотный трог шириной около 35 км, который прослеживается за пределы изученного полигона (рис. 2). Предполагается, что трог трассирует крупное тектоническое нарушение. В центральной части островодужный склон зоны разлома Хантер осложнен крупной вулканической постройкой – вулканом Ильичева [2], западнее которого расположена субмеридиональная впадина глубиной более 1000 м, интерпретируемая как бассейн растяжения.

Сложная история геодинамического развития Северо-Фиджийского бассейна и островодужной системы Вануату обусловила многообразие и разновозрастность развитых здесь магматических комплексов.

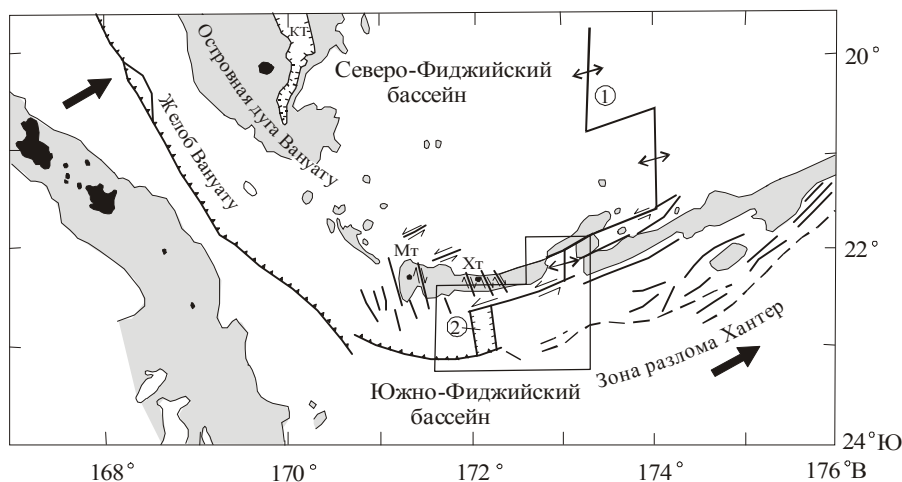


Рис. 1. Схема предполагаемой геодинамической конфигурации южной части Северо-Фиджийского бассейна (по [16] с упрощениями).

КТ – задуговый трог Кориолис (Coriolis), Мт – вулкан Мэттью (Matthew), Хт – вулкан Хантер (Hunter). 1 – Центральный спрединговый хребет, 2 – небольшой раздвиговый бассейн (типа pull-apart basin). Крупными стрелками показано направление движения Индо-Австралийской плиты. Серым фоном выделены площади с глубинами 0–2 км, черным – острова. Выделенная площадь – полигон исследований 17 рейса НИС «Академик Александр Несмеянов» в 1990 году (рис. 2).

На островах Вануату распространены типичные островодужные образования, включающие преобладающие двупироксеновые базальты и амфиболовые андезиты андезит-базальтовой ассоциации с К-Аг возрастом 22–25 млн лет [1, 2, 8], андезиты и более кремнекислые вулканиты известково-щелочной серии, а также калиевые вулканиты (шошониты и латиты) субщелочной серии, К-Аг возраст которых 5–6 млн лет [2].

В пределах исследованного полигона четко устанавливаются две разновозрастные геологические структуры: зона меланжа и вулканический чехол [23] (рис. 2). Зона меланжа, приуроченная к притальвеговой части зоны разлома Хантер, характеризуется сложно расчлененным рельефом, отражающим интенсивную тектонизацию пород. В зоне меланжа установлен широкий спектр магматических пород офиолитового комплекса [2], вулканокластические бониниты и вулканиты различных геодинамических обстановок. Зона меланжа формирует субширотное геологическое тело мощностью около 4000 м, протягивающееся более чем на 50 км.

Вулканический чехол приурочен к северной, сравнительно малоглубинной части зоны разлома Хантер и характеризуется принципиально иным геологическим строением. Здесь преобладают базальты (островодужные толеиты и вулканиты бимодальной известково-щелочной серии), в подчиненном количестве отмечаются пикробазальты, бониниты, а также толеитовые базальты срединно-океанических хребтов. Интрузивные породы (габбро, габбронориты и гарцбургиты), поднятые в виде единичных обломков только на ст. Н17-87 (рис. 2), представляют собой, вероятно, ксенолиты магматического фундамента зоны меланжа. Для всех пород вулканического чехла типично отсутствие тектонических дислокаций и метаморфических преобразований (кроме смектитизации). В целом, эта часть зоны разлома является собственно островодужным чехлом южного замыкания островной дуги Вануату.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

Среди вулканических и субвулканических образований зоны разлома Хантер четко различаются две группы пород. К первой группе относятся метабазиты, претерпевшие низкотемпературные изменения (смектитизация, цеолитизация, карбонатизация и зеленокаменное изменение), которые, вероятно, принадлежат к офиолитовому комплексу зоны меланжа, наращивая его разрез сверху. Во вторую группу объединены вулканические породы, развитые как в зоне меланжа, так и в вулканическом чехле, практически не претерпевшие вторичных изменений, которые представляют собой продукты собственно островодужной стадии развития системы Вануату.

Первая группа пород включает метабазиты, метадолериты и, меньше, метаморфизованные андезибазальты, драгированные на многих станциях (Н17-77, 78, 80, 82, 92, 93, 115, 116) в виде небольших (3–6 см, иногда до 15–20 см) угловатых или изометричных обломков. Среди пород рассматриваемой группы можно выделить следующие различия: 1) метабазиты и метадолериты, в которых клинопироксен в значительной мере преобразован во вторичные продукты, а плагиоклаз замещен лишь смектитом, цеолитами и карбонатом, 2) метабазиты и метадолериты, в которых редки или отсутствуют реликты первичных минералов, замещаемых низкотемпературными минералами зеленосланцевой фации.

Метабазиты и метадолериты – порфирировидные породы, характеризующиеся ассоциацией моноклинного пироксена с варьирующей железистостью и основного плагиоклаза, к которым в метадолеритах присоединяется буровато-зеленая роговая обманка, частично корродирующая и обрастающая клинопироксен [2]. В метадолеритах в кристаллах клинопироксена иногда отмечаются вставки гиперстена. Моноклинный пироксен частично или полностью замещается агрегатами актинолита, хлорита, реже карбоната. Плагиоклаз в породах представлен лабрадором (An_{50-70}^*) в ядрах кристаллов и андезином – на их краях. Плагиоклаз замещается альбитом, хлоритом, карбонатом, пренитом, цеолитами, реже эпидотом. Нацело диафорированные метабазиты и метадолериты состоят из актинолита, хлорита, пренита, карбоната и кварца.

Химический состав рассматриваемых пород свидетельствует, что они соответствуют базальтам и реже андезибазальтам и характеризуются варьирующим содержанием TiO_2 , позволяющим среди них различать производные островодужного и океанического магматизма [2]. Толеитовые и известково-щелочные базальтоиды островодужной серии характеризуются пониженным содержанием TiO_2 (0.4–1.0 %), низкими концентрациями ВаО (4–60 г/т), ZrO (15–60 г/т), Ni, Со и Сг. В метавулканитах известково-щелочной серии содержания рубидия, бария и циркония выше, чем в толеитовых вулканитах, а концентрация оксида калия достигает 1–2 %, что обусловлено как первичным его повышенным содержанием, так и влиянием низкотемпературных процессов изменения. В связи с этим на диаграмме $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$ эти породы соответствуют полям как низкокалиевых, так и высококалиевых базальтоидов.

*В статье приняты следующие символы: An – анортит, Cpx – клинопироксен, En – энстатит, Fs – ферросилит, Glass – вулканическое стекло, Hb – амфибол, Ol – оливин, Opx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Px – пироксен, Sp-шпинель, Wo – волластонит, $X_{An} = Ca / (Ca + Na + K)$, $X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe)$.

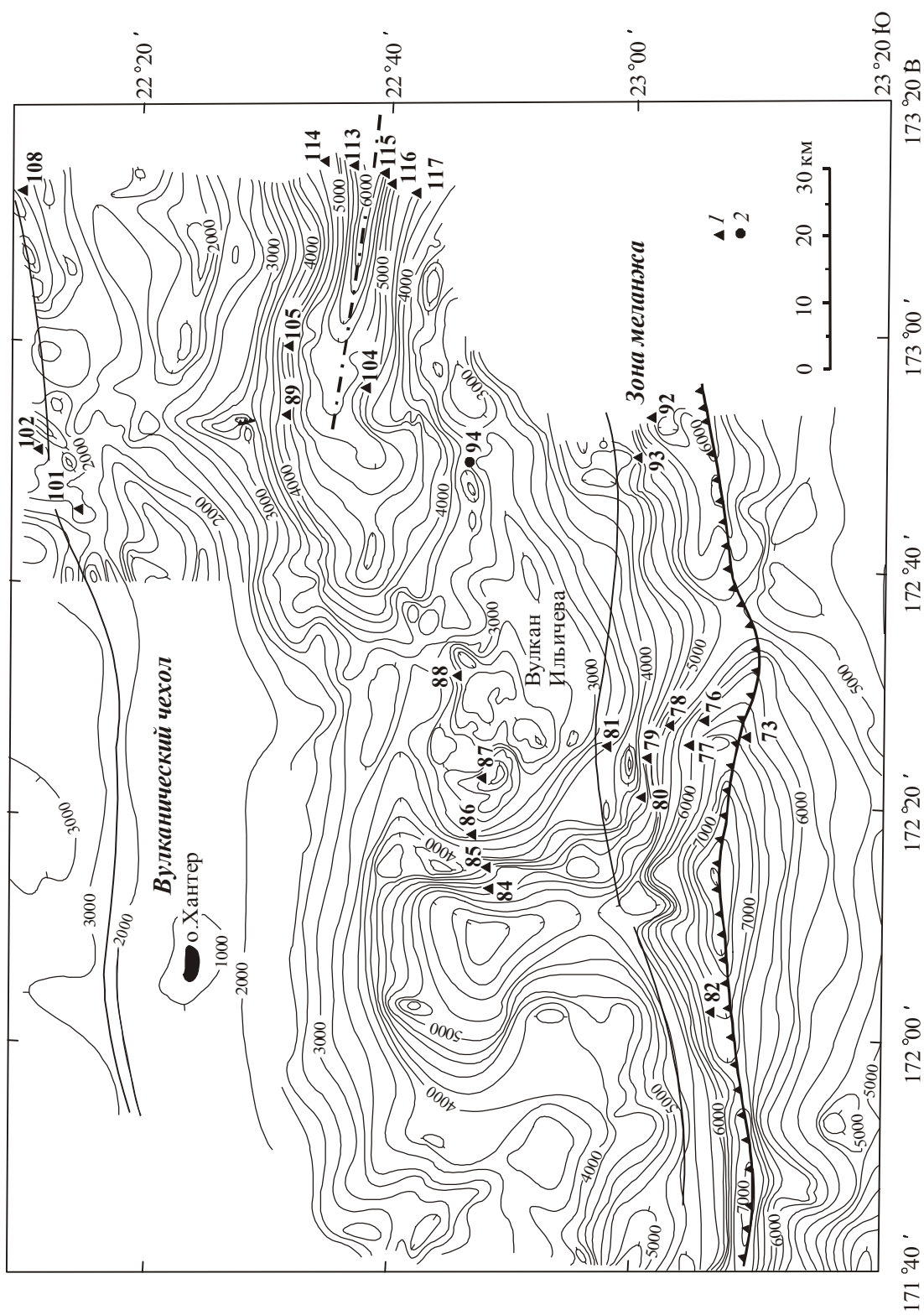


Рис. 2. Геологическая схема и расположение станций драгирования 17 рейса НИС “Академик Александр Несмеянов” в пределах зоны разлома Хантер ([2] с изменениями).
 Границы между зонами меланжа и вулканического чехла проведены условно, кроме южной границы зоны меланжа, совпадающей с тальвегом зоны разлома Хантер. Батиметрия северо-западной части района показана схематически (по [16]).
 Станции и их номера: 1 – драгирования, 2 – отбора проб прямоточной трубкой. Номера станций опробования даны без кода рейса (т.е. 92 означает Н17-92). Штрих-пунктиром показано предполагаемое тектонического нарушения.

Метабазальты и метадолериты океанического типа отличаются повышенным содержанием TiO_2 ($>1\%$), низкими концентрациями оксидов калия, бария и повышенными содержаниями никеля и хрома [2]. Вариации содержаний оксидов щелочей обусловлены влиянием низкотемпературных процессов изменения.

Вулканические породы собственно островодужной стадии развития зоны разлома Хантер включают широкий спектр вулканических и субвулканических образований, развитых как в зоне меланжа, так и в пределах вулканического чехла. Они подняты в виде остроугольных фрагментов шаровых лав, реже обломков вулканокластических пород, размером от первых сантиметров до 15–25 см. На ст. Н17-79 (рис. 2) многие обломки имеют полуокатанную и окатанную форму (галька и валуны размером до 15–25 см), свидетельствуя, что поверхность зоны меланжа могла подниматься выше уровня океана и подвергаться морской абразии.

По парагенезисам и составу вкрапленников среди островодужных вулканических образований выделяются следующие ассоциации: 1) оливиновых бонинитов, 2) клинопироксен-плагиоклазовых и оливин-клинопироксен-плагиоклазовых базальтов, реже пикробазальтов и андезибазальтов, 3) двупироксеновых андезибазальтов, риодацитов, риолитов и реже базальтов и андезитов, 4) субщелочных базальтоидов. Детальная характеристика бонинитов приведена в [2] и здесь не рассматривается.

Клинопироксен-плагиоклазовые и оливин-клинопироксен-плагиоклазовые базальты и реже встречающиеся пикробазальты и андезибазальты – пористые (иногда до шлаковидных) редкопорфировые (содержание вкрапленников обычно не превышает 2–5 %) и афировые породы со стекловатой, интерсертальной и иногда микродолеритовой связующей массой. Среди вкрапленников (размером до 0.6–0.8 мм) наблюдаются клинопироксен и плагиоклаз, к которым нередко присоединяется оливин. Вкрапленники клинопироксена варьируют по составу от магнезиального авгита до авгита (табл. 1). Для рассматриваемых пород характерны очень основные плагиоклазы An_{94-80} с краевыми зонами An_{80-63} . Оливин вкрапленников обладает слабой прямой зональностью и отвечает Fo_{88-80} (табл. 1).

Микролиты клинопироксена резко зональны: $Wo_{27-44}En_{30-50}Fs_{8-25}$ (табл. 1). Содержание TiO_2 в них возрастает от центра к краям кристаллов до 1.5 %, а концентрация Al_2O_3 – до 7–15 %. Оливин среди микролитов встречается исключительно редко и имеет состав, аналогичный составу вкрапленников. В некоторых образцах в основной массе наблюдаются микролиты бедного кальцием пироксена – магнезиального пижонита и реже бронзита (табл. 1). Плагиоклаз микролитов – An_{80-60} . Среди аксессуарных минералов отме-

чаются апатит, титаномагнетит и иногда хромистая шпинель (табл. 2, обр. Н17-78/64а, 78/80-1, 78/79-15, 108/7). Интерстиционное стекло сильно варьирует по составу от очень железистых базальтов и андезибазальтов до дацитов. В основной массе нередки гломмеропорфировые выделения дунитового и клинопироксенитового состава.

Обломки вулканического стекла гиалокластитов и стекло корок закалки шаровых лав характеризуются сходным составом вкрапленников и отвечают составу базальтов и андезибазальтов с содержанием TiO_2 до 0.4–1.4 % (обр. Н17-87/8-1, 115/7).

Оливин-клинопироксеновые пикробазальты подняты только на ст. Н17-115 в виде единичных обломков размером 5–15 см. Это темно-серые порфировые массивные породы, содержащие 15–20 % вкрапленников, среди которых преобладает оливин. Основная масса имеет интерсертальную структуру и состоит из микролитов оливина, плагиоклаза, сноповидных агрегатов клинопироксена и бурого вулканического стекла.

Оливин вкрапленников Fo_{86-84} (табл. 1, обр. Н17-115/3) характеризуется слабой обратной зональностью, а клинопироксен вкрапленников и основной массы обладает зональным строением со значительным повышением содержания FeO , TiO_2 и Al_2O_3 в краевых зонах кристаллов. Плагиоклаз An_{70-75} развит только в виде микролитов. Обычно к вкрапленникам оливина приурочены мелкие кристаллы хромистой шпинели (табл. 2, обр. Н17-115/3), сходной по составу со шпинелью бонинитов [2]. Интерстиционное стекло отвечает составу высокожелезистого дацита.

Двупироксеновые андезибазальты, риодациты и риолиты – чрезвычайно широко распространенный тип вулканитов зоны разлома Хантер. Они драгированы как в пределах зоны меланжа, так и вулканического чехла на ст. Н17-76, 77, 78, 79, 81, 82, 84, 86, 87, 88, 108, 115 и 116.

Преобладание андезибазальтов, риодацитов и риолитов в этой группе островодужных пород позволяет объединить их в бимодальную (контрастную) серию вулканитов. Значительно реже встречаются базальты, андезиты и дациты, а в виде единичных образцов подняты оливин-двупироксеновые пикробазальты, переходные по составу к бонинитам (обр. Н17-115/5, 115/8). Гиалокластиты и туфы андезибазальтов и более кремнекислых пород имеют резко подчиненное распространение и подняты только в зоне меланжа на ст. Н17-76, 78, 80 и 92. **Андезибазальты** – темно-серые пористые редкопорфировые и афировые породы со стекловатой основной массой. Характерно преобладание пористых пород с мелкими (0.3–1.0 мм) редкими порфировыми выделениями ортопироксена (до 10–15 %), клинопироксена (до 30–40 %), плагиоклаза (до 30–40 %) и иногда оливина (до 1 % от общего ко-

Таблица 1. Представительные микрозондовые анализы минералов оливин-клинопироксен-плаггиоклазовых и клинопироксен-плаггиоклазовых базальтоидов зоны разлома Хантер.

	H17-117/2						H17-115/3						H17-78/64a			
	Ol_c^I	Ol_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Pl^{II}	$Glass^1)$	Ol_c^I	Ol_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Cpx^{II}	Pl^{II}	Ol_c^I	Ol_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I
SiO ₂	40.02	39.67	49.67	49.25	52.11	49.45	39.58	39.88	53.26	49.03	48.82	51.77	40.32	40.12	52.83	51.53
TiO ₂	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	1.44	0.00	0.00	0.08	0.38	0.53	0.03	0.00	0.00	0.00	0.13
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	31.79	31.68	29.80	20.98	0.00	0.00	1.80	6.33	6.85	29.10	0.00	0.00	2.09	3.56
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.85	0.09
FeO	10.86	12.22	0.35	0.49	0.60	6.21	15.59	13.23	4.54	6.84	8.01	1.56	12.83	12.91	4.13	5.88
MnO	0.10	0.09	0.00	0.00	0.00	0.04	0.12	0.12	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.08	0.00	0.00
MgO	46.96	45.60	0.19	0.22	0.25	2.58	44.68	47.12	18.36	14.38	14.23	0.26	47.23	46.95	17.53	16.29
NiO	0.18	0.15	0.00	0.00	0.00	0.00	H.o.	H.o.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
CaO	0.28	0.30	14.57	14.44	12.76	13.71	0.18	0.24	20.09	21.89	20.43	13.69	0.14	0.21	22.39	21.75
Na ₂ O	0.02	0.01	3.16	3.31	3.93	3.79	0.00	0.00	0.05	0.06	0.19	3.25	0.00	0.00	0.05	0.05
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.19	0.01	0.00	0.00	0.00
Сумма	98.43	98.06	99.75	99.39	99.49	98.21	100.15	100.59	98.59	98.93	99.08	99.85	100.61	100.27	99.87	99.28
X _{Mg}	0.885	0.869	-	-	-	0.425	0.836	0.864	0.878	0.789	0.760	-	0.868	0.866	0.883	0.832
X _{An}	-	-	0.718	0.707	0.642	-	-	-	-	-	-	0.695	-	-	-	-
Wo	-	-	-	-	-	-	-	-	40.9	46.3	44.0	-	-	-	44.8	44.4
En	-	-	-	-	-	-	-	-	51.9	42.4	42.6	-	-	-	48.8	46.3
Fs	-	-	-	-	-	-	-	-	7.2	11.3	13.4	-	-	-	6.4	9.3

	H17-78/64a						H17-78/80-1									
	Pl_c^I	Pl_r^I	Pl^{II}	Cpx_1^{II}	Cpx_2^{II}	$Glass$	Ol_c^I	Ol_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Cpx_c^{II}	Cpx_r^{II}	Ol^{II}	Pl^{II}
SiO ₂	47.32	49.74	48.58	48.83	49.83	52.67	39.71	40.01	52.18	52.86	48.19	49.72	54.90	50.38	39.53	50.08
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.53	0.46	0.41	0.00	0.00	0.07	0.12	0.00	0.00	0.03	0.43	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	33.71	31.80	32.37	5.96	14.73	15.24	0.00	0.00	2.46	2.97	32.90	31.12	1.16	5.95	0.00	31.73
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.83	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.77	0.98	0.87	8.23	11.00	9.35	12.43	13.11	4.66	6.01	0.70	1.05	9.79	8.33	14.92	1.10
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.06	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.15	0.05	0.12	0.00
MgO	0.21	0.31	0.27	15.31	8.77	6.28	47.02	46.13	17.36	16.83	0.28	0.16	24.77	16.82	43.63	0.14
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	17.56	15.78	16.36	19.30	13.26	11.09	0.21	0.22	21.66	20.94	16.96	15.59	8.64	17.68	0.21	15.72
Na ₂ O	1.77	2.55	2.29	0.07	1.49	1.94	0.01	0.00	0.05	0.07	1.83	2.57	0.03	0.06	0.00	2.56
K ₂ O	0.03	0.07	0.04	0.01	0.08	0.37	0.01	0.01	0.00	0.01	0.04	0.05	0.00	0.00	0.01	0.05
Сумма	101.37	101.23	100.78	98.27	99.64	97.36	99.45	99.54	99.27	99.83	100.90	100.26	99.47	99.70	98.42	101.38
X _{Mg}	-	-	-	0.768	0.586	0.545	0.871	0.863	0.869	0.833	-	-	0.818	0.783	0.839	-
X _{An}	0.844	0.771	0.796	-	-	-	-	-	-	-	0.834	0.768	-	-	-	0.770
Wo	-	-	-	41.0	38.9	-	-	-	43.8	42.7	-	-	17.0	37.2	-	-
En	-	-	-	45.3	35.9	-	-	-	48.8	47.7	-	-	67.9	49.2	-	-
Fs	-	-	-	13.7	25.2	-	-	-	7.4	9.6	-	-	15.1	13.6	-	-

	H17-87/3									H17-87/34						
	Ol_c^I	Ol_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Pl^{II}	Cpx^{II}	Px	Ol_c^I	Ol_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Opx^{II}
SiO ₂	39.83	38.62	52.95	51.12	51.06	52.56	52.78	52.16	45.84	39.11	39.79	54.13	52.21	45.38	49.53	54.01
TiO ₂	0.00	0.00	0.07	0.33	0.00	0.00	0.00	0.29	1.39	0.00	0.00	0.04	0.19	0.00	0.00	0.12
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	2.00	3.56	30.37	29.80	29.11	2.49	15.19	0.00	0.00	1.39	1.73	34.80	31.91	1.44
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.08	0.00	0.00	0.00
FeO	12.85	19.15	4.03	7.76	1.15	1.06	1.21	9.42	17.88	17.54	17.71	3.65	6.93	0.87	1.13	14.08
MnO	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.05	0.18	0.18	0.00	0.05	0.00	0.00	0.22
MgO	45.83	40.97	16.38	14.89	0.06	0.07	0.07	16.37	6.97	42.23	41.99	17.78	16.19	0.14	0.23	26.56
NiO	H.o.	H.o.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.18	0.19	23.15	21.79	13.96	12.32	12.55	18.40	8.71	0.22	0.24	22.88	20.80	18.48	15.79	2.14
Na ₂ O	0.00	0.00	0.06	0.07	3.49	3.93	4.19	0.31	2.69	0.00	0.00	0.06	0.08	1.06	2.44	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.07	0.08	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.07	0.00
Сумма	98.77	99.13	99.08	99.53	100.16	99.81	99.98	99.53	99.05	99.28	99.91	100.35	98.28	100.75	101.10	98.57
X _{Mg}	0.864	0.792	0.879	0.774	-	-	-	0.756	0.410	0.811	0.809	0.897	0.806	-	-	0.771
X _{An}	-	-	-	-	0.686	0.631	0.620	-	-	-	-	-	-	0.904	0.778	-
Wo	-	-	47.2	44.9	-	-	-	37.9	26.9	-	-	45.5	42.7	-	-	4.3
En	-	-	46.4	42.6	-	-	-	46.9	30.0	-	-	48.9	46.2	-	-	73.8
Fs	-	-	6.4	12.5	-	-	-	15.2	43.1	-	-	5.6	11.1	-	-	21.9

Примечание. ¹⁾ – включение стекла во вкрапленнике оливина. Обр. H17-117/2, 78/64a, 78/80-1, 87/3, 87/34, 92/100, 113/7,

	H17-87/34		H17-92/100				H17-113/7									
	Cpx^I	Pl^I	Cpx_c	Cpx_r	Pl_c	Pl_r	Ol_c^I	Ol_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Pl^I	Cpx^II	Op^II	Glass
SiO ₂	51.08	51.31	53.15	52.64	50.30	49.35	39.06	38.85	51.66	51.91	48.28	48.71	52.28	51.36	55.01	65.76
TiO ₂	0.34	0.00	0.03	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.20	0.00	0.00	0.01	0.48	0.05	1.61
Al ₂ O ₃	3.05	30.52	2.76	4.51	30.50	32.62	0.00	0.00	2.92	2.77	32.32	32.17	29.78	4.22	1.03	11.59
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	9.97	1.29	5.23	7.10	1.13	1.17	18.56	18.09	7.02	6.43	0.72	0.71	1.18	10.52	13.22	9.36
MnO	0.11	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.08	0.12	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.16	0.00
MgO	16.39	0.18	17.29	15.89	0.47	0.38	42.04	42.73	17.00	16.17	0.08	0.11	0.18	16.69	25.73	0.36
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	H.o.	H.o.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	18.55	14.11	19.87	18.77	14.95	15.14	0.18	0.19	19.42	20.84	16.23	15.78	14.10	15.98	4.26	4.88
Na ₂ O	0.24	3.41	0.05	0.02	2.71	2.70	0.00	0.01	0.06	0.21	2.28	2.29	3.46	0.20	0.01	2.14
K ₂ O	0.01	0.03	0.01	0.03	0.04	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.05	0.02	0.00	0.62
Сумма	99.74	100.85	99.21	99.06	100.10	101.41	99.42	99.99	98.80	98.91	99.93	99.80	101.05	99.59	99.47	96.32
X _{Mg}	0.746	-	0.855	0.800	-	-	0.801	0.808	0.812	0.818	-	-	-	0.739	0.776	0.063
X _{An}	-	0.695	-	-	0.751	0.754	-	-	-	-	0.796	0.790	0.691	-	-	-
Wo	37.8	-	41.4	40.4	-	-	-	-	40.0	43.1	-	-	-	33.7	8.5	-
En	46.4	-	50.1	47.7	-	-	-	-	48.7	46.5	-	-	-	49.0	71.0	-
Fs	15.8	-	8.5	11.9	-	-	-	-	11.3	10.4	-	-	-	17.3	20.5	-

	H17-115/27							H17-87/8-1									
	Ol_c^I	Ol_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Cpx^II	Px^II	Pl^II	Ol_c^I	Ol_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Cpx^II	
SiO ₂	39.77	39.55	53.01	53.09	45.46	49.64	50.64	52.53	50.44	39.03	38.91	52.65	50.96	46.02	48.62	50.73	
TiO ₂	0.00	0.00	0.04	0.08	0.00	0.00	0.31	0.17	0.01	0.00	0.00	0.08	0.15	0.00	0.00	0.22	
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	2.27	3.08	34.92	31.93	3.29	1.75	29.02	0.00	0.00	2.19	4.21	34.77	32.60	4.37	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.11	0.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	
FeO	12.98	16.19	5.30	5.28	0.60	1.27	14.87	19.51	1.30	17.40	18.26	6.12	7.86	0.92	0.98	8.02	
MnO	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.31	0.00	0.18	0.19	0.04	0.03	0.00	0.00	0.09	
MgO	45.95	43.86	16.81	16.81	0.16	0.32	16.32	18.22	0.18	42.48	41.81	16.57	15.21	0.07	0.14	15.57	
NiO	H.o.	H.o.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	H.o.	H.o.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	0.18	0.27	21.78	21.63	19.04	15.84	14.04	6.95	15.73	0.25	0.29	21.45	20.53	18.24	16.23	19.71	
Na ₂ O	0.00	0.00	0.04	0.06	1.07	2.11	0.04	0.01	2.43	0.00	0.00	0.16	0.17	1.20	2.18	0.21	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.07	0.01	
Сумма	98.96	99.95	99.36	100.28	101.26	101.15	99.71	99.45	99.25	99.34	99.46	99.31	99.14	101.25	100.82	98.95	
X _{Mg}	0.863	0.829	0.899	0.850	-	-	0.662	0.625	-	0.813	0.803	0.828	0.775	-	-	0.776	
X _{An}	-	-	-	-	0.907	0.804	-	-	0.775	-	-	-	-	0.892	0.801	-	
Wo	-	-	44.2	44.0	-	-	29.0	14.6	-	-	-	43.5	42.9	-	-	41.4	
En	-	-	47.4	47.6	-	-	47.0	53.3	-	-	-	46.8	44.2	-	-	45.5	
Fs	-	-	8.4	8.4	-	-	24.0	32.1	-	-	-	9.7	12.9	-	-	13.1	

	H17-87/8-1		H17-115/7					H17-108/7									
	Pl^II	Glass	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Glass	Ol_c^I	Ol_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Ol^II	Cpx^II	Pl^II	
SiO ₂	50.48	50.71	51.91	51.85	44.31	49.38	54.01	40.59	40.90	53.23	53.57	47.18	53.00	39.61	51.82	54.21	
TiO ₂	0.00	0.42	0.32	0.00	0.00	0.00	0.73	0.00	0.00	0.17	0.19	0.00	0.00	0.02	0.58	0.03	
Al ₂ O ₃	30.72	14.99	3.39	3.14	35.94	32.15	14.87	0.00	0.00	2.87	2.15	33.79	29.97	0.00	4.33	27.45	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.91	0.25	0.00	0.00	0.00	0.44	0.00	
FeO	1.22	11.29	8.60	10.20	0.53	0.75	11.09	12.07	13.27	3.43	3.99	0.47	0.86	16.07	5.03	1.56	
MnO	0.00	0.09	0.13	0.00	0.00	0.00	0.08	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.00	
MgO	0.17	5.96	15.64	17.08	0.06	0.08	4.32	46.70	45.46	16.69	16.89	0.06	0.17	43.53	15.89	0.17	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	H.o.	H.o.	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	15.29	11.64	19.28	18.15	19.08	15.39	8.71	0.13	0.17	21.91	22.72	17.10	12.93	0.24	21.45	11.96	
Na ₂ O	2.78	2.05	0.06	0.06	0.71	2.72	3.01	0.00	0.00	0.19	0.20	1.80	3.68	0.00	0.26	4.15	
K ₂ O	0.07	0.38	0.01	0.02	0.01	0.04	0.56	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.07	0.00	0.01	0.12	
Сумма	100.73	97.53	99.34	100.50	100.64	100.51	97.38	99.54	99.86	99.41	99.97	100.43	100.68	99.59	99.81	99.65	
X _{Mg}	-	0.485	0.764	0.749	-	-	0.410	0.873	0.859	0.897	0.883	-	-	0.882	0.849	-	
X _{An}	0.749	-	-	-	0.937	0.756	-	-	-	-	-	0.839	0.657	-	-	0.610	
Wo	-	-	40.4	36.4	-	-	-	-	-	45.8	46.1	-	-	-	45.2	-	
En	-	-	45.6	47.7	-	-	-	-	-	48.6	47.6	-	-	-	46.5	-	
Fs	-	-	14.0	15.9	-	-	-	-	-	5.6	6.3	-	-	-	8.3	-	

115/27 – базальт, обр. H17-115/3 – пикробазальт, обр. H17-87/8-1 – стекловатая корка закалки шаровых лав базальтов, обр. H17-115/7 – гиалокластит, обр. H17-108/7 – андезибазальт. I – вкрапленники, II – микролиты основной массы; c – ядро, r – краевая зона кристалла.

Таблица 2. Микронзондовые анализы ильменита и акцессорной шпинели из базальтоидов островодужной серии зоны разлома Хантер.

	1	2	3	4	5 _c	5 _r	6	7
TiO ₂	0.20	0.34	0.25	0.30	0.14	0.26	0.36	48.46
Al ₂ O ₃	11.41	17.84	13.59	12.68	8.52	3.75	12.35	0.00
Cr ₂ O ₃	56.80	43.73	47.22	47.67	50.86	41.21	53.98	0.00
Fe ₂ O ₃	6.94	10.85	11.20	11.34	9.27	23.60	6.39	8.64
FeO	12.40	15.25	15.83	16.14	31.78	31.12	16.90	42.06
MnO	0.41	0.24	0.36	0.30	0.72	1.26	0.40	1.33
MgO	14.29	13.02	11.93	11.61	0.90	0.07	11.29	0.01
ZnO	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.24	0.36	Н.о.	Н.о.
CaO	0.16	0.03	0.00	0.00	0.13	0.29	0.20	0.12
Сумма	102.45	101.27	100.38	100.04	102.56	101.92	101.76	100.59
Cr/(Cr+Al)	0.769	0.622	0.700	0.716	0.800	0.880	0.745	-
Mg/(Fe ²⁺ +Mg)	0.673	0.603	0.573	0.562	0.048	0.004	0.542	-
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0.335	0.390	0.389	0.387	0.208	0.406	0.253	0.155

Примечание. 1–2 – обр. Н17-115/3 – пикробазальт (1 – вкрапленник, 2 – зерно основной массы), 3 – обр. Н17-78/64а – оливин-клинопироксеновый базальт, 4 – обр. Н17-80/1 – оливин-клинопироксеновый базальт, 5 – обр. Н17-78/79-15 – клинопироксеновый базальт, 6 – обр. Н17-108/7 – оливин-клинопироксеновый базальт, 7 – обр. Н17-76/67-19 – двупироксеновый андезибазальт. Fe²⁺, Fe³⁺ в шпинели и ильмените рассчитано согласно стехиометрической формуле.

личества вкрапленников). В некоторых разностях двупироксеновых вулканитов плагиоклаз не образует вкрапленников, встречаясь только в виде микро-вкрапленников и микролитов в стекловатой основной массе. Эти породы, вероятно, являются промежуточным звеном между бонинитами и двупироксеновыми базальтоидами. Как и в бонинитах, в этих породах микролиты ортопироксена основной массы обрастают оторочками моноклинного пироксена.

В стекловатой основной массе двупироксен-плагиоклазовых вулканитов наблюдаются многочисленные микролиты и микровкрапленники (размером до 0.1–0.2 мм) ортопироксена, клинопироксена и плагио-клаза. Нередко в основной массе присутствуют скелетные, аксикулярные, аксиолитовые и другие закалочные формы кристаллов моноклинного пироксена, сходные с аналогичными образованиями бонинитов этого региона. Очень типичны также гломеропорфировые скопления, отвечающие составу вебстеритов, клинопироксенитов, габроноритов и, реже, анортзитов, с размером кристаллов около 1 мм.

Ортопироксен вкрапленников андезибазальтов и андезитов – бронзит (табл. 3), слабо повышающий свою железистость на краях кристаллов. Реже в центральных частях вкрапленников ортопироксена наблюдается магнезиальный пижонит, обрастающий бронзитом (табл. 3, обр. Н17-76/67-1, 89/1). В оливин-содержащих разностях двупироксен-плагиоклазовых вулканитов, встречающихся значительно реже, все пироксены вкрапленников имеют более магнезиальный состав (табл. 3). Микролиты ортопироксена основной массы представлены бронзитом, реже гиперстеном или магнезиальным пижонитом.

Клинопироксен вкрапленников – магнезиальный авгит и авгит (табл. 3), содержащий до 0.3 % оксида титана и 1.5–5.0 % Al₂O₃. Микровкрапленники и микролиты клинопироксена представлены зональным авгитом, реже магнезиальным авгитом, магнезиальным пижонитом и бедным кальцием авгитом (табл. 3). Содержание TiO₂ в микролитах возрастает до 1,0–1.4 %.

Вкрапленники плагиоклаза характеризуются зональным строением, изменяя свой состав от An_{90–70} в центральных частях кристаллов до An_{70–60} на их краях. В микролитах плагиоклаз еще более кислый – An_{52–70}.

Вулканические стекла этих пород представлены высокожелезистым андезитом и андезибазальтом и содержат 0.7–0.9 % TiO₂ (табл. 3).

В двупироксеновых долеритах все темноцветные минералы отличаются большей железистостью, и в породах появляется магнезиальная роговая обманка (по [14]), обрастающая и частично замещающая клинопироксен (табл. 3, обр. Н17-76/67-19). Плагиоклаз этих пород – An_{70–60}.

Двупироксеновые риодациты и риолиты – темно-серые пористые (до шлаковидных) редкопорфировые (содержание вкрапленников не превышает 1–2 %) породы со стекловатым базисом. Поры этих пород округлые, размером до 3–4 мм, и иногда выполнены смектитом и цеолитами. Структура основной массы стекловатая, пилотакситовая, текстура – массивная, трахитоидная и иногда флюидальная.

Редкие вкрапленники риодацитов представлены гиперстеном, клинопироксеном и плагиоклазом, а в риолитах – плагиоклазом An_{32–36}, орто- и клинопироксеном и бурой магнезиальной роговой обманкой

Таблица 3. Представительные микрозондовые анализы минералов двуокисен-плагиоклазовых±оливин вулканических и субвулканических пород зоны разлома Хантер.

	Н17-115/5										Н17-76/62					
	Ol_c^I	Ol_r^I	$Op_x^I_c$	$Op_x^I_r$	Cpx^I_c	Cpx^I_r	Px^I_c	Px^I_r	Cpx^{II}_c	Cpx^{II}_r	Pl^{II}	$Op_x^I_c$	$Op_x^I_r$	Cpx^I_c	Cpx^I_r	Pl^I_c
SiO ₂	40.29	40.52	56.12	56.23	52.71	52.96	56.18	52.79	52.71	53.02	46.88	56.35	55.52	52.17	49.62	49.96
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.00	0.07	0.00	0.00	0.05	0.00	0.35	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.67	1.41	2.26	2.38	0.67	3.32	3.24	3.84	33.90	0.70	1.01	2.90	4.78	31.52
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.19	0.41	0.91	0.77	0.06	0.00	0.59	0.00	0.00	0.15	0.00	0.10	0.00	0.00
FeO	12.81	12.85	8.12	8.53	4.47	4.48	10.15	14.46	5.49	8.74	0.78	10.50	15.33	7.73	12.24	0.71
MnO	0.06	0.06	0.05	0.05	0.02	0.00	0.15	0.20	0.00	0.06	0.00	0.11	0.17	0.04	0.11	0.00
MgO	46.88	47.09	31.11	31.25	17.81	17.34	29.12	17.20	16.76	15.88	0.19	29.82	26.46	16.58	13.80	0.18
CaO	0.14	0.15	1.86	1.92	21.15	20.88	3.55	11.50	20.05	18.98	18.21	1.93	1.93	19.37	18.13	14.76
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	1.21	0.00	0.00	0.03	0.06	2.79
K ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.04	0.01	0.04	0.03	0.01	0.04	0.01	0.02	0.01	0.01	0.06
Сумма	100.24 ¹	100.74 ²	98.15	99.81	99.38	98.85	99.89	99.63	98.88	100.62	101.21	99.57	100.49	99.01	99.10	99.97
X _{Mg}	0.867	0.867	0.872	0.867	0.877	0.873	0.837	0.680	0.845	0.764	-	0.835	0.755	0.793	0.668	-
X _{An}	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.890	-	-	-	-	0.743
Wo	-	-	3.6	3.7	42.8	43.1	6.8	24.6	42.1	39.6	-	3.7	3.8	40.0	38.7	-
En	-	-	84.1	83.5	50.1	49.7	77.9	51.2	48.9	46.1	-	80.4	72.6	47.6	40.9	-
Fs	-	-	12.3	12.8	7.1	7.2	15.3	24.2	9.0	14.3	-	15.9	23.6	12.4	20.4	-

	Н17-76/62					Н17-78/62a					Н17-79/8					
	Pl^I_c	Pl^I_r	Op_x^{II}	Cpx^{II}	$Op_x^I_c$	$Op_x^I_r$	Cpx^I_c	Cpx^I_r	Ol^I	Op_x^{II}	Px^{II}	Cpx^{II}	Pl^{II}	$Op_x^I_c$	$Op_x^I_r$	Cpx^I_c
SiO ₂	47.29	52.78	54.49	48.92	56.86	56.01	53.31	53.47	39.83	55.37	54.36	52.36	50.09	54.48	53.37	52.15
TiO ₂	0.00	0.00	0.04	0.62	0.00	0.01	0.06	0.04	0.00	0.00	0.03	0.08	0.00	0.13	0.17	0.49
Al ₂ O ₃	33.08	28.50	1.29	6.35	0.82	1.09	2.33	2.25	0.00	1.23	1.04	2.62	31.64	0.98	1.68	1.93
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.87	1.34	15.32	13.88	7.99	10.92	5.89	7.58	14.35	11.84	13.34	9.26	1.17	15.67	16.30	11.23
MnO	0.00	0.00	0.25	0.15	0.08	0.08	0.00	0.02	0.05	0.10	0.18	0.04	0.00	0.28	0.30	0.25
MgO	0.15	0.21	25.73	13.89	31.29	28.70	17.60	17.53	45.49	28.61	24.11	16.41	0.24	25.80	25.65	13.79
CaO	16.30	12.82	2.24	16.28	1.86	2.14	19.51	18.85	0.17	2.13	6.19	18.59	15.90	1.72	1.82	19.72
Na ₂ O	1.88	3.61	0.00	0.05	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.04	2.25	0.00	0.00	0.06
K ₂ O	0.05	0.11	0.01	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01
Сумма	99.62	99.37	99.37	100.17	99.25	98.96	99.04	99.78	100.05 ³	99.28	99.26	99.41	101.34	99.07	99.30	99.63
X _{Mg}	-	-	0.750	0.641	0.875	0.824	0.842	0.805	0.850	0.812	0.763	0.760	-	0.746	0.737	0.686
X _{An}	0.825	0.658	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Wo	-	-	4.5	35.1	3.6	4.2	40.2	38.4	-	4.2	12.3	38.2	-	3.5	3.6	41.4
En	-	-	71.6	41.6	84.3	78.9	50.4	49.6	-	77.8	66.9	46.9	-	72.0	71.0	40.2
Fs	-	-	23.9	23.3	12.1	16.9	9.4	12.0	-	18.0	20.8	14.9	-	24.5	25.4	18.4

Таблица 3. (Продолжение).

	H17-79/8										H17-81/22					H17-89/1	
	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Opx^H	Cpx^H	Pl^H	Glass	Opx_c^I	Opx_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Cpx^H	Pl^H	Ol_c^I	
SiO ₂	51.28	46.82	51.26	53.50	44.88	53.24	55.47	55.12	55.59	52.75	52.98	46.31	50.01	50.94	56.75	40.77	
TiO ₂	0.38	0.00	0.00	0.25	1.72	0.00	0.94	0.05	0.07	0.21	0.25	0.00	0.00	0.65	0.02	0.00	
Al ₂ O ₃	2.98	34.44	31.21	1.08	8.46	30.54	13.54	1.01	0.98	2.17	2.00	34.18	32.05	2.22	27.32	0.00	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO	9.21	0.47	0.88	20.52	14.62	1.00	9.76	13.07	13.21	7.27	9.28	0.60	0.85	18.83	0.77	10.38	
MnO	0.14	0.00	0.00	0.55	0.17	0.00	0.04	0.22	0.17	0.02	0.12	0.00	0.00	0.38	0.00	0.01	
MgO	15.50	0.03	0.07	22.74	9.84	0.05	2.71	27.31	27.32	16.16	16.67	0.06	0.08	12.98	0.01	49.13	
CaO	19.76	17.17	13.73	1.83	18.92	12.81	6.93	2.03	1.94	19.81	17.81	17.32	15.26	13.47	10.01	0.24	
Na ₂ O	0.07	1.72	3.67	0.00	0.26	4.18	1.81	0.00	0.00	0.02	0.04	1.23	2.79	0.04	4.87	0.00	
K ₂ O	0.02	0.02	0.05	0.00	0.02	0.04	1.57	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.08	0.00	
Сумма	99.34	100.67	100.87	100.47	98.89	101.86	92.77	98.83	99.30	98.53	99.17	99.72	101.08	99.53	99.83	100.74 ⁴	
X _{Mg}	0.750	-	0.664	0.664	0.545	-	0.331	0.788	0.787	0.798	0.762	-	-	0.551	-	0.894	
X _{An}	-	0.846	0.672	-	-	0.627	-	-	-	-	-	0.885	0.750	-	0.529	-	
Wo	40.7	-	-	3.6	43.0	-	-	4.0	3.9	41.3	36.9	-	-	29.1	-	-	
En	44.5	-	-	63.9	31.1	-	-	75.7	75.6	46.9	48.1	-	-	39.1	-	-	
Fs	14.8	-	-	32.4	25.9	-	-	20.3	20.5	11.8	15.0	-	-	31.8	-	-	

	H17-89/1										H17-115/59					
	Ol_r^I	Opx_c^I	Opx_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Opx^H	Cpx^H	Pl^H	Opx_c^I	Opx_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I
SiO ₂	39.21	55.19	55.24	51.61	51.47	51.72	53.50	55.15	47.87	54.48	54.13	54.15	52.14	53.33	46.24	47.77
TiO ₂	0.00	0.14	0.13	0.46	0.46	0.00	0.00	0.17	1.43	0.00	0.02	0.01	0.11	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	1.60	0.98	2.90	3.15	30.72	29.80	1.04	5.35	28.02	0.98	0.79	1.81	1.48	33.09	32.95
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	17.51	13.88	18.04	8.31	8.09	0.87	0.81	17.01	9.98	0.98	16.23	15.76	11.35	9.35	0.82	0.91
MnO	0.11	0.16	0.33	0.11	0.08	0.00	0.00	0.32	0.10	0.00	0.20	0.19	0.13	0.12	0.00	0.00
MgO	44.22	28.30	25.89	16.25	15.61	0.08	0.05	24.54	13.61	0.18	26.01	25.71	15.43	17.78	0.07	0.07
CaO	0.13	2.04	1.36	18.79	20.45	13.42	12.39	1.98	20.06	11.05	2.20	1.99	18.93	17.85	17.63	17.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	3.63	4.32	0.00	0.35	5.59	0.00	0.00	0.11	0.07	1.74	2.16
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.06	0.00	0.04	0.15	0.00	0.00	0.03	0.02	0.04	0.04
Сумма	101.23 ⁵	101.31	101.99	98.50	99.36	100.47	100.93	99.21	98.79	100.45	99.77	98.60	100.04	100.03	99.63	100.90
X _{Mg}	0.818	0.784	0.719	0.777	0.775	-	-	0.720	0.709	-	0.741	0.744	0.708	0.772	-	-
X _{An}	-	-	-	-	-	0.670	0.611	-	-	0.518	-	-	-	-	0.847	0.811
Wo	-	3.9	5.2	39.3	42.2	-	-	4.0	42.9	-	4.3	4.0	38.4	35.8	-	-
En	-	75.4	74.2	47.2	44.8	-	-	69.1	40.5	-	70.9	71.4	43.6	49.6	-	-
Fs	-	20.7	20.6	13.5	13.0	-	-	26.9	16.6	-	24.8	24.6	18.0	14.6	-	-

Таблица 3. (Продолжение).

	НП7-115/59				НП7-116/20				НП7-78/63					
	Cpx^H	Pl^H	OI_c^I	OI_r^I	Opx_c^I	Opx_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Opx_c^I	Opx_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I
SiO ₂	50.68	53.90	38.57	38.65	53.90	54.15	51.06	52.12	48.37	50.05	54.59	54.78	50.12	53.70
TiO ₂	0.42	0.00	0.00	0.00	0.12	0.13	0.36	0.33	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	9.23	28.26	0.00	0.00	1.66	1.40	3.88	3.29	33.17	30.84	1.98	1.13	32.12	29.29
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00
FeO	18.98	1.39	27.04	27.62	17.01	16.56	9.80	9.44	0.84	1.26	13.99	15.10	0.80	1.12
MnO	0.20	0.00	0.29	0.26	0.27	0.24	0.08	0.09	0.00	0.00	0.19	0.19	0.00	0.00
MgO	12.13	0.28	36.37	35.83	24.57	25.60	15.53	15.14	0.15	0.80	27.09	26.10	0.18	0.30
CaO	8.39	12.72	0.15	0.25	2.89	2.19	19.18	19.21	16.10	14.53	2.09	1.93	14.76	12.73
Na ₂ O	0.50	3.77	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	2.53	2.87	0.00	0.00	2.90	4.20
K ₂ O	0.13	0.14	0.02	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.04	0.07	0.01	0.01	0.05	0.13
Сумма	100.66	100.46	102.44	102.63	100.42	100.30	101.34	99.72	101.21	100.33	100.02	99.27	100.94	101.47
X _{Mg}	0.533	-	0.706	0.698	0.720	0.734	0.738	0.741	-	-	0.775	0.755	-	-
X _{An}	-	0.646	-	-	-	-	-	-	0.776	0.740	-	-	0.736	0.622
Wo	20.9	-	-	-	5.7	4.3	39.6	40.3	-	-	4.1	3.9	-	-
En	42.1	-	-	-	67.9	70.2	44.6	44.2	-	-	74.3	72.6	-	-
Fs	37.0	-	-	-	26.4	25.5	15.8	15.5	-	-	21.6	23.5	-	-

	НП7-78/63				НП7-76/67-1				НП7-84/5							
	Cpx^H	Pl^H	Glass	Opx_c^I	Opx_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Glass	Opx_c^I	Opx_r^I	Cpx_c^I	Cpx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I
SiO ₂	46.91	56.85	58.65	54.92	53.90	51.44	52.45	50.99	51.89	58.61	53.44	53.56	52.29	52.34	49.09	52.53
TiO ₂	0.66	0.00	0.34	0.01	0.05	0.18	0.07	0.00	0.00	0.35	0.07	0.08	0.24	0.25	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	7.81	25.84	15.05	0.70	1.31	2.97	1.98	31.28	30.60	15.06	0.57	0.61	2.34	1.74	32.07	29.73
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	15.95	1.51	8.47	14.50	16.33	9.68	10.51	0.75	0.85	8.37	22.60	21.81	18.57	12.67	0.69	0.70
MnO	0.17	0.00	0.01	0.26	0.19	0.08	0.11	0.00	0.00	0.02	1.01	0.87	0.54	0.46	0.00	0.00
MgO	11.34	0.16	3.37	25.24	25.31	15.47	18.00	0.18	0.13	3.31	21.25	21.84	18.06	13.31	0.03	0.03
CaO	16.35	10.20	7.38	3.22	2.01	19.06	15.21	13.96	13.74	7.79	1.23	1.21	9.09	18.68	14.96	12.49
Na ₂ O	0.05	4.51	1.80	0.00	0.00	0.02	0.06	3.53	3.62	0.64	0.00	0.00	0.00	0.06	2.72	3.92
K ₂ O	0.04	0.13	0.61	0.01	0.02	0.03	0.03	0.07	0.08	0.62	0.01	0.02	0.01	0.03	0.04	0.06
Сумма	99.20	99.20	95.66	98.86	99.12	98.93	98.42	100.76	100.91	94.77	100.18	100.00	101.14	99.54	99.60	99.45
X _{Mg}	0.559	-	0.395	0.756	0.734	0.740	0.753	-	-	0.413	0.626	0.641	0.634	0.652	-	-
X _{An}	-	0.551	-	-	-	-	-	0.683	0.674	-	-	-	-	-	0.751	0.636
Wo	36.7	-	-	6.5	4.0	39.6	31.4	-	-	-	2.5	2.5	18.6	39.7	-	-
En	35.4	-	-	70.7	70.5	44.7	51.7	-	-	-	61.1	62.5	51.6	39.3	-	-
Fs	27.9	-	-	22.8	25.5	15.7	16.9	-	-	-	36.4	35.0	29.8	21.0	-	-

Таблица 3. (Окончание).

	Н17-84/5					Н17-108/9					Н17-76/67-19					
	Opx^H	Cpx^H	Pl^H	Glass	Opx_c^I	Opx_r^I	Hb_c^I	Hb_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Glass	Glass	Opx_c	Cpx_c	Pl_c	Pl_r
SiO ₂	53.03	51.30	54.19	72.57	54.32	54.44	43.92	44.64	59.82	58.88	72.09	68.84	52.54	53.10	53.14	49.95
TiO ₂	0.11	0.35	0.00	0.77	0.04	0.04	2.67	2.33	0.00	0.00	0.28	0.18	0.04	0.08	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	1.41	3.42	28.68	11.01	0.21	0.47	10.80	9.55	25.09	25.91	13.46	17.65	0.41	1.05	30.01	32.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	19.68	16.78	1.29	4.44	18.43	18.41	11.86	12.59	0.28	0.41	1.22	0.91	27.80	10.81	0.24	0.60
MnO	0.33	0.29	0.00	0.00	1.28	1.38	0.05	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00	0.64	0.20	0.00	0.00
MgO	20.86	18.01	0.08	0.57	25.06	25.07	14.39	14.73	0.00	0.00	0.09	0.03	18.27	12.99	0.00	0.00
CaO	4.07	8.96	12.24	2.00	0.87	0.77	11.51	11.22	6.78	7.63	1.24	2.39	0.85	21.54	12.09	14.20
Na ₂ O	0.01	0.02	3.64	0.75	0.00	0.00	2.75	2.61	7.81	7.21	3.27	2.33	0.00	0.06	4.37	3.36
K ₂ O	0.02	0.03	0.09	2.25	0.00	0.00	0.22	0.26	0.18	0.16	1.93	1.06	0.02	0.02	0.05	0.04
Сумма	99.52	99.14	100.21	94.36	100.21	100.58	98.17	98.06	99.96	100.20	93.68	93.39	100.57	99.85	99.90	100.16
X _{Mg}	0.654	0.657	-	0.185	0.708	0.709	0.684	0.676	-	0.115	0.067	0.067	0.539	0.682	-	-
X _{An}	-	-	0.646	-	-	-	-	-	0.321	0.366	-	-	-	-	0.603	0.699
Wo	8.4	19.0	-	-	1.6	1.7	-	-	-	-	-	-	1.8	44.8	-	-
En	59.9	53.2	-	-	69.7	69.6	-	-	-	-	-	-	53.0	37.6	-	-
Fs	31.7	27.8	-	-	28.7	28.7	-	-	-	-	-	-	45.2	17.6	-	-

	Н17-76/67-19					Н17-76/25					Н17-116/16				
	Hbc	Hbr	Opx_c^I	Opx_r^I	Cpx_c^I	Opx_c^I	Opx_r^I	Pl_c^I	Pl_r^I	Opx_c	Opx_r	Cpx_c	Cpx_r	Pl_c	Pl_r
SiO ₂	44.56	46.00	53.71	53.77	52.72	49.39	50.67	58.58	54.88	54.32	53.50	49.78	51.14	46.94	50.99
TiO ₂	1.95	1.84	0.65	0.05	0.11	0.35	0.00	0.00	0.05	0.03	0.16	0.31	0.25	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	9.03	8.29	0.00	0.95	1.98	1.55	31.67	26.75	0.95	0.83	1.13	1.30	3.27	33.97	30.60
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
FeO	16.24	15.90	18.57	21.03	8.09	23.65	0.73	0.74	14.76	14.97	21.35	23.55	8.53	16.59	0.98
MnO	0.14	0.11	0.26	0.28	0.08	0.39	0.00	0.00	0.24	0.22	0.46	0.45	0.11	0.26	0.00
MgO	11.76	12.51	24.23	21.56	16.30	7.85	0.07	0.00	26.75	26.02	22.39	9.79	15.78	15.36	0.00
CaO	10.49	10.81	1.90	1.87	19.88	16.56	14.43	8.75	1.87	2.20	1.88	14.28	19.29	13.30	17.05
Na ₂ O	1.80	1.72	0.00	0.00	0.06	0.05	3.13	5.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	1.64
K ₂ O	0.18	0.17	0.00	0.03	0.03	0.01	0.06	0.16	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.02	0.08
Сумма	96.15	97.35	99.32	99.54	99.25	99.80	100.76	100.48	99.50	98.61	100.87	99.49	98.46	100.64	100.80
X _{Mg}	0.563	0.583	0.699	0.646	0.782	0.372	-	-	0.764	0.756	0.652	0.426	0.767	-	-
X _{An}	-	-	-	-	-	-	0.715	0.463	-	-	-	-	-	0.850	0.641
Wo	-	-	3.8	3.9	40.7	36.0	-	-	3.7	4.4	3.8	30.9	40.3	27.9	-
En	-	-	67.3	62.1	46.4	23.8	-	-	73.5	72.3	62.7	29.4	45.8	44.9	-
Fs	-	-	28.9	34.0	12.9	40.2	-	-	22.8	23.3	33.5	39.7	13.9	27.2	-

Примечание. Обр. Н17-115/5 – пикробазальт, Н17-76/62, 78/62а, 79/8, 81/22, 89/1, 115/59, 116/20 – андезибазальты, Н17-78/63 – туф андезибазальта, Н17-76/67-1 – гиллокласит, Н17-84/5 – дациандезит, Н17-108/9 – риодцит, Н17-76/67-19 – долерит, Н17-76/25, 116/16 – диориты. В сумму дополнительно включено NiO (мас. %): 1– 0.06, 2– 0.07, 3– 0.16, 4– 0.21, 5– 0.05.

(табл. 3, обр. Н17-108/9). Интерстиционное стекло имеет состав высокожелезистого риолита (табл. 3).

Субвулканические двупироксеновые диориты слагают, вероятно, дайки и силлы в эффузивных образованиях только зоны меланжа. Они подняты на ст. Н17-76 и 81 в виде изометричных обломков размером 5–12 см. На ст. Н17-76 диориты составляли значительную часть драгированного материала и подняты в виде глыб и обломков размером до 40–50 см. Диориты – зеленовато-серые мелкозернистые породы, состоящие из зонального плагиоклаза (от An_{86-72} до An_{64-42}) (50–60 %), бронзита с каймами гиперстена (5–10 %), авгита (20–30 %), титаномагнетита (< 1%) и небольшого количества интерстиционного вулканического стекла (табл. 3, обр. Н17-76/25, 116/16).

Субщелочные базальтоиды представлены высококалийевыми высокотитанистыми базальтами, реже пикробазальтами и связанными с ними субщелочными габбро и подняты в виде угловатых обломков размером до 15–20 см только на станциях драгирования в восточной части зоны меланжа Н17-92 и 93 (рис. 2). Несколько обломков субщелочных базальтов, поднятых на ст. Н17-87 в зоне вулканического чехла, являются, вероятно, фрагментами магматических образований зоны меланжа и вынесены на поверхность в виде ксенолитов при извержениях подводного вулкана Ильичева (рис. 2).

Субщелочные базальты – крупнопорфировые пористые породы с вкрапленниками оливина, клинопироксена и плагиоклаза размером 3–5 мм (кристаллы плагиоклаза достигают размера 1 см). Количество вкрапленников варьирует, но обычно составляет 10–20 %, хотя иногда встречаются и афировые разности пород.

Среди вкрапленников преобладает плагиоклаз, но в ряде образцов количество вкрапленников оливина и клинопироксена сопоставимо с количеством выделений плагиоклаза. Основная масса этих пород интерсервальная до микродолеритовой и сложена плагиоклазом, оливином, титанистым авгитом, вулканическим стеклом и титаномагнетитом, нередко обнаруживающим колосниковое строение. В обр. Н17-92/43 в основной массе присутствует также керсутит, частично замещающий титанавгит, а в обр. Н17-92/31 – биотит.

Ядра вкрапленников клинопироксена сложены малотитанистым салитом или диопсидом, а на краях кристаллов содержание оксида титана возрастает до 2 мас. %. Клинопироксен микролитов представлен титанистым салитом с содержанием $TiO_2=1.5-3.0$ % и $Al_2O_3=3-7$ % (табл. 4, обр. Н17-92/48). Иногда совместно с клинопироксеном отмечается первичная роговая обманка ярко-зеленого цвета, замещающаяся по краям кристаллов голубоватым амфиболом. Плагиоклаз вкрапленников – An_{85-74} , а микролитов – An_{40-65} (табл. 4). Вкрапленники оливина обычно в значитель-

ной мере замещены идиингситом и бурыми гидроксидами железа.

Поры пород повсеместно выполнены анальцимом и реже карбонатом, а по трещинам наблюдаются прожилки анальцима в ассоциации с цеолитами. Эти минералы частично замещают и плагиоклаз.

Субщелочные пикробазальты – крупнопорфировые пористые породы, содержащие около 20–30 % вкрапленников клинопироксена и оливина (преобладает) размером до 2–6 мм в основной массе, состоящей из титанавгита, плагиоклаза и вулканического стекла, частично замещенного смектитом, цеолитами и карбонатом. Поры пород также выполнены карбонатом.

Вкрапленники оливина имеют состав Fo_{89-86} (табл. 4, обр. Н17-92/37), а клинопироксен представлен диопсидом с каймами титанистого авгита, содержащего до 2.5 % TiO_2 . В основной массе клинопироксен еще более титанистый, содержание TiO_2 в нем достигает 2.5–3.6 %, а концентрация Al_2O_3 – 7.5–8.5 %. Микрокрапленники плагиоклаза имеют состав An_{87-89} , а микролиты – An_{40} . В оливинке многочисленны включения титаносодержащей хромистой шпинели (табл. 2).

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ

Распределение петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов в вулканитах зоны разлома Хантер приведено в табл. 5 и отражено на ряде петрохимических диаграмм (рис. 3–7), на которые кроме данных табл. 5 нанесены дополнительные данные анализов пород, имеющиеся у авторов. Кроме того, на этих петрохимических диаграммах для сравнения показаны составы бонинитов этого региона [2].

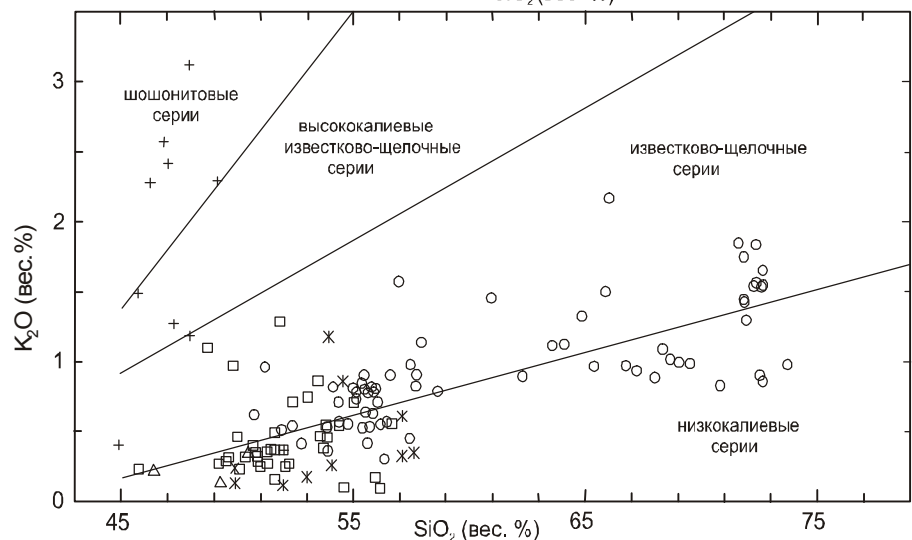
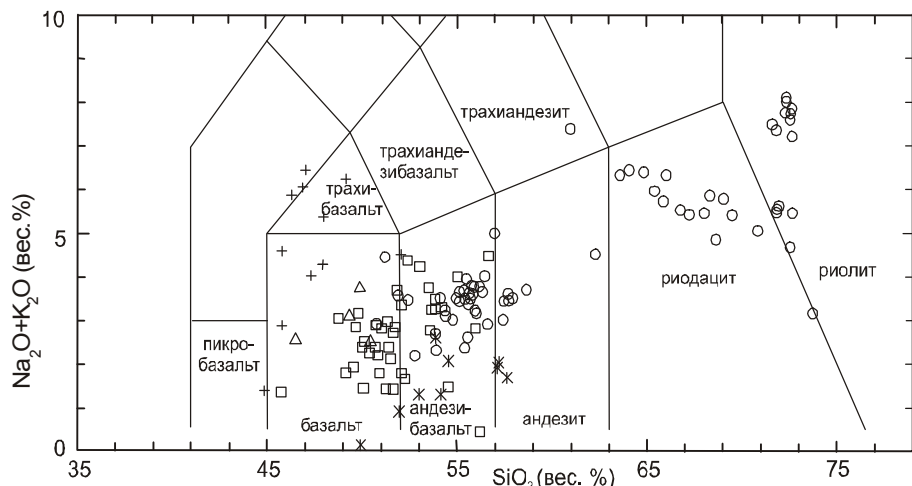
Данные табл. 5 и петрохимические диаграммы свидетельствуют, что среди островодужных вулканических образований зоны разлома Хантер четко выделяется несколько геохимических групп пород.

Первую группу составляют островодужные толеитовые базальтоиды, точки состава которых приурочены в основном к полю низкокальциевых базальтов и меньше – андезибазальтов. И только очень небольшая часть этих пород попадает в поле известково-щелочных островодужных серий (рис. 3). Толеитовые базальтоиды обладают Ol-Cpx-Pl и Cpx-Pl парагенезисами вкрапленников и характеризуются низкими содержаниями оксида титана, оксидов щелочей и других крупноионных литофильных элементов (табл. 5). Повышенные содержания MgO в ряде образцов толеитовых базальтов обуславливают все переходы от базальтов до пикробазальтов и определяют высокие концентрации никеля и хрома в породах. Отношения La/Sm и Ba/La в изученных толеитах также аналогичны таковым в толеитовых базальтах островных дуг. На диаграммах Ti-Cr и $FeO^*/MgO-SiO_2$ (рис. 4, 6)

Таблица 4. Представительные микронзондовые анализы минералов субщелочных оливиновых базальтов и пикробазальтов зоны разлома Хантер.

	Н17-92/48						Н17-92/37										Σp
	Cpx ^I _c	Cpx ^I _r	Pl ^I _c	Pl ^I _r	Cpx ^{II}	Pl ^{II}	Ol ^I _c	Ol ^I _r	Cpx ^I _c	Cpx ^I _r	Pl ^I _c	Pl ^I _r	Cpx ^{II}	Cpx ^{II}	Pl ^{II}		
SiO ₂	47.32	49.09	47.82	46.85	45.79	57.89	39.95	40.71	51.69	46.10	46.02	46.25	44.00	43.19	57.24	0.00	
TiO ₂	1.90	1.28	0.00	0.00	2.70	0.03	0.00	0.00	0.64	2.24	0.00	0.00	3.33	3.58	0.04	0.76	
Al ₂ O ₃	6.34	5.17	33.56	34.32	7.01	25.86	0.00	0.00	3.04	7.05	34.88	34.11	8.51	8.01	26.52	29.90	
Cr ₂ O ₃	0.26	0.82	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	36.22	
Fe ₂ O ₃																4.66	
FeO	6.65	5.46	0.52	0.50	8.88	0.59	11.20	13.82	5.21	12.47	0.33	0.54	11.91	14.57	0.74	13.23	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.13	0.00	0.09	0.00	0.00	0.08	0.13	0.00	0.29	
MgO	13.29	14.13	0.06	0.08	12.03	0.00	47.62	44.36	15.71	11.04	0.08	0.32	9.86	8.18	0.04	15.82	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
CaO	23.60	23.85	16.91	17.74	23.20	7.83	0.36	0.35	22.70	20.19	18.03	17.98	21.16	20.76	8.69	0.02	
Na ₂ O	0.36	0.37	2.42	1.72	0.46	5.95	0.00	0.00	0.05	0.56	1.18	1.43	0.46	0.77	6.87	0.00	
K ₂ O	0.03	0.02	0.15	0.09	0.03	0.65	0.00	0.00	0.02	0.03	0.06	0.06	0.02	0.02	0.51	0.00	
Сумма	99.76	100.20	101.44	101.31	100.09	98.81	99.41	99.40	99.22	99.76	100.59	100.68	99.33	99.22	10.64	100.9	
X _{Mg}	0.781	0.822	-	-	0.707	-	0.883	0.851	0.843	0.612	-	-	0.596	0.500	-	0.680	
X _{An}	-	-	0.788	0.846	-	0.404	-	-	-	-	0.891	0.871	-	-	0.400	-	
Wo	49.9	49.9	-	-	49.5	-	-	-	46.7	44.6	-	-	47.9	47.7	-	-	
En	39.1	41.2	-	-	35.7	-	-	-	45.0	33.9	-	-	31.1	26.2	-	-	
Fs	11.0	8.9	-	-	14.8	-	-	-	8.3	21.5	-	-	21.0	26.1	-	-	

Примечание. Обр. Н17-92/48 – базальт, 92/37 – пикробазальт. Fe²⁺, Fe³⁺ в шпинели рассчитаны согласно стехиометрической формуле.



- × 1
- △ 2
- 3
- 4
- + 5

Рис. 3. Петрохимические диаграммы SiO₂-(Na₂O+K₂O) и SiO₂-K₂O для островодужных вулканических пород зоны разлома Хантер.

1 – спредингтовые толеитовые базальты (ст. Н17-102 и 117), 2 – бониниты [2], 3 – островодужные толеиты, 4 – вулканыты бимодальной известково-щелочной серии, 5 – субщелочные базальтиды К-Na серии.

точки составов толеитовых базальтоидов приурочены к полям островодужных вулканитов.

Рассматриваемые базальтоиды характеризуются низкими содержаниями редкоземельных элементов и плоскими графиками их распределения (рис. 7а), типичными для островодужных толеитовых серий.

Среди толеитовых базальтоидов резко выделяются своим составом несколько образцов (табл. 5, обр. Н17-117/2, 102/1), обладающих специфическими геохимическими особенностями, позволяющими выделить их в самостоятельную группу. Эти породы отличаются повышенными содержаниями TiO_2 (1.3–1.4 мас. %), никеля и хрома, низкими концентрациями оксидов щелочей, фосфора и бария, “деплетированностью” легкими лантаноидами, обуславливающей выпуклую вверх форму графиков распределения РЗЭ (рис. 7а), что типично для толеитовых базальтов срединговых хребтов. Рассматриваемые породы драгированы в восточной части полигона наших исследований, где их появление связано, вероятно, со срединговым магматизмом южной части Центрального средингового хребта Северо-Фиджийского бассейна (рис. 1). Толеитовые базальтоиды имеют низкие La/Sm отношения, но отношения Ba/La в них выше, чем в нормальных толеитах срединно-океанических хребтов. Эти породы петрографически и геохимически сходны с толеитовыми базальтоидами ст. Н17-123, выполненной на подводном вулкане в южной части Северо-Фиджийского бассейна [2].

Следующую геохимическую группу составляют бимодальные вулканиты известково-щелочной серии (табл. 5), характеризующиеся контрастным распре-

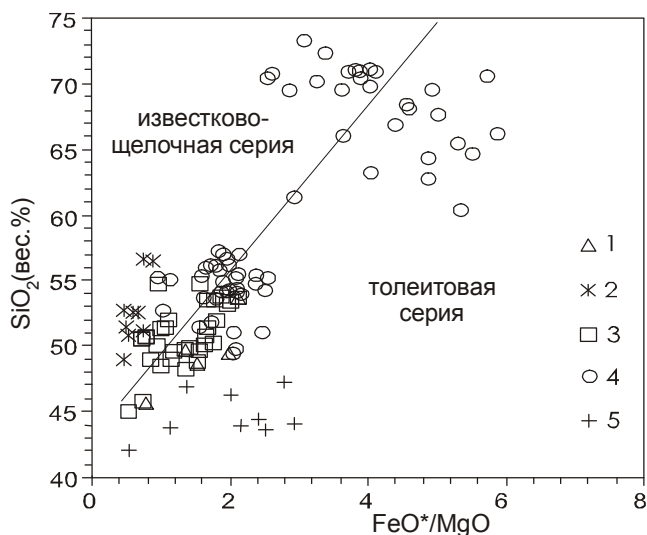


Рис. 4. Диаграмма $FeO^*/MgO-SiO_2$ [18] для островодужных вулканитов зоны разлома Хантер.

Условные обозначения см. на рис. 3.

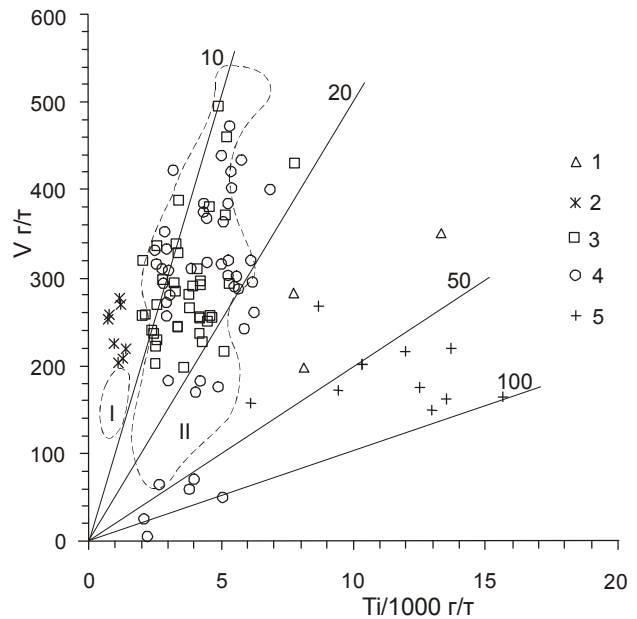


Рис. 5. Диаграмма Ti-V [20] для островодужных вулканитов зоны разлома Хантер.

Условные обозначения см. на рис. 3. Пунктиром выделены поля: I – бонинитов Марианской островной дуги и II – пикритов и толеитов островной дуги Вануату [20].

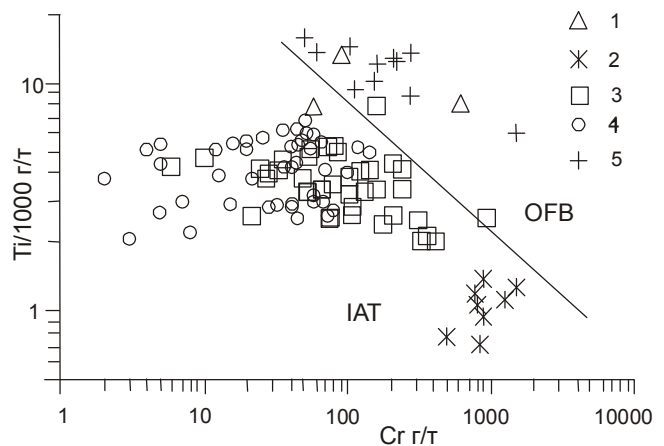


Рис. 6. Диаграмма Cr-Ti [19] для островодужных вулканитов зоны разлома Хантер.

Условные обозначения см. на рис. 3. Поля островодужных толеитов (IAT) и базитов океанического дна (OFB) нанесены по [19].

лением SiO_2 , определяющим преобладание андезит-базальтов, риодацитов и риолитов. Эти породы на петрохимических диаграммах (рис. 3–6) приурочены в основном к полям известково-щелочных серий островных дуг, хотя некоторая часть точек этих пород попадает также в поле толеитовых серий. Особенно наглядно это распределение видно на диаграмме А.Мияширо [18] (рис. 4). На диаграмме Ti-V (рис. 5) рассматриваемые вулканиты располагаются в поле пород остров-

ных дуг и по соотношению этих компонентов полностью идентичны островодужным вулканитам островной дуги Вануату.

Для бимодальных вулканитов известково-щелочной серии типичны более высокие содержания крупноионных литофильных элементов, чем в толеитовых базальтоидах, но пониженные концентрации высокозарядных элементов. Содержание оксида титана ни в одном образце не превышает 1 мас. % (табл. 5). Отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$ этих пород свидетельствуют о меньшей степени деплетированности легкими лантаноидами по сравнению с островодужными толеитами. Это обуславливает наклонный характер трендов распределения РЗЭ с обогащением легкими лантаноидами (рис. 7б). Тренды распределения РЗЭ вулканитов бимодальной серии аналогичны трендам распределения пород известково-щелочных серий островных дуг и, в частности, трендам распределения РЗЭ андезитов вулканов Мэттью и Хантер [16], возвышающихся над океанической поверхностью западнее изученного полигона. Бимодальный характер распределения кремнекислоты в рассматриваемых вулканитах определяет значительные вариации содержаний РЗЭ, которые особенно высоки для наиболее кремнекислых членов бимодальной серии (табл. 5, рис. 7б). Отношения Ва/La в вулканитах бимодальной серии, варьирующие в пределах 15–50, также типично островодужные. В островодужных толеитах это отношение не превышает 20–30.

Наконец, в отдельную геохимическую группу объединены субщелочные базальтоиды с варьирующим содержанием оксида калия. В химическом отношении породы субщелочной серии отличаются от толеитовой и известково-щелочной серий зоны разлома Хантер повышенными содержаниями оксидов щелочей ($Na_2O+K_2O=4.4-6.0\%$), концентрация которых возрастает по мере дифференциации. Но при этом отношение Na_2O/K_2O всегда остается выше единицы, что позволяет относить субщелочные базальтоиды к К–Na магматической серии, характерной для субдукционных геодинамических обстановок. Для всех этих пород типично повышенное содержание альбитового минала в плагиоклазе, титанавгитовый состав клинопироксена, обилие оливина, как во вкрапленниках, так и в основной массе, присутствие ильменита или титаномagnetита, а также иногда керсутита и биотита. Рассматриваемые породы имеют повышенные содержания TiO_2 , крупноионных литофильных и редкоземельных элементов (табл. 5), высокие величины отношения $(La/Sm)_N$ и $(La/Yb)_N$, K_2O/Y и, наоборот, пониженные величины Ва/La отношения, сходные с Ва/La отношением вулканитов спрединговых структур. На диаграммах Cr–Ti и Ti–V (рис. 5, 6) точки составов этих базальтоидов приурочены к полям океа-

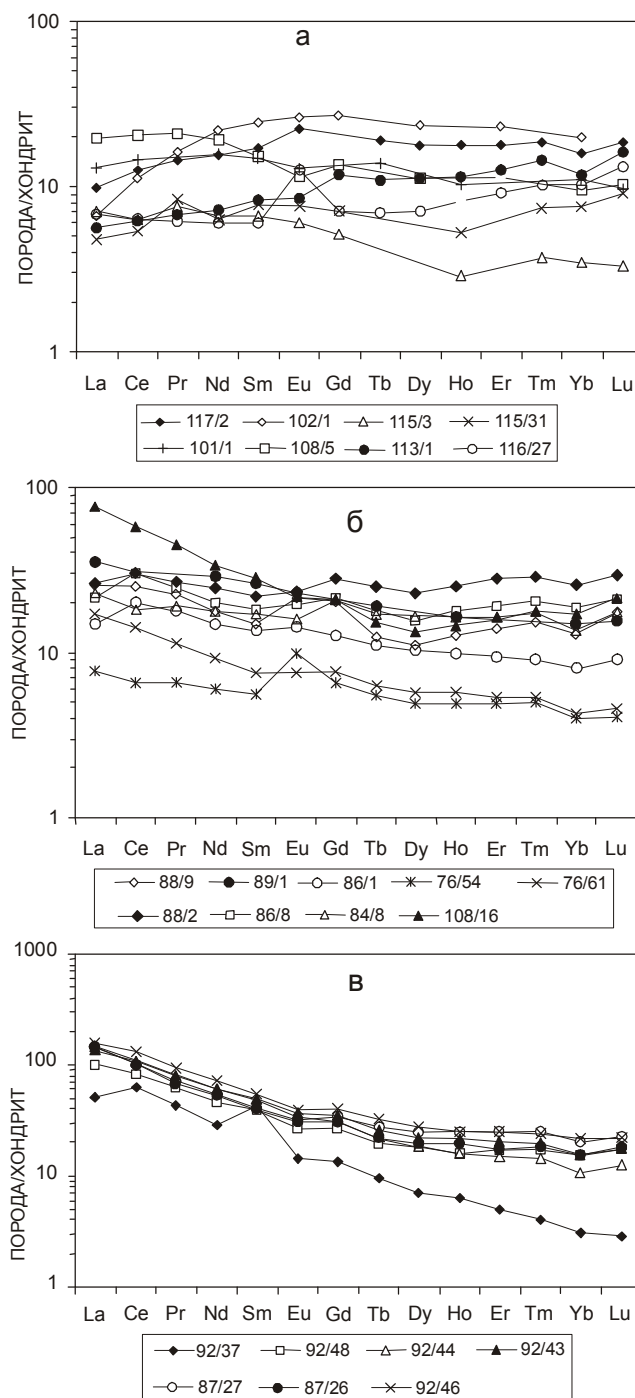


Рис. 7. Графики распределения нормированных по хондриту [4] содержаний редкоземельных элементов в островодужных вулканитах зоны разлома Хантер. а – островодужные и спрединговые толеиты, б – вулканиты бимодальной известково-щелочной серии, в – субщелочные базальтоиды К–Na серии.

нических вулканитов. Обогащенность субщелочных базальтоидов легкими лантаноидами и деплетированность тяжелыми редкими землями определяет наклонную форму трендов распределения РЗЭ (рис. 7в).

Таблица 5. Распределение петрогенных (в %), рассеянных и редкоземельных (в г/т) элементов в вулканитах зоны разлома Хантер.

	117/2	102/1	115/3	115/31	116/27	113/1	101/1	108/5	88/9	89/1	86/1	76/54
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	45.71	49.77	47.41	49.36	50.12	50.29	50.60	54.68	49.48	55.18	55.86	55.92
TiO ₂	1.36	1.29	0.42	0.43	0.37	0.56	0.69	0.60	0.85	0.82	0.85	0.45
Al ₂ O ₃	17.06	15.77	11.59	15.76	16.28	16.98	14.70	16.57	15.95	15.76	15.66	15.34
FeO*	8.71	10.49	9.56	9.35	8.71	9.30	7.91	5.77	11.43	6.74	10.58	9.14
MnO	0.17	0.19	0.17	0.18	0.18	0.18	0.18	0.09	0.59	0.12	0.18	0.14
MgO	11.18	7.09	18.29	7.72	8.48	6.99	11.20	5.34	5.01	6.44	3.77	4.36
CaO	10.91	11.27	10.38	12.41	11.79	11.40	10.22	9.00	8.86	6.80	7.99	8.28
Na ₂ O	2.34	3.55	1.22	1.45	1.37	2.08	2.65	3.80	3.38	3.32	3.09	2.36
K ₂ O	0.23	0.24	0.25	0.28	0.33	0.52	0.25	0.54	0.93	1.52	0.81	0.90
P ₂ O ₅	0.19	0.09	0.10	0.07	0.08	0.10	0.05	0.12	0.17	0.17	0.17	0.07
П.п.п.	1.17	0.24	1.38	2.80	2.25	2.10	0.95	2.80	3.70	3.25	1.20	2.60
Сумма	99.03	99.99	100.77	99.81	99.96	100.50	99.40	99.31	100.35	100.12	100.16	99.56
V	198	282	211	229	Н.о.	272	250	197	363	175	304	322
Ni	360	111	451	47	77	55	236	46	77	144	46	38
Cr	615	59	1250	210	780	94	250	80	56	270	-	44
Rb	3	3	10	2.5	5.5	7.5	3	5	11	21	16	7.5
Ba	13	14	40	39	35	48	50	120	90	140	63	86
Sr	122	116	234	143	151	199	195	425	259	319	259	171
Hf	1.8	Н.о.	-	-	-	-	1.7	1.9	1.6	3.4	1.2	0.7
Zr	63	71	58	29	34	36	58	79	221	122	36	43
Y	Н.о.	31	18	14	16	20	18	15	39	23	Н.о.	18
La	2.30	1.55	1.66	1.13	1.60	1.32	3.0	4.56	6.0	8.34	3.5	1.8
Ce	7.60	6.74	3.84	3.27	3.80	3.70	8.75	12.31	15.0	18.6	12.0	4.0
Pr	1.30	1.46	0.68	0.74	0.55	0.6	Н.о.	1.86	2.0	1.0	1.6	0.58
Nd	7.00	9.91	2.99	2.87	2.70	3.3	7.09	8.67	8.0	12.9	6.8	2.7
Sm	2.50	3.64	0.98	1.13	0.88	1.23	2.2	2.24	2.2	3.85	2.0	0.82
Eu	1.25	1.48	0.34	0.42	0.71	0.48	0.72	0.65	1.2	1.27	0.8	0.55
Gd	Н.о.	5.31	1.02	1.4	1.4	2.3	Н.о.	2.65	4.0	Н.о.	2.5	1.3
Tb	0.69	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.25	0.4	0.5	Н.о.	0.45	0.7	0.4	0.2
Dy	4.30	5.69	Н.о.	Н.о.	1.7	2.7	Н.о.	2.72	2.7	Н.о.	2.5	1.2
Ho	1.00	Н.о.	0.16	0.29	0.45	0.64	0.57	Н.о.	0.7	0.9	0.55	0.27
Er	2.80	3.62	Н.о.	Н.о.	1.46	2.0	Н.о.	1.77	2.2	Н.о.	1.5	0.78
Tm	0.45	Н.о.	0.09	0.18	0.25	0.35	Н.о.	Н.о.	0.37	Н.о.	0.22	0.12
Yb	2.60	3.26	0.56	1.24	1.68	1.9	1.77	1.55	2.1	2.4	1.3	0.65
Lu	0.45	Н.о.	0.08	0.22	0.32	0.39	0.24	0.25	0.42	0.38	0.22	0.1

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Синтез геологических наблюдений показывает, что важнейшим геологическим результатом проведенных исследований явилось установление двухъярусной структуры зоны разлома Хантер (рис. 2), включающей зону меланжа и перекрывающий вулканический чехол [23]. Геологические взаимоотношения и резкие структурные различия этих геологических тел свидетельствуют о двух разновозрастных этапах развития хребта, разделенных периодом интенсивных деформаций и скучивания коры.

На основе геологических и геохимических данных среди островодужных вулканитов зоны меланжа выделяются две группы. Одна группа вулканитов представлена океаническими и островодужными метабазитами, претерпевшими интенсивные вторичные преобразования цеолитовой и зеленосланцевой фа-

ций. Эти породы геохимически сходны с магматическими образованиями офиолитового комплекса этого региона и представляют, вероятно, верхнюю часть его разреза [2]. Предполагается, что формирование этих островодужных вулканитов, как и образование офиолитового комплекса зоны меланжа в целом, отвечает позднеэоцен-раннемиоценовому этапу развития островодужной системы Витязь, в течение которого в одноименном желобе происходила направленная на запад субдукция мощной Тихоокеанской плиты.

Позднемиоцен-раннеплиоценовая структурная перестройка островодужной системы Витязь, обусловившая переориентацию субдукции на восток и начало раскрытия Северо-Фиджийского задугового бассейна [5, 6, 9, 17], привела к скучиванию и метаморфизму ранее сформированной коры и образованию зоны меланжа, послужившей фундаментом для заложения вулканического чехла [23]. Продукты собственно ос-

Таблица 5. (Продолжение).

	76/61	88/2	86/8	84/8	108/16	92/37	92/48	92/44	92/43	87/27	87/26	92/46
	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	56.00	61.87	66.82	68.44	70.85	42.11	42.97	43.60	43.99	44.12	44.42	47.21
TiO ₂	0.43	0.98	0.78	0.60	0.37	1.02	2.00	2.16	2.25	2.09	2.29	2.61
Al ₂ O ₃	15.18	17.60	14.10	14.74	14.29	9.64	17.40	17.30	17.37	16.49	18.80	16.95
FeO*	8.64	6.65	6.76	5.52	2.15	11.70	7.64	10.92	10.08	12.89	9.82	10.91
MnO	0.14	0.16	0.29	0.17	0.09	0.17	0.15	0.17	0.19	0.22	0.18	0.22
MgO	4.71	1.43	1.39	1.21	0.52	20.15	5.63	3.89	4.2	3.93	3.68	3.49
CaO	8.43	4.60	4.41	3.96	1.71	7.60	13.38	7.37	8.69	7.98	10.08	7.94
Na ₂ O	2.48	5.05	2.28	4.05	6.05	0.95	2.92	3.91	3.76	3.28	3.46	3.81
K ₂ O	0.88	1.33	1.01	0.98	1.50	0.38	1.39	2.84	2.26	2.42	2.19	2.20
P ₂ O ₅	0.09	0.27	0.24	0.19	0.09	0.17	0.39	1.00	0.68	0.70	1.04	0.67
П.п.п.	2.50	0.50	2.00	0.20	1.62	6.35	5.90	6.05	6.00	5.90	4.10	4.00
Сумма	99.48	100.44	100.08	100.06	99.24	100.24	99.77	99.21	99.47	100.02	100.06	100.01
V	315	65	112	40	6	157	216	216	162	176	219	164
Ni	47	6	34	-	2	605	80	117	115	120	128	67
Cr	74	-	-	-	8	1500	160	420	280	221	60	51
Rb	8.5	6	0	1	11	8	16	18	29	35	16.2	51
Ba	78	192	125	122	280	52	200	220	190	221	200	221
Sr	170	268	250	229	277	133	461	432	444	476	568	337
Hf	1.0	3.7	2.4	3.1	6.0	1.5	2.6	2.2	3.2	3.9	3.6	3.8
Zr	75	112	61	73	237	71	124	156	174	158	159	190
Y	20	50	Н.о.	Н.о.	42	20	30	38	41	Н.о.	48	Н.о.
La	4.00	6.20	5.00	5.40	18.0	12.0	24.0	35.00	32.0	33.0	35.0	37.0
Ce	8.50	18.00	15.00	11.00	34.8	38.0	50.0	65.00	65.0	60.0	60.0	80.0
Pr	1.00	2.40	2.20	1.70	4.0	3.8	5.5	7.20	7.0	6.5	6.0	8.5
Nd	4.20	11.00	9.10	8.00	15.4	13.0	21.0	27.00	27.0	25.0	24.0	32.0
Sm	1.10	3.20	2.70	2.50	4.1	6.3	5.7	7.00	7.2	6.0	5.8	8.0
Eu	0.42	1.30	1.10	0.90	1.2	0.8	1.5	1.90	2.0	1.8	1.7	2.2
Gd	1.50	5.50	4.20	4.00	4.1	2.6	5.2	6.00	7.0	6.7	6.0	8.0
Tb	0.23	0.90	0.65	0.62	0.55	0.35	0.7	0.80	0.95	1.0	0.8	1.2
Dy	1.40	5.50	3.80	4.00	3.2	1.7	4.5	4.50	5.2	6.0	4.8	6.8
Ho	0.32	1.40	1.00	0.90	0.8	0.35	0.9	0.90	1.2	1.4	1.1	1.4
Er	0.85	4.50	3.00	2.60	2.5	0.8	2.7	2.40	3.2	4.0	2.7	4.0
Tm	0.13	0.70	0.50	0.62	0.43	0.1	0.42	0.35	0.47	0.6	0.45	0.58
Yb	0.70	4.20	3.00	2.20	2.75	0.5	2.5	1.70	2.5	3.3	2.5	3.5
Lu	0.11	0.71	0.51	0.42	0.53	0.07	0.42	0.31	0.42	0.55	0.45	0.53

Примечание. Номера образцов приведены без кода рейса (т.е. 89/1 означает Н17-89/1).

1–2 – толеитовые базальты срединговых зон, 3–8 – толеитовые базальтоиды островодужной серии, 9–17 – вулканы (андезибазальты, дациты, риодациты и риолиты) бимодальной известково-щелочной серии, 18–24 – субщелочные базальтоиды К-Na серии.

тродужного позднеплиоцен-современного этапа вулканизма островной дуги Вануату и ее продолжения зоны разлома Хантер широко распространены как в пределах зоны меланжа, так и вулканического чехла и представлены очень широким спектром магматических образований, включающих бониниты, островодужные толеиты, бимодальные вулканы известково-щелочной серии и субщелочные базальтоиды К-Na серии.

Детальное изучение драгированного материала показало, что в зоне меланжа среди островодужных вулканических образований современного этапа магматизма преобладают бониниты, ОI–Срх–РI и Срх–РI островодужные толеиты, двупироксен-плаггиоклазовые вулканы би-

модальной серии и субщелочные базальтоиды. Вполне вероятно, что двупироксен-плаггиоклазовые вулканы бимодальной известково-щелочной серии формировались не в зоне меланжа, а являются обломочным материалом, перемещенным сюда гравитационными потоками и подводными течениями по склонам подводного вулкана Ильичева (рис. 2). Субщелочные базальтоиды обнаружены только в восточной части изученного полигона на ст. Н17-92 и 93, где они ассоциируют с метабазами и метадолеритами офиолитового фундамента и островодужными толеитами.

В пределах вулканического чехла наблюдается иной набор современных островодужных образований. Вулкан Ильичева (ст. драгирования Н17-84-88)

сложен островодужными толеитами и двупироксен-плагиоклазовыми вулканитами бимодальной известково-щелочной серии, наиболее кремнекислые члены которой образуют, вероятно, дацит-риодацитовые купола в привершинной его части. Кроме того, среди этих пород отмечаются редкие обломки перидотитов, габброидов, метабазальтов, метадолеритов и субщелочных базальтоидов, вынесенных в виде ксенолитов при извержениях вулкана Ильичева.

Вся западная часть субширотного трога изученного полигона (ст. Н17-89, 94, 104, 105) сложена бонинитами и О1-Срх-Орх-Р1 базальтоидами, переходными к бонинитам. В северной части зоны разлома (ст. Н17-101, 102, 108) распространены островодужные толеиты и двупироксен-плагиоклазовые вулканиты бимодальной известково-щелочной серии. Наконец, самая восточная часть изученного полигона (ст. Н17-113-117) сложена островодужными толеитами и двупироксен-плагиоклазовыми вулканитами бимодальной известково-щелочной серии, в которых в виде ксенолитов (ст. Н17-116) присутствуют метабазальты и метадолериты офиолитового фундамента. На ст. Н17-102 и 117 обнаружены толеитовые базальты спредингговых структур.

Вулканические образования современного этапа магматизма зоны разлома Хантер очень слабо изменены вторичными процессами. Наблюдается лишь частичная смектитизация вулканического стекла основной массы и частичное выполнение пор смектитом, цеолитами и карбонатом. В субщелочных базальтоидах обычно все поры заполнены анальцимом и реже карбонатом. Очень слабая степень вторичного преобразования островодужных вулканитов, широкое развитие среди них пористых и даже шлаковидных образований, обнаружение полуокатанного и окатанного материала свидетельствуют о малоглубинном характере вулканизма современного этапа зоны разлома Хантер и небольшом временном интервале формирования различных пород островодужного комплекса. Это подтверждается прямыми геологическими наблюдениями. Так, прямоточная трубка на ст. Н17-94 (рис. 2) вскрыла очень слабо смектитизированные бониниты, перекрытые лишь тонким слоем рыхлых осадочных пород. Аналогичные бониниты были обнаружены при драгировании на ст. Н17-105 к северу от ст. Н17-94. Совершенно свежий облик бонинитов, выходящих непосредственно на морское дно, свидетельствует об их недавнем извержении и, следовательно, бонинитовый магматизм осуществляется одновременно с формированием островодужных толеитов и вулканитов бимодальной известково-щелочной серии.

Более интенсивные низкотемпературные преобразования – замещение вулканического стекла смектитом, цеолитами и карбонатом и заполнение пор этими минералами – установлены среди базальтоидов ст.

Н17-115 на склоне субширотного трога в восточной части изученного полигона, к тальвегу которого, по видимому, приурочено крупное тектоническое нарушение, благоприятствующее интенсивной циркуляции метаморфизирующих флюидов. Еще более интенсивные метаморфические преобразования, достигающие иногда зеленосланцевой фации, установлены в породах ст. Н17-116, расположенной вблизи ст. Н17-115.

Таким образом, петрологические данные показывают, что все продукты современного островодужного этапа магматизма зоны разлома Хантер тесно пространственно связаны, происходят близкоодновременно, что определяет наличие пород, обладающих минералогическими и геохимическими особенностями, промежуточными между бонинитами и островодужными толеитами и вулканитами бимодальной известково-щелочной серии. Для всех них характерно низкое содержание оксида титана, нередкое присутствие Сг-шпинели, сходной со шпинелью бонинитов, скелетные, аксикулярные, аксиолитовые и другие закалочные структуры клинопироксена основной массы, образование оторочек кальциевого пироксена вокруг ортопироксеновых ядер микролитов основной массы.

Титанистые субщелочные базальтоиды К–Na магматической серии резко отличаются от других островодужных вулканитов зоны разлома Хантер, представляя, вероятно, продукты магматизма более глубоких, менее деплетированных в отношении легкоплавких компонентов горизонтов верхней мантии. Подобное сочетание в одном районе резкоконтрастных по содержанию оксида титана вулканических образований обусловлено условиями косой субдукции по зоне разлома Хантер, сопровождаемыми трансформными перемещениями. Вероятно, эти условия косой субдукции приводят к разрыву сплошности субдуцируемой океанической плиты и подъему слабо деплетированного мантийного материала. В этом отношении геодинамические условия субдукции в зоне разлома Хантер сходны с условиями субдукции в западном секторе Алеутской островной дуги (Командорские острова) и Малой Курильской островной дуги [3], где также типичны контрастнотитанистые островодужные магматические серии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные геологические и минералого-геохимические исследования позволили сделать следующие выводы.

1. В геологическом строении зоны разлома Хантер четко различаются два структурных яруса – зона меланжа и перекрывающий ее вулканический чехол, – обладающих различным набором продуктов островодужного магматизма.

2. В зоне меланжа наблюдаются метаморфизованные в зеленосланцевой фации островодужные и

океанические metabазальты и метадолериты, составляющие верхнюю часть офиолитового разреза зоны разлома Хантер и сформированные в течение поздне-эоцен-раннемиоценового этапа развития островодужной системы Витязь, и современные бониниты, островодужные толеиты и субщелочные базальтоиды К–Na магматической серии.

3. Образование вулканического чехла отвечает позднеплиоцен-современному этапу развития островной дуги Вануату. В течение этого этапа был сформирован мощный комплекс островодужных вулканических пород, представленных бонинитами, толеитовыми базальтами и двупироксен-плагиоклазовыми вулканиками бимодальной известково-щелочной серии. Тесные пространственные и временные связи вулканических продуктов этого этапа, присутствие пород, обладающих минералогическими и геохимическими чертами, промежуточными между бонинитами и островодужными вулканиками, свидетельствует о сближенности островодужного магматизма рассматриваемого региона в пространстве и времени.

4. Субщелочные базальтоиды К–Na магматической серии зоны разлома Хантер представляют, вероятно, продукты магматизма более глубинных, менее деплетированных горизонтов верхней мантии. Подобное сочетание в одном регионе резкоконтрастных по содержанию оксида титана островодужных вулканических образований обусловлено условиями косой субдукции в зоне разлома Хантер, сопровождаемыми трансформными перемещениями. Вероятно, эти условия косой субдукции приводят к разрыву сплошности субдуцируемой океанической плиты и подъему недеплетированного мантийного материала.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают свою благодарность руководителю экспедиции И.К.Пушину, капитану и команде НИС “Академик Александр Несмеянов” за помощь и сотрудничество. Авторы признательны также проф. Т.И.Фроловой за ценные замечания, которые они учли в окончательном варианте статьи. Подготовка данной работы к печати была выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 98-05-64524).

ЛИТЕРАТУРА

1. Геолого-геофизические исследования в Ново-Гебридском регионе (Тихий океан). Владивосток: ДВО РАН, 1990. 268 с.
2. Петрологические провинции Тихого океана / Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Пушин И.К. и др. М.: Наука, 1996. 444 с.
3. Цветков А.А. Субщелочной базальтовый магматизм активных зон перехода от океана к континенту // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 3. С. 24–41.
4. Anders E. and Grevesse N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53, N 1. P. 197–214.
5. Auzende J.-M., Eissen J.P., Lafoy Y., Gente P., and Charlou T.L. Seafloor spreading in the North Fiji Basin (southwest Pacific) // *Tectonophysics*. 1988. V. 146. P. 317–351.
6. Auzende J.-M., Lafoy Y., Marsset B. Recent geodynamic evolution of the North Fiji Basin (southwest Pacific) // *Geology*. 1988. V. 16, N 10. P. 925–929.
7. Brocher T.M., Holmes R. Tectonic and geochemical framework of the Northern Melanesian borderland: an overview of the KK820316 Leg 2 objectives and results // *Geological investigation of the Northern Melanesian borderland*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sci. Ser. Amer. Association Petrol. Geol., Tulsa, Oklahoma, 1985. P. 1–12.
8. Dupuy C., Dostal J., Marcelot G., Bougault H., Joron J.L., and Treuil M. Geochemistry of basalts from central and southern New Hebrides arc: implication for their source rock composition // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 60, N 2. P. 207–225.
9. Falvey D.A. Analysis of paleomagnetic data from the New Hebrides // *Austral. Soc. Explorat. Geophys. Bull.* 1978. V. 9. P. 117–123.
10. Gill J.B. Early geochemical evolution of an oceanic island arc and backarc: Fiji and South Fiji Basin // *J. Geol.* 1987. V. 95, N 5. P. 589–615.
11. Gill J.B. and Gorton M. A proposed geological and geochemical history of Eastern Melanesia // Coleman P., ed., *The Western Pacific Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry*. Nedlands, Western Australia Univ. Press, 1973. P. 543–566.
12. Gill J.B., Whelan P. Early rifting of the oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic to tholeiitic basalts // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94, N 4. P. 4561–4578.
13. Hamburger M.W. and Isacks B.L. Deep earthquakes in the Southwest Pacific: A tectonic interpretation // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92, N 13. P. 13841–13854.
14. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // *Can. Mineral.* 1978. V. 16, N 4. P. 501–520.
15. Maillet P., Monzier M., and Lefevre C. Petrology of Matthew and Hunter volcanoes, South Hebrides Island Arc (Southwest Pacific) // *J. Volcanol. Geothermal Res.* 1986. V. 30, N 1. P. 1–27.
16. Maillet P., Monzier M., Eissen J.P., and Lounat R. Geodynamics of an arc-ridge junction: The New Hebrides arc (North Fiji Basin case) // *Tectonophysics*. 1989. V. 165, N 1–4. P. 251–268.
17. Malahoff A., Feden R.N., and Fleming H.S. Magnetic anomalies and tectonic fabric of marginal basins north of New Zealand // *J. Geophys. Res.* 1982. V. 87, N 5. P. 4109–4125.
18. Miyashiro A. Volcanic rock series in Island area and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274, N 4. P. 321–355.
19. Pearce J.A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments Cyprus // *Tectonophysics*. 1975. V. 25, N 1/2. P. 41–67.

20. Shervais J.W. Ti-V plots and petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1982. V. 59, N 1. P. 101–118.
21. Shipboard Scientific Party. Introduction // *Proc. ODP, Init. Rept.*, 134. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 1992. P. 5–18.
22. Sigurdsson I.A., Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Eggins S.M. and Zlobin S.K. Primitive island arc and oceanic lavas from the Hunter Ridge-Hunter Fracture Zone. Evidence from glass, olivine and spinel composition // *Mineralogy and Petrology*, 1993. V. 47. P. 149–169.
23. Zlobin S.K., Pustchin I.K., Tararin I.A., Kononov Yu.I. New data on magmatic geology of south New Hebrides arc (Hunter Fracture Zone) and adjacent North Fiji Basin // *L.P.Zonenshain Mem. Conf. Plate Tecton.*, Moscow, Nov. 17–20, 1993. Programme and Abstr. M., Kiel, 1993. P. 164.

Поступила в редакцию 20 августа 2001 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

I.A.Tararin, S.K.Zlobin, G.M.Kolesov, E.M.Sedykh, V.M.Chubarov, T.M.Filosofova

Island-arc magmatism of the Hunter Fracture Zone (North Fiji Basin, Pacific Ocean)

It has been established that two different-age structural stages, a melange zone and the overlying volcanic cover, participate in the geological structure of the Hunter Fracture Zone being the southeastern continuation of the Vanuatu island-arc system. These structural stages are characterized by different island-arc volcanism. The island-arc magmatic products of these stages have been first described in detail from the petrological and geochemical standpoint. Oceanic and island-arc metabasalts and metadolerites metamorphosed under the greenschist facies belong to the upper part of the ophiolite section of this region, and modern boninites, island-arc tholeiites, and subalkaline basaltoids of K-Na series, non-metamorphosed or poorly altered under the zeolite facies, are common in the melange zone. Metabasites of the ophiolite complex are suggested to be formed during the Late Eocene-Early Miocene stage of the Vityaz island-arc system; and modern boninites, island-arc tholeiites and subalkaline basaltoids, during the Late Pliocene-Recent stage of development of the Vanuatu island-arc system. A thick complex of island-arc formations of the volcanic cover represented by island-arc tholeiitic basalts, volcanites of the bimodal calc-alkaline series, and oceanic tholeiites of the spreading structures is formed on the ophiolite basement of the melange zone in the Late Pliocene-Recent stage of magmatism. Close spatial and temporal relationships in one region of contrast-titanium island-arc complexes is shown to be caused by processes of oblique subduction accompanied by transform dislocations along the Hunter Fracture Zone. Conditions of oblique subduction, probably, result in break of continuity of the subducted oceanic plate and ascent of the poorly depleted mantle material giving rise to subalkaline basaltoids.

ГРАНУЛОМЕТРИЯ И МОРФОЛОГИЯ ЗОЛОТА ТЕХНОГЕННЫХ РОССЫПЕЙ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

Г.С. Мирзеханов, Е.В. Курбатов

ООО Научно-производственная фирма “Компас Геосервис”, Дальневосточный НИИ минерального сырья, г. Хабаровск

Гранулометрические, морфологические особенности и характер распределения золота в техногенных образованиях россыпных месторождений зависят от различных производственно-геологических факторов. Размерность золота в отвальном комплексе имеет широкий спектр, включая и самородки, что позволяет использовать традиционное промысловое оборудование для повторной их промывки. При этом фактические потери золота при промывке меньше расчетных технологических.

Ключевые слова: россыпи, техногенные образования, гранулометрия, морфология, фракция, золото, новые технологии, Дальний Восток.

В последние годы интерес к техногенным образованиям россыпных месторождений золота неуклонно возрастает. Накапливаются данные, указывающие о достаточно высоких, близких к кондиционным, содержаниях в них золота [1, 2, 3, 5, 7]. На наш взгляд, значительная концентрация металла в техногенных продуктах определяет их перспективы, но не решает проблему его извлечения и рентабельности повторной отработки россыпей. На протяжении долгой истории изучения техногенных образований в аспекте их вовлечения в повторную разработку главенствует тезис о мелком и тонком золоте, для извлечения которого требуются особые технологии. Соответственно, новые технологии – это дополнительные затраты, которые приводят к удорожанию стоимости добычи металла. В данной публикации представлены результаты изучения морфологических и гранулометрических особенностей золота техногенных образований эксплуатируемых в настоящее время и повторно обрабатываемых россыпей юга Дальнего Востока.

Исследованные нами техногенные образования россыпных месторождений находятся в различных географических и экономических условиях рентабельности отработки и отличаются по своим геолого-технологическим особенностям. Это месторождения Охотского (Озерное, Казино), Аяно-Майского (Пр. Дарья, Белая, Лев. Дюсмакит, Таймень, Буор-Салаа, Тасс и др.), Николаевского (Покровский), Ульчского (Мал. Жорма, Дяппе), Лазовского (Средний, Ключевой) районов (рис 1). Кроме того, для сравнительного анализа, привлечены материалы по гранулометрии техногенных россыпей других регионов Дальнего Востока и Сибири.

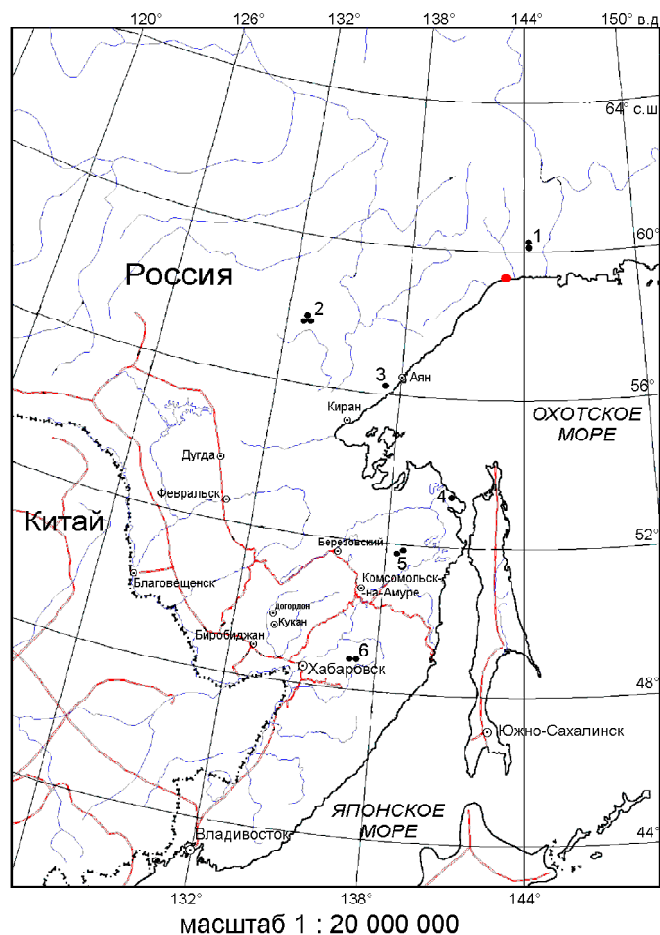


Рис. 1. Схема расположения россыпных объектов.

1 – россыпи Озерное, Казино (Охотский р-он); 2 – россыпи Пр. Дарья, Дюсмакит, Белая; 3 – Таймень (Аяно-Майский р-он); 4 – россыпь “Покровский” (Николаевский р-он); 5 – россыпи Мал. Жорма, Дяппе, (Ульчский р-он); 6 – россыпи Средний, Ключевой (р-он им. Лазо).

Результаты исследований рассмотрены по конкретным месторождениям в сопоставительном варианте: granulometрия золота исходных песков – техногенных образований – техногенных образований повторной промывки.

Техногенно-целиковая россыпь ручья Пр. Дарья расположена в бассейне р. Юна, правого притока р. Учур, Аяно-Майского района и обрабатывалась в 1976–79 годах. Переоценка и повторная разработка началась с 1994 года. В пределах россыпи имелась возможность изучить granulometрические особенности золота бортовых целиков с промышленными запасами и доразведанных целиковых участков ниже отработанной россыпи, эфельных отвалов прежних отработок и гале-эфельных отвалов новых отработок.

Проведенные исследования granulometрических особенностей золота позволяет уверенно указать на присутствие в рассматриваемых объектах металла размерности классов выше 0,1 мм. В первую очередь, следует отметить, что доля золотин размерности -1,0+0,5 мм к хвосту россыпи возрастает, хотя в целом характер распределения размерности золотин в песках разных частей россыпи сопоставимы (рис 2). Доля металла размерности крупнее 1 мм (фракции +2,0 мм и -2,0+1,0 мм) в доразведанных целиковых участках, включая и бортовые целики, колеблется около величины 40%, исключение составляют пески отработки 1976–1979 годов, где суммарное количество золотин данных классов резко увеличивается достигая 65% (рис 2в). Особенностью песков россыпи является отсутствие тонкого золота (-0,1 мм), лишь в редких определениях эта фракция присутствовала в значениях, приближающихся к 1%, в целом составляя 0,1 и менее процентов. В эфельных и галечных отвалах по отношению к материнским пескам отмечается смещение размерности золотин на один класс ниже, т.е класс + 2,0 мм отсутствует, исключением являются эфельные отвалы прежних отработок, где золотины класса +2,0 зафиксированы в количествах, превышающих таковые в исходных целиковых песках (рис 2в). Такая особенность определена морфологическими характеристиками золотин в отвалах, что рассмотрим ниже. По сравнению с содержаниями металла различных классов в исходных песках, в эфельных отвалах наблюдается присутствие класса золотин -2,0+1,0 мм в меньших, класса -1,0+0,5 мм в сопоставимых, а класса золотин -0,5+0,1 мм в существенно превышающих количествах. Характер распределения металла в галечных отвалах несколько отличается от рассмотренного: в одних случаях наблюдается преобладание доли класса золотин -2,0+1,0 мм, в других – -1,0+0,5мм. Вероятно, отсутствие определенной закономерности в тераемых классах золотин в галечных отвалах объясняется тем, что в данном случае потери зависят от

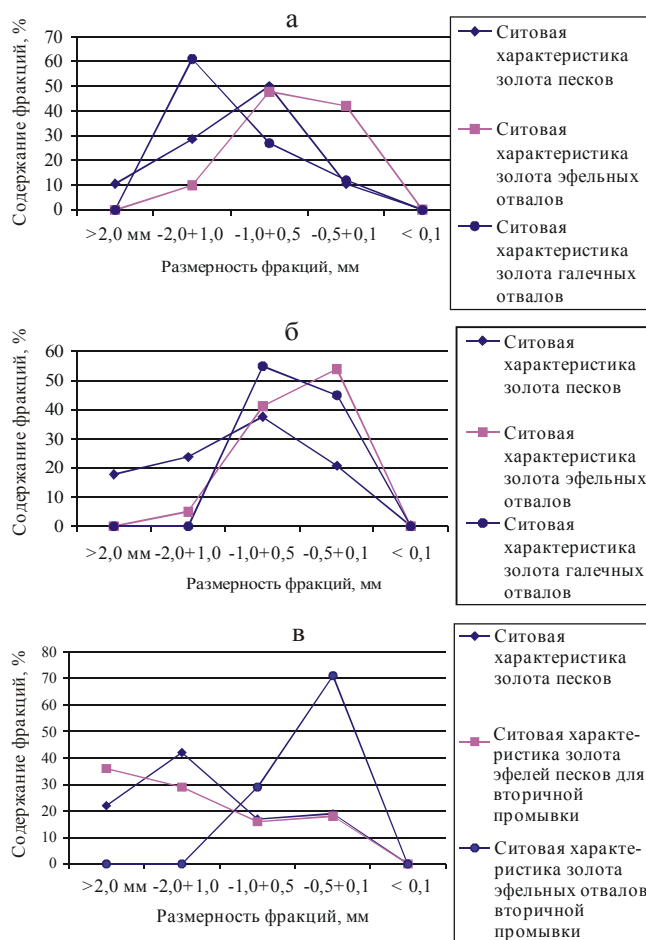


Рис. 2. Размерность золота в различных продуктах россыпи р. Пр. Дарья.

а – нижняя часть россыпи; б – верхняя часть; в – исходные пески и их повторная промывка. Бассейн р. Учур, Аяно-Майский район.

качества промывки песков, т.е. очищения водной струей галечного материала от глинистых материалов и профессионализма гидромониторщика. Потери же, связанные с эфельными отвалами, в большей степени определяются геологическими факторами (количество тяжелых минералов в исходных песках, процент эфельности песков, глинистость песков и т.д.), в большей или меньшей степени влияющие на процессы дезинтеграции полезного компонента.

В целом, в эфельных отвалах наблюдается смещение максимумов к классам золотин средней и мелкой размерности, в галечных отвалах – к среднему классу. Возможные технологические потери при повторной промывке эфельных отвалов, рассчитанные на основе данных ситового анализа золота, не должны превышать 13%, против 8% в целиковых россыпях. Практически при промывке эфельных отвалов прежних отработок на рассматриваемом объекте потери не превышали 6%. Следует отметить, что на об-

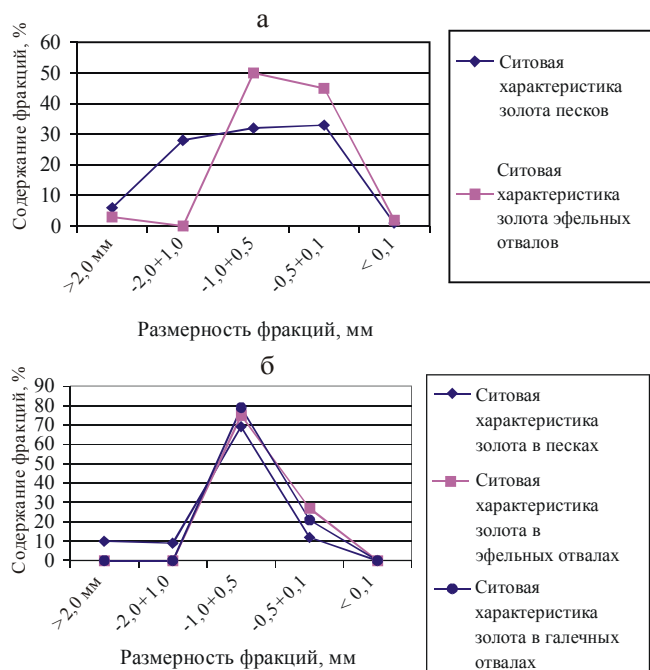


Рис. 3. Размерность золота в различных продуктах россыпей.

а – россыпь р. Белой, бассейн р. Латаа; б – россыпь р. Таймень – левого притока р. Лантарь. Аяно-Майский район.

щем фоне близости или смещения на класс ниже золото в эфельных отвалах имеет свои особенности. Крупные золотины в основном встречаются в сростках с кварцем, полевым шпатом, магнетитом и платиноидами, имеют овальные или удлиненно-пластинчатые формы. Мелкие – имеют пластинчатые, удлиненные, изометричные, реже комковатые формы.

Техногенно-целиковая россыпь р. Белой находится в Аяно-Майском районе. Р.Белая является притоком р. Латаа, которая в свою очередь впадает в р. Большой Аим. Россыпь отработана в 1986 году, переоценка ее началась с 1995 года, повторная отработка осуществлялась только на уровне крупнообъемных валовых проб (от 9 до 50 м³). Опробованы целиковые пески и эфельные отвалы. Галечные отвалы в большинстве случаев перемещены с торфами, и их опробование объективной оценки не имеет. По данным опробования исходных песков, золото в них достаточно крупное: более 30% приходится на классы +2 и -2+1 мм (рис. 3а). Золотины в основном изометричной или удлиненной форм. В эфельных отвалах размерность золота смещается на два класса и максимум (до 50%) приходится на фракцию -1+0,5 мм (рис. 3а). Встречается и золото класса +2 мм – это единичные пустотелые окатыши – шарики, нередко заполненные глинистым материалом, который легко выдувается при раскрытии окатыша. Предполагается,

подобные окатыши формируются в процессе промывки в пределах колоды промприбора. Сносу и скатыванию способствует глинистый материал, в котором находились крупные пластинки золотин. Металл других классов в эфельных отвалах представлен удлиненно-пластинчатыми, изометрично-пластинчатыми, игольчатыми формами.

Целиковая россыпь р. Таймень, левого притока р. Лантарь, Аяно-Майского района. С 1996 года разрабатываются запасы, разведанные в 1986 году и подготавливаемые после 1996 года. Золото россыпи относительно изометричное, средней окатанности, в устьевой части ручья Гранитного объемно-пластинчатое. В исходных песках на долю золотин фракции крупнее 1мм приходится около 20 %. Преобладает золото фракции -1+0,5 мм, составляя в среднем 70 % (рис. 3б), фракция -0,1 мм не установлена.

Размерность золотин в галечных и эфельных отвалах сопоставима с выраженным отсутствием золота первых двух классов (+2 мм, -2+1мм), отмечаемых в исходных песках. Основная масса золота (более 75%) приходится на средний класс (-1+0,5 мм) и менее 25% на приходится на класс золотин -0,5+0,25 мм. Золото в отвалах преимущественно имеет пластинчатую, лепешковидную форму.

Техногенно-целиковая россыпь р. Мал. Жорма, левого притока р. Лимури, Ульчского района. Россыпь отработана в 70-х годах, позднее неоднократно доизучалась и повторно эксплуатировалась. С 1995 года вовлечена в очередную (пятую) отработку. Промывались как бортовые целики, так и эфельные отвалы. Золото в целиковых песках достаточно крупное – на долю фракций +2 мм и -2+0,7 мм приходится 78% (рис. 4а). Промывистость песков достаточно высокая. Опробование эфельных отвалов и изучение гранулометрии золота в них показывает, что в эфелях представлены все фракции золотин, с резким увеличением доли фракции -0,7+0,16 мм. Золото эфельных отвалов представлено мелкими пластинами, дендритовидными зернами, изометричными сростками с кварцем.

Техногенно-целиковая россыпь р. Дяппе, левого притока р. Дали, Ульчского района. Разведку и эксплуатацию россыпи производили в 40-х годах мускульным способом. Позднее, в 1979 и 1989–1990 годах на участке осуществляли разведочные работы. Апробированные запасы добывались в 1994–1995 годах и снова вовлечены в разработку с 1999 года. В исходных целиковых песках более или менее равномерно представлены все фракции золотин, исключение составляет золото фракции менее 0,2 мм, присутствующее в количестве не более 4%. В эфелях-песках (эфельные отвалы после первичной промывки) и далее к эфельным отвалам повторной промывки идет последовательное уменьшение размерности металла.

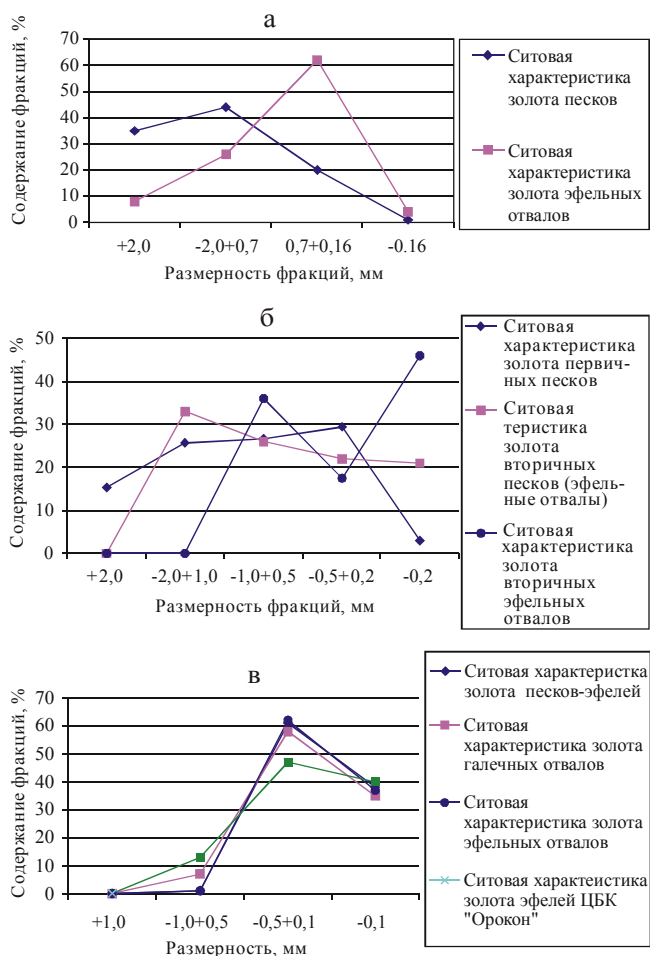


Рис. 4. Размерность золота в различных продуктах россыпей.

а – россыпь ручья Мал. Жорма, бассейн р. Лимури; б – россыпь р. Дяппе, Ульчский район; в – россыпь “Покровский” – бассейн р. Коли, Николаевский район.

В эфелях-песках золото фракции +2 мм полностью отсутствует, но достаточно существенна доля золотин фракции -0,2 мм, в эфельных отвалах повторной промывки уже отсутствуют два класса золотин (+2 мм и -2 +1 мм), но 46% потерь приходится на долю золотин класса -0,2 мм (рис. 4б). При этом общие фактические потери при промывке эфельных отвалов были намного ниже таковых промывки исходных песков (6,7 против 12,5%). Золото в эфельных отвалах относится к среднему и мелкому, имеет пластинчатые, комковатые формы, встречаются и сростки с кварцем.

Техногенная россыпь “Покровский” ручья Покровского, левого притока р. Коли Николаевского района. Гранулометрические и морфологические особенности этой россыпи изучались в связи с возможностью включения в промывочную систему центробежных концентраторов (ЦБК). В данном случае

в систему был подключен ЦБК “Орокон”. Золото исходных техногенных песков относится к разряду среднего и мелкого, в составе которого преобладает класс -0,5+0,1 (рис. 4в). В ситовой характеристике золота галечных, эфельных отвалов и хвостов ЦБК не выявляется существенной разницы в присутствии конкретных фракций, но фракция -1+0,5 извлекается достаточно хорошо шлюзами мелкого наполнения (ШМН), чуть хуже шлюзами глубокого наполнения и намного хуже ЦБК “Орокон”. Только в классе -0,5 + 0,1 мм ЦБК “Орокон” более предпочтителен. Доля золотин фракции -0,1 мм во всех продуктах промывки имеет близкие к 35% значения. Следует отметить, что в целом фактические потери при промывке техногенных песков почти в 2 раза меньше расчетных технологических потерь, оцененных на основе стандартного [6] ситового анализа золота (37,65 против 62%). Золото в песках-эфелях комковатое, скелетообразное, крючковатое, тонкопластинчатое удлиненное. Встречаются сростки с кварцем и с гнездами лимонитовых охр.

Морфология золотин во всех продуктах идентичная описанной выше, но есть одна особенность, определяемая достаточно большим количеством удлиненно-пластинчатых форм золота. Так в эфелях-песках размеры золотин по удлинению в классе -0,5+0,25 мм колеблются от 0,4 до 1,9 мм. В галечном отвале золота класса +1 мм не зафиксировано, однако как в классе -1+0,5, так и в классе -0,5+0,1 мм в значительных количествах встречаются золотины с размерностями по удлинению 0,9–1,8 мм. Такие же особенности характерны и для золота эфельных отвалов и хвостов ЦБК “Орокон”, максимальные размеры золотин по удлинению превышают размеры соответствующих классов в 2–3 раза. Возможно этим и объясняются существенные отличия фактических и расчетных технологических потерь.

Целиковые россыпи бассейна руч. Болотистый (ручьи Ключевой, Средний), правого притока р. Соли (пр. приток р. Хор) района им. Лазо. Россыпи ручьев Ключевого, Среднего вовлечены в разработку с 1999 года и характеризуются достаточно высокими средними содержаниями золота. Золото в песках исходной россыпи ручья Среднего – средней окатанности, лепешковидной формы, слабообъемное. До 40% золота приходится на долю фракций крупнее 1 мм. Золото ручья Ключевого более уплощенное, слабоокатанное, при сопоставимых, с золотом ручья Среднего, размерах золотин в целом. В эфельных отвалах россыпи ручья Среднего золото размерности +2,5 и -2,5+1 мм отсутствует (рис. 5а), в россыпи ручья Ключевого не выявлены золотины первых трех классов (рис. 5б). Причем в обоих случаях на долю класса -0,5+0,1 мм приходится более 80% золотин. В галечных отвалах основную долю составляет металл

классов $-2,5+1$ и $-1+0,5$ мм, т.е золото достаточно крупное. По ручью Среднему доля класса $-2,5+1$ мм составляет 60% от всего золота. В целом в отвальном комплексе золото встречается окатанное, полуокатанное, угловатое уплощенной, комковидной, крючковатой форм.

Анализ морфологических и гранулометрических особенностей золота на исследованных объектах позволяет обозначить некоторые закономерности, представляющие определенный интерес для золотодобывающих предприятий:

Золото отвального комплекса в большинстве случаев имеет пластинчатые, комковидные, удлиненно-пластинчатые формы и чаще, чем в исходных песках, встречается в сростках с другими минералами.

Размерность золота в отвальном комплексе имеет широкий спектр, включая и самородки, что обусловлено гранулометрическими и морфологическими его особенностями в исходных песках. По отношению к золоту последних в эфельных отвалах отсутствует золото двух первых, иногда и трех наиболее крупных классов, в галечных – одного, реже двух классов или золото представлено всеми классами, отмеченными в исходных песках. Подобный разброс, на наш взгляд, обусловлен различными факторами, в первую очередь геологическими (наличие глинистого материала, повышенных количеств тяжелых минералов в песках и т.д.). В хорошо промытых песках с минимальным количеством глинистого материала золото галечных и эфельных отвалов имеет близкие размеры, как, например, на россыпях Таймень, Дарья. Присутствие глинистого материала приводит к появлению достаточно крупного золота, в первую очередь, в галечных отвалах (россыпи ручьев Среднего, Ключевого), реже в эфельных (россыпи Белая, Жорма).

При повторной промывке эфельных отвалов фактические потери оказываются меньше расчетных технологических. Характерное уменьшение размерности золотин в ряду исходные целиковые пески – гале-эфельные отвалы во вторичных отвалах проявляется менее контрастно, что, вероятно, обусловлено узким спектром представленных в песках-эфелях классов золотин и их морфологией.

Подтверждение последнего тезиса мы наблюдали и на многих других россыпях, не рассмотренных в данной публикации. Вероятно взаимосвязь размерности золотин, особенностей их морфологии и потерь необходимо рассматривать как основу оценки перспектив вовлечения техногенных россыпей в разработку с применением традиционных промысловых приборов. Опыт применения, в том числе и на примере россыпи “Покровский”, ЦБК, рекламируемого особенно в последние годы, показывает, что концентраторы не позволяют получить достаточно

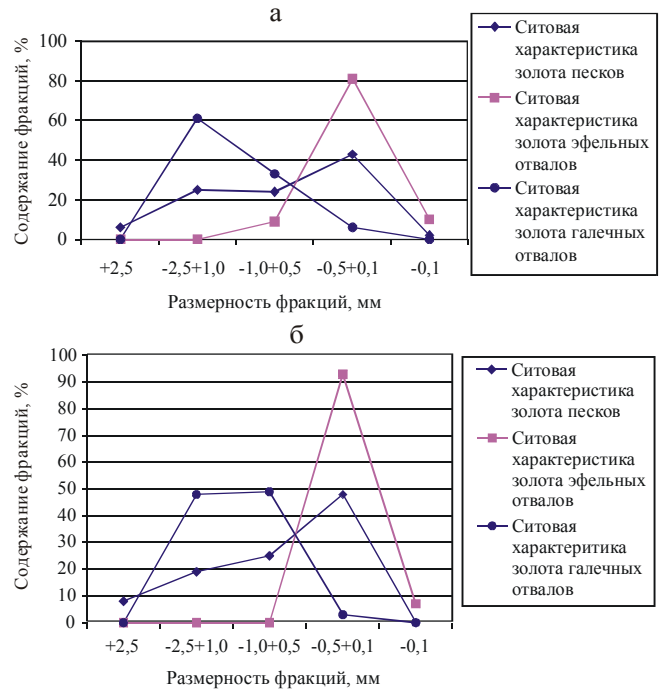


Рис. 5. Размерность золота в различных продуктах россыпей бассейна руч. Болотистого – правого притока р. Сооли.

а – россыпь ручья Среднего; б – россыпь ручья Ключевого. Район им.Лазо.

высокого эффекта. При рациональном использовании шлюзов мелкого наполнения, которые значительно дешевле и эксплуатируются при несложных технологических параметрах, достигается очень высокий уровень извлекаемости золота среднего и мелкого класса и, соответственно, получение более существенного экономического эффекта по сравнению с ЦБК. Этот вопрос авторы более детально рассмотрят в последующих публикациях.

Проведенный анализ литературных данных также подтверждает, что и на других техногенных россыпях устанавливается зависимость гранулометрии золота от геологических особенностей исходных песков. В большей степени золото техногенных образований относится к среднему и мелкому классам. Так, по сводным данным в техногенных продуктах Енисейского кряжа 85 % золота приходится на класс $-0,25$ мм [4], в эфелях россыпей Читинской области золото в основном представлено классом $-0,5+0,25$ мм [2], хотя в этой же публикации по результатам, сведенным в таблицу, доля золота фракции $-1+0,5$ составляет от 24,35 до 38,03 %, доля класса $-2+1$ мм – 9,15–4,45%, при этом более 4% приходится на классы $-7+2$ мм (табл.). К категории тонкого золота можно отнести золото эфельных отвалов россыпей Джалиндинского района Амурской области, но здесь золото в исходных песках довольно мелкое, с преобладанием клас-

Таблица. Результаты ситовых анализов в эфелях [2].

Классы крупности, мм	Распределение золота, в %		
	Уч. "Трошиха"	Уч. "Горбица"	Уч. "Бухта"
-7+ 5	0.82	0.70	0.91
-5+3	1.43	1.41	1.55
-3+2	2.01	3.26	4.07
-2+1	9.15	14.75	11.05
-1+0.5	38.03	24.35	30.21
-0,5+0.25	39.68	36.02	35.73
-0,25+0,1	7.62	17.71	12.66
-0,1	1.26	2.10	3.82
Итого	100	100	100

са -0.315 мм [1]. В отличие от опубликованных данных [3, 5], в которых золото техногенных образований Хабаровского края отнесено к мелкому и тонкому, полученные авторами материалы, а также результаты ситования золота целиковых россыпных месторождений [3] позволяют отнести его к разряду среднего и мелкого. Золото техногенных россыпей в большинстве случаев будет иметь размерность от 0,1 до 5,0 мм, при этом доля золота размерности менее 0,1 мм в редких случаях вряд ли превысит уровень 10–12%.

В целом преобладание в техногенных образованиях россыпей золота среднего и мелкого класса, несмотря на разобщенность гале-эфельных отвалов в отработанном пространстве, позволяет более оптимистично оценивать перспективы их вовлечения в повторную обработку с применением существующих технологий, без существенного технического перевооружения, автотранспортно-экскаваторным способом разработки. При этом в качестве положительных моментов также могут рассматриваться лучшая промывистость эфельных отвалов в сравнении с целиковыми песками и гранулометрическая однородность материала отвалов, благоприятно влияющие на уменьшение фактических потерь золота при повторной промывке. Не очень высокие содержания золота в техногенных образованиях должны компен-

сироваться большими объемами промывки и вовлечением в обработку остаточных бортовых целиков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альков С.П., Кардаш В.Т. Перспективы вовлечения в эксплуатацию техногенных россыпей в Джалиндинском районе Приамурья // Инф.-аналит. обзор проблем недропользования (Дальний Восток). Благовещенск. М.: "НБЛЗолото", дальневост. фил., 1998. № 5. С. 7–15.
2. Галич В.М. Пути повышения извлечения золота из отвалов эфелей россыпных золотосодержащих месторождений // Обогащение руд. 1998. №5. С.17–19.
3. Литвинцев В.С. Обоснование параметров геотехнологии комплексного освоения техногенных россыпных месторождений Дальнего Востока: Автореф. дис.... д-ра техн. наук. Хабаровск, 2000 г. 44 с.
4. Макаров В.А., Шрайнер А.Д. Проблемы геологической переоценки техногенных месторождений золота // Горн. журн. 1998. № 5. С. 29–33.
5. Мамаев Ю.А. Проблемы добычи золота из россыпей Дальнего Востока на современном этапе // Добыча золота. Проблемы и перспективы. Докл. науч.-практ. семинара 25–27 нояб. 1997 г. Хабаровск, 1997. С. 13–24.
6. Методика расчета технологических потерь. "Северовостокзолото" Дальстройпроект, 1977.
7. Мирзеханов Г.С. Качество отработок золотосодержащих россыпей // Добыча золота. Проблемы и перспективы. Докл. науч.-практ. семинара 25–27 нояб. 1997 г. Хабаровск, 1997. С. 67–75.

Поступила в редакцию 6 июня 2002 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

G.S. Mirzekhanov, Ye.V. Kurbatov

Granulometry and morphology of gold of man-made placers in the Russian Far East

The granulometric and morphological peculiarities, and the pattern of distribution of gold in the man-caused formations of placer deposits depend on different industrial and geological factors.

The dimension of gold in the dump complex is of a wide spectrum, including also native gold. This allows the use of traditional flushing equipment for its repeated flushing. Incidentally, the actual gold loss during flushing is less than the calculated technological values.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ УРОВНИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ВЕРХОЯНСКОЙ И ЦЕНТРАЛЬНО-КОЛЫМСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРОВИНЦИЯХ

М.М. Константинов, А.К. Быстрова, В.Ю. Фридовский

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт, г.Москва

Актуальная проблема воспроизводства минерально-сырьевой базы благородных металлов может быть решена, с одной стороны – применением новейших технологий поисков, с другой – нетрадиционными подходами к анализу уже имеющейся геологической информации. К последним можно отнести анализ и поиск закономерностей распределения в стратиграфическом разрезе месторождений золота и серебра, традиционно считающихся гидротермальными и связанными со значительно более поздними геологическими событиями. Опыт такого анализа реализован на примере Верхоянской и Центрально-Колымской металлогенических провинций, вмещающих крупнейшие месторождения золота и серебра.

Ключевые слова: месторождения золота и серебра, стратиграфические уровни, Верхоянье, Центральная Колыма.

Стратиграфический контроль оруденения в Верхоянской и Центрально-Колымской металлогенических провинциях определяется тем, что различные по составу и строению золотые и серебряные месторождения, размещающиеся в различных областях провинции, в пределах многокилометровых терригенных отложений верхоянского комплекса приурочены к нескольким стратиграфическим уровням.

Для Верхоянской провинции нижний уровень определяется верхами верхнекарбонных и низами нижнепермских отложений, верхний – средне-верхнетриасовой толщей. Первый уровень представлен месторождениями Дуэт, Нежданинское и Мангазейское (рис. 1).

Месторождение Дуэт, расположенное в южной части провинции, характеризуется серией ярусно расположенных стратиформных залежей золото-кварцевого состава, конформных узкому синклинальному прогибу, осложненному продольными разломами, и приуроченных к нижней части куканской свиты ранней перми мощностью около 2 км [1, 2].

Рудовмещающая часть свиты, мощностью около 1 км, сложена рядом ритмопачек трансгрессивного типа, каждая из которых имеет мощность в первые сотни метров. В низах разреза ритмопачек залегают грубообломочные и грубозернистые отложения – гравелиты, конгломераты, песчаники. Выше по разрезу они сменяются слоистыми алевролитами и затем – массивными алевролитами и аргиллитами. От выше- и нижележащих частей разреза рудовмеща-

ющая толща отличается: резкими изменениями мощностей и фаций вкрест простирания; наличием примеси вулканического материала; разнообразными типами слоистости (параллельная, косая, слоистость турбидитовых потоков) и текстур (седиментационного взламывания, вспучивания), явлениями локального размыва и переотложения слаболитифицированных гравелитов, конгломератов; наличием конседиментационной складчатости, повышенными относительно фоновых содержаниями золота, мышьяка, висмута. Ряд признаков – участие рудных тел в гравитационной складчатости, характер контактов и другие – позволяет предполагать гидротермально-осадочно-метаморфический генезис этого месторождения [2, 4].

Крупное месторождение золота – Нежданинское, расположенное в той же структурно-формационной зоне в области резкого изгиба верхоянских складчатых сооружений, – представлено серией плитообразных крутопадающих жильных тел, в основном заключенных в той же куканской свите ранней перми, но уходящих корневыми частями в позднекарбонные толщи, а верхними – в ранне-среднепермскую дыбинскую свиту.

Район месторождения отличается высокой дислоцированностью: развитие близмеридиональных и северо-восточных диагональных разломов предопределяет сложную блоковую структуру [2].

Позиция месторождения связана, по одним представлениям, с наличием региональной флексу-

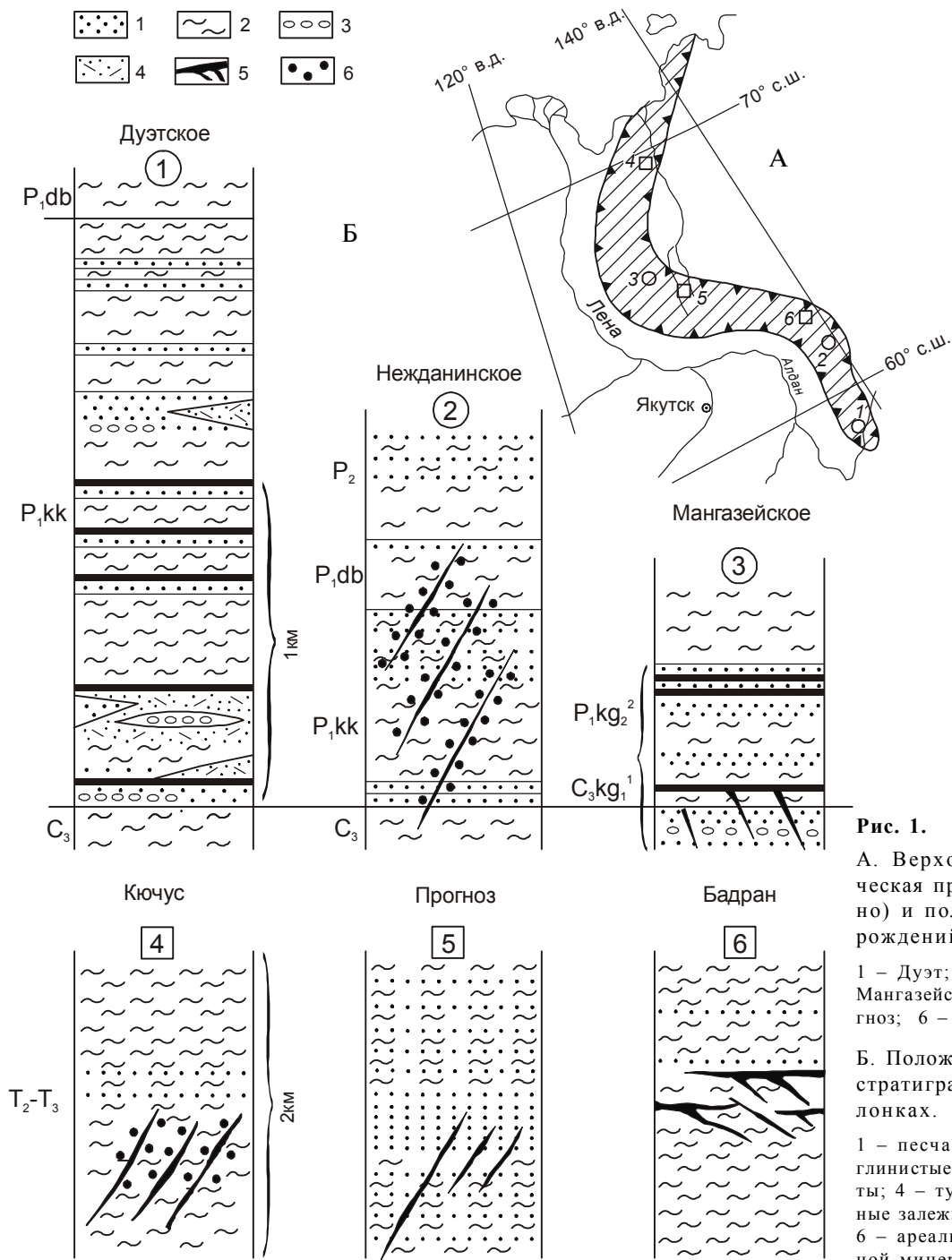


Рис. 1.

А. Верхоянская металлогеническая провинция (заштриховано) и положение в ней месторождений.

1 – Дуэт; 2 – Нежданнинское; 3 – Мангазейское; 4 – Кючус; 5 – Прогноз; 6 – Бадран.

Б. Положение месторождений в стратиграфо-литологических колонках.

1 – песчаники; 2 – алевролиты и глинистые сланцы; 3 – конгломераты; 4 – туфодиамиктиты; 5 – рудные залежи и секущие рудные тела; 6 – ареалы прожилково-вкрапленной минерализации.

ры, по другим – с кольцевой интрузивно-купольной структурой, “замаскированной” сложной системой разломов со скрытым гранитоидным интрузивом [5]. Исследователи месторождения отмечают его многоэтапное формирование: развитие широкого ореола пирит-арсенопиритовой вкрапленности с тонкодисперсным золотом; кварц-арсенопиритовых жил со свободным золотом; серебряно-сульфосолевой минерализации, локализованной на самых верхних уровнях рудных тел. Позиция рудных тел на том же стратиграфическом уровне, что и для Дуэтского место-

рождения, позволяет допускать возможность полигенного формирования его руд с большей ролью регенерации при дислокационном метаморфизме.

Серебряное месторождение Мангазейское, детально изученное и относимое А.В.Костиным к серебряно-сурьмяной формации [7], находится в Западном Верхоянье и приурочено в региональном плане к “крутому” изгибу складчатых структур. На региональных схемах в пределах этого изгиба выделяется серия сближенных, поперечных складчатости разломов, а некоторые исследователи (А.И. Садовский)

считают их фрагментом проходящего здесь планетарного глубинного разлома. По данным А.В. Костина, месторождение контролируется сопряженными антиклинальной и синклинальной складками и представляет собой серию межпластовых залежей, заключенных между чередующимися пачками глинистых сланцев, глинистых и граувакковых песчаников на границе верхнего карбона и нижней перми.

По представлениям А.В. Костина, руды Мангазейского месторождения формировались в два этапа. Первый этап связан с накоплением рудного материала синхронно с формированием осадков. Этот этап характеризуется образованием плащеобразных стратифицированных залежей, ограниченных зонами долготных разломов, возможно наследующих девонскую рифтогенную структуру. Многоярусные плащеобразные рудные тела соединяются сериями секущих рудоподводящих разломов, в которых в отдельных случаях также формируются промышленные руды. Металлоносные осадки заключали высокие концентрации серебра – самородное серебро и его интерметаллиды выполняют межзерновые пространства в песчаниках. Второй этап связан с трансюрской складчатостью и магматизмом.

Частичное преобразование руд привело к обогащению некоторых участков рудных тел, формированию зон брекчий с рудным цементом, но в целом сколько-либо существенных перемещений рудного материала из первичных залежей не отмечается.

Особенность расположения рудных тел в стратиграфическом разрезе состоит в их приуроченности к песчаникам нижней перми, что отвечает кыгылтасскому времени – $C_3 kg_1^2 - P_1 kg_2^2$. Основной рудовмещающий элемент – смятая в изоклинальную складку пачка песчаников, содержащая конформные рудные залежи месторождения. В подстилающих толщах $C_3 kg_1^1$ отмечается ряд секущих рудных тел, возможно фиксировавших рудоподводящие каналы.

Ко второму, средне-верхнетриасовому стратиграфическому уровню приурочены также крупные месторождения Кючус, Прогноз и Бадран.

Месторождение Кючус, находящееся в пределах Куларского антиклинория, по данным В.О. Конышева [6] локализовано в отложениях ладинского яруса среднего триаса в ритмичной толще чередования углеродистых аргиллитов, алевролитов, мелко-, средне- и крупнозернистых песчаников, мощностью около 700 м. Секущие эти толщи рудовмещающие зоны брекчирования и рассланцевания выполнены карбонат-кварцевыми четковидными жилами, линзами и прожилками, содержащими гнезда антимонита, реальгара, аурипигмента, сульфидов и включения самородного золота. Рудные зоны окружены широким ореолом сульфидной – арсенопирит-пиритовой – вкрапленности, также золотоносной. В це-

лом, выделены две основные продуктивные минеральные ассоциации: пирит-арсенопирит-кварцевая и антимонит-киноварь-серицит-карбонатная.

Месторождение Прогноз представлено серией минерализованных зон дробления, приуроченных к осевой части пологой антиклинали и локализованных в алевро-песчанниковой толще среднего триаса мощностью около 600 м, сходных с перекрывающими и подстилающими отложениями [1].

Руды представлены сульфосолями серебра (тетраэдритом и др.) с кварцем, сидеритом, кальцитом и сульфидами. По представлениям Г.Н. Гамянина и др. [1], оно сформировалось в два этапа, разделенных интравудными дайками: ранний – пирит-арсенопирит-кварцевый – генетически связывается с интрузивным гранитоидным комплексом, сформировавшим оловорудную провинцию Якутии (~ 113 млн лет), второй – карбонатно-сульфосолевой, заключающий руды серебра, – с гранит-порфирами поздне-мелового возраста (81.6 ± 1.3 млн лет), отвечающими эпохе поздне-мелового вулканизма Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, продуктивного на золото-серебряное оруденение (Хаканджа, Дукал и др.).

Месторождение Бадран приурочено к монотонной алевро-песчанниковой толще верхнего триаса и контролируется структурами региональных надвигов [2].

Надвиги контролируют размещение пологих залежей и зон прожилково-вкрапленной минерализации существенно-кварцевого состава (сульфиды составляют около 1%). Среди сульфидов преобладают арсенопирит и блеклые руды; пирит, халькопирит, сфалерит, галенит развиты спорадически. С поздними кварц-карбонатными прожилками связан крупнокристаллический антимонит. Самородное золото, преимущественно высокопробное, связано с кварцем.

А.В. Кокин [4] отмечает полиформационный характер месторождения с проявлением ранней золото-сульфидной (золото-пирит-арсенопиритовой) и малосульфидной золото-кварцевой минерализации. По данным этого автора, эволюция источников золота укладывается в схему: минеральные (надкларковые) концентрации золота в марказитах осадочных толщ (до 4–6 г/т, в среднем 2 г/т), перекристаллизация марказита в глобулярный пирит, а последнего – в пирит и арсенопирит с высокими (порядка 160 г/т) содержаниями Au. При гидротермальном метаморфизме золото регенерируется и переотлагается в самородном виде в жильном кварце, где его содержания достигают 32 г/т.

При сопоставлении приведенных данных можно отметить существование рудно-вещественных аналогов на выделенных уровнях: месторождение Кючус во многом сходно с Нежданским, место-

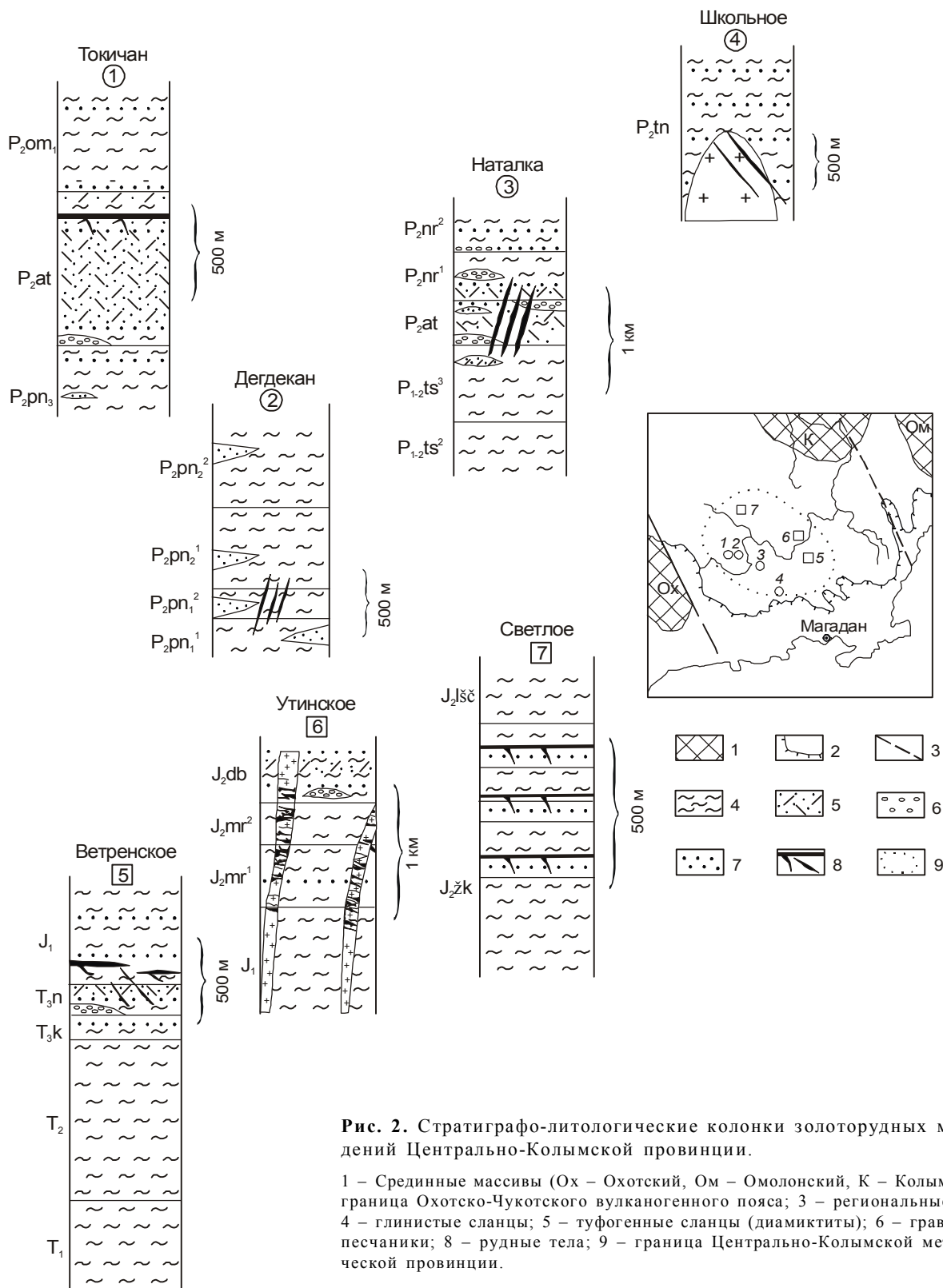


Рис. 2. Стратиграфо-литологические колонки золоторудных месторождений Центрально-Колымской провинции.

1 – Срединные массивы (Ох – Охотский, Ом – Омолонский, К – Колымский); 2 – граница Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 3 – региональные разломы; 4 – глинистые сланцы; 5 – туфогенные сланцы (диамиктиты); 6 – гравелиты; 7 – песчаники; 8 – рудные тела; 9 – граница Центрально-Колымской металлогенической провинции.

рождение Прогноз – с Мангазейским, месторождение Бадран – с Дуэт-Брендакитским.

Вместе с тем, для месторождений верхнего уровня более отчетливо проявлена “эпигенетичность” по

отношению к вмещающему комплексу. Вероятно, это обусловлено близостью этих месторождений к позднемезозойскому гранитоидному комплексу, воздействием которого могла быть обусловлена глубо-

кая регенерация первично-стратифицированных залежей.

В пределах Центрально-Колымского региона (рис. 2) отчетливо выделяется группа месторождений Аян-Юряхского антиклинория, контролируемых среднепермским стратиграфическим уровнем.

Месторождение Токичан входит в состав Дегдекан-Токичанского рудного узла, который расположен в центральной части Аян-Юряхского антиклинория, в осевой зоне Тенькинской антиклинали. На территории месторождения развиты осадки верхней перми общей мощностью более 1500 м. Осадочные отложения представлены породами верхнепионерской, атканской и нижнеомчакской свит. В основании разреза – верхнепионерская свита (P_2pn_3), представлена песчанистыми, песчано-глинистыми алевролитами, которые постепенно переходят в глинистые песчаники. Выше по разрезу атканская свита (P_2at) имеет более пестрый состав и сложена специфическими породами – диамиктитами (гравийно-галечными туфогенными глинистыми сланцами) с прослоями алевролитов и мелкозернистых вулканомиктовых песчаников и линзами гравелитов в основании. Перекрывающая нижнеомчакская свита (P_2om_1) представлена глинистыми, песчано-глинистыми алевролитами с редкими прослоями средне-мелкозернистых песчаников.

Оруденение сконцентрировано в диамиктитах с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников атканской свиты. Жильно-прожилковая минерализация, мощностью 20–30 метров, приурочена к приконтактной зоне измененных диамиктитов и алевролитов в кровле атканской свиты.

В пределах Дегдеканского рудного поля развиты породы пионерской свиты (P_2pn), нижней и средней ее подсвиты. Эти подсвиты, в свою очередь, разделены на четыре пачки. В целом разрез имеет монотонный алевроито-пелитовый состав.

Нижняя пачка нижней подсвиты ($P_2pn_1^1$) представлена алевролитистыми аргиллитами с прослоями глинистых алевролитов и маломощными линзами мелкозернистых аркозовых песчаников (200–250 м). Верхняя пачка нижней подсвиты ($P_2pn_1^2$) сложена глинистыми алевролитами с прослоями алевролитистых аргиллитов и редкими маломощными линзами мелкозернистых аркозовых песчаников (400–480 м). Верхняя пачка средней подсвиты ($P_2pn_2^2$) представлена глинистыми алевролитами с прослоями алевролитов и редкими линзами мелкозернистых аркозовых песчаников (350–600 м).

Минерализация представлена согласными, реже секущими жилами и прожилками мощностью до 1,5 м. Мощность зоны прожилкования от 200 до 400 м, и основная ее часть сконцентрирована в верхней пачке нижней подсвиты пионерской свиты ($P_2pn_1^2$).

Крупное месторождение Наталка находится в центральной части Аян-Юряхского антиклинория в осевой зоне Тенькинской антиклинали. Рудное поле сложено породами нижней и верхней перми общей мощностью порядка 2000 м [2]. Тасская свита ($P_{1-2}ts$), залегающая в основании разреза, представлена пелитовыми, алевроито-пелитовыми сланцами, часто углистыми ($C_{орг} - 2,44\%$), с единичными линзами диамиктитов в верхах свиты (более 800 м). Выше по разрезу атканская свита (P_2at) сложена диамиктитами с прослоями глинистых сланцев, алевролитов, реже – мелкозернистых вулканомиктовых песчаников (300 м). В основании и кровле наблюдаются гравелиты, образующие линзовидные и прерывистые прослои. Нерючинская свита (P_2nr) представлена алевролитами, песчанистыми алевролитами с прослоями средне-мелкозернистых вулканомиктовых песчаников (более 600 м). Отложения по всему разрезу в той или иной степени обогащены $C_{орг}$.

Вмещающими основного оруденения являются диамиктиты атканской свиты, в меньшей степени – алевролитовые и пелитовые сланцы тасской и нерючинской свит. Рудные тела представлены линейными штокверками, которые прослежены на глубину более 500 метров.

Месторождение Школьное расположено в пределах Аян-Юряхского антиклинория, на юго-восточном его фланге. Основные рудные тела вмещает в себя Бургагинский шток, который имеет полифациальный состав. Он сложен диоритами, габбродиоритами, тоналитами, гранодиоритами, биотитовыми гранитами. Вмещающие шток песчано-глинистые отложения тенькинской свиты (P_2tn) ороговикованы на расстоянии 200–300 м от контакта. На площади рудного поля выделяются грейзенизированные и аргиллизированные породы и скарноиды. Аргиллизированные породы сопровождают и вмещают рудные тела. Рудные тела представлены кварцевыми жилами, которые прослежены на глубину более 500 м [8].

Группа месторождений связана с менее четким стратиграфическим интервалом T_2-J .

Ветренское золоторудное поле приурочено к одной из наиболее мобильных частей Чай-Юрьинского глубинного разлома – Ветренской зоне динамометаморфизма в пределах Иньяли-Дебинского синклинория, вблизи его сочленения с Аян-Юряхским антиклинорием. Площадь месторождения сложена песчано-глинистыми отложениями, которые относятся к нижнему, среднему триасу, карнийскому, норрийскому ярусам верхнего триаса и геттангскому ярусу нижней юры. Отложения нижнего триаса (T_1) представлены глинистыми, алевроито-глинистыми сланцами, глинистыми алевролитами (более 700 м). Толщи среднего триаса (T_2) сложены алевролитами с чередующимися глинисто-сланцевыми пачками по-

род (до 1600 м). Отложения карнийского яруса (T_3k) содержат помимо глинистых сланцев и тонкослоистых алевролитов горизонты углисто-глинистых сланцев (110 м). Пестрые по составу породы норийского яруса (T_3n) включают песчаники, глинистые сланцы, алевролиты, известковистые алевролиты, туфогенные сланцы и туффиты (около 120–140 м). Нижнеюрские отложения, венчающие разрез, залегают согласно на верхнетриасовых отложениях и представлены тонкослоистыми алеврито-глинистыми сланцами с подчиненными прослоями алевролитов, вулканомиктовых песчаников и углистых сланцев (около 650 м) [2, 8].

Наиболее концентрированное оруденение локализовано в толще нижней юры. Минерализация представлена кварцевыми жилами различной морфологии мощностью от первых метров до десятков и прослежена на глубину более 300 м [2, 8].

Утинское месторождение расположено в юго-восточной части Иньяли-Дебинского синклиория. Рудное поле сложено юрскими терригенными отложениями флишоидного облика, которые разделены на две свиты: моржовскую и дебинскую общей мощностью не менее 2000 м. Залегающие в основании разреза отложения моржовской свиты (J_2mr) представлены аргиллитами и косослоистыми алевролитами. Дебинская свита (J_2db) сложена алевролитами с прослоями туфопесчаников, аргиллитов и линзами гравелитов. Осадочные отложения прорваны многочисленными малыми интрузиями и дайками нера-бохапчинского комплекса преимущественно среднего состава и массивами более молодых гранитоидов ба-сагунынского комплекса [2, 8].

Рудные тела представлены дайками измененных андезитовых порфириров и кварцевых порфириров, рассеченных системой пересекающихся продольных, поперечных и диагональных прожилков различного состава, а также минерализованными зонами дробления [9].

Месторождение Светлое расположено в центральной части Иньяли-Дебинского синклиория в пределах Светлинской антиклинали и сопряженной с нею Ковбойской синклинали. В его строении участвует флишоидная толща среднеюрского возраста в составе жуковской свиты (750–800 м) и лещевской толщи (около 500 м). Отложения характеризуются монотонным алеврито-пелитовым составом. Залегающая в основании разреза жуковская свита ($J_2\check{z}k$) представлена алевролитами, аргиллитами с прослоями вулканомиктовых песчаников. Верхняя подсвита жуковской свиты обогащена мощными пластами мелкозернистых полимиктовых песчаников, этот же интервал характеризуется повышенным содержанием $C_{орг}$ (1,08%). Выше по разрезу лещевская толща ($J_2l\check{z}\check{c}$) сложена аргиллитами и алевролитами.

Рудные тела представлены серией согласных и секущих жил мощностью 0,5–1,5 м и длиной до 100 м [2, 8, 10]. Большинство их – круто падающие под углами 60–80°. Жильная минерализация приурочена к толще грубого переслаивания песчаников и глинистых сланцев в верхней подсвите жуковской свиты и сосредоточена на контакте литологически разнородных прослоев пород.

Таким образом, месторождения золота Колымы приурочены к трем стратиграфическим уровням: верхняя пермь, верхний триас–нижняя юра и средняя юра.

Нижний уровень – верхнепермский – охватывает интервал от пионерской (тасской) свиты до омчакской (нерючинской) свиты. Мощность этого интервала около 2000 м. Основное оруденение сконцентрировано в атканской свите. В ее составе преобладает вулканогенный обломочный материал. До атканского времени вулканогенная примесь представлена кварцем и плагиоклазом и ее доля составляет 10–30%. С начала атканского времени начинает действовать новый источник питания – возможно, размываются каменноугольные эффузивные породы Охотского массива [3]. В обломочной части пород помимо кварца и плагиоклаза появляются обломки вулканитов кислого и среднего состава и КППШ, составляя 60–80% объема пород. Отложения подстилающей и перекрывающей свит имеют, в основном, алеврито-глинистый состав с прослоями вулканомиктовых песчаников, диамиктитов (туфогенных сланцев) и гравелитов.

Средний уровень приурочен к отложениям верхнего триаса (норийский ярус) – нижней юры (геттанг), мощностью чуть менее 500 метров. Осадки этого интервала имеют еще более пестрый вид и представлены углистыми, глинистыми сланцами, вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, известковистыми алевролитами, туфогенными сланцами и туффитами. К этому же уровню приурочено и крупное Майское месторождение золота на Чукотке.

Верхний стратиграфический уровень – среднеюрский (батский ярус) – представлен алеврито-глинистой толщей с мощными пластами вулканомиктовых песчаников. Мощность этого уровня около 500 м.

Вулканогенный материал в отложениях среднего и верхнего стратиграфических уровней представлен обломками пород среднего и основного составов и пирокластикой. Источником этого материала, вероятно, служили вулканические аппараты, которые действовали синхронно с осадконакоплением вдоль южной и восточной окраин бассейна и местами на Колымо-Омолонском массиве [3].

Общей отличительной особенностью выделенных стратиграфических уровней является пестрота

состава и значительная доля вулканогенной составляющей на фоне относительно монотонного разреза.

На уровне современных знаний стратиграфический фактор рудоконцентрирования может быть увязан с активизацией системы древних рифтов, предполагаемых различными исследователями в основании палеозойских и мезозойских складчатых сооружений.

На этапах активизации глубинных структур, сингенетичных осадконакоплению, формировались стратифицированные залежи и ареалы прожилково-вкрапленных руд, которые в дальнейшем испытывали метаморфогенные преобразования, либо служили благоприятной средой для наложения более молодых продуктов рудогенеза, явившихся результатом новых стадий активизации рудоподводящих разломов.

Изложенные данные о приуроченности месторождений различных областей Верхоянской и Центрально-Колымской металлогенических провинций к четко локализованным стратиграфическим уровням позволяют говорить о новых критериях регионального прогнозирования, существенно расширяющих перспективы открытий месторождений золота и серебра на Северо-Востоке России.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гамянин Г.Н., Аникина Е.Ю., Бортников Н.С. и др. Серебро-полиметаллическое месторождение Прогноз, Якутия: минералого-геохимические особенности и генезис // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, №5. С. 440–458.
2. Геология золоторудных месторождений востока СССР. М.: ЦНИГРИ, 1988.
3. Геология СССР. Т. XXX, кн. 1,2. М.: Недра, 1970.
4. Кокин А.В. Минералого-геохимические особенности месторождения Бадран (Восточная Якутия) // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Т. 2: Металлогения. Магадан, 2001. С. 170–172.
5. Константинов М.М., Данковцев Р.Ф., Черкасов С.В. Моделирование глубинных структур рудоносных территорий – перспективное направление металлогенических исследований // Разведка и охрана недр. 2001. №1. С. 33–36.
6. Кобышев В.О. Модель золоторудного поля в структурах тектоно-магматической активизации, месторождений Кючус // Руды и металлы. 1995. № 4. С. 52–65.
7. Костин А.В., Зайцев А.И., Шошин и др. Сереброносная провинция Западного Верхоянья. Якутск: СО РАН, 1997.
8. Многофакторные прогнозно-поисковые модели месторождений золота и серебра Северо-Востока России. М., 1992.
9. Трухин Б.А., Животнев А.Я. О температуре образования золота и глубине формирования рудных тел на Утинском месторождении // Колыма. 1974. №10. С. 39–40.
10. Федотов А.И. Геолого-структурные особенности золоторудных месторождений Светлое и Мальдяк // Колыма. 1970. №10. С. 38–39.

Поступила в редакцию 13 мая 2002 г.

Рекомендована к печати Л.В. Эйришем

М.М. Konstantinov, A.K. Bystrova, V.Yu. Fridovskiy

Stratigraphic levels of localization of gold and silver deposits in the Verkhoyansk and Central Kolyma metallogenic provinces

The urgent problem of reproduction of the mineral-raw material base of noble metals can be solved, on the one hand, by application of new technologies for exploration, and on the other, by nonconventional approaches to the analysis of geological evidence. The latter can involve the analysis and finding of patterns of distribution of gold and silver deposits in a stratigraphic section conventionally reckoned as hydrothermal and related to much later geological events. The experience of such an analysis has been realized in the study of the Verkhoyansk and Central Kolyma metallogenic provinces encompassing the largest gold and silver deposits.

ДИСКУССИИ

УДК [553.41:551.7](571.65/66)

О “СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ” УРОВНЯХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ*

Л. В. Эйриш

АмурКНИИ ДВО РАН, г. Благовещенск

В рецензируемой статье известный специалист по геологии золоторудных месторождений М.М. Константинов и его соавторы предлагают нетрадиционный, как они считают, подход к анализу геологической информации по золоторудным (и золото-серебряным) месторождениям Северо-Востока России. Они утверждают, что месторождения приурочены к определенным стратиграфическим уровням в разрезе верхоянского комплекса отложений (C_2-J_2). Речь идет об известных, в т. ч. крупных и уникальных, месторождениях, таких как Нежданинское, Наталка, Ключус, Бадран, Школьное, Дуэт и др.

На основе кратких описаний более десятка месторождений Верхоянской и Центрально-Колымской золоторудных провинций, “традиционно считающихся гидротермальными и связанными со значительно более поздними геологическими событиями”, авторы декларируют “стратиграфический контроль оруденения” напрямую для месторождения Дуэт и иносказательно для остальных объектов. При этом предполагается “гидротермально-осадочно-метаморфогенный” генезис золотого оруденения. Если авторы говорят о стратиграфических условиях оруденения и при этом в кратких описаниях геологии месторождений акцентируют внимание на стратиграфических деталях наложения пластов и пачек, то это, по их мнению, свидетельствует именно о связи оруденения со слоеобразованием. Эта идея особенно подчеркнута в тексте о месторождении Дуэт.

Действительно, в ряде случаев золоторудные месторождения Востока России локализованы в тол-

щах сходного стратиграфического уровня. Но ведь стратиграфические параллели в монотонных по литологическому составу дислоцированных толщах – не самая прочная основа для серьезных генетических выводов. Конечно, авторы вправе интерпретировать геологические материалы по своему усмотрению, но они уклонились от анализа литологии, структуры и геофизических полей золоторудных объектов, который приводит к принципиально иным выводам о региональных закономерностях локализации золотого оруденения.

Известные рецензенту факты [2, 5, 7], в том числе приведенные авторами статьи, не согласуются с идеей гидротермально-осадочного генезиса рассматриваемых золоторудных месторождений. Во всех известных нам месторождениях рудные тела секут слои вмещающих пород и сопровождаются околорудными изменениями. Последние проявлены и в приконтактовых зонах “стратиформных” рудных тел месторождения Дуэт, где на расстоянии 0,5–10 м от жил описана вкрапленность арсенопирита. Сами руды – это минерализованные кварцем с сульфидами послойные зоны тектонитов (в т. ч. брекчий), в которых золото кристаллизовалось при температуре 185–235° С [1], т. е. значительно превышающей предполагаемую температуру метаморфических превращений вмещающих песчано-глинистых пород (гидрослюд, серицит). Вот как описывают М.К. Силичев и Н.В. Белозерцева [4] согласные золоторудные жилы Южного Верхоянья. “В целом контакты согласных жил конформны элементам напластования.., но резко срезают хорошо выраженную систему региональ-

*Дискуссия к статье М. М. Константинова, А. К. Быстровой, В. Ю. Фридовского “Стратиграфические уровни локализации месторождений золота и серебра в Верхоянской и Центрально-Колымской металлогенических провинциях”.

ного кливажа, сопровождаются апофизами... и пересекают слоистость боковых пород. Это и другие данные указывают на эпигенетичность описанных золоторудных тел по отношению к вмещающим породам».

На Утинском месторождении рудные тела представлены минерализованными дайками. Дайки секут слои, рудный процесс наложен на дайки, т. е. наличие значительный разрыв во времени между слоеобразованием и оруденением. Стратиформные золоторудные тела (дуэцкого типа) широко проявлены в ряде месторождений Южного Верхоянья и, в частности, в Дуэт-Юрской зоне (Юр, Булат, Восход), но наряду со стратиформными (седловидными) жилами там развиты и секущие рудные тела. Абсолютный возраст интрузивных даек диоритовых порфиритов на Нежданнинском месторождении – 50–75 млн лет [3], т. е. разрыв во времени между слое- и рудообразованием слишком велик. Близвертикальные рудные тела здесь представлены минерализованными тектоническими зонами с оперяющими золото-сульфидно-кварцевыми жилами, пересекающими нижнепермские куканскую и часть дыбинской свиты на 1200 м по вертикали вдоль оси Дыбинской антиклинали. Эффективная пористость руд вмещающих пород куканской свиты в восемь раз ниже таковой вышележащих (экранирующих) толщ. Проведенный ранее металлогенический анализ золотоносности юга Дальнего Востока [7] и в целом Востока России [2] показал, что в золотоносных районах действительно проявлены рудоносные уровни, в пределах которых выделяются более локальные рудоносные структуры. В Южном Верхоянье золотое оруденение развито в нижнепермских толщах преимущественно в антиклиналях (месторождение Дуэт – на деформированном крыле Геройской антиклинали); в Джагдинской зоне – в куполовидных антиклиналях, также в палеозойских толщах на нескольких геоструктурных уровнях; в Сихотэ-Алине – в позднегеосинклинальных терригенных толщах, малых интрузиях (J–K₁) и в палеогеновых субвулканических массивах; на Алданском щите – в доломитах юдомской свиты и в контакте терригенной юры и карбонатного кембрия в генетической связи с алданским субвулканическим интрузивным комплексом, также в структурах поднятий, которые фиксируются гравитационными минимумами, т. е. глубинным разуплотнением вещества (гранитизация).

Практически по всех случаях в геосинклинальных складчатых областях (ГСО), районах тектономагматической активизации (ТМА) золотое оруденение приурочено к структурам, в которых различаются: 1) проницаемая флюидопроводящая толща

(песчаники, трещиноватые породы, известняки, субвулканические массивы), 2) перекрывающий геологический экран, представленный обычно толщами алевро-пелитовых, иногда зеленокаменных пород в ГСО и вулканическими комплексами (обычно андезитами) в структурах ТМА, 3) рудовмещающая пограничная зона, которая охватывает низы экрана и верхи проницаемой толщи, либо представлена самостоятельной толщей благоприятных для рудоотложения пород (например, доломиты на Алдане, горизонты песчаников в алевро-пелитовых толщах в Южном Верхоянье). Эта триада, именуемая нами рудо локализирующим комплексом (РЛК), проявлена во всех изученных нами районах (рис.) [6].

В пределах РЛК оруденение проявлено не повсеместно, а в структурах положительного изгиба – антиклиналях, куполах, вулкано-тектонических поднятиях, т. е. в структурах, к которым притекают рудоносные флюиды. Это глобальная закономерность, она хорошо иллюстрирована в золотоносных районах Востока России, Забайкалья, Казахстана, Североамериканских Кордильерах и др. регионах [2].

Геологические данные указывают на несомненное экранирующее действие алевро-пелитовых толщ при формировании гидротермальных рудных месторождений Дальнего Востока России. Косвенно об этом свидетельствуют и лабораторные данные [5]: в условиях высоких давлений порового флюида в песчаниках и известняках пористость может увеличиваться на несколько порядков, в то время как для глинистых пород этот показатель не изменяется и они представляют собой почти непроницаемые барьеры для восходящей миграции флюидов.

Проницаемая толща и толща-экран образованы обычно различными по физико-химическим свойствам породами. Это способствует развитию в околоэкранный пространстве системы трещиноватости, рисунок которой определяется направленностью тектонических движений, слоистостью, кливажными трещинами и пр. Такие трещиноватые зоны представляют собой области градиентов Р-Т условий, а в случае резкой смены литологии пород – и геохимические барьеры.

Несмотря на несомненную приуроченность оруденения в терригенных ГСО к приконтактовым зонам нижних песчаниковых и верхних алевролитовых толщ (причем оруденение зачастую распространяется далеко вверх в экранирующую толщу по трещинам), механизм экранирования недостаточно ясен. К моменту рудообразования пористость пород уже была понижена метаморфизмом, а проницаемость экранирующих и подстилающих толщ, судя по вы-

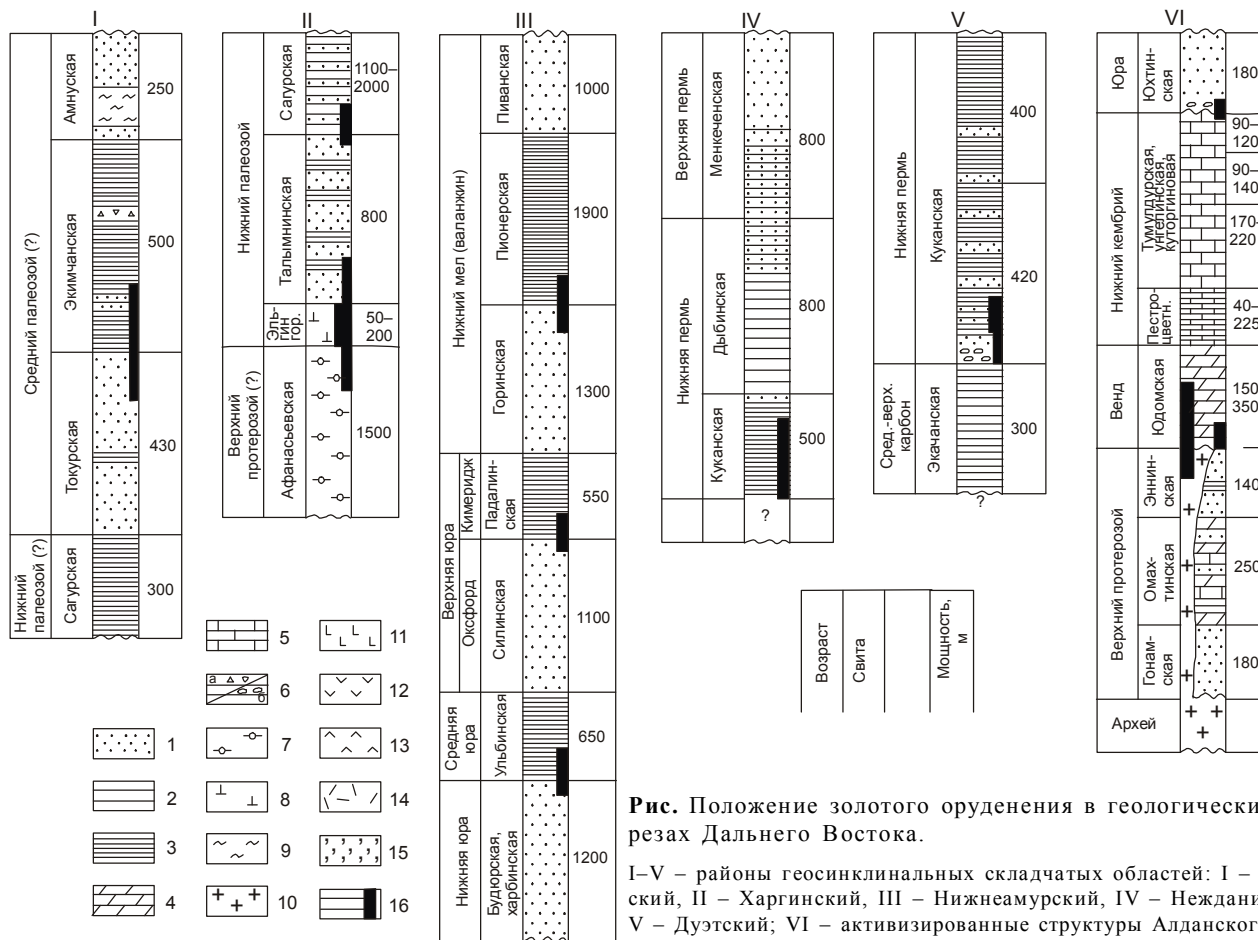


Рис. Положение золотого оруденения в геологических разрезах Дальнего Востока.

I-V – районы геосинклинальных складчатых областей: I – Токурский, II – Харгинский, III – Нижнеамурский, IV – Нежданинский, V – Дуэтский; VI – активизированные структуры Алданского щита (Центрально-Алданский, Верхнеамгинский, Учурский районы).

1 – песчаники; 2 – глинистые сланцы, аргиллиты, алевролиты; 3 – то же в экранирующих толщах; 4 – доломиты; 5 – известняки; 6 – седиментационные брекчии (а), конгломераты (б); 7 – метаморфические сланцы; 8 – зеленокаменные породы; 9 – метакремни; 10 – кристаллический фундамент; 11 – базальты, андезибазальты; 12 – андезиты, андезидациты; 13 – дациты, трахидациты; 14 – риолиты, риодациты; 15 – туфы разного состава; 16 – положение оруденения в разрезе.

полненным замерам образцов из Джагдинской зоны, была сходной, и рудообразование определялось наложенной тектонической трещиноватостью. Рудовмещающие трещины обычно пересекают пласты (и пачки) пород различной степени метаморфизма (Харчинское месторождение), поэтому можно предположить постметаморфический возраст рудовмещающих трещин. На это также указывают и сходные температуры кристаллизации минералов рудных жил, локализованных в разных по степени метаморфизма породах [1].

Экранирование оруденения в ГСО можно объяснить двумя причинами: 1) оруденение использует трещиноватость, возникшую в приконтактовых зонах толщ с различными физико-химическими свойствами; 2) на осаждение рудного вещества, кроме P-T условий, влияет углеродистость (и сульфидность) зоны контакта проницаемой толщи и толщи экрана, возникшие, вероятно, в дометаморфический

период просачивания флюидов через еще пористые породы (подэкранные песчаники).

Таким образом, при анализе условий локализации золотого оруденения в ГСО и ТМА не следует пользоваться термином “стратиграфический уровень”, так как фактически это рудоносные уровни, в создании которых главную роль играют: 1) литология (геологический экран и подэкранное пространство, сорбирующие и химические свойства пород); 2) структура (структурные ловушки – антиклинали, купола, флексуры и др.); 3) глубинные очаги разуплотнения (гранитизации), продуцирующие материнские (оруденению) магмы и стимулирующие движение вверх рудоносных флюидов магматического (и метаморфического) генезиса. Следовательно, речь должна идти о достаточно сложном процессе (золоторудной системе), в котором роль собственно стратиграфии – низка.

Авторы не доказывают (декларируют) гидротермально-осадочно-метаморфогенный генезис золотого оруденения Верхоянской и Центрально-Колымской провинций; они не приводят цифровые данные по геохимии, абсолютному возрасту и др., которые бы как-то обосновали их представления. Теоретически такое оруденение возможно, но чрезвычайно сложной остается проблема определения доли участия вещества и флюидов разного генезиса в рудообразовании.

ЛИТЕРАТУРА

1. Моисеенко В. Г., Самородное золото, условия его образования и метаморфизм (на примере месторождений Приамурья). Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 1974. 53 с.
2. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 358 с.
3. Силичев М.К. Геологическое положение и особенности структуры Нежданинского золоторудного месторождения // Геология руд. месторождений. 1970. № 2. С. 96–102.
4. Силичев М.К., Белозерцева Н.В., Роль коллоидов в формировании согласных золото-кварцевых жил Южного Верхоянья // Зап. ВМО. 1986. Ч. СХV, вып. 5. С. 563–568.
5. Файф У., Прайс Н., Томсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 435 с.
6. Эйриш Л.В. Региональные уровни, экраны и ярусы гидротермального оруденения Дальнего Востока // Минерогения Приамурья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. С. 122–137.
7. Эйриш Л.В. Золоторудные системы Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С. 67–80.

Поступила в редакцию 1 июля 2002 г.

**О ПРИЧИНАХ ПРИУРОЧЕННОСТИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ К
СТРАТИГРАФИЧЕСКИМ УРОВНЯМ***

Ю.И. Бакулин

Дальневосточный институт минерального сырья, г. Хабаровск

Автора второй статьи, Л.В. Эйриша не устраивает изложение известных фактов по геологии ряда месторождений золота Востока России, с которыми он знаком не по-наслышке. Третьего участника дискуссии также не устраивает это изложение, но кроме того он не может согласиться с односторонней интерпретацией фактического материала Л.В. Эйришем. Таким образом, появилась тройственная дискуссия по геологии золоторудных месторождений с определенной стратиграфической приуроченностью оруденения.

Полную последовательность циклов литогенеза, сопровождающегося в ряде случаев рудообразованием, можно представить в следующем виде: седиментация, эпигенетические и катагенетические изменения → метаморфизм → магматизм → гипергенез.

Известны такие месторождения, и в частности золота, в образовании которых участвуют все перечисленные циклы вещественных преобразований, и их с уверенностью можно называть полигенетическими. Но для многих месторождений главенствующим является один цикл – и с их генетической ранжировкой дело обстоит однозначно. Рассмотренные М.М. Константиновым с соавторами месторождения относятся к полигенетическим. Соавторы акцентируют внимание на одних аспектах геологии месторождений, а Л.В. Эйриш – на других. Те и другие аспекты в действительности имеют место, не оспариваются участниками дискуссии. Проблема заключается в названии генетического типа месторождений. Если М.М. Константинов с соавторами считают генезис месторождений гидротермально-осадочно-метаморфическим, то Л.В. Эйриш является сторонником классического гидротермального постмагматического генезиса. Рассматриваемые соавторами

объекты несомненно имеют более сложный генезис, чем его определяет Л.В. Эйриш. Уязвимость позиции коллектива соавторов заключается в том, что они не определили роль составляющих сложного многоэтапного процесса формирования облика месторождений, слишком поверхностно охарактеризовали признаки стратиформности оруденения, не привели вещественные характеристики рудовмещающих пород, видимо не знакомы со всеми исследованиями в рассматриваемых районах, в том числе и по проблемам стратиформности оруденения.

Приветствуя в принципе постановку вопроса М.М. Константиновым с соавторами, третий участник дискуссии считает их подход несколько поверхностным. Начнем с названия статьи. Если иметь в виду причинно-следственные связи, то правильнее говорить не о “стратиграфических уровнях локализации оруденения”, а об условиях седиментации, способствовавших накоплению золота и других компонентов, которые проявляются в бассейнах разного типа на своих стратиграфических уровнях. Венд-кембрийский возрастной интервал рудовмещающих толщ приурочен к эпикратонным седиментационным бассейнам с преобладающим хемогенным и органогенно-хемогенным осадконакоплением [1]. Позднепалеозойские рудовмещающие толщи приурочены к региональным краевым системам (перикратонным, фронтальным прогибам), испытавшим частичную инверсию и оформившимся как геоантиклинальные поднятия (Южно-Верхоянский прогиб, Аян-Юрхский антиклинорий). Осадконакопление преимущественно кластогенное и кластогенно-хемогенное. К прогибам позднего развития, оформившимся после частичной инверсии, приурочены рудовмещающие толщи мезозойского возраста (большая часть Верхоянс-

*Дискуссия к статье М.М. Константинова, А.К. Быстровой и В.Ю. Фридовского и статье Л.В. Эйриша "О “стратиграфических” уровнях золоторудных месторождений".

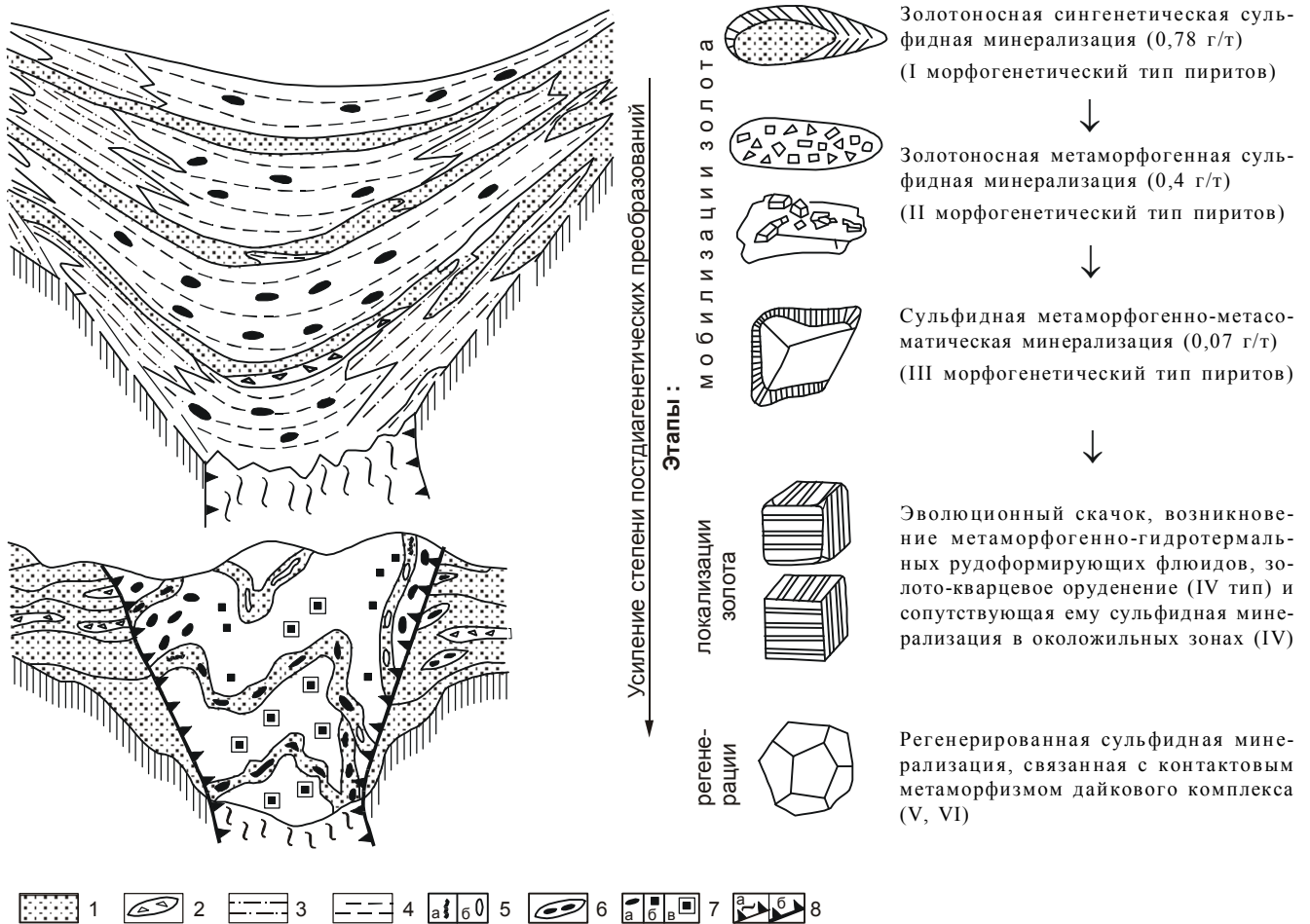


Рис. Схема эволюции седиментационного бассейна (слева) и золотоносного пирита (справа). По Г.С. Мирзеханову и З.Г. Мирзехановой [3] с изменениями автора.

1 – существенно песчаниковая толща; 2 – горизонты грубообломочных пород; 3 – алевропесчаники; 4 – алевропелиты; 5 – кварцевые жилы (а – незолотоносные, б – слабозолотоносные); 6 – дайки лампрофиров; 7 – типы пиритов (а – конкреции, линзы тонко-, мелкозернистого пирита, б – мелкокристаллический пирит, в – крупнокристаллический с оторочкой кварца); 8 – зона разлома (а), тектонические нарушения (б).

кого прогиба, Уяндино-Ясачнинская зона) . Это более обширные и глубокие прогибы с повышенной ролью кластогенно-хемогенного осадконакопления.

Рудоносность Юрско-Брендакитского узла изучалась ДВИМСом в конце 80-х годов [3], собран убедительный материал, свидетельствующий в пользу полигенного происхождения руд. Рудовмещающие толщи характеризуются сингенетичными повышенными концентрациями золота (до 7 кларков), а также рассеянной сульфидной минерализацией в виде конкреций, содержащих в среднем 0,78 г/т золота. В ходе диагенеза и метаморфизма это золото мобилизуется, переходит в растворы и участвует в диагенетическом и метаморфическом рудообразовании. Под воздействием магматизма происходит регенерация ранее образованных золотоносных залежей, их обогащение, усложнение структуры. Образуется россий-

ский аналог жил “типа бендиго”. Весь ход процесса воспроизведен на прилагаемом рисунке. Достоверных данных о соотношении кластогенного и хемогенного золота не имеется. Можно утверждать наличие обоих процессов и в сравнительном аспекте рассматривать изменение их соотношений на разных месторождениях. Руды типа бендиго, или аллах-юнь, залегают среди горизонтов песчаников, тогда как более высоким коэффициентом концентрации характеризуются алевролиты (7 против 5 в песчаниках). С одной стороны, это может свидетельствовать о более высоком влиянии кластогенного золота, а с другой – о дренирующей роли грубозернистых пород, принимающих поровые флюиды алевролитовой толщи.

Рудовмещающая толща Нежданнинского месторождения отличается большей мощностью алевроглинистой пачки, монотонностью ее строения, что

вполне объяснимо удаленностью вглубь седиментационного бассейна. Для алевро-пелитов также характерно наличие сингенетических сульфидов, которые встречаются не в виде конкреций, а в виде тонкого пропитывания породы, которое М.К. Силичев называл сульфидной импреньяцией [2]. На основе этих данных мы вправе сделать вывод, что рудовмещающие толщи формировались при большей хемогенной составляющей по сравнению с аллах-юньским районом и в значительно большей массе пород (объеме разреза). При последующих диагенетических и метаморфических изменениях толщи образуются высокопродуктивные рудоносные системы, но признаки стратиформности затушевываются в части следования рудного вещества элементам слоистости. В таких условиях в качестве контролирующего элемента выступает вся толща алевро-пелитов, а структурный контроль оруденения осуществляется всеми имеющимися неоднородностями: тектоническими нарушениями, контактами согласных и секущих тел и др.

Сходные с нежданинскими условия развития рудоносных систем можно видеть на месторождениях Кючус, Наталка, Майское (не рассматривавшегося М.М. Константиновым с соавторами). Рудовмещающие толщи принадлежат разным стратиграфическим уровням, но условия седиментации и последующих преобразований пород аналогичные.

Общей особенностью рудовмещающих толщ рассматриваемых месторождений является их углеродистость, генезис которой не имеет однозначного толкования. Важно то, что прямых связей углерода с концентрациями золота нет, что подтверждает специальное исследование [2]. Автор данных строк рассматривает углеродистость как особенность седиментационных бассейнов, развивавшихся в зонах глубинных разломов, при устойчивом глубинном питании углеродом примитивной биоты, производящей ископаемое углеродистое вещество. Из глубинных слоев Земли вместе с углеродом поступали другие компоненты флюидной фазы, в том числе интересующие нас золото, металлы платиновой группы, мышьяк, железо и др. Однако более существенная часть соединений углерода в силу подвижности отогнана из рудоносной системы, в том числе (в ряде случаев и при определенных условиях) в ловушки углеводородов. В этом смысле перечисленные золоторудные месторождения-гиганты представляют собой корни несостоявшихся (рассеянных или разрушенных после образования) нефтегазовых месторождений, а некоторые месторождения углеводородов – это ореолы месторождений-гигантов благородных металлов.

Во всех случаях рудовмещающие толщи содержат вулканомиктовый и вулканокластический мате-

риал, что также свидетельствует в пользу привноса глубинного вещества.

По степени метаморфической переработки руд можно построить ряд месторождений (по мере возрастания степени метаморфизма) – от Майского до Дуэтского. Его можно продолжить, включив не рассматривавшиеся М.М. Константиновым с соавторами месторождения Токурское, Маломырское. Важно подчеркнуть, что по мере возрастания интенсивности наложенных (метаморфических и контактовых) воздействий происходит укрупнение золота, улучшение технологических свойств руд и возрастание россыпеобразующих возможностей.

Месторождение Школьное неуместно рассматривается в группе полигенетических месторождений. Это классическое гидротермальное постмагматическое месторождение, приуроченное к штоку гранитоидов, с четким контролем оруденения внешней зоной контаминированных разностей.

То же можно сказать об Утинском месторождении, которое является чуть ли не единственным представителем легендарной формации золотоносных даек, с которыми, якобы, связаны россыпи Колымы.

Л.В. Эйриш приводимыми в своей статье фактами пытается опровергнуть идею полигенетического происхождения месторождений. Предлагаемое М.М. Константиновым название генетического типа месторождений – гидротермально-осадочно-метаморфогенный – можно принять для типа в целом. Для каждого конкретного месторождения последовательность определений и их дополнений может меняться в зависимости от важности той или иной составляющей. Все же точнее сущность и масштабы происходивших при рудообразовании процессов передает такая последовательность – осадочно-метаморфогенно-гидротермальный. Приведенные Л.В. Эйришем факты действительно имеют место, но их нельзя трактовать так однозначно. По его представлениям, ниже приводимые особенности рудоносных залежей являются признаками гидротермальных постмагматических рудоносных систем и не могут корреспондировать с полигенетическим происхождением руд:

- 1) наличие наряду с согласными залежами и секущих слоистость рудных тел;
- 2) околорудные изменения пород;
- 3) температуры декрипитации рудоносного кварца 185°–235° С;
- 4) абсолютный возраст даек магматических пород 50–75 млн лет, т.е. они значительно моложе осадконакопления;
- 5) стратиформность обусловлена экранированием.

Алевро-пелитовый осадок в начальные стадии литификации содержит около 40% воды, которая, от-

жимаясь, обогащается компонентами среды, накапливает избыточное давление (превышающее литостатическое), способное разорвать сплошность пород с образованием трещин гидравлического разрыва, ориентированных в соответствии с анизотропией поля тектонических напряжений. Чаще образуются послойные нарушения, но могут быть и иных направлений. Эти преобразования, в том числе и с участием рудных компонентов, не в полном смысле осадочные, а эпигенетические, и могут обусловить текстурно-структурные особенности руд, которые Л.В. Эйриш причисляет к постмагматическим.

Эпигенетические и метаморфические изменения происходят с участием флюидов, имеющих высокие температуры (150–200° и более), и независимо от происхождения флюида минералообразование является гидротермальным и происходят околожильные изменения.

Температуру декрипитации кварца, строго говоря, можно связать с температурой минералообразования с определенными оговорками. Более высокие температуры могут отражать последующую регенерацию руд, в том числе и под воздействием магматических тел, которые распространены в пределах рудного поля. Но в приведенном Л.В. Эйришем примере значения температур не выходят за пределы возможных значений при метаморфизме.

Более молодой абсолютный возраст дайковых тел, наложенных на руды и регенерирующих их, – явление ординарное.

Экранирование потока рудоносных флюидов является одним из основных условий рудообразования. Оно выражается многообразно, начиная от прерывисто-пульсационного характера движения, изменения напряжений вдоль рудоконтролирующей тектонической структуры в связи с ее изгибами, влияния поперечных тектонических нарушений и, наконец, собственно влияния свойств вмещающей среды. Для рассматриваемого типа оруденения алевро-пелитовые породы в силу выше приведенных особенностей являются средой, благоприятной для рудообразования, что и иллюстрирует Л.В. Эйриш на своем рисунке.

Хочется верить, что трехсторонняя дискуссия позволит более полно представить особенности генезиса интереснейшего в научном и практическом отношении типа оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин Ю.И., Буряк В.А., Пересторонин А.Е. Карлинский тип золотого оруденения. Хабаровск: ДВИМС, 2001. 160 с.
2. Волков А.В., Сидоров А.А. Уникальный золоторудный район Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. 180 с.
3. Мирзеханов Г.С., Мирзеханова З.Г. Стратифицированное золото-кварцевое оруденение углеродисто-терригенных толщ южного Верхоянья. Владивосток: ДВО АН СССР, 1991. 128 с.

ХРОНИКА

УДК 551.763(5)

ЧЕТВЕРТЫЙ МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ ПО ПРОЕКТУ 434 ЮНЕСКО: РЕЗУЛЬТАТЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Г.Л. Кириллова

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

С 3 по 12 сентября в г. Хабаровске под эгидой ЮНЕСКО проходил IV Международный симпозиум “Мел Восточноазиатской континентальной окраины: стратиграфия, седиментация, тектоника”. В работе симпозиума приняли участие 35 иностранных ученых из Японии (22), Кореи (7), Вьетнама (2), Таиланда (2), Филиппин (2), а также 25 российских ученых из Хабаровска (17), Владивостока (5), Новосибирска (1), Южно-Сахалинска (1), Благовещенска (1). Симпозиум проводился в год 30-летия Международной программы геологической корреляции ЮНЕСКО.

3–4 сентября проходили научные сессии и дискуссии по 4 главным разделам программы: “Тектоника и геодинамика”, “Палеонтология и стратиграфия”, “Седиментология и геохимия изотопов”, “Проблемы нефтегазоносности”.

3 сентября открыл заседание и выступил с ответственной речью зам. министра природных ресурсов Хабаровского края Крюков В.Г. Затем руководитель проекта 434 ЮНЕСКО проф. Хиромиси Хирано из университета Васеда (Япония) в своем докладе осветил задачи, рабочие планы проекта, ход их выполнения и перспективы на будущее. Следующий доклад российского координатора проекта Кирилловой Г.Л. в соавторстве с А.И. Ханчуком был посвящен геологии юрско-меловых отложений Приамурья. Затем начались доклады по секциям.

Во время мелового периода (150–100 млн. л. назад) ещё не было Японского моря (оно появилось 23 млн. л. назад) и нынешний Дальний Восток России, Япония, Китай, Корея составили единую континентальную окраину, граничившую с океаном. На юге её составляли нынешние страны юго-восточной Азии (Индия, Вьетнам, Таиланд, Филиппины и др.).

Этим и объясняется большой интерес к изучению различных типов пород в разных странах, накопившихся в этот период, и включающих их полезных ископаемых, таких как олово, золото, нефть и газ. Следует заметить, что с отложениями мелового периода связано около 80% мировых запасов нефти и газа.

В рамках проекта создаётся и совершенствуется своего рода временная шкала, к которой можно будет “привязывать” те или иные виды полезных ископаемых и прогнозировать их присутствие. Решению этих проблем была посвящена сессия “Палеонтология и стратиграфия”, на которой было заслушано 18 докладов. Большой интерес представляют процессы седиментации, изотопная геохимия (одно из новых направлений развития науки). По этим проблемам прочитано 9 докладов.

Немаловажно по отдельным фактам реконструировать события прошлого: движения океанических плит, извержения вулканов, наступления моря на сушу, вымирания многих групп животных, смену характера растительности, изменения климата и др. Разделами геологии, интегрирующими эти знания, являются тектоника и геодинамика. На этой сессии было заслушано 8 докладов.

Проблемам нефтегазоносности было посвящено 4 устных и стендовых доклада. Обсуждались критерии нефтегазоносности Нижне- и Среднеамурского, Буреинского бассейнов. На данной стадии изученности (весьма слабой) отмечаются возможности обнаружения мелких и средних месторождений нефти и, преимущественно, газа. Японские исследователи ведут поиски нефти и газа в подобных бассейнах, обычно угленосных.

В конце симпозиума была представлена серия докладов демонстрационным способом, вызвавших



Фото. Участники IV симпозиума по проекту 434 ЮНЕСКО у обнажений позднеюрско-мелового аккреционного комплекса около ж/д моста через р. Амур.

также живой интерес участников, поскольку была возможность обсудить их прямо у стендов.

Симпозиум завершился общей дискуссией, в которой руководитель проекта проф. Х. Хирано и выступавшие отметили высокий уровень представленных докладов, актуальность тематики симпозиума, назвали IV симпозиум лучшим из всех предыдущих.

Большой интерес вызвали геологические экскурсии, поскольку представительность наших разрезов наилучшая по сравнению с другими странами. Были показаны разрезы, характеризующие различные геодинамические обстановки формирования меловых отложений. 5-7 сентября проводились полевые геологические экскурсии в окрестностях г. Хабаровска. 5 сентября в районе Воронежских высот изучался позднеюрско-раннемеловой олистостромовый комплекс (фото). 6 сентября вдоль берега Петропавловского озера участники симпозиума могли осмотреть осадки шельфа и континентального склона преддугового бассейна. 7 сентября в районе с. Малы-

шево и с. Князе-Волконское изучались турбидиты раннемелового преддугового бассейна и грубоклас- тические осадки задугового бассейна. Во второй половине дня участники симпозиума имели возможность осмотреть петроглифы, высеченные народами Приамурья в XII веке на неогеновых базальтах в районе с. Сикачи-Алян. 9-11 сентября геологические экскурсии продолжались в окрестностях г. Комсомольска-на-Амуре, где 9-10 сентября изучался хорошо обнаженный стратотипический разрез поздней юры-валанжина напротив г. Комсомольска-на-Амуре, характеризующий осадки шельфа и склона преддугового бассейна, а 11 сентября – проксимальные грубообломочные турбидиты задугового бассейна по берегу оз. Хумми около мыса Гайтер.

Участники экскурсий дали высокую оценку подготовленным экскурсиям. На обнажениях непрерывно велись плодотворные дискуссии, предлагались новые модели. Было отмечено, что разрезы могут служить полигонами для совместного решения клю-

чевых проблем стратиграфии, седиментологии, геодинамики. Был высоко оценен как по содержанию, так и полиграфическому оформлению изданный к симпозиуму путеводитель геологических экскурсий.

Две группы японских исследователей выразили желание посетить ряд разрезов в следующем году, чтобы продолжить более детальные совместные исследования. Для российских геологов это весьма кстати, т. к. собственные средства для полевых работ весьма ограничены.

Ход работы симпозиума и полевые экскурсии освещались по телевидению и радио.

Симпозиум завершился совещанием региональных координаторов стран-участниц проекта, где обсуждались основные результаты работ и планы на будущий год. Решено опубликовать труды симпозиума в одном из престижных международных журналов ("Тектонофизика" или "Островные дуги"). Сле-

дующий V симпозиум будет проводиться в Тайланде в декабре 2003 г.

Оргкомитет искренне благодарен всем организациям Москвы, Владивостока, Хабаровска, Комсомольска-на-Амуре, оказавшим финансовую поддержку и спонсорскую помощь в организации, проведении симпозиума и геологических экскурсий. Основные из них:

Российская академия наук Дальневосточное отделение,

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН,
Российский национальный комитет по МПК,
Министерство промышленности, науки и технологий РФ,

Российский фонд фундаментальных исследований,

Управление науки Министерства экономического развития и внешних связей Хабаровского края.

Поступила в редакцию 20 сентября 2002 г.

МЕЖДУНАРОДНОЕ СОДРУЖЕСТВО В ИЗУЧЕНИИ ГЕОЛОГИИ ТИХООКЕАНСКОГО РЕГИОНА

*Н.А. Богданов**, *О.В. Чудаев***

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

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

В начале 60-х годов прошлого столетия произошло возрождение идей А.Вегенера о дрейфе континентов. С 1912 года, когда А.Вегенер впервые предложил гипотезу о существовании единого материка Пангеи, который позднее распался на Американские континенты - Африку, Антарктиду и Евразию, особое внимание уделялось Атлантическому и Индийскому океанам, разделявшим эти континентальные блоки. Новый импульс гипотеза дрейфа континентов получила после открытия в 1962 г. Б.Хизеном системы Срединно-Атлантического хребта. Это произошло при прокладке Трансатлантического телефонного кабеля из Европы в США, но особое внимание подводный хребет привлек к себе в тот момент, когда кабель, проложенный через его рифтовую долину, был разорван в результате подводных вулканических извержений. Г.Хесс и Р.Дитц тогда же высказали идею о генерации новой океанской коры в осевой зоне срединного хребта, а Кс. Ле Пишон предложил плейттектоническую модель строения поверхности Земного шара. Страны Атлантического региона объединила идея проведения глубоководного океанического бурения. Они организовали активное международное сотрудничество во всех разделах геолого-геофизических исследований в Атлантике и в Индийском океане.

Страны Тихоокеанского региона на первых стадиях изучения системы срединно-океанических хребтов были слабо вовлечены в международный консорциум. Отчасти это объяснялось довольно сложной политической обстановкой в этом регионе, отчасти разобщенностью стран Азии между собой и Северной Америкой. В целях распространения идей теории тектоники литосферных плит, а также для выяснения намечавшихся генетических связей между новой концепцией и размещением полезных ископаемых, в США появилось движение за создание международной неправительственной организации и в Тихоокеанском регионе. Идейным вдохновителем и практическим организатором такого органа стал выдающийся американский геолог-нефтяник Майкл

Халбути. Получив поддержку Национальной Академии наук США, Геологической службы и Американской ассоциации геологов-нефтяников, он основал Тихоокеанский совет по энергетическим и минеральным ресурсам, в который первоначально вошли представители 16 стран со всех континентов Тихоокеанского кольца. В течение 30 лет М.Халбути оставался председателем Совета и его душой. Советский Союз в совете был представлен Академией наук СССР. Совет, деятельность которого субсидировал М.Халбути ежегодно выделяя 2 млн. долларов, энергично принялся за работу. В его задачу вошло издание специализированных геологических карт и тематических монографий, анализ закономерностей распространения минеральных ресурсов и содействие проведению международных конференций и совещаний. В этой деятельности активное участие приняли ученые из более чем 30 стран. Они представляли национальные и международные организации (всего 61), которые выполняли работу по разным проектам.

Первая Тихоокеанская конференция по минеральным ресурсам была проведена в Гонолулу в 1974 году. На этой конференции было принято решение включиться в работу над проектом карт Тихоокеанского региона. Вся область региона была разделена на четыре квадранта: юго-западный, северо-западный, северо-восточный и юго-восточный. Они дополнялись картами Антарктиды и Арктики. Для каждого из квадрантов предполагалась издать карты литосферных плит, геологическую, тектоническую, минеральных и энергетических ресурсов. Позднее они были дополнены картами природных катастроф. Проект был завершен к концу XX века. К этому времени было опубликовано 62 карты. Кроме карт Тихоокеанский совет был спонсором изданий 14 монографических сборников и оказал содействие в проведении геолого-геофизических экспедиций в юго-западной части Тихого океана. Особо надо отметить оказанную Советом материальную и научную поддержку в издании первых региональных ра-

бот по тектоническим террейнам. Всего под эгидой Совета было опубликовано 17 томов серии «Науки о Земле», включавшие результаты кооперативных исследований на континентах и в океане.

Еще один раздел активности Тихоокеанского совета привлек к себе широкое внимание – проведение региональных совещаний и симпозиумов. Для их организации выбирались города, где во время холодной войны международные конференции были редкостью. В Азии они были организованы в Ханое (Вьетнам), Пекине и Ханьчжоу (КНР), Хабаровске (СССР), Куала-Лумпуре (Малайзия), Сингапуре и в Цукуба (Япония), в Америке - в Сантьяго (Чили) и Сан-Хозе (Коста-Рика). Кроме того, Тихоокеанские конференции трижды были проведены в Гонолулу, а также в Менло-Парке (США). Каждая из этих конференций сопровождалась выпуском трудов. Роль региональных совещаний была очень велика. Например, конференция в Хабаровске, которая состоялась в 1989 г. оказала заметное содействие развитию международных связей между учеными Дальневосточного отделения Академии наук и представителями многих стран Тихоокеанского региона.

В последние годы Тихоокеанский научный совет несколько изменил направление своих интересов. По предложению Д.Хауэлла (США), Совет совместно со Стенфордским университетом и Американским Красным крестом провели в 2001 г в Менло-Парке (Калифорния, США) конференцию по проблемам народонаселения Тихоокеанского кольца. Она имела широкий резонанс. Для участия в совещании приехали более 250 человек из 30 стран.

В мае 2002 г. собрался на свое очередное заседание Тихоокеанский научный совет под руководством своего «патриарха» М.Халбути (в июне 2002 года ему исполнилось 93 года) и определил основные цели своей деятельности на ближайшее десятилетие.

Среди проблем, которые стоят перед странами региона, Совет готов продолжить обсуждение закономерностей размещения минеральных ресурсов и, в первую очередь, энергетических. До настоящего времени существует разрыв между энергоресурсами, которые потребляются, их теоретическим потенциалом. Совет предлагает меры по противодействию природным катастрофам, таким как землетрясения, цунами, извержения вулканов и др. Для того, чтобы население могло быть максимально подготовлено к этим катаклизмам, важной задачей служит информация и образовательная подготовка общества о природных явлениях. Исследования и предупреждения стихийных катастроф нуждаются в сборе обширной информации со всех континентов региона. Для этого будут использоваться все современные информационные технологии, включая Internet. Полная программа предотвращения природных стихийных бедствий будет стремиться содействовать достижению минимальных потерь. Эту программу начнут составлять после завершения сбора материала.

Многолетняя деятельность Тихоокеанского научного совета продемонстрировала его важную роль в международном сотрудничестве при изучении геологии Тихоокеанского региона. Без сомнения намеченные направления в работе Совета в новом столетии также очень важны и можно только пожелать успеха Совету в их выполнении.

Поступила в редакцию 20 августа 2002 г.

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ В 2002 Г.

<i>Александров А., Авченко О.В.</i> Сравнительная термобарометрия метаморфических комплексов и геодинамическая модель взаимоотношения Алданского и Джугджуро-Станового блоков. (Алдано-Становой щит)	5
<i>Апрелков С.Е., Богдан П.С., Попруженко С.В.</i> Палеовулканоструктуры Уннэйваямского вулканического поля в Корякском нагорье и связь с ними оруденения (по геолого-геофизическим данным)	5
<i>Березкин В.И.</i> Субганский комплекс в петротипической местности: геохимия, возраст, геодинамическая природа (Алданский щит)	2
<i>Болдовский Н.В.</i> Структурно-геологические условия формирования и распространения подземных вод в Восточно-Азиатском вулканическом поясе	4
<i>Булгатов А.Н., Климук В.С.</i> Условия образования и состав базальтов рифейских кулиндинской и ононской свит между речья Онона и Аги (Восточное Забайкалье)	2
<i>Булнаев К.Б.</i> Источник фтора и характер его эволюции в эпитегрмальных флюоритовых месторождениях	5
<i>Бучко И.В., Изох А.Э., Носырев М.Ю.</i> Сульфидная минерализация ультрабазит-базитов Станового мегаблока ..	4
<i>Герасименко М.Д., Минору Касахара.</i> Движения и деформации литосферных плит по данным космической геодезии (к вопросу о фиксации кинематической системы координат)	1
<i>Гильманова Г.З., Маслов Л.А., Кулинич Р.Г., Комова О.С.</i> Геодинамика земной коры зоны коллизии Тайваня	3
<i>Гранник В.М.</i> Палеосейсмофокальные зоны Сахалина	3
20-летие журнала «Тихоокеанская геология»	1
<i>Деркачев А.Н., Тарарин И.А., Леликов Е.П., Можеровский А.В., Грайнерт Й., Баринов Н.Н.</i> Проявления низкотемпературной гидротермальной деятельности в задуговом бассейне Охотского моря (Курильская глубоководная котловина)	3
<i>Захаров Ю.Д., Смышляева О.П., Попов А.М., Голозубов В.В., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А., Танабэ К., Шигэта Я., Мазда Х., Афанасьева Т.Б., Чербаджи А.К., Болотский Ю.Л., Мория К.</i> Изотопный состав кислорода и углерода меловых органогенных карбонатов Корякского нагорья. Статья 1. Пенжинская губа	2
<i>Захаров Ю.Д., Смышляева О.П., Попов А.М., Голозубов В.В., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А., Танабэ К., Шигэта Я., Мазда Х., Афанасьева Т.Б., Коляда А.А., Чербаджи А.К., Мория К.</i> Изотопный состав кислорода и углерода меловых органогенных карбонатов Корякского нагорья. Статья 2. Бассейн реки Таловка (Корякское нагорье) ..	5
<i>Исаев В.И., Юрчук А.А., Шпакова Н.В., Войкова С.И., Исаева О.С., Соколова В.В.</i> Государственный Дальневосточный региональный банк геолого-геофизических данных по нефти и газу (модель реализации)	1
<i>Коваленко Д.В., Чернов Е.Е.</i> О перемагничивании меловых и палеогеновых толщ Камчатки и юга Корякии	5
<i>Константинов М.М., Быстрова А.К., Фридовский В.Ю.</i> Стратиграфические уровни локализации месторождений золота и серебра в Верхоянской и Центрально-Колымской металлогенических провинциях	6
<i>Красный Л.И.</i> Геолого-структурные черты Охотоморского региона	2
<i>Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Маркевич В.С.</i> Нижнемеловые отложения р. Кема (восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна	1
<i>Мирзаханов Г.С., Курбатов Е.В.</i> Гранулометрия и морфология золота техногенных россыпей Юга Дальнего Востока	6
<i>Мирзаханов Г.С.</i> Методика оценки потерь металла при разработке россыпных месторождений благородных металлов	2
<i>Окунева Т.М.</i> Биостратиграфия нижнего мезозоя Забайкалья и Дальнего Востока. Статья 1. Биостратиграфия триаса Дальнего Востока и Забайкалья	6
<i>Осипенко А.Б., Сидоров Е.Г., Козлов А.П., Ланда Э.А., Леднева Г.В., Марковский Б.А.</i> Геохимия магматических серий Гальмознанского базит-гипербазитового массива, Корякия	4
<i>Павлюткин Б.И., Т.И. Петренко Б.И.</i> Стратиграфия кайнозойских отложений Ивановской депрессии, Южное Приморье	1
<i>Павлюткин Б.И., Белянина Н.И.</i> Четвертичные отложения Приморья: некоторые итоги систематизации и дальнейшие перспективы изучения	3
<i>Палечек Т.Н.</i> Кампан-маастрихтские радиолярии Корякско-Камчатского региона	1
<i>Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Лухнев А.В.</i> Эволюция напряженного состояния земной коры Монголо-Байкальского подвижного пояса	1
<i>Патрикеев В.Н.</i> Литологическая и тектоническая расслоенность коры Северо-Запада Тихого океана	6
<i>Петрищевский А. М.</i> Структурные клинья в земной коре восточной окраины России (геофизические особенности)	4

<i>Пятилетов В.Г.</i> К вопросу о возрасте тукурингского комплекса Монголо-Охотской складчатой области.....	4
<i>Родников А.Г., Сергеева Н.А., Забаринская Л.П.</i> Глубинное строение впадины Дерюгина (Охотское море).....	4
<i>Сидоров А.А.</i> Рудные формации и металлогеническая зональность Тихоокеанского пояса.....	3
<i>Симаненко Л.Ф., Хомич В.Г., Лотина А.А.</i> Состав и морфологические особенности россыпного золота Сине-горского рудного района в связи с проблемой коренных источников.....	2
<i>Сорокин А.А., Дриль С.И.</i> Янканский офиолитовый комплекс Монголо-Охотского складчатого пояса: петрология и геодинамическая позиция.....	6
<i>Степанов В.А., Мельников А.В., Палажченко В.И., Макеева Т.В., Гвоздев В.И.</i> Коренные источники платинометалльных россыпей проявлений Дамбукинского узла Верхнего Приамурья.....	4
<i>Тарабукин В.П.</i> Биостратиграфия ордовикских отложений хребта Сетте-Дабан по конодонтам (Северо-Восток Азии).....	5
<i>Тарарин И.А., Чубаров В.М., Философова Т.М.</i> Базификация плагиогнейсов на контакте с габброидами Юрчического массива в Ганальском хребте Камчатки.....	1
<i>Тарарин И.А., Злобин С.К., Колесов Г.М., Седых Э.М., Чубаров В.М., Философова Т.М.</i> Островодужный магматизм зоны разлома Хантер (Северо-Фиджийский бассейн, Тихий океан).....	6
<i>Трунилина В.А., Бабушкина С.А., Орлов Ю.С.</i> Состав и генетические аспекты формирования гранитоидов латитового ряда хр. Полоусного (Северный батолитовый пояс Верхояно-Колымских мезозойд).....	5
<i>Тузов В.П., Митрофанова Л.И., Данченко Р.В., Болдырева В.П.</i> Курасийско-маруямский комплекс неогеновых отложений Южного Сахалина.....	4
<i>Удинцев Г.Б., Герзонде Р., Тетерин Д.Е., Шенке Г.В., Береснев А.Ф., Голь К., Титаева Н.А., Феногенов А.Н., Куренцова Н.А., Рощина И.А.</i> О геологии острова Петра I и вероятной динамике развития Западной Антарктики в море Беллинсгаузена.....	6
<i>Федоров П.И., Филатова Н.И., Дриль С.И., Чанг К.Х., Парк С.О.</i> Кайнозойский вулканизм южной части Кореи.....	3
<i>Филлимонова Л.Г., Чугаев А.В.</i> О роли вещества базитов и вмещающих вулканитов в формировании прерудных послемагматических минералов Дукатского рудного поля (Северо-Восток России).....	5
<i>Ханчук А.И., Залищак Б.Л., Пахомова В.А., Одариченко Э.Г., Сапин В.И.</i> Генезис и геммология сапфиров месторождения Незаметное (Приморский край).....	1
<i>Харитонова Г.В., Землянухин В.Н., Манучаров А.С., Черноморченко Н.И.</i> Электронно-микроскопическое исследование Pb ²⁺ - и Zn ²⁺ - насыщенных глинистых минералов.....	3
<i>Хершберг Л.Б., Михайлик Е.В., Чудаев О.В., Полиновский В.А., Юриец М.М., Уткин В.П.</i> Особенности геологического строения и рудоносность гайота Роскомнедра Магеллановых гор (Тихий океан).....	1
<i>Худоложкин В.О., Авченко В.О.</i> Исследование форм существования растворенных частиц в системе вода – кремнезем в докритических и сверхкритических условиях методом термодинамического моделирования.....	4
<i>Шевченко В.М.</i> Геологическое строение Загорного выступа докембрия Омолонского массива.....	2
<i>Шкабарня Н.Г., Шкабарня Г.Н.</i> Особенности строения осадочных бассейнов Приморского края (по данным электроразведки).....	5
<i>Эйриш Л.В., Степанов В.А.</i> Платиноносность Дальнего Востока: районирование, закономерности, проблемы.....	3
<i>Юшманов Ю.П.</i> Структура и зональность Au-Cu оруденения месторождения Лазурное в Центральном Сихотэ-Алине.....	2
<i>Byung-Su Lee and Kwang-Soo Seo.</i> Conodont bistratigraphy of the Mungog formation (Lower Ordovician), Yeongweol, Korea.....	3
<i>Kwang-Soo Seo, Dong-Woo Lee, In-Chang Lyu, Byung-Su Lee.</i> Conodonts from the Dumugol formation Lower Ordovician, Tanyang area, Korea.....	4
<i>Lee, Byung-Su.</i> Revision on Conodont Zones of the Hwajeol Formation(Upper Cambrian-Lower Ordovician), Kangweon-do, South Korea.....	2
<i>Liu Zhaojun, Wang Simin.</i> Mesozoic sequence stratigraphic framework features and its genetic analysis of Songliao Basin, Northeast China.....	4
<i>Tassos S.T.</i> The role of micro-fractures in the excess mass stress tectonics model.....	2

ДИСКУССИИ И РЕЦЕНЗИИ

<i>Бакулин Ю.И.</i> О причинах приуроченности эндогенного оруденения к стратиграфическим уровням.....	6
<i>Ивашов П.В.</i> Экологическая геохимия – новая геологическая наука?.....	2
<i>Эйриш Л. В.</i> О “стратиграфических” уровнях золоторудных месторождений.....	6

ХРОНИКА

<i>Г.Л. Кириллова.</i> Четвертый Международный симпозиум по проекту 434 ЮНЕСКО: результаты и перспективы.....	6
<i>Н.А. Богданов, О.В. Чудаев.</i> Международное сотрудничество в изучении геологии Тихоокеанского региона.....	6

ЮБИЛЕИ

Георгий Михайлович Власов (к 90-летию со дня рождения)	3
Александр Иванович Жамойда (к 80-летию со дня рождения)	1
Юрий Михайлович Пущаровский (к 85-летию со дня рождения)	1
Владимир Георгиевич Сахно (к 70-летию со дня рождения)	5
Анатолий Алексеевич Сидоров (к 70-летию со дня рождения)	5
Эйриш Леонид Владимирович (к 70-летию со дня рождения)	5

НЕКРОЛОГИ

Ф.Г.Корчагин (1946–2002)	4
Парфенов Леонид Михайлович (1937-2002 гг.)	5
Троян Валерий Борисович (1939-2002 гг.)	5
Шульдинер Виктор Израилевич (1931–2001 гг.)	1