

Том 24, номер 4
ISSN 0207 - 4028

Июль-Август 2005

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
АКАДЕМИК А.И. ХАНЧУК



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

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Г. В. Роганов, Г. Л. Кириллова, В. В. Кирьянова, Н. Д. Литвиненко.</i> Состав и биота переходных юрско-меловых отложений в эпиконтинентальных бассейнах Приамурья	3
<i>Ю.Д. Марков, А.В. Можеровский, В.С. Пушкарь, Н.Г. Ващенко, В.П. Нечаев.</i> Особенности осадконакопления и стратиграфическая корреляция неконсолидированных отложений зоны трансформного разлома Клариион (северо-восточная часть Тихого океана)	24
<i>М.Н. Лулева .</i> Временные вариации параметров волн от слабых местных землетрясений близкой локализации на юго-востоке Камчатки	44
<i>М.Ю. Носырев.</i> Аномалии скоростей в земной коре Приамурья и размещение золоторудной минерализации	53
<i>Л.В. Эйриш, А.П. Сорокин.</i> Коренные источники золотоносных россыпей Дальнего Востока России, степень их эродированности	62
<i>А.С. Каретников.</i> К проблеме определения возраста массива Кондер	76
<i>Г.Ф. Уфимцев.</i> Морфотектоника юго-западного фронтального склона Высоких Гималаев	84

Краткие сообщения

<i>В.А. Маринов.</i> Первая находка фораминифер в верхней юре – нижнем мелу Приамурья	95
---	----

Юбилей

К 200-летию Московского общества испытателей природы	97
Сорокин Анатолий Петрович (<i>к 70-летию со дня рождения</i>)	99
Игорь Александрович Тарарин (<i>к 70-летию со дня рождения</i>)	100

CONTENTS

<i>G.V. Roganov, G.L. Kirillova, V.V. Kiriyanova, N.D. Litvinenko.</i> Sedimentological peculiarities and biota of the J/K transitional deposits in the epicontinental basins of Russian Priamurie	3
<i>Yu.D. Markov, A.V. Mozherovsky, V.S. Pushkar, N.G. Vashchenkova, V.P. Nechaev.</i> Sedimentation features and stratigraphical correlation of nonconsolidated deposits of the Clarion transform fault zone (north-eastern part of the Pacific Ocean)	24
<i>M. N. Luneva.</i> Temporal variations of wave parameters of small local earthquakes with similar hypocentral location in southeastern Kamchatka	44
<i>M.Yu. Nosyrev.</i> Velocity anomalies in the Earth's crust of Priamurye, and distribution of gold ore mineralization	53
<i>L.V. Eirish, A.P. Sorokin.</i> The primary sources of gold placers in the Russian Far East, and the degree of their erosion	62
<i>A.S. Karetnikov.</i> The problem of age definition of the Kondyor massif	76
<i>G.F. Ufimtsev.</i> Morphotectonics of the south-western frontal slope of the high Himalayas	84

Brief Communications

<i>V.A. Marinov.</i> The first foraminifera find in the Upper Jurassic - Lower Cretaceous of Priamurye	95
--	----

Anniversaries

200th anniversary of Moscow Society of Nature Investigators	97
Anatoly P. Sorokin (70th birth anniversary)	99
Igor A. Tararin (70th birth anniversary)	100

СОСТАВ И БИОТА ПЕРЕХОДНЫХ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНАХ ПРИАМУРЬЯ

*Г.В. Роганов**, *Г.Л. Кириллова***, *В.В. Кирьянова**, *Н.Д. Литвиненко**

**ФГУГГП “Хабаровскгеология”, г. Хабаровск*

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

Описаны состав и биота переходных юрско-меловых отложений в эпиконтинентальных бассейнах Приамурья, которые сформировались после коллизии Сибирского и Северо-Китайского кратонов. Коллизия, подобно лезвиям ножниц, продвигалась с запада на восток. В Верхнем Приамурье она имела место в конце ранней юры, что подтверждается возрастом постколлизии гранитов (191 млн л.), а в Западном Приохотье, по-видимому, в конце средней юры, поскольку аккреционный турбидитовый комплекс датируется ранней-средней юрой (криноидеи). Это нашло отражение в смене прибрежно-морской обстановки мелководных морей обширными аллювиальными равнинами, нередко заболоченными, где накапливались угли. Смена обстановок подтверждается и сменой биоты.

Проведена систематизация флористических и спорово-пыльцевых комплексов, особенно в разрезах переслаивающихся морских и континентальных отложений, что позволило уточнить хроностратиграфическую последовательность флористических ассоциаций и показать возможность их использования для расчленения и корреляции континентальных толщ Приамурья.

Установлено, что в остаточных постколлизии субширотных бассейнах в западной части Приамурья (Верхнеамурский, Дупский бассейны) прибрежно-морская обстановка сменилась континентальной в конце средней юры, а в восточной части (Удский, Торомский бассейны) – в берриасе, валанжине. В субмеридиональных рифтовых бассейнах смена прибрежно-морской обстановки континентальной произошла в Буреинском бассейне в конце кимериджа, а в Партизанском – в готериве.

В интервале средняя юра–неоком изменения в экосистемах происходили неоднократно, но наиболее существенные из них произошли на границе юры и мела.

Ключевые слова: юрско-меловая граница, осадочные бассейны, прибрежно-морские и континентальные отложения, флора, спорово-пыльцевые комплексы, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

В пределах российской части Дальнего Востока Евразии континентальные юрские и меловые образования распространены весьма широко и имеют важное минерагеническое значение. С их терригенными комплексами связаны промышленные месторождения горючих полезных ископаемых, с вулканическими и вулканоплутоническими – редкометалльные, благороднометалльные и полиметаллические. Поэтому корреляция разрезов этих образований имеет не только научное, но и экономическое значение.

В последние годы появились некоторые новые данные как по биостратиграфии – для осадочных толщ [8, 22, 43, 57 и др.], так и по радиогеохронологии – для вулканитов [52–54] позднеюрско-мелового

возраста. Особенно ценный материал получен по стратиграфической последовательности различных типов флор на границе юры и мела. Эти данные опубликованы ранее в незначительном объеме, поэтому они заслуживают детального освещения.

Проблема границы юры и мела в различных типах отложений была одной из ключевых в проекте 434 МПГК ЮНЕСКО “Взаимодействие суши и океана, углеродный цикл и биоразнообразие в Азии в течение мелового периода”. Переходным слоям от бата до баррема, объединённым в группу Тетори, был посвящен специальный симпозиум в Японии. Нами также освещалась эта проблема [44, 63]. В данной статье уделено внимание юрско-меловым переходным слоям преимущественно в континентальных бассейнах.

Проблема границы юры и мела в континентальных отложениях представляет особый интерес в методическом отношении. У классической биостратиграфии появилось больше возможностей для достоверной корреляции разнофациальных неморских и морских отложений. Группой ведущих биостратиграфов России для одних и тех же разрезов Сибири параллельно с аммоноидными разработаны автономные зональные шкалы по парастратиграфическим группам мезозойской фауны и флоры [14]. Параллельные шкалы в совокупности обеспечивают весьма детальную корреляцию в пределах отдельных регионов. Некоторые из них позволяют проводить прямую панбореальную и даже бореально-перитетическую корреляцию. Как показала практика, слоистые толщи юры и мела Приамурья заключают близкие сибирским последовательности фауны и флоры [4–7, 13, 29, 32, 34, 44, 46–49 и др.].

Граница юры и мела в пресноводных терригенных и терригенно-вулканогенных отложениях Приамурья проводится условно по смене широко распространенных парастратиграфических групп континентальной биоты с использованием интегративной корреляции последних с комплексами организмов, выявленных в разрезах Сибири, Западного Приохотья, Сихотэ-Алиня и Южного Приморья, позиция которых относительно морской ярусной шкалы известна [14, 23, 49, 63 и др.]. Опорными для корреляции признаны разрезы переслаивающихся морских и континентальных отложений пограничных ярусов юры и мела Торомского и Удского прогибов. Здесь расчленение юрских и меловых образований осуществляется по методу построения приоритетной зональной шкалы с использованием бухид, которые по своему стратиграфическому потенциалу приближаются к ортофауне [48]. В слоях с бухидами присутствуют многочисленные флористические остатки, что позволяет точнее определить возраст последних и скоррелировать континентальные отложения с прибрежно-морскими и морскими (табл. 1).

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОЗДНЕЮРСКО-РАННЕМЕЛОВОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

Основными типами геологических структур, в разрезах которых широко представлены позднеюрско-меловые преимущественно континентальные отложения, являются в различной степени трансформированные и фрагментированные осадочные бассейны и вулканические ареалы Сибирского и Северо-Китайского палеоконтинентов и их шельфов, разделенных Монголо-Охотским троговым бассейном

(рис. 1, 2). Осадочные бассейны этих палеоморфоструктур наложены на разнородные структурные элементы интенсивно дислоцированного домезозойского фундамента, от которого отделены обычно длительным перерывом в осадконакоплении. В их строении наряду с юрскими нередко участвуют верхнетриасовые и нижнемеловые отложения.

В современном структурном плане основными тектоническими элементами рассматриваемой в статье части Сибирского кратона являются активизированная юго-восточная часть Сибирской платформы и стабилизировавшиеся на рубеже палеозоя и мезозоя Удско-Шантарская и Ланская зоны Монголо-Охотского орогенического пояса. После коллизии Сибирского и Северо-Китайского кратонов вдоль Монголо-Охотской мезозойской сuture к северу от нее образовались Торомский и Удский осадочные бассейны, являющиеся фрагментами некогда протяженной зоны морского (шельфовые фации) и континентального терригенного осадконакопления, маркирующей окраину Сибирского палеоконтинента. В Удском бассейне морское осадконакопление протекало синхронно с базальт-андезитовым вулканизмом в смежном с севера Удско-Джелонском вулканогенно-осадочном бассейне. Удский бассейн может рассматриваться как преддуговой по отношению к Удско-Мургальской вулканической дуге [42].

Северо-Китайский палеоконтинент выделяется в границах консолидированного сиалического блока земной коры (Северо-Китайского геоблока, по [31]) и Амурского супертеррейна, по [51], разные части которого обычно описываются как Буреинский и Ханкайский срединные массивы [43] или Керулено-Аргуно-Мамынский, Суннэнь-Туранский и Буреинско-Цзямусы-Ханкайский композитные массивы [31]. В пределах этой палеоморфоструктуры обособляется ряд бассейнов (рис. 1), нижние части разрезов юры в которых представлены обычно терригенными мелководно-морскими, а верхние – континентальными фациями.

Коллизия Сибирского и Северо-Китайского кратонов, подобно сходящимся лезвиям ножниц, продвигалась с запада на восток. В Забайкалье и Верхнем Приамурье она началась в конце ранней юры, что подтверждается возрастом (191 млн л.) постколлизиионных гранитов [18]. На востоке, в пределах Нижнего Приамурья и Приохотья (Ульбанская зона), коллизиионные процессы имели место в средней юре, поскольку нижнеюрские отложения представлены мощными турбидитами, принадлежащими аккреционному комплексу [20]. В результате сформировалась довольно сложная структура. На севере вдоль субширотных

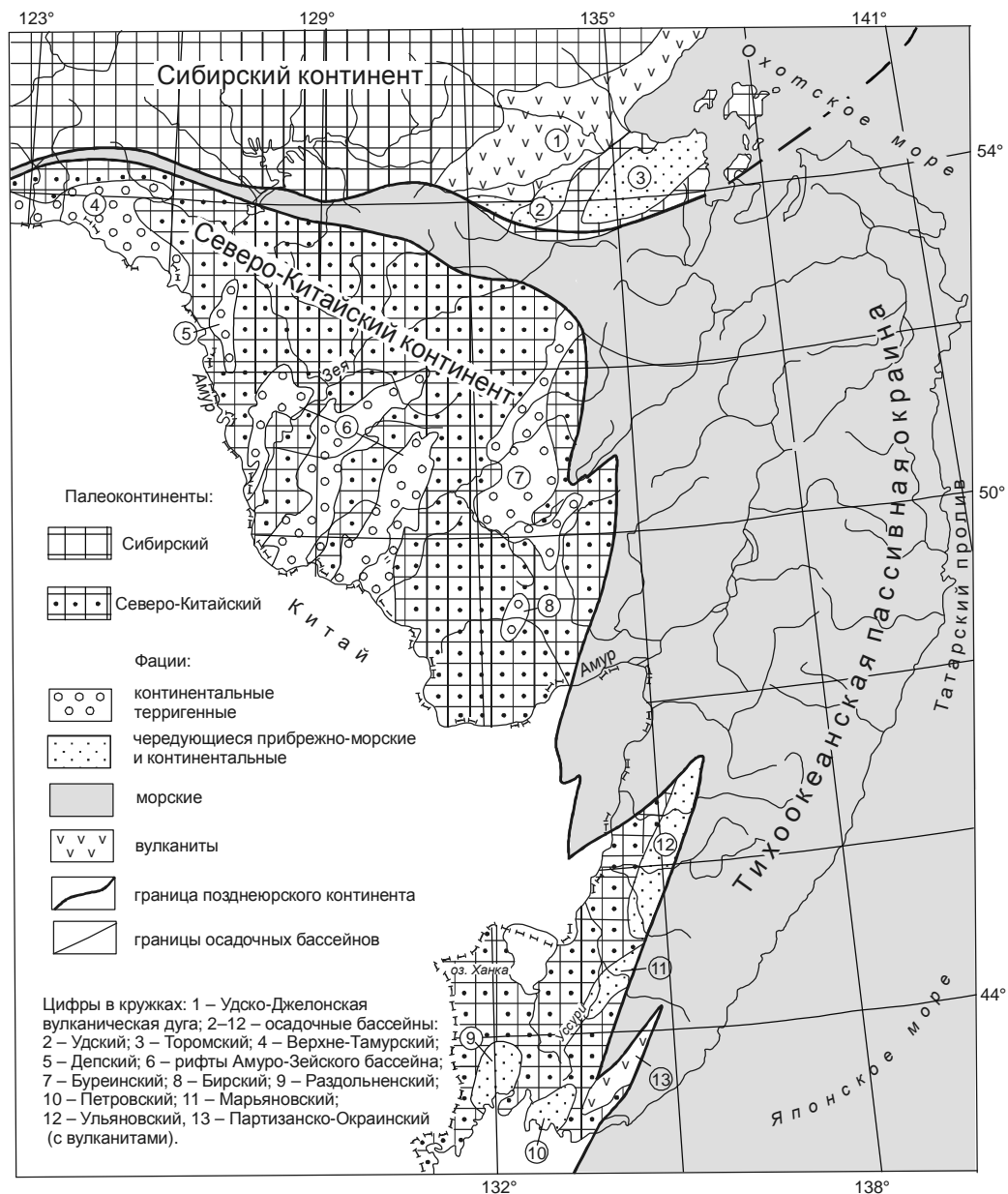


Рис. 1. Палеогеографическая позиция позднеюрских осадочных бассейнов Российского Дальнего Востока и типы волжских фаций.

швов формировались постколлизонные континентальные бассейны, наследовавшие в отдельных местах турбидитные морские бассейны (рис. 1, 2).

Южнее, в пределах Буреинского и Ханкайского блоков Северо-Китайского кратона в результате сложного взаимодействия косой субдукции океанских литосферных плит с востока и мантийных плюмов заложилась северо-восточная система рифтов вдоль сдвиговой системы Тан-Лу. Сформировались сдвиго-раздвиговые бассейны: Амуро-Зейский, Буреинский и Партизанско-Окраинский с позднеюрскими щелочными вулканытами.

Не все бассейны хорошо обнажены и изучены, далее будут кратко описаны лишь наиболее хорошо исследованные.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПЕРЕХОДНЫХ ЮРСКО-МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЭПИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

Наиболее детально пограничные юрско-меловые отложения изучены в Верхнеамурском, Делском, Амуро-Зейском и Буреинском бассейнах [10, 11, 35, 38, 55, 58 и др.]. Представляется возможным в будущем уточнить границу юры и мела в Амуро-Хинган-

Таблица 1. Корреляция верхнеюрских-нижнемеловых отложений на юге Российского Дальнего Востока.

СИСТЕМА	БСШ		Слои с фауной		Характерные комплексы флоры	Б А С С Е Й Н Ы												
	ОТДЕЛ	ЯРУС	Аммониты	Двустворки		Удско-Джелонский	Удский	Торомский	Огоджинский	Верхнеамурский	Депский	Зейско-Буреинский						
	ПОДЪЯРУС	ПОДЪЯРУС																
МЕЛОВАЯ	НИЖНИЙ	Берриас	В			<i>Dicksonia nympharum</i> , <i>Birisia onychioides</i> , <i>Lobifolia novopokrovskii</i> , <i>Sphenopteris leptokensis</i> , <i>Pterophyllum urgalicum</i> , <i>Cicatricosisporites</i> spp. <i>Blechnum asiatica</i> , <i>Disorus nimakanensis</i> , <i>Dictyophyllum nathorstii</i> , <i>Cladophlebis lenaensis</i> , <i>Jacutopteris lenaensis</i> , <i>Nilssoniopteris amurensis</i> , <i>Pterophyllum</i> spp., <i>Cycadolepis sixteliae</i>	верхняя пс.									Итигутская с.		
		Валанжин	В		<i>B. cf. crassicolis</i>													
		Готерив	В		<i>B. sublaevis</i>													
		В	В	<i>Neotollia</i> sp.	<i>B. keyserlingi</i>													
		В	В		<i>B. inflata</i>													
	СРЕДНИЙ	Берриас	В		<i>B. uncioides</i>	<i>Dicksonia arctica</i> , <i>C. vsevolodii</i> , <i>Lobifolia</i> spp., <i>Hausmannia leei</i> , <i>Pterophyllum</i> spp., <i>Pseudocycas polyriovii</i> , <i>Aldania umanskii</i> , <i>Heilungia udensis</i> , <i>Ctenis</i> spp.	Бологская с.											
		В	В	<i>Subcraspedites</i> ? spp.	<i>B. jaskovi</i>		нижняя пс.											
		В	В		<i>B. okensis</i>													
		В	В		<i>B. piochii</i> s. 1													
		В	В		<i>B. terebratuloides</i>													
ЮРСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Волга	В			<i>Coniopteris sewardii</i> , <i>C. vsevolodii</i> , <i>Eboracia kataevensis</i> , <i>Cladophlebis aldanensis</i> , <i>C. orientalis</i> , <i>Raphaelia diamensis</i> , <i>Ctenis burejensis</i> , <i>Leiotriletes</i> spp., <i>Cyathidites</i> spp.	Дерягинская т.											
		С	С	<i>Durangites</i> sp.	<i>B. russiensis</i> - <i>B. fischeriana</i>		верхняя пт.											
		С	С		<i>B. mosquensis</i> - <i>B. russiensis</i>		нижняя пт.											
		С	С		<i>B. rugosa</i> - <i>B. mosquensis</i>													
		С	С															
	СРЕДНИЙ	Киммеридж	В		<i>Ochetoceras elgense</i>	<i>Hausmannia incisa</i> , <i>Cladophlebis laxipinnata</i> , <i>C. vasilevskae</i> , <i>Raphaelia diamensis</i> , <i>Sphenopteris samylinae</i> , <i>Butefia burejensis</i> , <i>Heilungia amurensis</i>	Джелонская с. (сб)											
		В	В		<i>B. tenuistriata</i> - <i>B. rugosa</i>		верхняя пс.											
		В	В		<i>Amoeboceras</i> ex gr. <i>kitchini</i>		<i>B. concentrica</i> - <i>B. tenuistriata</i>											
		В	В		<i>Dichotomosphinctes</i> spp.		<i>Buchia concentrica</i> - <i>Praebuchia lata</i>											
		В	В		<i>Cardioceras</i> spp.		<i>Praebuchia impressae</i>											
СРЕДНИЙ	Келловей	В		<i>Longaeviceras keyserlingi</i>														
		С																
		С																
		С																
		С																

ском, Огоджинском и Удско-Джелонском бассейнах (рис. 1, 2).

Верхнеамурский бассейн

Верхнеамурский бассейн на позднеюрско-меловом этапе являлся постколлизийным внутриконтинентальным бассейном, сформировавшимся южнее Монголо-Охотской сутуры. Юрские и меловые отложения этого бассейна изучались в течение многих десятилетий [8, 35, 38, 43, 55 и др.]. Известные здесь морские и прибрежно-мор-

ские отложения среднеюрской части разреза с богатой фауной двустворчатых моллюсков, белемнитов, брахиопод и единичными аммоноидеями согласно перекрываются средне-позднеюрской преимущественно континентальной толщей, которая подразделяется снизу вверх на осежинскую и толбузинскую свиты. Основание меловой части разреза слагает перемыкинская свита (табл. 1).

Осежинская свита (os*) сложена преимущественно сидеритистыми туфопесчаниками и песча-

Таблица 1. (Продолжение).

Б А С С Е Й Н Ы					Характерные комплексы флоры	Слои с фауной		МСШ	
Амуро-Хинганский	Буреинский	Баджало-Горинский	Центрально-Сихотэ-Алинский	Петровский		Двустворки	Аммониты		ПОДЪЯРУС
			Бикинская зона	Ануйская зона				ЯРУС	
	Чагдамынская с.			Кабулинская т.	Сучанская серия (часть)			В	готерив
	100-580					<i>Ctenis borealis</i> , <i>C. formosa</i> , <i>Polypodites verestchagini</i> ,		Н	
	Солонийская	Песчаниковая	Песчаниковая т.			<i>Dicksonia arctica</i> , <i>Alsophilites nipponensis</i> , <i>Hausmannia ex gr. leeiiana</i> , <i>Dictyoazmites kawasaki</i>	<i>B. solida-B. crassicolis</i>	В	валанжин
	850		900				<i>Neocomites</i> spp., <i>Olcostephanus</i> spp.	Н	
	Уральская с.	Алевро-песчаниковая толща	Манийская серия	Улиткинская т.	Песчаниковая т.		<i>B. inflata-B. keyserlingi</i>	В	
			Алевролиты, песчаники, редко линзы гравелитов, конгломератов, туфов андезитов	1500	160		<i>B. pacifica</i>	Н	
	800						<i>B. uncitoides</i>	В	берриас
	Уральская с.			Светлореченская т.			<i>B. okensis - B. volgensis</i>	С	
	600						<i>B. piochii</i>	Н	
	Дубликанская		Кремнисто-глинистая толща		Чингановская с.		<i>B. terebratuloides</i>	В	титон
	250-600		★				<i>B. piochii</i>	С	
	Кремнисто-глинистая толща с турбулентами		★				<i>B. fischeriana</i>	Н	
	2400						<i>B. ex gr. mosquensis</i>	В	кимеридж
	Уральская с.						" <i>Virgatospinctes</i> " spp.	Н	
	Тальнджанская с.							В	кимеридж
	200-500							Н	
	нижняя пс.							В	оксфорд
	190-390							С	
								Н	келловей

Условные обозначения

Морская фауна	○ солонатоводные и пресноводные фауны флора
⊕ аммониты	⊕ споры и пыльца
⊖ двустворчатые моллюски	Цифры - мощность (в м)
⊗ белемниты	МСШ - Международная стратиграфическая шкала
★ радиоларии	БСШ - Бореальная стратиграфическая шкала
□ гастроподы	

Взаимоотношения стратонтов:

- Согласное залегание, точное положение доказано
- - - - - Согласное залегание, точное положение не доказано
- ~~~~~ Несогласное залегание
- ~ ? ~ Предполагаемое залегание

Составлено по материалам Сей, Калачева, 1993; Решения..., 1994; Sey, Kalacheva, 2000; Поганов и др., 1999; Маркевич и др., 2000; Вольнец и др., 2000; Языкова, Зонина, 2002 и др. с дополнениями.

никами, а также алевролитами, аргиллитами, гравелитами и конгломератами. Присутствие пеплового материала в песчаниках осежинской свиты связано с интенсивным вулканизмом на сопредельной с запада территории в байос-оксфордское время. Радиологический возраст вулканитов (шадоронская серия) За-

байкаля составляет 160–180 млн лет [43]. В последние годы появились указания на находки в осежинской свите морских пелеципод и белемнитов келловей и кимериджа и зуба плезиозавра [8]. В этой свите многочисленны также находки пресноводных пелеципод келловей-кимериджа и средне-позднеюрских растений. Растительность этого времени представлена преимущественно папоротниковыми маршами, занимавшими освобождающиеся от моря территории. В осежинском флористическом комплексе (ФК) пре-

* Здесь и далее по тексту индексы стратиграфических подразделений соответствуют приведенным в табл. 2, 3.

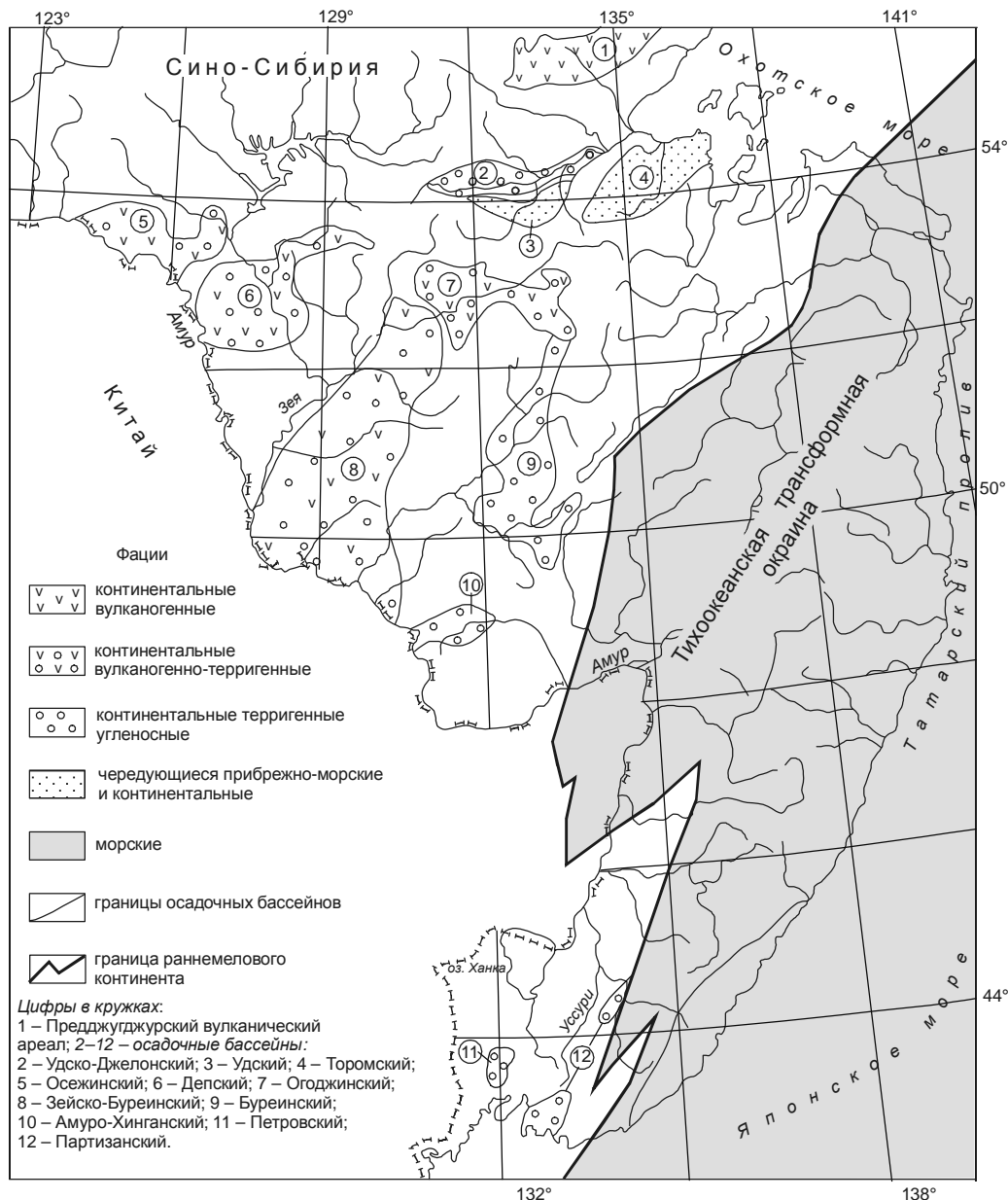


Рис. 2. Палеогеографическая позиция раннемеловых осадочных бассейнов Российского Дальнего Востока и типы раннемеловых фаций.

обладают средне-позднеюрские виды родов *Coniopteris*, *Cladophlebis*, *Raphaelia* (табл. 2). Возраст свиты с учетом согласного залегания ее на батских морских отложениях и палеонтологических данных условно принят келловейским [43].

Толбузинская свита (tb) согласно перекрывает осежинскую. Для нее характерен пестрый алевролитово-конгломератово-песчаниковый состав с примесью туфогенного материала. В туфогенных породах нижней части свиты постоянно присутствуют средние и основные вулканические стекла, а верхней – кислые. Характерным признаком толбузинской сви-

ты является присутствие углей в ее нижней и верхней частях. Средняя часть свиты практически не содержит углей. По всему разрезу толбузинской свиты содержатся обильные растительные остатки [12, 38, 55 и др.; табл. 2]. Для ФК свиты характерны увеличение численности Equisetales, образующих монотаксонные ориктоценозы, и таксономическое разнообразие среди Filicales, Cycadales, Czekanowskiales, Ginkgoales (табл. 2). В палинокомплексе (ПК) верхней части свиты, изученном В. С. Маркевич [8], доминируют гладкие трилетные споры близких к *Suaeteaceae* и *Dicksoniaceae* и двумешковая пыльца

Таблица 2. (Продолжение).

	келловей			оксфорд			киме-ридж	волжский			берриас			валанжин		готерив			
	н	с	в	н	с	в	н	в	н	с	в	н	с	в	н	в	н	в	
<i>Equisetites burejensis</i> (Heer) Kryštofovich			tb												sn, og				
<i>E. sibiricus</i> (Heer)						tl ₂					db				sn				
<i>Equisetites</i> spp.			ak,			dp,					db,			il,					bk ₂ , km, sn, og, čg
<i>Coniopteris burejensis</i> (Zalessky) Seward			os,			ak, tb, dp,					db,			ml ₁ , il,					km, sn, og, čg
<i>C. hymenophylloides</i> (Brongniart) Seward			os,			tb, dp,									bk ₁ ,				bk ₂ , km, sn, og
<i>C. saportana</i> (Heer) Vachrameev						tb, dp,								db,					bk ₁ , pr, ml ₂ , bk ₂ , sn, og, čg
<i>C. vsevolodii</i> E. Lebedev			ak,			dp, tb,								db,					il, bk ₁ , bk ₂ , sn, og
<i>Lobifolia ajakensis</i> (E. Lebedev) Rasskazova et E. Lebedev			ak											il					
<i>Cladophlebis argutula</i> (Heer) Fontaine			os,			tb, dp,								ml ₁ ,					bk ₂ , km
<i>C. denticulata</i> (Brongniart) Fontaine						tb													km, sn, og
<i>C. ex gr. haiburnensis</i> (Lindley et Hutton) Brongniart			os,			ak, tb, dp,								db, ml ₁ , il,					bk ₁ , pr ₁ , bk ₂ , km, sn, og, čg
<i>C. serrulata</i> Samylin						tb, dp,								db,					sn
<i>C. williamsonii</i> (Brongniart) Brongniart			os,			tb, dp, tb,								db,					il, bk ₁ , bk ₂ , sn, čm
<i>C. whitbiensis</i> (Brongniart) Brongniart						tb								ml ₁					km, og
<i>Nilssoniopteris</i> aff. <i>ovalis</i> Samylin						tb									il,				bk ₂ , sn, og
<i>Pterophyllum sensinovicianum</i> Heer						tb,								db,					il, sn
<i>Nilssonia acutiloba</i> (Heer) Prynada						dp, tl ₂								db,					sn
<i>N. ex gr. orientalis</i> Heer						tb									bk ₁ ,				bk ₂
<i>N. pseudomediana</i> Dobruskina						tb								db,					pr ₂ , km, sn, čg
<i>N. schauburgensis</i> (Dunker) Nathorst						tb, dp													sn, čg
<i>N. schmidtii</i> (Heer) Seward			ak,			tb, dp,								db,					bk ₁ , pr ₁ , pr ₂ , bk ₂ , km, sn, og, čg
<i>Beania prynadae</i> Krassilov						tb								db,					sn
<i>Butefia burejensis</i> (Prynada) E. Lebedev			os,			tb, dp								il					pr ₂ , sn,
<i>Heilungia amurensis</i> (Novopokrovsky) Prynada			ak,			tb, dp, tb,								db,					ml ₁ , sn
<i>Baiera ex gr. gracilis</i> Bunbury						dp								db,					il
<i>B. manchurica</i> Yabe et Oishi						tb								db,					sn
<i>Ginkgo ex gr. digitata</i> (Brongniart) Heer						tb, dp													bk ₂ , km, sn, og, čm
<i>G. ex gr. huttonii</i> (Sternberg) Heer			os,			tb								db,					bk ₂ , sn, og, čm
<i>G. obrutschewii</i> Seward						tb, dp													čm
<i>G. ex gr. sibirica</i> Heer			os,			tb,								db,					il, bk ₁ , km, sn, og, čm
<i>G. jampolensis</i> E. Lebedev						dp								db,					sn
<i>Sphenobaiera angustiloba</i> (Heer) Florin						tb, dp								il,					bk ₂ , km
<i>S. longifolia</i> (Pomel) Florin						tb													ml ₂
<i>S. ex gr. pulchella</i> (Heer) Florin						dp, tl ₂									bk ₁				
<i>Pseudotorellia longifolia</i> Doludenko						dp								db,					sn
<i>Pseudotorellia</i> spp.						dž ₁								db,					bk ₁ , og, čm
<i>Burejospermum crassitestum</i> Krassilov						tl ₂								db,					sn
<i>Stephanophyllum burejense</i> Krassilov						tl ₂								db,					sn
<i>Phoenicopsis ex gr. angustifolia</i> Heer			os,			ak, tb, dp,								db,					ml ₁ , bk ₁ , pr ₂ , bk ₂ , ml ₂ , sn, og
<i>P. aff. magnifolia</i> Prynada						ak, dp													sn
<i>P. ex gr. speciosa</i> Heer			os,			ak, tb, dp,								ml ₁ ,					ml ₁ , sn, og, čg
<i>Czekanowskia ex gr. rigida</i> Heer			os,			ak, tb, dp,								db,					il, bk ₁ , ml ₁ , og
<i>C. setacea</i> Heer			os,			tb									bk ₁				
<i>Leptostrobus laxiflora</i> Heer			os,			ak, tb, dp,								db,					il
<i>Ixostrobus heeri</i> Prynada			os,			tb,								db,					il
<i>I. schmidtianus</i> (Heer) Krassilov						tl ₂								db,					sn
<i>Podozamites eichwaldii</i> Schimper			os,			ak, tb									bk ₁ ,				pr ₂
<i>P. lanceolatus</i> (Lindley et Hutton) Schimper			os,			tb, dp,								db,					pr ₁ , pr ₂ , ml ₂ , km, sn, og, čg
<i>P. latifolius</i> Heer						dp								db,					
<i>P. reinii</i> Geyler						tb, dp													km
<i>Pityophyllum ex gr. nordenskiöldii</i> (Heer) Nathorst			ak,			tb, dp,								db,					il, bk ₁ , bk ₂ , km, sn, čg
<i>P. ex gr. staratschinskii</i> (Heer) Nathorst			os,			tb, dp,								db,					km, sn, og
<i>P. striatum</i> Krassilov						tl ₂								db,					sn, čg
<i>Amurostrobus burejensis</i> (Kryštofovich) Krassilov						tl ₂													sn
<i>Desmiophyllum</i> sp.						tb													pr ₂
<i>Carpolithes cinctus</i> Nathorst						tb, dp								db,					pr ₁ , sn
<i>Carpolithes</i> spp.			os,			ak								db,					il, pr ₂ , km, og
<i>Lycopodites tyrmensis</i> Krassilov														db,					
<i>Klukia tyganensis</i> Krassilov														db,					
<i>Eboracia kataevensis</i> Vachrameev														db,					
<i>Coniopteris</i> aff. <i>vachrameevi</i> Vassilevskaja														db,					
<i>Pterophyllum aequale</i> (Brongniart) Nathorst														db,					
<i>P. prynadae</i> Krassilov														db,					
<i>P. pectinatum</i> (Prynada) Krassilov														db,					
<i>P. rigidum</i> (Prynada) Krassilov														db,					

Таблица 2. (Окончание).

	келловей			оксфорд			киме-ридж		волжский			берриас			валанжин		готерив	
	н	с	в	н	с	в	н	в	н	с	в	н	с	в	н	в	н	в
<i>Cladophlebis</i> ex gr. <i>lenaensis</i> Vachrameev														ml ₂		km, sn		
<i>Pterophyllum burejensis</i> Prynada ex Vachrameev et Doludenko														il, bk ₁		bk ₂ , sn		
<i>Nilssonia</i> aff. <i>sinensis</i> Yabe et Oishi														il, bk ₁		bk ₂ , sn, čg		
<i>Heilungia udensis</i> Koshman														il, bk ₁		bk ₂		
<i>Taeniopteris</i> aff. <i>rhitidorachis</i> Kryshtofovich ex Samylina														il,		og		
<i>Macrotaeniopteris</i> sp.														il, bk ₁		bk ₂		
<i>Ginkgo</i> ex gr. <i>adiantoides</i> (Unger) Heer														il,		bk ₂ , čg		
<i>Sphenobaiera uninervis</i> Samylina														il,		bk ₂		
<i>Onychiopsis elongata</i> (Geyler) Yokoyama																km		
<i>Cladophlebidium birensense</i> Prynada																km		
<i>Sutariopteris trinitata</i> Prynada																km		
<i>Sphenopteris diturensis</i> Prynada																km		
<i>S. naktongensis</i> Yabe																km		
<i>S. (Ruffordia)</i> ex gr. <i>goeppertii</i> Dunker																bk ₂ , km		
<i>Anomozamites lindleyanus</i> Schimper																km		
<i>Coniopteris setacea</i> (Prynada) Vachrameev																bk ₂ , čm		
<i>Cladophlebis</i> cf. <i>pseudolobifolia</i> Vachrameev																bk ₂		
<i>Cladophlebidium interstifolium</i> (Prynada) Krassilov																	čm čg	
<i>Ctenis udensis</i> Koschman																bk ₂		
<i>Cycadites</i> ? aff. <i>sulcatus</i> Kryshtofovich et Prynada																bk ₂		
<i>Sphenobaiera flabelata</i> Vassilevskaja																	čm	
" <i>Cephalotaxopsis</i> " <i>acuminata</i> Kryshtofovich et Prynada																bk ₂ , og		
<i>Lycopodites tenuifolius</i> Prynada																		čg
<i>Sphenopteris lepiskensis</i> Vassilcvskaja																		čg
<i>Neozamites denticulatus</i> (Kryshtofovich et Prynada)																		čg
<i>Ginkgooides longipilosus</i> Krassilov																		čg
<i>Eretmophyllum glandulosum</i> (Samylina) Krassilov																		čg
<i>Brachyphyllum</i> sp.																		čg

близких к Pinaceae (табл. 3). По мнению В.С. Маркевич, этот ПК наиболее сходен с ПК талынжанской свиты Буреинского бассейна [58] и ПК из позднеюрских отложений Западной Сибири [19]. Свита условно датирована средней-поздней юрой [43].

Перемыкинская свита, залегающая на толбузинской с угловым несогласием, разделена на нижнюю и верхнюю подсвиты. Нижнеперемыкинская подсвита (pr₁) представлена валунно-галечными конгломератами с редкими маломощными прослоями крупнозернистых и разномощных песчаников и алевролитов. В конгломератах подсвиты присутствуют крупные гальки позднеюрских субвулканических пород и гранитов магдагачинского комплекса (145 млн лет, волжский век), свидетельствующие о стратиграфическом перерыве между толбузинской и перемыкинской свитами [8, 53]. В ПК перемыкинской свиты отмечается существенное обеднение таксономического состава (табл. 2). В последние годы из перемыкинской свиты получен берриасский, по заключению В. С. Маркевич, ПК [8], (табл. 3).

Верхнеперемыкинская подсвита (pr₂) сложена преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов, туфопесчаников и туфоалевролитов. В ней выявлены берриасские и берриас-валанжинские комп-

лексы лимнических двустворчатых моллюсков, гастропод, остракод и конхострак и палинокомплексы того же возраста [8]. Среди пеллеципод Г.Г. Мартинсоном и А.Н. Олейниковым определены *Unio elongata* Martinson, *U. cf. pseudomargaritana* Martinson, *Plicatounio lacusilis* Martinson, *Cyrena fragilis* Martinson, *Lamproscapha mongolica* Martinson, *Leptesthes elongatus* (Rammelmeyer), *L. quadratus* Martinson, среди гастропод – *Viviparus robustus* Martinson, *Probacalia gerassimovi* (Reis), *Bithynia menguinensis* Grabau, *B. cf. andraceae* (Rammelmeyer), *Valvata cf. turgensis* Martinson, *Hydrobia cf. zeica* Martinson, *H. gracilis* Martinson. Конхостраки, по Е. К. Трысовой, представлены *Laxomicroglypta peregrina* (Novojilov), *Bairdestheria duroica* Oleynikov, *Pseudestheria concinna* Novojilov, *Sphaerestheria* sp., *Estherites* sp., *Brachygrapta* sp., *Olsipolygrapta* aff. *przevalskii* Novojilov. Среди остракод, по заключению И.Ю. Неструевой, распространены *Mongolianella* aff. *palmosa* Mandelstam, *M. ex gr. subexortis* Scoblo, *Zeina* ex gr. *atrita* Scoblo, *Z. exortis* Mandelstam, *Z. aff. striata* Mandelstam, *Daurina* ex gr. *eggeri* Sinitza, *Jingguella hutouyainsis* Hao, *J. ex gr. ovata* Gou, *Djungarica* ex gr. *ovalis* Song, *Rhinocypris* sp. indet., *Ussuriocypris* sp., *Lycocypris* sp., *Limnocytheridae*. В комплексе ос-

Таблица 3. Смена спорово-пыльцевых комплексов в Приамурье на границе юры и мела.

Список видов растений	Стратиграфическая шкала		келловей			оксфорд			КИМЕ-РИДЖ		волжский			берриас			валаан-жин		готерив		
			н	с	в	н	с	в	н	в	н	с	в	н	с	в	н	в	н	в	
	Бассейны	Верхнеамурский	os			tb						pr ₁			pr ₂						
Депский		ak			dp						ml ₁			ml ₂							
Амура-Зейский								ek								it					
Огоджинский											J _{3v} ?			og							
Буреинский		tl ₁			tl ₂						db			sn				čg			
Удский				um			ut			ik			tm								
СПОРЫ																					
<i>Stereisporites incertus</i> (Bolchovitina) E. Semenova		tl ₂																			
<i>Acanotriletes chetaensis</i> (Kara-Mursa et Bolchovitina)E.Semenova		tl ₂																			
<i>Dictyophyllioidites mortoni</i> (Jersey) Playford et Dettman		tl ₂																			
<i>Osmundacidites kugartensis</i> (Iljina) Kuzitschkina		tl ₂																			
<i>O. speciosus</i> (Verbizkaja) E. Semenova		tl ₂																			
<i>Cingulatisporites sanquinolentus</i> (Sahanova et Iljina)Schugaevskaja		tl ₂																			
<i>Bolchovitinaesporites compactus</i> (Bolchovitina) E.Semenova		tl ₂																			
<i>Staplinisporites talynjanicus</i> Schugaevskaja et Markevich		tl ₂ , tb																			
<i>Coronatispora incerta</i> (Bolchovitina) Schugaevskaja					tb																
<i>C. bujargiensis</i> Schugaevskaja et Markevich					tb																
<i>Rugulatisporites intortivalus</i> (Sah et Iljina) Markevich		tl ₂																			
<i>Dictiophyllioidites crenatus</i> Dettman		tl ₂									db										
<i>Campotriletes cerebriformis</i> Naumova et Jaroshenko		tl ₂ , tb									db										
<i>Staplinisporites pocockii</i> Jain et Sah		tl ₂									db										
<i>Burejisporites laevigatus</i> Markevich et Schugaevskaja		tl ₂									db										
<i>Retitriletes subrotundus</i> (Kara-Mursa) E. Semenova					tb															čg	
<i>Acanotriletes interus</i> Naumova		tl ₂									tm ₂ ,			sn							
Dicksoniaceae					tb,			ek												it	
<i>Cyathidites</i> sp.					tb						db,			sn							
<i>C. minor</i> Couper		tl ₂									db, J _{3v} ?, tm ₁ , pr ₁ ,			sn, tm ₂						čg	
<i>Dictyophyllioidites harrisii</i> Couper		tl ₂									db, J _{3v} ?,			sn						čg	
Gleicheniaceae								ek												it	
<i>Gleichenioidites laetus</i> (Bolchovitina) Bolchovitina					dp						db,			sn						čg	
<i>G. senonicus</i> Ross					dp						db, ml,			sn						čg	
<i>Plicifera delicata</i> (Bolchovitina) Bolchovitina					dp						db,			sn							
Schizaeaceae								ek												it	
<i>Concavisporites</i> sp.		ak									db					pr ₂					
<i>C. junctus</i> (Kara-Mursa) E. Semenova					tl ₂ , tb						db, J _{3v} ?, tm ₂ , pr ₁										
Osmundaceae								ek													
<i>Osmundacidites cingulatus</i> E. Semenova		tl ₂									db			pr ₁							
<i>Tripartinia variabilis</i> Maljavkina		tl ₂									db, J _{3v} ?, pr ₁ ,			sn							
<i>Duplexisporites gyratus</i> Playford et Dettman		tl ₂									db, J _{3v} ?, tm ₂										
<i>D.anagrammensis</i> (Kara-Mursa et Bolchovitina) Schugaevskaja		tl ₂									db, J _{3v} ?, tm ₁ , tm ₂										
<i>D. rotundatus</i> Schugaevskaja		tl ₂									db,			tm ₂ , sn						čg	
<i>Campotriletes nitida</i> (Kara-Mursa) Schugaevskaja		tl ₂									db,			sn							
<i>G. corinatus</i> (Bolchovitina) Chlonova											ml,			sn							
<i>Osmundacidites</i> spp.											ml, tm ₁ , tm ₂										
<i>Trachytriletes ancoraeformis</i> Bolchovitina											ml										
<i>T. crassus</i> Naumova											ml										
<i>Leptolepidites verrucatus</i> Couper											J _{3v} ?										
<i>Selaginella utriculosa</i> Krasnova											db										
<i>Leiotriletes rotundiformis</i> Bolchovitina											db										
<i>Stereisporites bujargiensis</i> (Bolchovitina) Schugaevskaja											db,			sn						čg	
<i>S. compactus</i> (Bolchovitina) Iljina											db, J _{3v} ?, pr ₁ ,			sn							
<i>S. congregatus</i> (Bolchovitina) Schugaevskaja											db,			pr ₁ , sn							
<i>Neoraistrickia rotundiformis</i> (Kara-Mursa) Tarasova											db, J _{3v} ?, pr ₁ ,			sn							
<i>Acanotriletes pyramidales</i> Portnova et Iljina											db,			sn							
<i>Cyathidites australis</i> Couper											db, J _{3v} ?, pr ₁ ,			sn						čg	
<i>Hausmannia</i> sp.											db,			sn							
<i>Cheuropleuria compacta</i> Bolchovitina											db,			sn							
<i>Cicatricosisporites dorogensis</i> Potonie et Gelletich											db,			sn						čg	
<i>Gleichenioidites circinidites</i> (Cookson) Dettman											db,			sn						čg	
<i>Klukisporites variegatus</i> Couper											J _{3v} ?, tm ₂										
<i>Concavisporites polaris</i> (Kara-Mursa) E. Semenova											db,			sn						čg	
<i>Osmundacidites magnus</i> (Verbizkaja) Schugaevskaja											db,			pr ₁ sn						čg	
<i>O. nicanicus</i> (Verbizkaja) Schugaevskaja											db,			pr ₁ sn						čg	
<i>Foveosporites</i> sp.											db,			sn, pr ₂							

Таблица 3. (Продолжение).

	келловой			оксфорд			киме-ридж		волжский			берриас			валап-жин		готерив	
	н	с	в	н	с	в	н	в	н	с	в	н	с	в	н	в	н	в
<i>Leiotriletes</i> spp.									db, J _{3v} ?, tm ₁ ,				sn, pr ₂					
<i>L. microdiscus</i> Bolchovitina									db, J v? ,				sn					
<i>Chomotriletes reduncus</i> Bolchovitina									db				sn					
<i>Duplexisporites pseudotuberculatus</i> Schugaevskaja									db,			tm ₂						
<i>Contignisporites dorsostriatus</i> (Bolchovitina) Fokina									db,			pr ₂		sn				
<i>Stereisporites urgalensis</i> (Schugaevskaja) Markevich														sn				
<i>Selaginella aculeatae</i> Verbizkaja														sn				
<i>S. sanguinolentiformis</i> Sachanova et Iljina														sn				
<i>Cicatricosisporites hughesii</i> Dettman														sn				
<i>C. seawardii</i> Delcourt et Sprumont														sn				
<i>C. tersus</i> (Bolchovitina) Chlonova														sn				
<i>C. tyrmensis</i> Schugaevskaja														sn				
<i>Appendicisporites trichacanthus</i> (Maljavkina) Pocock														sn				
<i>Lygodiumsporites adriensis</i> Potonie et Gelletich														sn				
<i>Trochicola scolardiana</i> Srivastava														sn				
<i>Concavissimisporites variverrucatus</i> (Couper) Singh														sn				
<i>Osmundacidites trivialis</i> (Klimko) Schugaevskaja														sn				
<i>Lophotriletes</i> sp.												tm ₁ ,		sn				
<i>L. cf. grumosus</i> Naumova														tm ₂				
<i>Leiotriletes gleicheniaformis</i> Bolchovitina														tm ₂				
<i>Chomotriletes irregularis</i> (Korotkevitch) Verbizkaja														tm ₂				
<i>Polypodisporites</i> sp.														tm ₂				
<i>Duplexisporites anomalus</i> Schugaevskaja														tm ₂ ,		sn		
<i>D. reduncus</i> Schugaevskaja																sn		
<i>Camptotriletes triangularis</i> Jaroshenko														tm ₂				
<i>Bolchovitinaesporites urgalensis</i> Schugaevskaja et Markevich														sn				
<i>Impardecispora valanjinensis</i> (Bolchovitina) Schugaevskaja														sn				
<i>Cicatricosisporites exlioides</i> (Maljavkina) Bolchovitina														sn,				čg
<i>Concavissimisporites asper</i> (Bolchovitina) Pocock														sn,				čg
<i>Impardecispora apiverrucata</i> (Couper) Venkatachala et Rasa														sn,				čg
<i>Lygodiumsporites</i> sp.														sn				it
<i>Trilobosporites</i> sp.																pr ₂		it
<i>Klukisporites</i> sp.																pr ₂		
<i>Kuylisporites lunaris</i> Cookson et Dettman																pr ₂		
<i>Retitriletes rotundiformis</i> (Kara-Mursa) Doring																		čg
<i>Lygodium subsimplex</i> (Naumova) Bolchovitina																		čg
<i>Concavissimisporites punctatus</i> (Delcourt et Sprumont) Brenner																		čg
<i>Rouseisporites reticulatus</i> Pocock																		čg
<i>Laevigatosporites ovatus</i> Willson et Webster																		čg
ПЫЛЬЦА ГОЛОСЕМЕННЫХ																		
<i>Ginkgoales</i> sp.		ak																
<i>Cycadales</i> sp.		ak																
Pinaceae		ak																
<i>Cycadopites parvus</i> Naumova et Bolchovitina						dp												
<i>Pinuspollenites</i> sp.,						tb												
<i>Protopiceapollenites</i> sp.						tb												
<i>Caytonia</i> sp.												db						
<i>Cycadopites</i> sp.						dp						db						
<i>Aletes limbatus</i> Maljavkina			tl ₂									db						
<i>Spheriipollenites psilatus</i> Couper			tl ₂									db						
<i>Ginkgocycadophyllum</i> spp.			tl ₂ ,	dp,								ml, db,			sn,			
Podocarpaceae		ak																
<i>Classopollis</i> sp.			tl ₂									db,			sn,			čg
<i>Piceapollenites mesophylicus</i> (Bolchovitina) Petrova						tb									sn,			
<i>Eucommiidites troedsonii</i> Erdman			tl ₂									db			pr ₁			čg
<i>Podocarpidites</i> spp.												db,			sn,			čg
<i>Alisporites</i> spp.												db,			sn,			čg
<i>Taxodiaceapollenites</i> spp.												db,			sn,	pr ₂		čg
<i>Rugubivesiculites</i> sp.															sn,			čg
<i>Araucariacidites</i> spp.															sn,			čg
<i>Classopollis classoides</i> Pflug em. Pocock et Jansonius														pr ₁ ,	sn,			čg
<i>Vitreisporites pallidus</i> (Reissinger) Nilsson															sn,			čg
<i>Pitiosporites</i> sp.															sn,			čg
<i>Paleoconiferus asaccatus</i> Bolchovitina															sn,			čg

Таблица 3. (Окончание).

	келловей			оксфорд			киме-ридж		волжский			берриас			валан-жин		готсрив		
	н	с	в	н	с	в	н	в	н	с	в	н	с	в	н	в	н	в	
<i>P. flavus</i> Bolchovitina																		sn,	čg
<i>Protoconiferus funarius</i> Bolchovitina																		sn,	it, čg
<i>Pseudopicea magnifica</i> Bolchovitina																		sn,	it, čg
<i>Alisporites magnus</i> Jain																		sn,	čg
<i>A. sulcatus</i> Jain																		sn,	čg
<i>A. thomasi</i> (Couper) Pocock																		sn,	čg
<i>A. similis</i> (Balme) Pocock																		sn,	čg
Araucariaceae																		pr ₁	
<i>Piceapollenites</i> sp.																		pr ₂	
<i>Cedrus</i> sp.																		pr ₂	
<i>Protoconiferus grandis</i> Bolchovitina																			it
<i>Alisporites bilateralis</i> Rouse																			čg
ПЫЛЬЦА ПОКРЫТОСЕМЕННЫХ																			
<i>Rousea delicipollis</i> Srivastava																			čg
<i>Polyporites clarus</i> N. Mtchedlishvili																			čg

тракод присутствуют виды биостратиграфической зоны *Mongolianella martini* – *M. subexortis*, соответствующей гардинскому и тургинскому (Восточное Забайкалье), кижингинскому (Западное Забайкалье) и цаганцабскому (Монголия) горизонтам берриас-готсривского возраста [50]. В ПК Н. Д. Литвиненко определено 74 формы. Среди них доминирует пыльца *Piceapollenites* sp., Podocarpaceae, Araucariaceae и споры *Foveosporites* sp., *Leiotriletes* spp., *Kuylisporites lunaris* (табл. 3).

Большинством исследователей граница юры и мела в Верхнеамурском бассейне традиционно проводится по кровле угленосных отложений толбузинской свиты, сменяющихся выше по разрезу неугленосными перемыкинскими. Эта граница довольно четко фиксируется не только по изменению литологического состава пород, но и по резкой смене флористических комплексов (табл. 2), свидетельствующей о существенной перестройке физико-географической обстановки. Берриасский уровень обоснован здесь вышперечисленными лимнофауной и ПК. Таким образом, в пределах Верхнеамурского бассейна палеогеографическая обстановка в средней юре–раннем мелу существенно менялась. Прибрежно-морские фации сменились фациями болот, прибрежных низменностей, а затем озерно-аллювиальными фациями, широко распространенными в раннем мелу в Забайкалье и Монголии.

Депский бассейн

Депский бассейн также относится к постколлизийным. В этом бассейне среднеюрско-нижнемеловые отложения, соответствующие по возрасту осежинской, толбузинской и перемыкинской свитам, расчленены на аякскую, депскую и молчанскую свиты [33, 38, 43 и др.]. Они представлены преимущественно аркозовыми и полимиктовыми песчаниками.

Роль углей и туфогенных пород в разрезе увеличивается снизу вверх. Суммарная мощность этих стратон превышает 4000 м.

Аякская свита (ак) сложена песчаниками, алевролитами с линзами конгломератов, туфов, углей. Возраст свиты принят ранне-среднекелловейским [43]. В нижних слоях ее найдены остатки морской двустворки из рода *Tancredia* и многочисленные ростры белемнитов [57]. В ПК аякской свиты пыльца преобладает над спорами [38], (табл. 3). В средней и верхней частях разреза аякской свиты встречаются многочисленные ископаемые растения [38; 32 и др.] (табл. 2).

Депская свита (dp) сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углями. В основании ее залегают конгломераты. Возраст свиты принят в пределах позднего келловей–среднего оксфорда [43]. Она охарактеризована богатым ФК [32 и др.], (табл. 2). По сравнению с аякским, в депском ФК отмечается увеличение разнообразия во всех группах растений. В ПК депской свиты пыльца преобладает над спорами [38], (табл. 3).

Молчанская свита подразделяется на две подсвиты. В нижнемолчанской подсвите (ml₁) преобладают песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов, туфов, углей, конгломератов. Возраст подсвиты установлен в пределах верхнего оксфорда–волги [43]. В основании меловой части разреза предположительно с небольшим размывом на нижнемолчанской залегают верхнемолчанская подсвита (ml₂). Нижняя часть ее разреза сложена крупногалечными и валунными конгломератами, средняя и верхняя – полимиктовыми, преимущественно туфогенными, песчаниками разной зернистости с маломощными прослоями сильно зольных углей и алевролитов. В породах верхнемолчанской подсвиты наблюдается заметное

увеличение количества пирокластического материала по сравнению с подстилающими отложениями [32, 38]. В породах предположительно верхней части подсвиты определен небольшой ФК (табл. 2). В нем появляются раннемеловые виды *Equisetites rugosus* и *Cladophlebis* ex gr. *lenaensis* [32]. Верхнемолчанский ПК, по мнению А.И. Мячиной, резко отличается от нижнемолчанского. В нем доминирует пыльца Pinaceae (91%). Присутствие спор незначительно (3,4 %) [38], (табл. 3). Возраст верхней подсвиты с определенной долей условности принят берриас-валанжинским [4].

Таким образом, позднеюрско-меловая последовательность представлена в основном аллювиальными, реже болотными фациями.

Амуро-Зейский бассейн

Амуро-Зейский бассейн относится к внутриконтинентальным рифтогенным [21]. Мощные отложения юры и мела этого бассейна установлены глубоким бурением, проводившимся в связи с поисками нефти и газа [9, 10, 56].

Екатеринославская свита (ек) залегает в наиболее погруженных частях бассейна на размытой поверхности кристаллического фундамента. Она сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Возраст свиты традиционно определяется как средне-позднеюрский на основании находок в ней *Raphaelia diamensis* Seward и позднеюрского ПК [9, 43]. Однако высказывалось мнение, что верхняя часть свиты может относиться к раннему мелу [56], поскольку в ПК нижней части свиты споры отчетливо преобладают над пылью с доминированием Dicksoniaceae и заметным участием Osmundaceae, в ПК верхней части свиты появляются споры разнообразных Schizaeaceae и Gleicheniaceae, а содержание спор Dicksoniaceae сильно падает (табл. 3). Лимнофауну екатеринославской свиты (представители родов *Subtilia*, *Daurinia*, *Musculiopsis*) Ч.М. Колесников [24] относит к кигиляхскому горизонту берриас-валанжинского возраста.

Итикутская свита (it) в пределах поднятий залегает на кристаллическом фундаменте, где в ней доминируют вулканы среднего и кислого состава с редкими прослоями осадочных пород. На склонах поднятий и в депрессиях вулканы замещаются пролювиально-аллювиальными отложениями (песчаники, гравелиты, конгломераты, углистые алевролиты и аргиллиты), перекрывающими екатеринославскую свиту. Возраст итикутской свиты условно определялся как берриас-валанжинский [43]. Обнаруженные в ней растительные остатки представлены формами широкого стратиграфического и географического

распространения (табл. 2). ПК характеризуется широким развитием хвойных, среди которых преобладают древние формы. Присутствуют также Gleicheniaceae и Schizaeaceae (табл. 3). П.И. Битюцкая и др. [3] датируют его валанжином-ранним готеривом. В последние годы получены новые радиогеохронологические даты вулканитов, предположительно соответствующих верхней части итикутской свиты. По плагиоклазу они варьируют от $122,5 \pm 0,8$ млн лет до $125,4 \pm 3$ млн лет, по роговой обманке составляют $124,4 \pm 1,8$ млн лет, что отвечает верхней части готерива – середине баррема [52].

Таким образом, данные по ПК и лимнофауне екатеринославской свиты и новые данные по итикутской свите свидетельствуют о том, что граница юры и мела в Амуро-Зейском бассейне, скорее всего, проходит в терригенных нерасчлененных отложениях екатеринославской свиты. Итикутскую свиту перекрывает полярковская свита. Судя по сводному списку флористических остатков, приведенному Г. М. Максимовым для пяти прогибов Амуро-Зейского бассейна [10], в состав нижней подсвиты полярковской свиты ошибочно включены разновозрастные отложения. Данные многолетних палеофитологических исследований свидетельствуют, что *Cladophlebis orientalis*, упоминаемый в этом списке, чрезвычайно характерен для средней и поздней юры Приамурья (табл. 2) и не встречается в меловых отложениях. *Disorus nimanensis*, *Gonatosorus ketovae* с сопутствующими им *Dicksonia nympharum*, *Coniopteris burejensis*, *Coniopteris saportana*, *Cladophlebis argutula*, *C. pseudolobifolia* характерны для неокомских отложений Приамурья, и лишь *Birisia onychioides*, *Elatides curvifolia* и ряд других форм из списка Г. М. Максимова встречаются в готерив-альбских. Вероятно, скважинами, в керне которых определены эти растения (кроме полярковской свиты), вскрыты пограничные отложения юры и мела [10].

Амуро-Хинганский бассейн

В этом небольшом бассейне континентальные угленосные отложения, залегающие в основании мелового разреза, объединены в **каменушинскую свиту** (km) (800 м), сложенную преимущественно аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, переслаиваемыми с аргиллитами, алевролитами и пластами каменного угля (табл. 1). Эта свита обычно залегает на палеозойских гранитоидах, реже – на ниже-среднеюрских (?) отложениях, содержащих редкие фаунистические остатки [43, 45].

Полный разрез каменишинской свиты не вскрыт. ФК каменишинской свиты (табл. 2) большинство исследователей датируют неокомом [4, 22, 27 и

др.]. Среди растительных остатков в этих отложениях присутствуют виды, общие с каменушинскими, поэтому представление о наличии перерыва в разрезе юры, соответствующего всему верхнему отделу [43], кажется не вполне обоснованным.

Свита несогласно перекрывается мощными покровами меловых вулканитов, для которых в последнее время определен возраст 111–105 млн лет [54]. Таким образом, верхняя возрастная граница каменушинской свиты ограничена аптом.

Буреинский бассейн

Нижняя часть юрского разреза Буреинского бассейна накопилась в обстановке пассивной континентальной окраины и сложена морскими отложениями с богатой фауной двустворчатых моллюсков и менее многочисленными аммонитами, брахиоподами и гастроподами. Разрез этих отложений детально изучен и является опорным для Дальнего Востока [11, 46, 47, 58 и др.]. Время коллизии Сибирского и Северо-Китайского кратонов в средней юре выразилось в разрезе Буреинского бассейна ураганной (лавинной) скоростью седиментации в бат-байосское время, достигавшей 1000 м/млн лет. На морских отложениях бата согласно залегают прибрежно-морские и континентальные угленосные отложения. Формировались они, видимо, в условиях неглубоких рифтов и подразделяются снизу вверх на талынджанскую и дубликанскую свиты. В основании мелового разреза залегают солонийская свита (табл. 1), формировавшаяся в условиях трансформной окраины [62].

Талынджанская свита разделена на две подсвиты. Алевролиты и глинисто-алевритовые песчаники первой пачки (90 м) нижнеталынджанской подсвиты (tl_1) содержат аммонитов *Umlites era* (Krimholz), *Cobbanites* sp., *Partschiceras subobtusiforme* (Pompeckj) и многочисленных двустворок. Полимиктовые и аркозовые песчаники второй пачки (100–300 м) содержат те же виды аммонитов и двустворок, что и породы первой пачки, а также флору *Cladophlebis* spp.. Верхнеталынджанская подсвита (tl_2) (200–500 м) представлена аркозовыми песчаниками, туффитами, аргиллитами, алевролитами, пепловыми туфами и пластами каменного угля. Она содержит богатые ФК [6, 7, 28, 29, 61 и др.] (табл. 2) и ПК [25, 36, 59, 60, и др.] (табл. 3). Результаты изучения органических остатков свидетельствуют о келловейском (может быть частично батском) возрасте значительной части талынджанской свиты. Но вопрос о ее верхнем возрастном пределе остается открытым [47].

Дубликанская свита (db) сложена конгломератами, гравелитами, песчаниками, содержит пласты каменного угля. Она несогласно, с конгломератами

в основании, залегают на отложениях верхней подсвиты талынджанской свиты. В ПК дубликанской свиты доминируют споры (до 84 %), среди которых наиболее многочисленны представители гладких трилетных *Cyathidites* и *Leiotriletes* (до 53 %), шиповатых *Osmundacidites*, разнообразных *Duplexisporites* (табл. 3). В разрезах свиты собраны также многочисленные крупномерные остатки разнообразной флоры [7, 28, 29 и др.], (табл. 2). Видовой состав дубликанского ФК унаследован от талынджанского, но в нем более четко выражена тенденция к разнообразию всех групп растений. Существенно увеличивается количество видов *Coniopteris*, появляются *Cyathea*, *Eboracia*, *Lobifolia*, *Dictyophyllum*, меняется видовой состав *Hausmannia*. Таксономический и композиционный состав гинкговых, чекановских и хвойных меняется мало. В дубликанской свите еще встречаются *Raphaelia diamensis*, *Cladophlebis aldanensis*, верхний предел распространения которых в Ленской провинции по морской фауне определяется как средняя часть волжского яруса [4, 13].

Согласно на дубликанской залегают **солонийская свита** (sn) – песчаники аркозовые, разнозернистые, гравелиты, алевролиты, аргиллиты, прослойки пепловых туфов, пласты каменного угля. В солонийском ПК (табл. 3) отмечено доминирование двумешковой пыльцы (до 60 %). Многочисленна пыльца *Ginkgocycadophytus* sp. Роль *Classopolis* невелика (2–5 %). Помимо таксонов, преобладающих в дубликанском ПК и утративших в солонийском главенствующую роль, появляются представители родов *Gleichenidites*, *Plicifera*, *Concavissimisporites*, *Impardecispora*, *Lygodiumsporites* и др. Гладкие споры *Cyathidites* и *Leiotriletes* по-прежнему доминируют [36]. Для солонийского ФК характерно увеличение разнообразия папоротников и беннеттитовых. Многочисленны и разнообразны *Cycadales* и *Ginkgoales*. Среди чекановских доминируют *Phoenicopsis* и *Stephenophyllum*. Весьма разнообразно представлены древние хвойные (табл. 2). В солонийской свите не обнаружены характерные дубликанские виды *Coniopteris sewardii*, *Eboracia kataevensis*, *Cladophlebis aldanensis*, *C. laxipinnata*, *C. orientalis*, *C. tongusorum*, *C. vasilvskae*, *Raphaelia diamensis*, *R. stricta*, *Sphenopteris samylinae*. Граница юры и мела в континентальных отложениях Приамурья проводится в кровле слоев с этим папоротниковым комплексом. Разрез свиты является стратотипом одноименного солонийского горизонта (берриас–валанжин) региональной стратиграфической шкалы [43].

Чагдамынская свита (çg) (конгломераты, иногда гравелиты или грубозернистые несортированные песчаники) залегают на отложениях солонийской

свиты согласно или с размывом, достигающим 100 м. Отличительной особенностью чагдамынской свиты, по сравнению с солонийской, является увеличение прослоев мелкозернистых полимиктовых пород. Крупнозернистые разности, как правило, имеют аркозовый состав и светло-серую окраску. С началом осадконакопления чагдамынской свиты происходит значительное обеднение растительного сообщества. Резко сокращается разнообразие *Osmundaceae*, *Dipteridaceae*, *Bennettitales*. Среди папоротников широкое распространение получают *Dicksonia nymphaeum*, *Birisia onychioides*, *Lobifolia novopokrovskii*, *Sphenopteris lepiskensis*. Видовой состав *Nilssonia* несколько меняется, но разнообразие их сохраняется. Среди гинкговых появляются формы со слаборассеченной листовой пластинкой. Встречаются также представители родов *Eretmophyllum*, *Phoenicopsis*, *Podozamites*, *Pityophyllum* (табл. 2).

В палинокомплексе (табл. 3) преобладают споры (до 95 %), среди которых доминируют представители гладких трилетних *Syathidites*. Постоянным становится участие разнообразных представителей ребристых *Cicatricosisporites*. Им сопутствуют *Concavissimisporites*, *Impardecispora*, *Lygodiumsporites*, *Trilobosporites*. Обычны споры *Neoraistrickia*, *Klukisporites*, *Leptolepidites*, разнообразные шиповатые *Osmundacites* и др. Среди голосеменных многочисленна моносулькатная пыльца *Ginkgocycadophytus* spp., двумешковые представлены *Alisporites*, *Pseudopicea*, *Paleoconiferus*, *Podocarpidites*. Участие *Classopolis* и *Eucommiidites* невелико [36]. Возраст чагдамынской свиты определяется в пределах готерива–раннего баррема [43].

Огоджинский бассейн

В основании мелового разреза этого угленосного бассейна трансгрессивно на эродированной поверхности массива позднепалеозойских гранитоидов залегают **огоджинская свита** (og) (табл. 1). Последняя несогласно перекрывается раннемеловыми вулканитами. Свита сложена конгломератами, гравелитами, полимиктовыми, реже аркозовыми песчаниками различной зернистости, алевролитами, углями, углистыми алевролитами и туфами. Общая мощность огоджинской свиты превышает 1100 м. Она отличается сложностью строения, резкой фациальной изменчивостью, значительным колебанием мощностей пластов и их частым выклиниванием. Ее разрезы изучены по всей угленосной площади при геологическом картировании, поисковых и разведочных работах на Огоджинском каменноугольном месторождении. ФК огоджинской свиты (табл. 2) датируется в широком диапазоне – неокомом [43]. Следует отме-

тить, что большая часть ископаемых растений, собранных в 30-е–60-е годы, не имеют привязки к определенным частям разреза. В этих коллекциях доминируют папоротники, более характерные для юры. Они едва пересекают границу юры и мела и в большинстве случаев исчезают в неокоме. Более поздние сборы флористических остатков, содержащие раннемеловые виды, произведены из средней и верхней частей свиты. Поэтому мы не можем исключать, что нижняя часть свиты имеет юрский возраст. Тем более, что в последние годы из вулканогенно-осадочной толщи этого района получен, по заключению В.С. Маркевич, волжский ПК (табл. 3). Следовательно, границу юры и мела здесь предстоит уточнить.

Торомский бассейн

Позднеюрские и раннемеловые отложения Торомского бассейна представлены свитой мыса Чокорингра, тонум-макитской, илинурекской и чуманярской свитами, слагающими непрерывный терригенный разрез от верхнего келлова до готерива общей мощностью более 3600 м [44].

Свита мыса Чокорингра (čk), включающая пограничные отложения среднего и верхнего отделов юрской системы, сложена песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами, седиментационными брекчиями (350–700 м). Она несогласно залегает на различных горизонтах палеозоя, нижней и средней юры. Позднекелловейский–оксфордский возраст свиты определяется многочисленными послынными сборами аммонитов и двустворчатых моллюсков. Это фаунистическое сообщество не имеет аналогов в близлежащих районах Севера и Востока России. Оно сходно с аммонитовыми ассоциациями областей Тетис и Субтетис [44]. В базальных слоях свиты выделены позднекелловейские слои с *Longaeviceras keyserlingi* (Sokolov). Более высокие части свиты содержат слои с *Cardioceras* spp. (ранний оксфорд) и *Dichotomosphinctes* spp. (средний–верхний оксфорд) [64]. В верхней части свиты известны находки *Buchia concentrica* (Sowerby) и *Praebuchia lata* (Trautschold).

Тонум-макитская свита (tm) представлена чередующимися контрастными пачками преимущественно песчаникового или алевролитового состава, в которых широко распространены представители бентосной группы – бухииды. Нижняя подсвита (725 м) содержит комплекс *Buchia concentrica* (Sowerby), *B. rugosa* (Fischer), *B. tenuistriata* (Lahusen), *B. cf. lindstroemi* (Sokolov), *B. mosquensis* (Buch) и др. Такая ассоциация бухий характерна для кимериджских отложений Севера Сибири и Северо-Востока России [14, 41]. В аммонитовой шкале в нижней

подсвите установлены зоны *Amoeboceras* ex gr. *kichini* (ранний кимеридж) и *Ochetoceras elgense* (поздний кимеридж) [64]. Присутствуют также белемниты родов *Pachyteuthis* и *Cylindroteuthis*.

В средней (1000 м) и верхней (800 м) подсвитах тонум-макитской свиты преобладают двустворчатые моллюски, представленные 57 видами 21 рода (определения Е.П. Брудницкой). Здесь наблюдается такая же последовательность появления и эпиболь видов, как на севере Сибири, Северо-Востоке и в Южном Приморье [14, 41, 47]. В этих отложениях выделены нижне- и средневожские зоны *Buchia rugosa* – *B. mosquensis*, *B. mosquensis* – *B. russiensis* и *B. russiensis* – *B. fischeriana* [48]. Чаше других головоногих здесь встречается тетический аммонит *Partschiceras schetuchaense* Chudoley, характерный для нижне-средневожских отложений [44].

Границу вожского яруса и бореального берриаса в Торомском бассейне было предложено проводить по подошве **илинурекской свиты** (il), содержащей в основании предположительно берриасский комплекс растений [33, 34] (табл. 2). Однако среди бухиид, собранных совместно с растительными остатками в нижней части илинурекской свиты, Е.П. Брудницкой [44] идентифицированы преимущественно поздневожские виды (*Buchia fischeriana* (Orbigny), *B. tenuicollis* (Pavlov) и др.). В согласно залегающей на идинурекской свите нижней подсвите **чуманярской свиты** (čm) выявлен богатый фаунистический комплекс с видами-индексами бухиид (*Buchia terebratuloides* (Lahusen), *B. vilgensis* (Lahusen), *B. okensis* (Pavlov), *B. robusta* (Pavlov), *B. sibirica* (Sokolov), *B. uncitoides* (Pavlov) и др.) и аммонитов (*Subcraspedites* (?) aff. *bidevexus* Bogoslovsky, *S.* (?) cf. *groenlandicus* Spath) раннего берриаса, а также солонатоводных пеллеципод *Corbicula tetoriensis* Kobayashi et Suzuki, *Exogyra* cf. *ryosekiensis* Kobayashi et Suzuki, *Ceryllia* cf. *schinanoensis* Yabe et Nagao и неокомского комплекса растений [33, 44] (табл. 2).

На Тугурском побережье наблюдается непрерывный разрез вожского яруса и бореального берриаса в морских фациях с *Buchia* cf. *fischeriana*, *B.* cf. *piochii*, *B. unshensis* в верхней части вожского яруса [43] и крупных *Buchia okensis* и *B.* cf. *volgensis* в берриасской части разреза [48].

Удский бассейн

Непрерывный бассейн позднеюрских–берриасских отложений Удского бассейна включает урманскую, устьэтматинскую, иликанскую и тохикан-макитскую толщи [44]. В разрезе **урманской толщи** (um), залегающей с резким угловым несогласием на палеозойских отложениях, преобладают песчаники с про-

слоями алевролитов, “узорчатых” песчаников, конгломератов и гравелитов. Нижняя подтолща (1370 м), охарактеризованная разнообразным комплексом двустворок и редкими белемнитами, непосредственно подстилает средне-верхнеоксфордские слои верхней подтолщи (1000 м) с *Dichotomosphinctes* cf. *kiritanensis* Sato. Наиболее надежно эти отложения датирует комплекс бухиид зоны *Praebuchia lata* – *Buchia concentrica*, равной двум подъярусам оксфорда [48].

На урманской толще без признаков углового несогласия, но с горизонтом конгломератов в основании залегает близкая ей по составу **устьэтматинская толща** (ut). Фаунистический комплекс нижней подтолщи (500–750 м) представлен, в основном, двустворками и белемнитами, характерными и для нижележащих оксфордских отложений [44]. Однако здесь, как и в Торомском бассейне [48], прослеживается нижнекимериджская зона *Buchia concentrica* – *B. tenuistriata*. Комплекс органических остатков верхней подтолщи (410–450 м) обогащается *Buchia mosquensis* (Buch), *B.* cf. *russiensis* (Pavlov) и датируется поздним кимериджем.

На устьэтматинской толще без видимого несогласия, но с мощным пластом конгломератов в основании, залегает **иликанская толща** (ik). Нижняя подтолща (430 м) более пестрая по составу. Она сложена разнозернистыми полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками и конгломератами с пластом черных алевритистых известняков, переслаивающихся с аргиллитами, и прослоем (0,4 м) каменного угля. В верхней подтолще (1425 м) преобладают мелкозернистые песчаники и алевролиты, содержащие прослои разнозернистых песчаников и ракушняков. Обе подтолщи хорошо охарактеризованы ископаемой фауной, представленной преимущественно двустворчатыми моллюсками. Среди них преобладают бухииды, ассоциация видов которых близка выявленной в средней и верхней подсвитах тонум-макитской свиты Торомского прогиба.

В составе терминального яруса юры в Удском прогибе установлены четыре бухиазоны: зона *Buchia rugosa*–*B. mosquensis* в объеме нижневожского подъяруса и части среднего, две зоны – *Buchia mosquensis*–*B. russiensis* и *Buchia russiensis*–*B. fischeriana* в пределах средневожского подъяруса и зона *Buchia piochii*–*B. terebratuloides*, отвечающая верхневожскому подъярису. В верхней части средневожского подъяруса в бухиазоне *Buchia rissiensis*–*B. fischeriana* на р. Гербикан найдены *Durangites* sp., близкий к *D.* aff. *rarifurcatus* Imiey, и *Partschiceras schetuchaense* Chudoley [48]. В Средиземноморской области в кровле зоны *Durangites* по

границе ее с зоной *Jacobi–Grandis* установлена граница юрской и меловой систем.

Верхняя часть мезозойского разреза бассейна представлена чередующимися морскими и континентальными отложениями, объединенными в **тохикан-макитскую толщу** (tm). Среди фаунистических остатков в ней преобладают бухииды, характерные для волжских отложений. В составе палинологического комплекса средней части толщи преобладает пыльца *Classopolis* и хвойных, характерных для позднеюрских комплексов Средней Азии, Забайкалья и Северо-Восточного Китая (табл. 3). В верхней части разреза толщи отмечено присутствие раннемеловых спор и макроостатков *Coniopteris burejensis*.

Удско-Джелонский вулканогенно-осадочный бассейн

Стратифицированные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования этого бассейна расчленены на джелонскую свиту и дерагинскую толщу и боконскую свиту (табл. 1).

Джелонская свита (dz) сложена преимущественно вулканитами основного и среднего составов. Широко, особенно в нижней части разреза, распространены также вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы. На подстилающих палеозойских отложениях свита залегает со структурным несогласием. С размывом и азимутальным несогласием она перекрыта нижнемеловыми стратифицированными вулканитами. В составе свиты выделены две подсвиты. Нижнеджелонская подсвита (160–840 м) – вулканокластическая, вулканогенно-осадочная, а верхнеджелонская – существенно лавовая. Последняя подразделена на три пачки: первую (200–620 м) – базальтовую, вторую (150–450 м) – состоящую из туфов среднего и умеренно-кислого состава, и третью (200–600 м) – андезитовую. Представления о возрасте вулканитов до сих пор остаются дискуссионными. Одни исследователи относят их к ранней и средней юре, другие – к поздней юре–раннему мелу или к раннему мелу. Наиболее обоснованной кажется точка зрения М.С. Нагибиной [39], которая считала вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования синхронными с морскими отложениями юры, развитыми в Удском прогибе. Позднее, на основании новых сборов ископаемой флоры, был убедительно доказан юрский возраст нижнеджелонской подсвиты [2, 17, 30] (табл. 2). Нижнеджелонская подсвита соответствует талынжанскому горизонту региональной стратиграфической шкалы – келловейский ярус, нижняя и средняя части оксфордского яруса [43].

Верхнеджелонская подсвита палеофлористически охарактеризована плохо. По мнению Е.Б. Бельтенева и Е.Л. Лебедева [2], она, равно как и вышележащая **дерагинская толща** (dr), представленная кислыми эффузивами, также, скорее всего, относится к верхней юре, поскольку обе они перекрываются **боконской свитой**. Нижнебоконская подсвита (bk₁) – конгломераты с линзами и прослоями полимиктовых и аркозовых песчаников – содержит ФК, аналогичный илинурекскому Торомского бассейна [7, 33, 34], (табл. 1, 2), преимущественно поздневолжский возраст которого контролируется бухиидами и аммоноидеями [44, 63]. Верхнебоконская подсвита (bk₂), сложенная преимущественно песчаниками с прослоями и линзами конгломератов, углистых аргиллитов и каменных углей, также охарактеризована богатым растительным комплексом, датируемым поздним неокомом [7, 26] (табл. 2).

Бореально-тетическими корреляциями последних лет установлено, что титонскому ярусу соответствуют ниже- и средневолжский подъярусы, а подошва верхневолжского подъяруса приблизительно соответствует подошве берриаса [1, 23; 49 и др.]. Следовательно, граница юры и мела проходит здесь в основании боконской свиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Юрско-меловая граница во время 31 сессии Международного геологического конгресса в Рио-де-Жанейро в 2000 г. была названа наиболее проблематичной из всех границ систем. Длительная регрессия, обусловившая эндемичность фауны, сильно затрудняет бореально-тетическую корреляцию.

В Приамурье наиболее существенная геодинамическая перестройка выразилась в коллизии Сибирского и Северо-Китайского кратонов. Коллизия, подобно сходящимся лезвиям ножниц, продвигалась с запада на восток. В Верхнем Приамурье она имела место в конце ранней юры, а в Западном Приохотье, по-видимому, в конце средней юры.

После этого начались постепенные изменения ландшафтов, типов седиментации, экосистем. Не всегда и не везде эта смена происходила точно на J/K границе, тем не менее, многие группы организмов сменились именно на этом рубеже.

Результаты анализа и корреляции серии юрско-меловых разрезов Дальнего Востока свидетельствуют о смене морской биоты на границе среднего и верхневолжского подъярусов. Как и в других бореальных бассейнах, на Дальнем Востоке на этой границе появляется семейство Craspeditinae и одновременно почти полностью вымирают Virgatitinae и Dorsoplanitinae [15, 49 и др.]. Отмечается экспансия

тетических аммоноидей до 55 параллели [16]. На этой границе полностью исчезают бухии группы *Buchia mosquensis* и почти целиком – *B. russiensis*. В верхнем подъярусе практически одновременно появляются *B. piochii* s.l., *B. terebratuloides*, *B. unschensis* [15, 48, 49 и др.]. Не менее отчетлив средне-верхне-волжский рубеж и в развитии флоры Приамурья. На этой границе резко сокращается количество видов рода *Cladophlebis*, исчезают *C. aldanensis*, *C. laxipinnata*, *C. nebbensis*, *C. orientalis*, *C. tongusorum*, *C. vasilevskae*, а также *Coniopteris sewardii*, *Eboracia kataevensis*, *Raphaelia diamensis*, *R. stricta*, *Sphenopteris samylinae*. В верхнем подъярусе увеличивается разнообразие видов рода *Coniopteris*, отмечается вспышка видообразования рода *Lobifolia*, и особенно-го расцвета достигают беннеттитовые и цикадовые.

На этом же рубеже происходит смена комплексов лимнических двустворок [24]. Комплекс унионид пополняется циренидами и различными гастроподами [37].

На юго-западе региона на границе юры и мела фиксируется смена доминантов. В меловых осадках среди неморских остракод преобладают ципридацеи [40]. В палинокомплексах берриаса значительно участие пыльцы *Classopolis*. Преобладание ее отмечается в пограничных отложениях Удского, Буреинского и Верхнеамурского бассейнов [8, 43, 44].

ЛИТЕРАТУРА

1. Барабошкин Е.Ю. Бореально-тетическая корреляция зональных биостратиграфических шкал нижнего мела (аммониты, белемниты) // Меловая система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. М.: Изд-во. МГУ, 2002. С. 9–11.
2. Бельтнев Е.Б., Лебедев Е.Л. Новые данные о возрасте вулканогенных образований Западного Приохотья // Докл. АН СССР. 1968. Т. 182, №2. С. 407–410.
3. Битюцкая П. И., Брызгалова Е. Г., Будрин В.С., Вербицкая З.И., Маркевич В.С. Основные этапы эволюции меловой флоры на территории Дальнего Востока // Пятидесятилетие советской палеонтологии и вопросы систематики древних организмов / Тр. XIII и XIV сессий Всесоюз. палеонтологического общества. Л.: Наука, 1976. С. 258–263.
4. Вахрамеев В.А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 102. М.: Наука, 1964. 263 с.
5. Вахрамеев В. А. Юрские и меловые флоры и климаты Земли // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 430. М.: Наука, 1988. 209 с.
6. Вахрамеев В.А., Долуденко М.П. Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратиграфии // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 54. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 135 с.
7. Вахрамеев В.А., Лебедев Е.Л. Палеоботаническая характеристика и возраст угленосных верхнемеловых отложений Дальнего Востока (междуречье Амура и Уды) // Изв. АН СССР. 1967. №2. С.120–133.
8. Волкова Ю.Р., Игнатенко Н.Н., Попов М.А., Трутнева Н.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000. Издание второе. Сер. Зейская. Лист N-51-XXX. Объясн. зап. СПб, 2002. 125 с.
9. Горбачев И.Ф. Геологическое строение и сравнительная характеристика перспектив нефтегазоносности Зей-Буреинской и Суйфунской впадин: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., 1969. 26 с.
10. Горбачев И. Ф., Тимофеев А. А. Стратиграфия меловых отложений Зей-Буреинской впадины // Геология и палеогеографические условия формирования мезо-кайнозойских континентальных впадин южной части Дальнего Востока. М.: Наука, 1965. С. 94–106.
11. Давыдова Т. Н., Гольдштейн Ц. Л. Литологические исследования в Буреинском бассейне. М.: Госгеоллиздат, 1949. 306 с.
12. Добрускина И.А. Новые данные к характеристике Толбузинского палеофлористического комплекса (Верхний Амур) // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1965. № 2. С. 62–74.
13. Друщич В. В., Вахрамеев В. А. Граница юры и мела // Границы геологических систем. М.: Наука, 1976. С. 185–224.
14. Захаров В.А., Богомолов Ю.И., Ильина В.И., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Лебедева Н.К., Меледина С.В., Никитенко Б.Л., Соболев Е.С., Шурыгин Б.Н. Бореальный зональный стандарт и биостратиграфия мезозоя Сибири // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 927–956.
15. Захаров В.А., Шурыгин Б.Н., Курушин Н.Н., Меледина С.В., Никитенко Б.Л. Мезозойский океан в Арктике: палеонтологические свидетельства // Геология и геофизика. 2002. Т.43, № 2. С. 155–181.
16. Захаров В. А., Рогов М. А. Бореально-тетические миграции моллюсков на юрско-меловом рубеже и положение биогеографического экотона в Северном полушарии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11, № 2. С. 54–74.
17. Змиевский Ю. П., Петухов А. Д., Кирьянова В. В. Новые данные о строении и возрасте желонской свиты // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока / Тезисы докладов IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск, 1990. С. 179–180.
18. Иванов А.В., Рассказов С.В., Масловская М.Н. и др. Раннеюрский возраст и средне-позднеюрское тектоническое экспонирование гранитоидов выступа фундамента в северной части Амуро-Зейской впадины: Rb-Sz и K-Ar изотопные данные // Тихоокеан. геология. 2003. № 4. С. 83–92.
19. Ильина В. И. Палинология юры Сибири. М.: Наука, 1985. 237 с.
20. Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
21. Кириллова Г.Л. Сравнительная характеристика внутриконтинентальных рифтовых бассейнов восточной Азии: Сунляо и Амуро-Зейский // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 33–54.
22. Кирьянова В.В. О возрасте и объеме каменушинской свиты Хинганской структурно – формационной зоны (Приамурье) // Тихоокеан. геология. 1997. №6. С. 143–149.

23. Коновалов В.П., Коновалова И.В. К вопросу о юрско-меловой границе на Сихотэ – Алине // Тихоокеан. геология. 1997. № 6. С. 125–132.
24. Колесников Ч.М. Система, стратиграфическое распределение и зоогеография мезозойских лимнических двустворчатых моллюсков СССР // Лимнобиос древних озерных бассейнов Евразии. М.: Наука, 1980. С. 9–65.
25. Котова И. З. О границе юры и мела внутри угленосной толщи Буреинского бассейна по данным спорово-пыльцевого анализа // Докл. АН СССР. 1961. Т. 1417, № 3. С. 694–697.
26. Кошман М.М. Новые раннемеловые папоротники и цикадофиты Удского прогиба (Западное Приохотье) // Палеонтологический журнал. 1970. № 3. С. 124–130.
27. Кошман М. М. Главнейшие руководящие палеофлористические комплексы меловой системы в Приамурье // Геология, геоморфология, полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск: ДВГУ, 1969. Вып. 3 (74). С. 220–225.
28. Красилов В.А. Мезозойская флора реки Буреи (Ginkgoales и Czekanowskiales). М.: Наука, 1972. 150 с.
29. Красилов В.А. Материалы по стратиграфии и палеофлористике угленосной толщи Буреинского бассейна // Ископаемые флоры и флоростратиграфия Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
30. Красилов В.А., Синюков В.И., Витрик С.В. О времени заложения Удского вулканического пояса // Тихоокеан. геология. 1992. № 1. С. 102–108.
31. Красный Л. И., Вольский А. С., Пэн Юньбяо и др. Геологическая карта Приамурья и сопредельных территорий. 1:2 500 000. Объясн. зап. СПб. – Благовещенск – Харбин: МПР РФ (ВСЕГЕИ, Амурский КПП, Упр. геологии и полезн. ископ. пров. Хейлуцзян. 1999. 135 с.
32. Лебедев Е.Л. Позднеюрская флора р. Зеи и граница юры и мела // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 125. М.: Наука, 1965. 142 с.
33. Лебедев Е.Л. Альбская флора и стратиграфия нижнего мела Западного Приохотья // Труды Геол. инст. АН СССР. Вып. 254. М.: Наука, 1974. 147 с.
34. Лебедев Е.Л., Паракецов К.В. О границе юры и мела в континентальных отложениях Дальнего Востока // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1975. № 4. С. 124–133.
35. Леонов Г.П., Сергеев Е. М. Геологическое строение и инженерно-геологическая характеристика долины Верхнего Амура. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 318 с.
36. Маркевич В.С. Меловая палинофлора Севера Восточной Азии. Владивосток: Дальнаука, 1995. 200 с.
37. Мартинсон Г.Г. Значение мезозойских пресноводных моллюсков для расчленения континентальных отложений Азии // Вопросы биостратиграфии континентальных толщ. М. 1959. С. 53–57.
38. Нагибина М. С. Схема стратиграфии юрских и меловых отложений бассейна верхнего течения р. Амур // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 7. С. 55–75.
39. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса // Труды Геол. инст. АН СССР. Вып. 79. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
40. Неуструева И.Ю. Корреляция пограничных слоев юры и мела Евразии по неморским остракодам // Континентальный мел СССР. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 12–14.
41. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. Л.: Недра, 1989. 289 с.
42. Парфенов Л.М. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Ст. 2. Мезозойды Сихотэ-Алиня, общие закономерности строения и истории формирования мезозойд // Тихоокеан. геология. 1983. № 4. С. 3–15.
43. Решения Четвертого межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья, 1990. Хабаровск, 1994. 123 с.
44. 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: Магеллан, 1999. С. 80–94.
45. Сей И. И., Брудницкая Е. П. Достижения и проблемы юрской стратиграфии Дальнего Востока. // Стратиграфия докембрия и мезозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск, 1990. С. 166–169.
46. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия нижне- и среднеюрских отложений Дальнего Востока // Тр. ВСЕГЕИ. Т. 285. Л.: Недра, 1980. 186 с.
47. Сей И.И., Калачева Е.Д. Новое в стратиграфии морской юры Буреинского прогиба // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск, 1990. С. 169–170.
48. Сей И.И., Калачева Е.Д. Бухии и зональная стратиграфия верхнеюрских отложений северной части Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1993. № 8. С. 46 – 60.
49. Сей И.И., Калачева Е.Д. Граница юрской и меловой систем в Бореальной области (Биостратиграфия, бореально-тетическая корреляция) // Стратиграфия. Геол. корреляция 1997. Т. 5, № 1. С. 42–59.
50. Скобло В. М., Лямина Н.А. Биостратиграфическая корреляция юрских и меловых континентальных отложений Западного Забайкалья и некоторых других регионов Азиатской части СССР и Монголии // Биостратиграфия мезозоя Сибири и Дальнего Востока / Труды Ин-та геологии и геофизики АН СССР. Вып. 648. Новосибирск: Наука. Сиб. отд., 1986. С. 144–150.
51. Сорокин А. А. Палеозойские аккреционные комплексы восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Тихоокеан. геология. 2001. № 6. С. 31–36.
52. Сорокин А. А., Сорокин А. П., Пономарчук В. А., Травин А. В. $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ геохронология и $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$ характеристика мезозойских вулканитов Приамурской вулканической зоны // Мезозойские и кайнозойские магматические и метаморфические образования Дальнего Востока: Материалы пятого Дальневосточного регионального петрографического совещания. Хабаровск, 2001. С. 74–75.
53. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Козырева А.П. и др. Новые изотопно-геохронологические данные для магматических образований северо-восточной окраины Амурского супертеррейна // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 2. С. 3–6.

54. Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Дербекко И.М., Сорокин А.П. Новые данные по геохронологии магматических ассоциаций Хингано-Олонойской вулканической зоны (Дальний Восток) // Тихоокеан. геология. 2004. Т.23. № 2. С.
55. Сорокин А. П., Караванов К. М., Кошман М. М. Стратиграфия юрских и меловых отложений части Верхнего Приамурья // Геология, геоморфология, полезные ископаемые Приамурья. Вып. 3 (74). Ленинград, 1969. С. 211–220.
56. Тимофеев А. А. О переходной верхнеюрско-нижнемеловой толще Зей-Буреинской впадины // Изв. Томск. политех. ин-та, 1970. Т.151. С. 265–268.
57. Хоменко Р.Т., Жилич Я.Н. Новые данные об объеме, возрасте Ушумунского прогиба // Стратиграфия докембрия и мезозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск, 1990. С.171–173.
58. Шарудо И.И., Москвин В.И., Дзенс-Литовская О.А. Литология и палеогеография Буреинскогопрогиба в позднем мезозое. Новосибирск: Наука, 1973. 67 с.
59. Шугаевская О.В., Маркевич В.С., Битюцкая П.И. Споро-во-пыльцевые комплексы позднего мезозоя юга Дальнего Востока и их стратиграфическое значение // Вопросы био-стратиграфии Советского Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974. С. 42–63.
60. Шугаевская О. В., Маркевич В. С., Битюцкая П.И. Споры и пыльца Буреинской и Тырминской впадин и их стратиграфическое значение. М., 1975. 147 с. (Деп. ВИНТИ 5. 09. 75, № 071).
61. Krassilov V.A. Mesozoic lycopods and ferns from the Bureya basin // Paleontographica B. 1978. Bd. 166, Lfg. 1/3. P. 16–29.
62. Kirillova G.L. Late Mesozoic-Cenozoic sedimentary basins of active continental margin of southeast Russia: paleogeography, tectonics, and coal-oil-gas presence // Marine and Petroleum Geology. 2003. V. 20, 3-4. P. 385–397.
63. Kirillova G.L., Kiriyanova V.V. J/K boundary in southeastern Russia and possible analogue of the Tetori Group, Japan // Memoir of the Fukui Pref. Dinosaur Museum 2. 2003. P. 75–102.
64. Sey I.I., Kalacheva E.D. Middle-Late Jurassic and Early Cretaceous marine fauna evolution in Eastern Russia // Rev. Palaeobiol. Geneve (2000) V. Spec. 8: 181–186.

Поступила в редакцию 10 января 2005 г.

Рекомендована к печати Л.И. Попеко

G.V. Roganov, G.L. Kirillova, V.V. Kiriyanova, N.D. Litvinenko

Sedimentological peculiarities and biota of the J/K transional deposits in the epicontinental basins of Russian Priamurie

This paper deals with the transitional Jurassic to Cretaceous deposits of the continental basins in Priamurie that were formed after the collision between the Siberian and North China cratons. The collision processes of this region progressed from west to east, like as closing scissors. The emplacement of the 191 Ma post-collisional granites suggest a late Early Jurassic collision in Upper Priamurie, while the development of the Early/Middle Jurassic accretionary turbidite complex indicates the late Middle Jurassic collision in West Priokhotie. This event is represented as the change from a shallow coastal-marine environment with crinoids to a regime of extensive alluvial plains, often characterized by bog-coal. The environmental change is supported by the change in biota.

The chronostratigraphic succession of the continental deposits of Priamurie is based mostly on floral associations (spore/pollen assemblages) in alternating marine and non-marine beds enabling to clarify the chronostratigraphic succession of floral associations and illustrate the possibility of their application for disjunction and correlation of the continental beds in Priamurie.

It has been further established that environmental change from coastal-marine to continental took place in the residual post-collisional sublatitudinal basins in the Upper Amur and Dep basins during the late Middle Jurassic and in the Uda and Torom basins during the Berriasian-Valanginian.

Further south, in the rift basins of Bureya and Partizansk, the similar change started in the late Kimmeridgian and Hauterivian times, respectively.

Thought frequent during the Middle Jurassic-Neocomian interval, most substantial changes of the ecosystem occurred at the J/K boundary.

Key words: Jurassic/Cretaceous boundary, sedimentary basins, coastal-marine and non-marine deposits, flora, spore/pollen assemblages.

**ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ
НЕКОНСОЛИДИРОВАННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА
КЛАРИОН (СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ТИХОГО ОКЕАНА)**

Ю.Д. Марков**, *А.В. Можеровский**, *В.С. Пушкарь, *Н.Г. Ващенко**,
*В.П. Нечаев*****

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

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

По материалам полигонных исследований приводятся новые данные по литологии и стратиграфии кайнозойских отложений зоны трансформного разлома Клариион (Тихий океан). Установлено, что на приподнятых и опущенных блоках одноименной тектонической структуры залегают разновозрастные отложения (от эоценовых до четвертичных). Неконсолидированные отложения формировались в пелагических условиях начиная с эоцена (возможно, с раннего мела) до настоящего времени. Приведены их минералогический состав и содержание различных рудных компонентов.

Ключевые слова: трансформный разлом, неконсолидированные отложения, Тихий океан.

ВВЕДЕНИЕ

Зона трансформного разлома Клариион расположена в северо-восточной части Тихого океана и известна среди отечественных и зарубежных ученых благодаря широкому распространению здесь (и за ее пределами) железо-марганцевых конкреций (ЖМК), образующих рудную провинцию в Тихом океане [2, 3, 16, 19, 28]. Интерес к ней и побудил к проведению научно-исследовательских изысканий.

В работе рассматриваются материалы литологических исследований, выполненных в 1988–1989 гг. в экспедиции на НИС “Академик Александр Несмеянов” (рейс 13), организованной Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО АН СССР по программам “ГЕОПОЛ”, “Геотраверзы”, “Литос” и “Седимент”. Они являлись продолжением работ, начатых на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП) [9] с целью выяснения условий осадконакопления толщи, перекрывающей коренное ложе (базальтовый слой океанической коры). Для этого потребовалось изучение вещественного состава верхней части неконсолидированных отложений (главным образом в разломной зоне), выяснение характера их распределения и залегания, стратиграфической последовательности, фациальной изменчивости, определение возраста на различных блоках структуры и проведение корреляции разрезов разновозрастных отложений.

МЕТОДИКА

Методика литологических исследований приведена в работе [11]. Здесь же частично освещены вопросы палеомагнитных наблюдений и биостратиграфии [10]. При палеомагнитных наблюдениях производился непрерывный отбор образцов (кубиков) по всей длине колонок и выполнялись измерения магнитной восприимчивости (χ) и естественной остаточной намагниченности (ЕОН). Для выделения стабильной составляющей вектора ЕОН проводилось размагничивание переменным магнитным полем. По полученным данным выделялись зоны прямой (N) и обратной (R) полярности и строились магнитостратиграфические разрезы. Последние корректировались биостратиграфическими определениями и сопоставлялись с геохронологической шкалой. Предпочтение отдавалось возрасту, установленному несколькими методами.

При биостратиграфическом расчленении четвертичных отложений использовалась морская шкала плейстоцена. Согласно этой шкале, нижний плейстоцен охватывает осадки, накопившиеся за время события Олдувей палеомагнитной эпохи Матуяма до события Харамильо (около 1.8–0.94 млн лет назад), средний – от события Харамильо до середины эпохи Брюнес (около 0.94–0.3 млн лет назад) и верхний – от середины эпохи Брюнес до голо-

цена (около 0.3–0.01 млн лет назад). Следовательно, наземный эоплейстоцен укладывается в объеме морских нижнего и частично среднего плейстоцена (1.8–0.73 млн лет), нижний плейстоцен континентальной шкалы соответствует морскому среднему плейстоцену, а средний и верхний – верхнему морскому плейстоцену.

При анализе распределения диатомей в осадках четвертичных отложений и выделении биоzonальных стратиграфических единиц использовалась шкала Баркла (Burckle) [24, 25], уточненная Дж. Барроном (Barron) [23]. Согласно этой шкале в объеме плейстоцена выделяется две зоны: *Nitzschia reinholdii* (1.8–0.65 млн лет) и *Pseudoeunotia doliolus* (0.65–0.0 млн лет). Первая из зон определяется по появлению *Pseudoeunotia doliolus* (подошва) и вымиранию *Nitzschia reinholdii* (кровля). Основание второй фиксируется по исчезновению вида-индекса нижележащей зоны – *Nitzschia reinholdii*. При уточнении стратиграфического положения осадочных толщ использованы следующие диатомовые датированные уровни [4, 5, 24–26]: исчезновение *Coscinodiscus nodulifer* var. *cyclopus* происходит на уровне 1.74 млн лет, *Rhizosolenia praebergonii* вымирает в конце события Олдувей (около 1.7–1.66 млн лет), *Rh. praebergonii* var. A (согласно Барклу [25]) исчезает на уровне 1.63 млн лет, а *Rh. praebergonii* var. *robusta* – 1.55 млн лет. Хорошими реперами события Харамильо являются *Rh.*

matuyamai, имеющая хроностратиграфический интервал 1–0.93 млн лет, и *Mesocena elliptica*, вымирание которой происходит чуть позднее (0.79 млн лет назад) во время 22-ой кислородно-изотопной холодной стадии. Резкое увеличение численности *Thalassiosira oestrupii* в экваториальных зонах почти совпадает с началом эпохи Брюнес (0.745 млн лет назад), а увеличение размеров панциря *Roperia tessellata* v. *ovata* и пик ее численности отмечены на рубеже 0.61–0.63 млн лет. Примерно на этом уровне исчезает *Thalassiosira plicata*. Ритмичное чередование толщ с большими и малыми створками *Azpeitia nodulifera* var. *cyclopa* отмечается для верхнего плейстоцена.

РЕЛЬЕФ И ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОНЫ РАЗЛОМА

Зона разлома приурочена к северной приэкваториальной части Северо-Восточной котловины Тихого океана и представляет собой фрагмент океанической плиты, разбитой на тектонические блоки типа “клавиш” при общем погружении ее с востока на запад [22]. Она ограничена субширотными трансформными разломами и протягивается в восток-северо-восточном направлении от поднятия Лайн до западного склона ВТП на 5700 км при ширине от 30 до 70 км (рис. 1). Западная часть зоны представлена уступом высотой до 400 м широтного простирания, переходящим к востоку в желоб глубиной до 600 м, окаймлен-

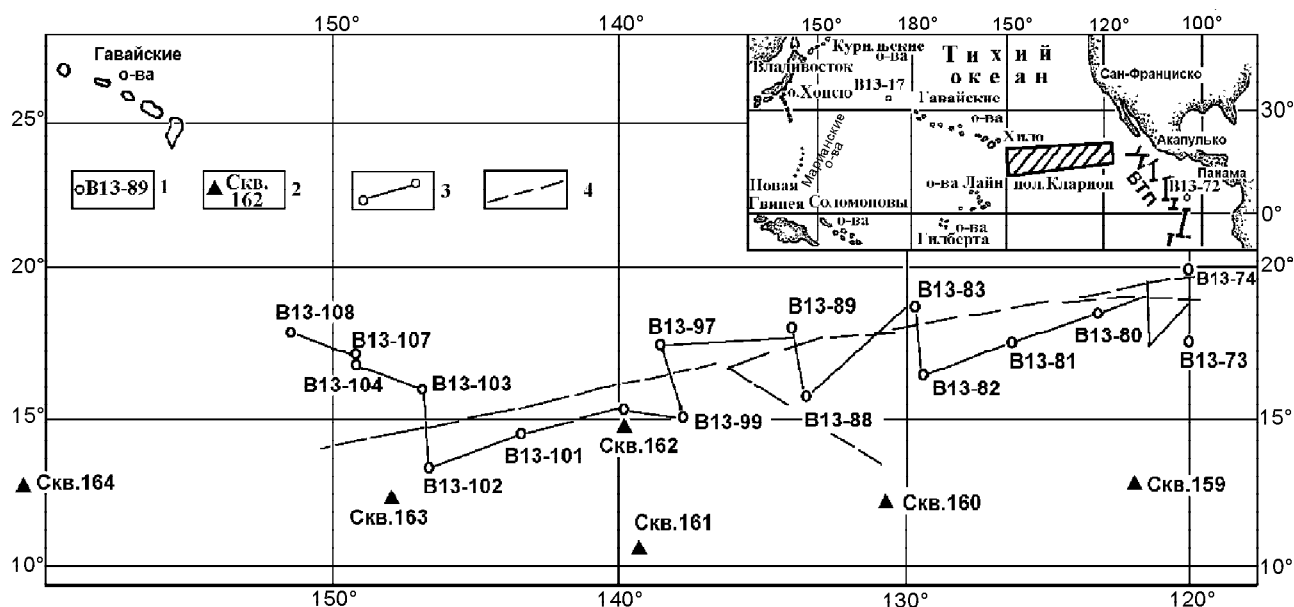


Рис. 1. Схема расположения станций на полигоне Клариион.

1 – трубка ГСП-2 и ее номер; 2 – скважина глубоководного бурения и ее номер; 3 – геологический профиль; 4 – тектоническое нарушение трансформного разлома. На врезке: центральная часть Тихого океана, расположение полигона Клариион, Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), ст. В13-72 (в Гватемальской котловине) и ст. В13-17.

ный с севера и юга хребтами с относительным превышением 150–200 м. Средняя часть зоны образования системой хребтов и разделяющего их асимметричного желоба восток-северо-восточного простирания (80–85°) глубиной до 6000 м и шириной 20–30 км с пологим северным и крутым южным бортами. Южный борт образован разломным уступом крутизной до 30°. Он сопровождается на юге продольным горстовым хребтом. Перепады глубин между северным (опущенным) и южным (приподнятым) бортами разлома достигают 1000–1600 м. Восточная часть зоны, пересекающая западный склон ВТП, представляет собой систему субширотных островершинных хребтов и разделяющих их желобов с перепадами глубин до 200 м.

В геологическом отношении описываемая зона считается наиболее изученной [12, 19, 20, 22]. Мощность земной коры в ее пределах колеблется от 10,6 до 10,8 км. Она здесь имеет типичное трехслойное строение. В западной ее части в 28-м рейсе НИС “Дмитрий Менделеев” драгированием на глубинах 6000–4700 м был составлен разрез [12]. В основании разреза развиты апоперидотитовые серпентиниты со следами пластической деформации (нижний структурный этаж), выше залегают габброиды, подвергшиеся метаморфизму амфиболитовой стадии (средний структурный этаж), а в верхней части распространены пиллоу-базальты, долериты и гиалокластиты, типичные для зон глубинных разломов. Поднятые при драгировании базальты представляют собой фрагменты подушек пиллоу-лав. На их поверхности сохранились остатки палагонитизированной стекловатой корки. Сходные особенности базальтов были выявлены и на фланге ВТП, а также и на участках с различным возрастом коры от апт-альбского (скважина DSDP 164), до эоценового (скважины 161 и 162) и моложе (рис. 1). Широкое распространение пиллоу-лав свидетельствует о подводном характере излияний базальтов [12]. Их низкая пористость может быть связана со сравнительно глубоководными условиями образования, что подтверждается и характером перекрывающих осадков.

В средней части зоны разлома Клариион при драгировании узкого хребта в приподнятом южном борту на глубинах 5400–4000 м (8 рейс НИС “Академик А. Виноградов”) были установлены: тектонические брекчии, брекчированные гидротермально измененные базальты, реже долериты и габброиды, относящиеся, по-видимому, к среднему структурному этажу. В.Н. Шараров с соавторами [20] делают вывод о весьма интенсивных тектонических движениях и гидротермальной активности, выразившейся в высо-

ко- и низкотемпературных изменениях пород (образование хлорита, актинолита, эпидота, прожилков альбита, анальцима). В изверженных породах оливин замещен смектитом и гидроксидами железа, а с поверхности присутствуют корки гидроксидов железа и марганца. В бортах разлома проявились мощные вулканические извержения с излияниями лав базальтового состава. Сходные данные получены сотрудниками геологического отряда в нашем рейсе при драгировании двух субширотных хребтов с минимальными отметками вершин 3600 и 3800 м в опущенной части зоны разлома (5500 м). Здесь по профилю К-4 подняты конгломерато-брекчии с неокатанными и полуокатанными обломками, красноцветные измененные базальты и эруптивные брекчии. На основании полученного материала Б.И. Васильев пришел к выводу, что эти породы относятся, очевидно, к мезозойским и сформировались в мелководных условиях, а затем длительное время находились выше уровня моря [1, с.108].

Осадочная толща, перекрывающая вулканогенные образования (базальты), широко развитая по бортам зоны разлома Клариион и почти сплошным чехлом покрывающая всю Северо-Восточную котловину, образует верхний геолого-структурный этаж. Она включает в себя и слой неконсолидированных отложений, описываемых нами в работе. На южном борту зоны разлома полный разрез этой толщи изучен в скважинах глубоководного бурения DSDP 159, 160, 162–164 (расположение скважин см. на рис. 1) [28], а распространение ее по площади выяснено сейсмо- и магнито профилированием [22]. Б.И. Васильев [1] в верхний геолого-структурный этаж включает вулканогенную и фациально замещающую ее осадочную толщу.

В скважине 162, в основании разреза, на толеитовых базальтах эоценового возраста (глубина 150 м от поверхности дна) залегают слой металлоносных глин эоценового возраста, представляющих эксгаляционно-осадочную фацию активной рифтовой зоны. Выше отмечаются наномеловые отложения (мощностью 75 м) фации фланга срединно-океанического хребта, а завершает разрез 35-метровый слой кремнисто-глинистых радиоляриевых илов олигоценового возраста, отлагавшихся ниже критической глубины карбоната накопления (КГК). Такие же металлоносные илы, вскрытые скважиной 160 (см. рис. 1), но уже олигоценового возраста, залегают на базальтах значительно южнее разломной зоны Клариион. В скважине 163, расположенной в пределах биопродуктивной зоны на толеитовых базальтах позднемелового возраста,

уже на глубине 270 м от поверхности дна залегают кремнистые сланцы, а выше – наномеловые пятнистые сланцы, еще выше – железисто-цеолитовые глины с радиоляриями и прослоями кремней того же возраста. Их перекрывают эоценовые глинисто-радиоляриевые илы с прослоями цеолитовых глин и кремней. Заканчивается разрез олигоценными железистыми цеолитовыми глинами, свидетельствующими о накоплении их ниже глубины КГК. В скважине 164, расположенной значительно западнее района исследований на северном борту разломной зоны, в основании разреза на базальтах раннемелового возраста залегают кремни и цеолитовые глины того же возраста, а выше по разрезу их сменяют верхнемеловые, палеогеновые и неогеновые радиоляриевые и цеолитовые глины.

По данным глубоководного бурения [28], сейсмостратиграфическим [18] и геоморфологическим исследованиям дна устанавливается, что возраст ложа фундамента, сложенного базальтами (слой II океанической коры), и перекрывающей его осадочной толщи изменяется с востока на запад от олигоценного (скважины 160, 159) до раннемелового (скважина 164). Таким образом, от Восточно-Тихоокеанского поднятия, где в настоящее время образуются металлоносные илы [11], в западном направлении к островам Лайн происходит удревнение как базальтового слоя, так и осадков, включая и металлоносные отложения, залегающие на базальтах. В этом же направлении увеличивается и глубина океана.

Строение осадочной толщи [22] достаточно выдержано на всем ее протяжении. Она отчетливо разделяется на три части. Нижняя, залегающая непосредственно на базальтах, сложена преимущественно темноокрашенными (за счет интенсивного отложения железо-марганцевых оксидов) кремнисто-глинистыми сланцами. Это так называемая формация Лайн. В средней, наиболее мощной части разреза, именуемой маркизской формацией, преобладают карбонатные отложения (белых наноилов), которые, у основания, имеют облик однородных, практически консолидированных известняков, а в кровле содержат заметную примесь кремнисто-глинистого материала. Верхняя часть разреза (формация Клиппертон) характеризуется увеличением объема кремнисто-глинистых отложений в направлении от подошвы к кровле.

Закономерный характер строения осадочной толщи объясняется геологической эволюцией океанической плиты. Нижняя часть разреза сформировалась в рифтовую (отвечающую вулканогенной) стадию становления определенных ее фрагментов, средняя – во

время пассивного погружения плиты, еще не достигшей КГК, а верхняя – ниже уровня КГК [22].

Выход на поверхность дна, главным образом, палеогеновых отложений, чаще всего объясняют размывом более молодых осадков придонными течениями, или низкой биологической продуктивностью и прекращением поступления терригенного материала [13]. Миоценовые отложения в описываемой зоне не установлены. К концу раннего миоцена в пределах разломной зоны Кларин известковистые осадки не накапливались, так как глубины здесь оказались ниже КГК [15]. Зона карбоната накопления сместилась к югу, ближе к экватору. Одновременно ослабло или прекратилось кремненакопление. Кремнисто-глинистые илы, миопелагические глины и кремнисто-мергелистые илы раннемиоценового возраста установлены несколько южнее зоны разлома в скважинах 160 и 161 (см. рис. 1). Датированные средне- и позднемиоценовые осадки в описываемой зоне, как правило, отсутствуют, что приводит некоторых исследователей [29] к выводу о длительном стратиграфическом перерыве, охватывающем интервал времени от раннего миоцена до раннего плиоцена включительно. В ряде случаев между микропалеонтологически датированными кремнисто-глинистыми осадками раннего миоцена и плейстоцена залегают мало мощная «немая» пачка эвпелагических глин, обогащенных костным детритом, микроконкрециями и другими аутигенными образованиями, свидетельствующими о крайне медленных темпах осадконакопления [15, 17, 29]. Часто в таких слоях много переотложенных древних (эоценовых и олигоценных) радиолярий, а иногда и кокколитов.

Все это свидетельствует о том, что в рассматриваемый промежуток времени разломная зона Кларин находилась в условиях либо низкой биопродуктивности, либо высокого гипсометрического уровня КГК, или в зоне усиленных придонных течений, что, скорее всего, отвечает глубинам более 5000 м. Такая интерпретация согласуется с представлениями о сужении экваториальной биопродуктивной зоны в миоцене и об усилении придонной циркуляции, а также растворении CaCO_3 за счет проникновения донных арктических вод в низкие широты [15].

Б.И. Васильев [1] придерживается иной точки зрения. Он связывает выход палеогеновых отложений на поверхность дна в Северо-Восточной котловине Тихого океана с мелководными (литоральными и сублиторальными) условиями, якобы установившимися после олигоцена и существовавшими в этом регионе длительное время. На это как будто бы указывают и следы жизнедеятельности бентосных орга-

низмов на ее поверхности. Затем, по его мнению, этот регион в совсем недавнее время испытал погружение на современную глубину, в связи с чем осадки здесь еще не успели отложиться.

НЕКОНСОЛИДИРОВАННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗОНЫ РАЗЛОМА

К ним отнесены осадки верхнего слоя осадочной толщи (верхнего геолого-структурного этажа), вскрытые трубками ГСП-2 до 4 м. Литологический состав осадков Северо-Восточной котловины Тихого океана в районе зоны разлома Клариион неоднократно освещался в публикациях [6–8, 18], но при их изучении не всегда учитывались специфические особенности седиментации в этой зоне – возраст осадков на различных блоках, влияние гидротермальной деятельности и др..

По линии зоны разлома пройдено 6 поперечных профилей с литологическими станциями. На северный борт зоны разлома приходится 8 станций, на южный – 9 (рис. 1, табл. 1). Данные палеомагнитных и микропалеонтологических исследований позволили расчленить осадки по возрастной последовательности. Наиболее древние (эоценовые) вскрыты в западной части зоны разлома, а наиболее молодые (голоцен-плейстоценовые) с максимальной вскрытой мощностью более 3 м – в восточной.

Эоценовые отложения (Р₂)

Они достаточно надежно установлены в западной части разломной зоны на ее северном борту (рис. 2, ст. В13-104) и с некоторой долей условности на южном борту (рис. 3, ст. В13-102).

На северном борту, в нижней части разреза (ст. В13-104, интервал 255–294 см), осадки представлены биогенными мелкоалевритовыми радиоляриевыми илами. Они кремового, желтовато-кремового цвета, хорошо отмытые (без глинистых частиц), плотной консистенции и почти нацело состоят из радиолярий. Выше по разрезу (интервал 14–255 см) залегают очень плотные глубоководные красные глины с цеолитами. По гранулометрическому составу эти отложения классифицируются как пелитовые илы (фракция менее 0.01 мм составляет более 70 %). Цвет их темно-коричневый. Они полностью окисленные, с железо-марганцевыми микроконкрециями и цеолитами по всему разрезу, а также следами оползания и биотурбации. Граница их с нижним слоем очень четкая, резкая (по смене одних типов осадков другими). Они содержат комплекс радиолярий, как и нижележащий слой, характерный для эоценового времени. Осадки состоят в основном из глинистых минералов, которые представлены, главным образом,

Таблица 1. Координаты и глубины станций полигона Клариион.

Номер станции	Координаты		Глубина до дна в метрах	Примечание
	Северной широты	Западной долготы		
В13-73	17°00',30	120°00',20	3860	
В13-74	19°19',60	119°59',87	4030	
В13-80	18°01',88	123°15',30	4020	
В13-81	17°13',10	126°14',6	3780	
В13-82	16°00',40	129°28',99	4910	
В13-83	18°32',70	129°31',40	4720	
В13-88	15°14',94	133°41',62	5200	
В13-89	17°54',10	134°17',00	4960	
В13-97	17°14',50	138°36',30	5320	
В13-99	14°46',50	137°55',00	4800	
В13-100	14°57',80	140°02',00	4640	
В13-101	14°12',40	143°32',30	4920	
В13-102	13°00',74	146°40',79	5340	
В13-103	15°46',06	146°59',97	5300	
В13-104	16°48',00	149°10',60	5230	
В13-107	16°51',04	149°05',30	5240	
В13-108	17°54',00	151°25',20	5260	
В13-17	31°06',70	175°11',50	5360	Тихий океан, глубоководная котловина
В13-72	6°30',51	93°21',65	3600	Тихий океан, Гватемальская котловина

смектитом, в меньшей мере – гидрослюдами. Минеральный состав легкой подфракции из крупноалевритовой фракции приведен в таблице 2, тяжелой подфракции – в таблице 3, а содержание некоторых химических компонентов – в таблице 4.

На южном борту зоны разлома описываемые осадки вскрыты на ст. В13-102, интервал 10–386 см. Здесь они представлены только глубоководными красными глинами, подобными таковым на ст. В13-104. Глины также содержат цеолиты и железо-марганцевые микроконкреции, количество которых возрастает вниз по разрезу. Осадки плотной и очень плотной консистенции, с хорошо выраженными следами биотурбации и, в отличие от таковых на ст. В13-104, не содержат видимых следов оползания. Микрофауна отмечена только в верхних частях горизонта, который перекрыт маломощным слоем (до 14 см) голоцен-верхнеплейстоценовых илов.

Палеомагнитный разрез колонки В13-102 начинается с зоны обратной полярности (0–80 см), которая сменяется зоной прямой полярности большой мощности (80–240 см). В интервале 240–335 см знак меняется на обратный, и только начиная с интервала 335 см осадки намагничены по направлению современного магнитного поля. Чередование зон прямой и обратной полярности, соотношение их мощностей не

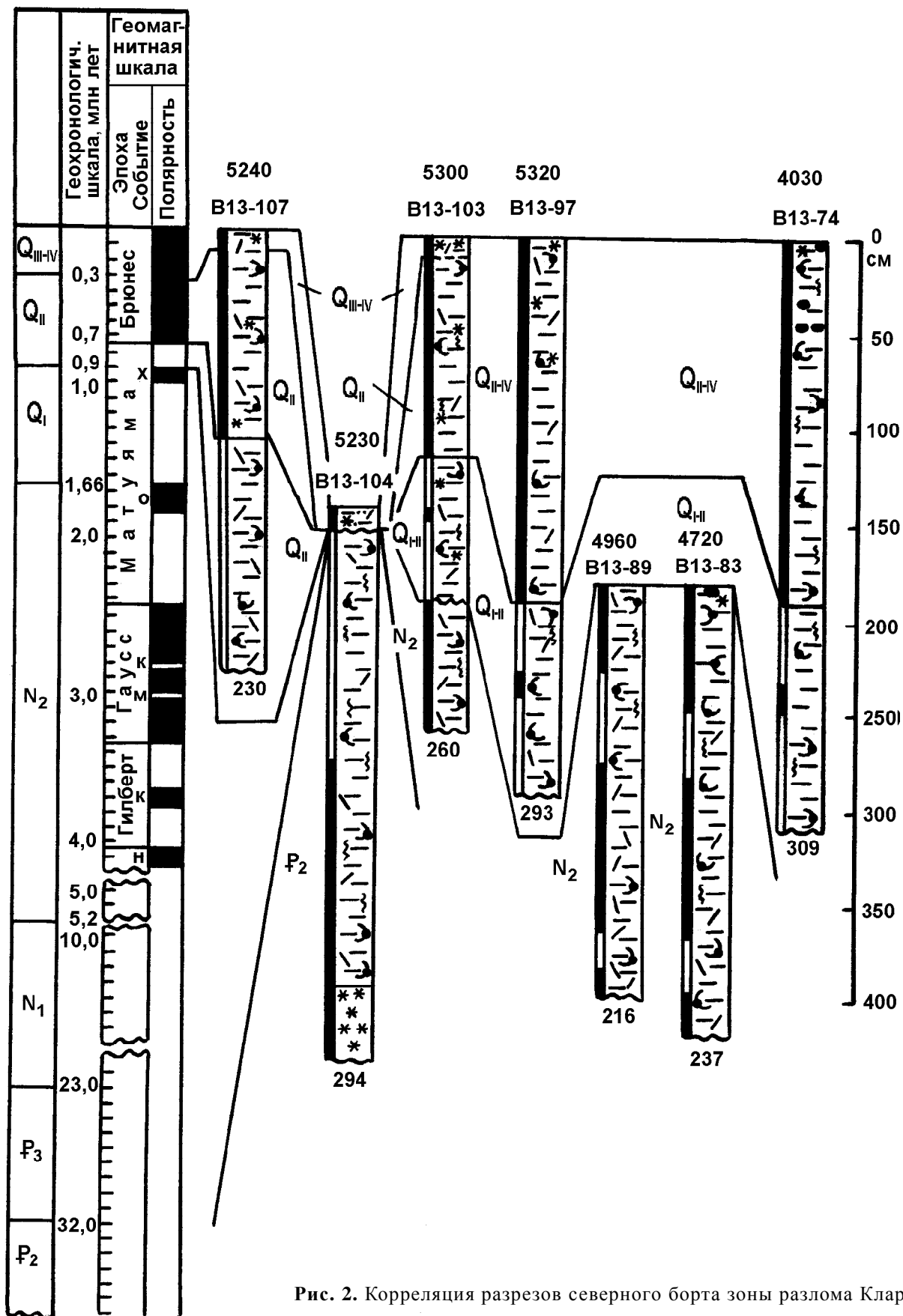


Рис. 2. Корреляция разрезов северного борта зоны разлома Клариион. Условные обозначения см. на рис. 3.

Рис. 3. Корреляция разрезов южного борта зоны разлома Клариион.

Илы: 1 – пелитовый, 2 – пелито-алевритовый, 3 – мелкоалевритовый, 4 – кремнистый биогенный, 5 – кремнисто-карбонатный биогенный. Другие осадки: 6 – песок, 7 – делювий, 8 – гетит. Прочие знаки: 9 – диатомеи, радиолярии, 10 – фораминиферы, кокколиты, 11 – цеолиты, 12 – железо-марганцевые микроконкреции, 13 – железо-марганцевые макроконкреции, 14 – биотурбация осадков, 15 – следы оползания, 16 – несогласное залегание, 17 – полярность: а) обратная (R), б) прямая (N). Над колонкой: глубина до дна в метрах, ниже – номер станции; под колонкой – ее мощность в см.

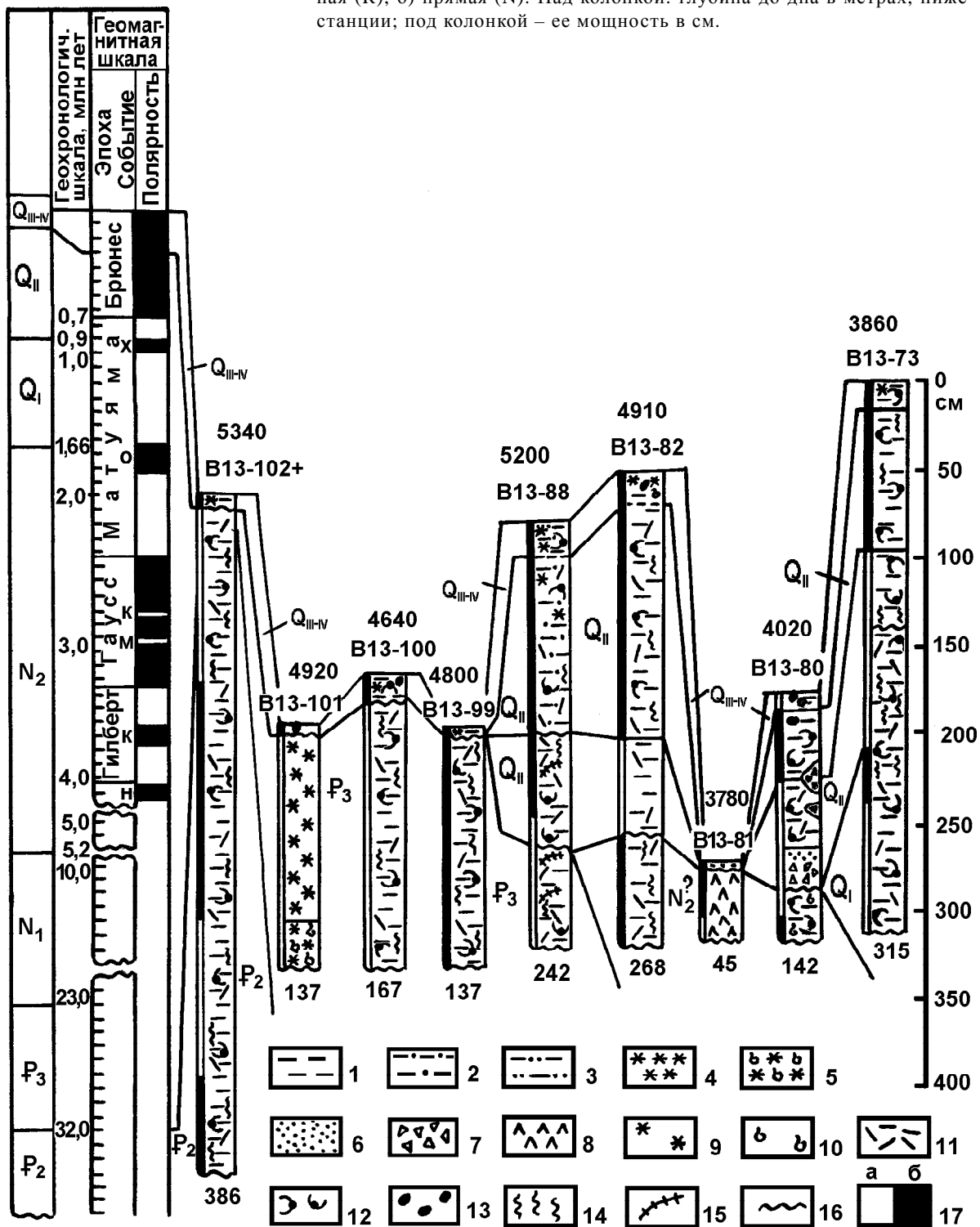


Таблица 2. Результаты полуколичественного минерального анализа крупноалевритовой фракции осадков зоны разлома Кларион (без учета тяжелых обломочных минералов).

№ станции	Интервал, м	Осадок	Биогенные остатки			Цеолит	Смектит	Барит	Микроконкреции	Стекло		Кварц, полев. шпат	Обломки пород
			карбонатные	кремнистые	рыб					базальтовое	андезит-липарит.		
V13-73	20-120	Пелит	-	+	++	+	+	-	++	+	+	+	++
->	120-178	->	-	+	++	+	+	-	++	-	+	+	x
->	178-220	->	-	+	++	+	+	+	x	-	+	+	++
->	220-315	->	-	-	++	+	+	-	++	-	+	+	x
V13-74	0-100	->	+	+	++	-	-	-	+	++	+	+	-
->	100-210	->	+	++	+	+	+	-	x	-	+	++	++
->	210-309	->	+	+	+	+	+	-	x	+	+	++	++
V13-77		->	+	+	++	+	-	-	x	+	-	+	++
V13-80	0-112	->	-	+	++	+	+	+	++	+	-	+	++
->	112-142	->	-	+	++	+	+	+	x	+	-	+	++
V13-82	0-130	->	++	++	++	+	+	+	++	-	-	+	+
->	130-268	->	+	+	++	+	+	+	xx	-	-	+	+
V13-83	0-120	->	-	+	++	+	+	+	++	+	-	+	+
->	120-237	->	-	+	++	+	+	+	x	-	-	+	+
V13-88	0-130	->	-	+	++	+	+	-	++	-	+	+	x
->	130-216	->	-	+	++	+	+	-	x	-	+	+	++
V13-89	0-125	->	-	+	++	+	+	+	++	-	-	+	x
->	125-216	->	-	+	++	+	+	-	x	-	-	+	++
V13-90		Глина	-	+	++	+	+	-	++	-	-	-	x
V13-92		Глина	-	+	++	+	+	-	++	-	-	+	x
->	1	->	-	+	++	+	+	+	++	-	-	+	x
->	2	Брекчия	-	-	+	++	++	+	++	-	-	++	++
->	3	->	-	-	-	++	++	+	++	-	-	++	++
V13-96	4	->	-	-	-	++	++	+	++	-	-	+	+
->	1	Глина	-	+	++	+	+	-	+	-	+	++	++
V13-97	2	Аргиллит	-	-	+	x	+	+	-	-	-	++	-
V13-99	0-293	Пелит	+	++	++	+	+	+	++	-	-	+	+
V13-100		Глина	+	++	++	+	+	-	x	+	-	+	++
->	0-83	->	-	++	++	+	+	-	++	++	+	+	++
V13-101	83-167	->	+	+	++	+	+	-	++	+	+	+	++
->	0-110	Алеврит	-	xx	+	-	-	+	+	-	++	-	-
V13-102	110-137	->	+	xx	+	+	+	+	+	+	++	-	++
->	20-120	Пелит	-	+	++	+	+	+	++	-	-	++	++
->	120-245	->	+	+	++	+	+	+	++	-	+	++	++
V13-103	245-386	->	+	+	++	+	+	+	++	-	+	++	++
->	0-130	->	-	++	++	+	+	+	++	-	-	+	++
V13-104	130-260	->	-	+	++	+	+	+	++	-	-	+	++
->	0-15	Алеврит	-	++	++	+	+	+	++	-	-	++	++
->	15-135	Глина	-	+	++	+	+	++	++	-	-	++	++
->	135-255	->	-	+	++	+	+	+	++	-	-	++	+
V13-107	255-294	Алеврит	-	xx	+	-	-	+	+	-	-	+	-
->	0-91	Глина	-	++	++	+	+	+	++	+	-	++	x
->	91-160	->	-	-	++	+	+	+	++	+	-	++	++
V13-108	160-230	->	-	+	++	+	+	+	++	-	-	++	++
->	0-23	->	-	+	+	+	+	-	-	++	-	++	x

Примечание. xx – >90%, x – 50–90%, ++ – 5–50%, + – <5%.

Таблица 3. Тяжелые обломочные минералы крупноалевритовой фракции осадков зоны разлома Кларин (%).

№ станции	Интервал, см	Осадок	Ol ₁	Idd	Cpx ₁	Ol ₂	Orx	Cpx ₂	Hb ₁	Hb ₂	Bi	Ap	Zr	Sp	Am	Grn	Ep	Rut
V13-73	20–120	Пелит	-	-	-	-	1,4	2,4	13,1		79,1	0,3	0,7	2,7	-	-	-	0,3
"-	120–178	"-	0,7	0,4	3,2		1,4	3,9	17,8	0,7	66,2	0,4	0,4	4,3	-	-	-	0,7
"-	178–220	"-	0,6		0,3	-	0,6	4,8	22,1	0,3	47,8	7,7	1	14,7	-	-	-	-
"-	220–315	"-	0,3					1,2	20,2	-	73,6	0,3	0,3	4	-	-	-	-
V13-74	0–100	"-	11,1	4,6		3,7	1,9	2,8	4,6	-	55,6	1,9		13,9	-	-	-	-
"-	100–210	"-	0,7	0,7	5,6		1,4	1,4	10,5		76,2			3,5	-	-	-	-
"-	210–309	"-	5	0,7		-	-	4,3	12,9	0,7	70	0,7		5,7	-	-	-	-
V13-80	0–112	"-	13	3	12,1	-	0,4	9,5	5,2		51,1			5,2	0,4			-
"-	112–142	"-	0,9	0,9	0,9	0,4	0,4	1,3	8,3	0,4	82	2,2		2,2	-			-
V13-82	0–268	"-		9,8	2,4	-	0,8	9,8	8,9		61	0,8		6,5	-			-
"-	0–237	"-	2,1	2,8		0,7	2,8	5,6	14,1		59,9			11,3	-			0,7
V13-88	0–216	"-	0,4	0,5		-	1,3	3,2	13,4	0,5	68,7	0,5		11,6	-			-
V13-89	0–125	"-	1	0,3	14		0,3	2,6	11,2	1	67,2	0,7	0,7	0,7	0,3	-		-
"-	125–216	"-		-	0,2		0,6	0,6	6,2	0,2	91,1	0,2		0,9	-			-
V13-92	1	Глина	6,1	0,3	83,5	-	0,3	0,9	0,9	-	4,1			2,9	0,9	+		0,3
"-	2	Брекчия	2,1		93,6		-			-	0,3			4		-		-
"-	3	"-	0,2	0,2	93,1			0,2	0,2		0,2			5,6	0,2			-
"-	4	"-	0,9		93,9						0,3			5				-
V13-96	1	Глина	0,4	0,4	14,5				6,4		75,7			2,1	0,4			-
"-	2	Аргиллит			2,4		0,3	0,3	5,7		90,5	0,3	0,3	0,3				-
V13-97	0–293	Пелит	2,2	4,4	8,7	2,2	5,4	15,2	6,5		40,2	4,4		9,8		1,1		-
V13-99	0–137	Глина	0,3	0,6	5,6	0,3	2,2	7,1	8,1		70,2			5,3		0,3		-
V13-100	0–83	Пелит	7,4	1,9	1,9		1,5	9,7	10,4		63,9			9,3	7,4			-
"-	83–167	"-	1	0,3	0,3		0,7	0,7	8,5		86,8	0,7		1				-
V13-101	0–110	Алеврит	4,1	0,4	57,8		4,5	7	6,2		18	0,8			0,4			0,8
"-	110–137	"-		0,6	1,6		5	7,5	4,4	0,9	62,1			17,9				-
V13-102	20–386	Пелит		0,2	0,5	0,2	0,5	0,2	6,1		70,7	0,5		21,3				-
V13-103	0–130	"-	0,4	0,6	75		0,6	2,3	1,2		9,3			6,4	0,6			-
"-	130–260	"-	2,3		40,3		1,6	7,8	4,7	0,8	37,2			4,7	0,8			-
V13-104	0–15	Алеврит	4	0,3	91,9									3,4	0,3			-
"-	15–135	Глина	1,3		54,6		0,7	2,5	2,7		1,6			36,8				-
"-	135–255	"-	0,2	0,4	14		0,2	15,3	3,6		21,7			44,6				-
"-	255–294	Алеврит			5,8	1,2		4,1	7,5		24,9	0,6		56,1				-
V13-107	0–91	Глина	0,3	0,6	96,2						0,3			2,7				-
"-	91–160	"-	2,8	0,4	92						0,4			4,6				-
"-	160–230	"-	0,3		95,4		0,3		0,3		0,3			3,5				-
V13-108	0–23	"-	2,8	0,2	96,8							0,2						-

Примечание. Ol₁ – оливин бесцветный, Ol₂ – оливин буроватый, Cpx₁ – клинопироксен бесцветный и буроватый, Idd – иддингсит, Орх – ортопироксен, Cpx₂ – клинопироксен зеленый, Hb₁ – роговая обманка буро-зеленая Hb₂ – роговая обманка красно-коричневая, Bi – биотит, Ap – апатит, Zr – циркон, Sp – черная шпинель, Am – амфибол бледноокрашенный, Ep – эпидот, Grn – гранат розовый, Rut – рутил.

позволяет сопоставить данный разрез ни с эпохой Матуяма, ни с эпохой Гаусс. Осадки этой колонки значительно древнее. Подобная картина с чередованием зон различной полярности характерна и для осадков ст. V13-104.

Эоценовый возраст осадков определен на основании присутствия в них комплекса радиолярий. Наиболее характерными видами на ст. V13-104 (интервалы 10–20 и 260–294 см) являются *Thyrsoyrtis triacantha* (Ehrenberg), *Theocampe mongolfieri* (Ehrenberg), *Podocyrtis chalara* (Riedel et Sanfilippo),

Таблица 4. Результаты атомно-абсорбционного (оксиды и Cu, Zn, Ni) и рентгено-радиометрического (остальные элементы) анализов осадков зоны разлома Кларин (оксиды – в %, элементы – в г/т).

B13-73	10-30	Пелит	0,62	7,24	0,91	3,55	0,6	355	127	297	140	100	420	170	270	10	20,00	10700	70
->	163-170	->	0,63	8,1	1,1	3,18	0,61	423	158	400	70	80	420	160	310	10	30,00	10800	20
->	180-192	->	0,47	8,27	1	3,82	0,72	600	201	450	90	40	650	150	300	10	20,00	18900	20
->	285-305	->	0,4	11,9	1,05	3,53	0,7	395	178	146	70	50	-	90	230	10	70,00	11800	20
B13-74	30-43	->	-	7,56	0,79	2,93	0,34	259	112	200	130	90	390	80	220	10	20,00	10300	50
->	160-175	->	-	7,08	0,76	2,78	0,44	276	118	206	120	130	390	80	250	10	20,00	10000	100
->	290-305	->	-	7,33	1,27	3,07	0,46	350	142	337	80	90	430	100	270	10	50,00	12200	120
B13-80	10-20	->	-	7,34	0,59	2,87	0,24	300	125	344	50	140	210	100	300	10	10,00	33300	90
B13-81	10-25	Охра	0,01	71,35	0,06	1,4	-	894	248	159	70	20	70	20	80	10	10,00	1400	20
->	25-40	->	0,06	72,5	0,06	1,54	-	420	238	139	40	20	70	10	30	10	20,00	2000	20
B13-82	20-30	Пелит	-	7,09	0,56	3,01	0,22	251	111	217	130	170	220	80	300	10	20,00	2900	130
->	120-130	->	-	7,16	0,8	3,42	0,46	282	123	213	150	130	370	150	280	10	20,00	8400	50
->	250-265	->	-	7,56	0,84	3,14	0,36	476	132	264	120	130	220	100	300	10	40,00	3400	50
B13-83	20-30	->	0,47	7,64	0,62	3,26	0,16	266	116	142	120	160	170	60	290	10	10,00	2000	130
->	130-140	->	0,39	7,49	0,84	2,85	0,26	333	118	275	100	150	200	80	290	10	20,00	2200	110
->	210-220	->	0,51	7,33	1,13	2,91	0,28	517	129	488	70	140	220	110	310	30	70,00	2300	170
B13-88	10-20	Пелит алевр.	0,71	7,19	0,6	0,81	0,33	190	93	125	110	140	240	110	260	20	30,00	2400	70
->	100-115	->	0,64	6,84	0,83	0,97	0,62	351	118	233	170	90	250	180	310	20	40,00	3700	110
->	140-130	Пелит	0,57	7,07	0,82	0,59	0,48	348	112	133	90	90	290	170	320	10	50,00	3600	10
->	220-230	->	0,73	6,74	0,77	0,73	0,6	328	101	84	120	90	300	110	250	10	60,00	2100	80
B1389	20-30	->	0,79	7,59	0,58	0,92	0,3	212	113	116	120	170	200	80	300	20	10,00	1600	40
->	120-130	->	0,68	6,84	1,04	1,18	0,37	390	98	212	80	140	240	160	340	10	90,00	2100	80
->	190-200	->	0,64	6,15	0,85	0,88	0,49	303	102	142	70	100	280	120	330	20	80,00	1700	80
B13-97	10-30	->	0,75	7,53	0,66	1,18	0,28	250	104	125	100	140	160	70	270	20	10,00	1300	40
->	140-150	->	0,75	8,15	0,58	0,88	0,28	253	105	87	90	120	170	60	260	10	20,00	1700	90
->	268-280	->	0,8	7,88	0,8	1,19	0,26	357	99	109	80	120	190	70	270	10	10,00	1300	120
B13-99	0-2	->	0,63	10,35	0,6	1,5	0,72	313	102	120	120	110	230	200	240	30	10,00	2700	60
->	10-20	->	0,43	6,89	0,95	2,79	0,86	332	147	229	270	80	390	190	280	10	10,00	7000	60
->	11-123	->	0,38	7,41	0,99	2,59	1,13	337	137	110	270	80	360	180	240	30	10,00	4800	100
B13-100	0-5	->	0,63	6,22	0,58	1,65	0,35	307	105	126	160	90	260	140	280	10	10,00	3800	60
->	60-70	->	0,52	6,29	0,83	2,33	0,49	531	135	247	150	110	320	190	320	10	30,00	6200	10
->	135-145	->	0,52	6,13	0,84	1,65	0,91	470	142	213	140	110	320	260	320	10	50,00	5400	50
B13-101	5-25	Алеврит	0,21	3,92	0,72	2,32	0,5	307	91	126	90	126	90	100	160	10	10,00	2100	20
->	115-130	->	0,21	3,51	0,64	2,8	0,38	234	72	67	20	20	580	70	160	10	10,00	1400	20
B13-102	0-5	->	0,58	6,2	0,61	1,52	1,08	370	104	115	-	-	-	-	-	-	-	-	-
->	15-25	Пелит	0,45	6,5	1,04	1,87	1,43	680	211	261	140	90	360	220	290	10	50,00	4600	30
->	350-370	->	0,46	6,88	1,1	2,13	1,62	680	187	202	140	60	290	240	270	10	90,00	3500	20

Таблица 4. (Продолжение).

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
V13-103	7-25	Глина	0,69	7,81	0,68	1,28	0,43	240	97	106	160	150	180	80	260	10	10,00	1400	100
->	130-140	->	0,84	7,86	0,8	1,8	0,32	347	122	138	150	100	170	120	300	10	20,00	1300	90
->	230-240	->	0,72	7,18	0,86	0,98	0,37	358	106	158	100	100	160	130	300	30	20,00	1600	50
V13-104	0-7	Алеврит	0,98	8,51	0,69	1,45	0,49	311	117	113	80	100	220	110	240	20	20,00	1000	80
->	75-90	->	0,46	6,9	1,33	2,98	1,47	411	184	188	100	80	270	130	190	10	130,00	3300	60
->	235-245	->	0,24	5,73	0,94	2,98	1,73	280	146	57	100	40	230	140	150	10	70,00	1100	30
->	280-290	->	0,14	0,87	0,16	1,7	0,28	50	41	25	130	30	80	40	60	10	10,00	50	10
V13-107	15-30	Глина	1,14	8,62	0,6	2,38	0,29	282	110	131	100	90	220	90	220	10	10,00	1100	100
->	215-225	->	1,01	7,78	0,71	2,06	0,39	326	103	173	90	90	210	130	270	20	10,00	900	80
V13-17*	0-8	Ил пелитовый	0,6	5,14	0,16	0,69	0,05	100	100	7	-	280	260	30	400	20	<10	-	-
->	50-57	->	0,61	5,37	0,86	0,7	0,16	180	110	13	-	210	300	50	400	20	40	-	-
->	75-85	->	0,52	4,38	0,19	0,5	0,09	80	110	9	-	280	270	50	380	20	40	-	-
->	115-122	->	0,61	5,07	0,35	0,65	0,13	100	140	10	-	300	240	50	410	<10	20	-	-
->	150-157	->	0,58	4,91	1,12	0,69	0,17	120	100	17	-	250	350	40	330	<10	30	-	-
->	240-247	->	0,55	5,42	0,16	0,68	0,18	160	100	13	-	220	290	50	390	50	20,00	-	-

*Станция расположена в глубоководной котловине, см. врезку на рис. 1.

Podocyrtis goetheand (Haeckel), *Buryella clinata* Foreman. Несколько отличный комплекс установлен на ст. V13-102 (интервал 10–15 см). Здесь он отвечает ранне-среднеэоценовому времени. Среди микрофауны наиболее представительными оказались *Thyrso-cyrtis triacantha* (Ehrenberg), *Theocampe mongolfieri* (Ehrenberg), *Lithochytris vecpertilio* Ehrenberg, *Setho-chytris babylonis* (Clark et Campbell), *Cyclodophora hispida* (Ehrenberg), *Podocyrtis diamesa* Riedel et Sanfilippo, *Podocyrtis sinuosa* Ehrenberg, *Thyrso-cyrtis hirsuta* (Krasheninnika). Выделенная ассоциация, несомненно, отражает эоценовый этап в развитии радиоляриевой фауны и отвечает разным временным интервалам – от раннего (*Phormocyrtis striata striata* Brandt) до позднего (*Podocyrtis goetheana* (Haeckel), *Podocyrtis chalara* Riedel et Sanfilippo) эоцена.

В.В. Шастиной [21] к отложениям этого времени отнесены осадки, вскрытые на ст. V13-97, V13-103 и V13-107. Они приурочены к северной опущенной части зоны разлома и содержат переотложенные радиолярии и непереотложенные плейстоценовые диатомеи. Палеомагнитные исследования указывают на их принадлежность к эпохам Брюнес и Матуяма. Нами эти отложения отнесены к плейстоцену и голоцену, а на ст. V13-103 (нижняя часть разреза) и к плиоцену (рис. 2).

Олигоценые отложения (P₃)

Они установлены в приподнятом блоке южной части зоны разлома на станциях V13-88, V13-99, V13-100 и V13-101 (рис. 3). В районе ст. V13-99 – V13-101 амплитуда поднятия максимальна и отложения почти выходят на поверхность дна. Они перекрыты тонким (от 1 до 17 см) слоем голоцен-верхнеплейстоценовых осадков. На ст. V13-88 (эта часть блока несколько опущена) они залегают уже под более мощным слоем четвертичных отложений (около 2 м), относящихся к эпохам Брюнес и Матуяма.

Отложения ст. V13-101 представлены биогенными кремнистыми и кремнисто-карбонатными осадками, а на остальных – глубоководными красными глинами. Кремнисто-карбонатные (радиоляриево-кокколито-литовые) осадки залегают в основании разреза (ст. V13-101, интервал 110–137 см) и по гранулометрическому составу относятся к мелкоалевритовым илам (очень плотным), имеют светло-коричневый цвет, состоят из радиолярий, диатомей, кремниевых спикул и карбонатного нанопланктона (кокколиты). В виде значительной примеси в них присутствует глинистый материал и гидроксиды железа.

Кремнистые (радиоляриевые) осадки залегают выше по разрезу (ст. V13-101, интервал 1–110 см) и отличаются от кремнисто-карбонатных илов только

отсутствием в них карбонатного нанопланктона. Они темно-коричневые, очень плотные.

Красные глубоководные глины установлены на станциях В13-88, В13-99 и В13-100. Они залегают выше по разрезу над биогенными кремнистыми осадками (в скважине 163 располагаются выше радиоляриевых илов). Это темно-коричневые, реже зеленовато-коричневые осадки, как правило сильно биотурбированные (с ходами илоедов), нередко со следами оползания (ст. В13-88). По гранулометрическому составу и консистенции они отвечают пелитовым илам (очень плотным). Состоят, в основном, из глинистых минералов (главным образом смектита, в меньшей степени – гидрослюды, хлорита и каолинита). Из аутигенных минералов присутствуют железо-марганцевые микроконкреции и цеолиты, а из биогенных компонентов – останки рыб и редко радиолярии (табл. 2–4).

Палеомагнитные свойства осадков, представленных очень плотными красными глинами на станциях В13-101 (с обильной микрофауной), В13-88, В13-99 и В13-100 обычны для глубоководных осадков. На ст. В13-99 величина ЕОН почти неизменна по разрезу и составляет в среднем 10 А/м, (осадки имеют прямую полярность). На остальных станциях величина ЕОН меняется по разрезу от 2 до 15 А/м, и осадки намагничены противоположно современному магнитному полю, что позволяет считать их возраст древнее 1 млн лет [10].

Олигоценый возраст осадков установлен на основании присутствия в них радиолярий и нанопланктона. Богатый комплекс радиолярий с прекрасно сохранившимися видами установлен на ст. В13-101. Он характерен для зоны *Theocyrtis tuberosa* (ранний олигоцен). Наиболее представительными видами являются: *Theocyrtis tuberosa* (превалирует), *Cyclampterium pegetrum* Sanfilippo et Riedel, *Tristulospyrus tricerus* (Ehrenberg), *Dorcadospyris ateuchus* (Ehrenberg), *Cyclampterium milowi* Riedel et Sanfilippo, *Thyrsoyrtis bromia* Ehrenberg. Известковый нанопланктон представлен следующими видами: *Discoaster woodringi* Bramlette et Riedel, *Reticulofenestra* sp., *Discoaster* sp., *D. aff. taniornatus* Bramlette et Wilcoxon, *D. deflandrei* Bramlette et Riedel, *Coccolithus copelagicus* (Bramlette et Riedel) Bramlette et Sullivan. Осадки, вскрытые на ст. В13-73 и В13-88, также отнесены к этому времени [21]. Однако палеомагнитные данные, свидетельствующие о накоплении осадков во время эпох Брюнес и Матуяма, присутствие плейстоценовых и голоценовых диатомей в колонке В13-73 и в верхней части разреза колонки В13-88 позволили отнести их к двум диатомовым зонам:

Nitzschia reinholdii и *Pseudoenotia doliolus* плейстоценового и голоценового времени (рис. 4).

Предположительно плиоценовые отложения (N₂?)

К ним отнесены красные глубоководные глины, вскрытые на северном борту зоны разлома (станции В13-83, В13-89 и В13-103), а также в восточной части зоны разлома на его южном борту (ст. В13-80, В13-81 и В13-82, см. рис. 2 и 3). Цвет глубоководных глин темно-коричневый, реже зеленовато-коричневый (ст. В13-103). Плотность – от средней, до очень высокой. На всех станциях, кроме В13-83, глины цеолитовые. На ст. В13-83 цеолиты появляются с глубины 80 см. По гранулометрическому составу осадки отвечают пелитовым илам (частиц менее 0.01 мм в них более 70 %), они окислены на всю глубину колонки и почти не содержат определяемой микрофауны. Аутигенные минералы в осадках представлены железо-марганцевыми микроконкрециями и цеолитами (табл. 2–4). Из биогенных компонентов присутствует костный детрит рыб, встречаются почти полностью растворенные фораминиферы (в виде мелких карбонатных чешуек), а диатомеи и радиолярии обнаружены только с поверхности в интервале 0–1 см (ст. В13-83).

На ст. В13-81, приуроченной к изолированной возвышенности (глубина 3780 м), отложения представлены охристо-оранжевыми линзовидно-слоистыми осадками, состоящими из гетита и незначительного количества (1–2 %) железо-марганцевых микроконкреций. Эти отложения представляют собой, по видимому, гидротермальные образования, характерные для спрединговых зон (таких как ВТП) [27].

На станциях В13-83 и В13-89 реликтовые отложения выходят на поверхность дна, а на остальных станциях – перекрыты слоем четвертичных осадков мощностью от нескольких сантиметров до 2 м (ст. В13-82). По палеомагнитным характеристикам возраст их может быть определен как плиоценовый. Так, на ст. В13-83 с однородным по всей скважине разрезом численные значения магнитной восприимчивости равны в среднем 30 ед. СИ, а в верхней части на горизонте 5 см эти значения около 100 ед. СИ; при этом величина ЕОН – обычная для пеллагических глин – 20 А/м. Величины магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности в верхнем отрезке колонки (в интервале 0–70 см – для ЕОН и 0–55 см – для χ) отличаются от значений этих параметров в нижней части колонки (интервал 70–157 см). Так, ЕОН возрастает с 10 до 30 А/м, а со 157 см до конца колонки она постоянна и колеблется около среднего значения 12–15 А/м с двумя максима-

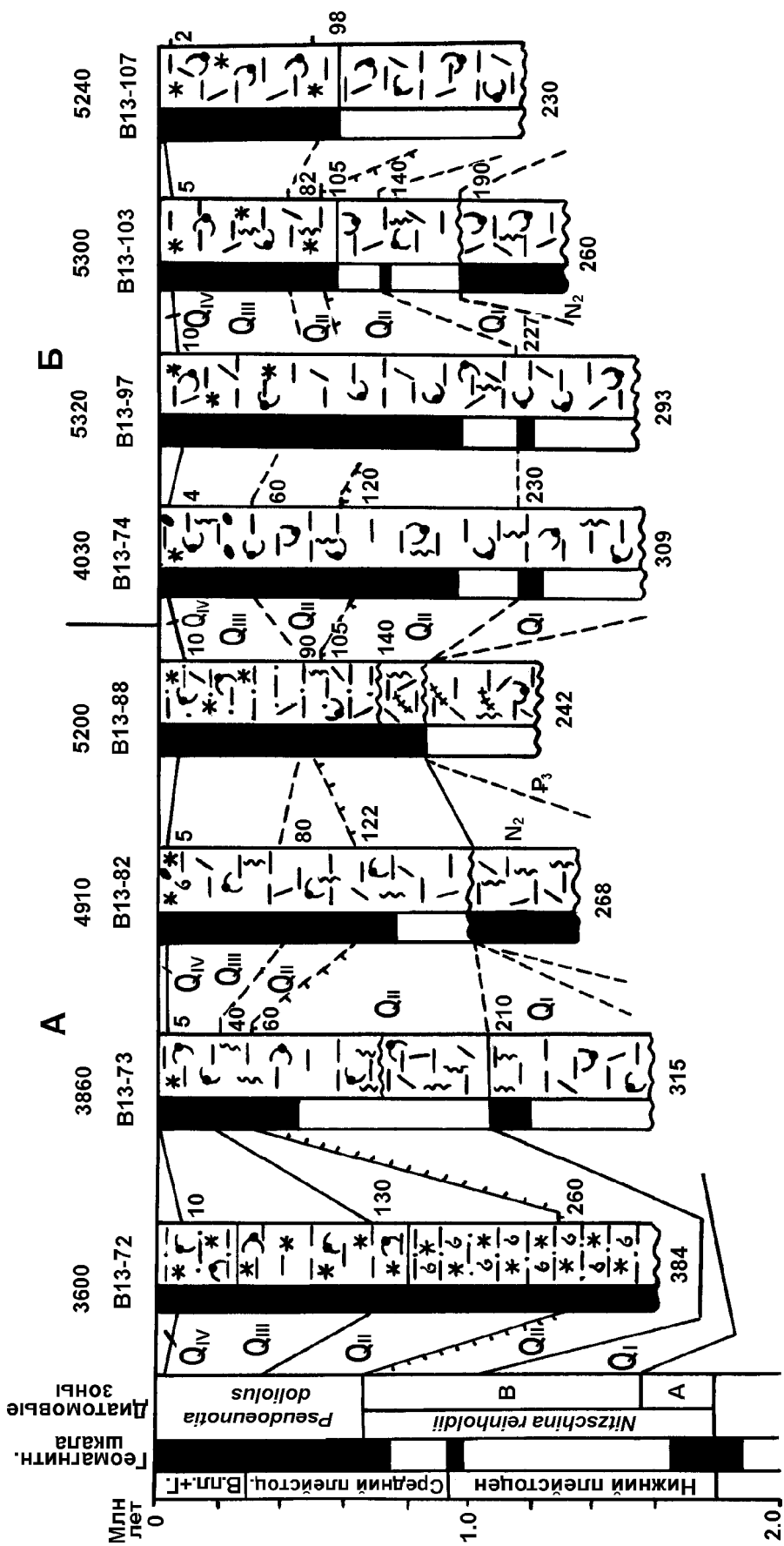


Рис 4. Корреляция разрезов четвертичных отложений зоны разлома Клариион.

Условные обозначения см. на рис. 3. А – южный борт зоны разлома, Б – северный борт зоны разлома.

ми в интервалах 175–187 и 222–237 см. Поскольку величина ЕОН колеблется по разрезу колонки, в то время как магнитная восприимчивость начиная с 55 см остается неизменной, можно предположить изменение состава ферромагнетика по длине колонки. После размагничивания переменным магнитным полем до 20 мТ выделено пять зон прямой и обратной полярности. Зоны выделяются уверенно по изменению склонения и наклонения. В палеомагнитном разрезе преобладает прямая полярность геомагнитного поля с двумя кратковременными обратными полярными горизонтами на интервалах 67–90 и 185–212 см. Подобный характер изменения магнитного поля наблюдается для эпохи Гаусс. По-видимому, возраст осадков можно определить как 2.43–3.32 млн лет. Аналогичная картина наблюдается и для колонки осадков ст. В13-89. Здесь также выделяется пять зон прямой и обратной полярности, которые хорошо коррелируются с разрезом ст. В13-83 и также отвечают времени эпохи Гаусс.

Со значительной долей условности к отложениям этого времени отнесены осадки, вскрытые на вершине изолированной возвышенности (ст. В13-81) и на плоской поверхности недалеко от нее (ст. В13-80). В обоих случаях вскрыт неполный разрез, условно отнесенный к эпохе Гаусс. На западе, на северном опущенном блоке, к ним отнесены красные цеолитовые глины, залегающие внизу разреза на ст. В13-103 (интервал 190–260 см) и перекрытые плейстоценовыми отложениями эпох Брюнес и Матуяма, которые охарактеризованы диатомовыми комплексами. Изучение физических свойств этих осадков свидетельствует об их древнем облике (значительно старше события Харамильо).

Четвертичные отложения (Q)

Они установлены по обоим бортам зоны разлома Кларион и залегают на поверхности, перекрывая все более древние отложения (эоценовые – на ст. В13-102 и В13-104; олигоценые – на ст. В13-88, В13-99, В13-100 и В13-101; плиоценовые – на ст. В13-80, В13-81, В13-82 и В13-103). Максимальной мощности (более 300 см) отложения достигают в восточной части зоны разлома, минимальной (1–17 см) – в приподнятых частях блоков западной части южного борта разлома. На станциях В13-83 и В13-89 на северном борту зоны разлома (в приподнятом блоке) они отсутствуют.

По палеомагнитным данным [10] осадки расчленены на отложения эпохи Брюнес, включающие в себя осадки голоцена, верхнего и частично среднего плейстоцена (возрастом от современного до 700 тыс. лет), и на осадки эпохи Матуяма (возрас-

том от 700 тыс. лет до 1,66 млн лет). К последним относятся отложения нижней части среднего плейстоцена и всего нижнего плейстоцена (рис. 2 и 3). Микропалеонтологические данные являются вспомогательными, поскольку диатомеи в больших количествах встречаются только в самых верхних частях разреза. В средней его части их содержание резко падает, а в нижней – они, как правило, отсутствуют. Карбонатные определяемые останки в описываемых отложениях на глубинах более 4000 м не встречены.

По видовому составу диатомей четвертичные отложения расчленены на две зоны – *Nitzschia reinholdii* и *Pseudoeunotia doliolus*. Нижняя зона включает в себя нижнеплейстоценовые и частично среднеплейстоценовые отложения, верхняя зона – среднеплейстоценовые (от 0.63 до 0.3 млн лет), верхнеплейстоценовые и голоценовые отложения (рис. 4). Поскольку четвертичные отложения по гранулометрическому и минералогическому составу не отличаются друг от друга и не имеют видимых перерывов, то дано их совместное описание.

Четвертичные отложения представлены в основном пелагическими (эвпелагическими) глинами* темно-коричневого и зеленовато-коричневого цвета. По гранулометрическому составу они отвечают, главным образом, пелитам, реже – пелитам алевритовым (ст. В13-88 и В13-100) и очень редко – мелким алевритам (ст. В13-104). По консистенции осадки относятся к илам. Они жидкие с поверхности, мягкие и средней плотности – ниже по разрезу, плотные и очень плотные – в нижней части разреза. Состоят, в основном, из глинистых минералов – гидрослюды (62–68 %), смектита (16–31 %) и хлорит-каолинита (10–19 %)** и только на одной станции (В13-73) в восточной части зоны разлома, на его южном борту соотношение глинистых минералов меняется. Здесь больше смектита (56–80 %), меньше гидрослюды (10–31 %) и хлорит-каолинита (10–13 %). Изучение Н.С. Скорняковой с соавторами [16] глинистых минералов на полигонах в районе зоны разлома Кларион выявило преобладание смектита в субколлоидной фракции и отсутствие связи с типами осадков и формами рельефа. Его образование связано с диагенетическими трансформациями рентгеноаморфных компонентов (геля) поверхностного слоя в кристаллический

*Только на ст.В13-81, приуроченной к изолированной возвышенности с глубиной 3780 м, отложения представлены фораминиферовыми песками.

**Дополнительное разделение на хлорит и каолинит не производилось.

смектит по мере старения и погружения осадка на глубину.

Изучение металлоносных илов на ВТП [11] показало, что они представлены в основном кремнисто-железистым гелем. В восстановительной обстановке илы уплотняются, кристаллизуются и переходят в железистые смектиты, а затем в смешанослойные образования типа смектит-гидрослюда, возможно, до собственно железистых гидрослюдов. Их генезис гидротермально-седиментационно-диагенетический.

Терригенными являются обломочная гидрослюда и хлорит-каолинит. Из аутигенных образований в осадках постоянно присутствуют железо-марганцевые микроконкреции и цеолиты, причем, если первые преобладают в верхней части разреза (в жидких илах), то вторые – в нижней. Железо-марганцевые макроконкреции широко распространены в поверхностном слое илов. Вблизи отдельных изолированных возвышенностей в составе алевритовой и псаммитовой фракций илов, наряду с аутигенными минералами (цеолитами), появляются обломки пород, вулканическое стекло и темноцветные минералы. В приподнятых блоках описываемой зоны, где мощность четвертичных отложений минимальная (1–17 см), состав их отвечает составу подстилающих отложений. Они образованы за счет переотложения последних.

Из биогенных компонентов в верхнем слое осадков в значительных количествах (до 15 %) присутствует кремнистый биогенный материал (диатомеи, радиолярии, кремниевые спикулы губок). На глубине 10–20 см от поверхности дна его содержание резко падает (до 2–3 %), а глубже 70 см он часто отсутствует. Карбонатный биогенный материал (фораминиферы, их обломки) выше границы карбонатной компенсации (до 4000 м) на отдельных возвышенностях образует массовые скопления в виде карбонатных осадков (фораминиферовые пески, ст. В13-81), а ниже ее (глубины 4300–4500 м) присутствует в виде полурасстворенных чешуек (до 5–7 %), на глубинах более 5000 м он, как правило, отсутствует*.

Наиболее полный разрез четвертичных отложений по палеомагнитным данным установлен в самой восточной части зоны разлома Кларин по его обоим бортам (ст. В13-73 и В13-74) и в опущенном северном борту зоны разлома (ст. В13-97). На этих станциях было выделено четыре палеомагнитные зоны (рис. 2 и 3). Разрез отложений (сверху вниз) начинается зоной прямой полярности, ниже осадки намагничены обратно направлению современного

магнитного поля. В интервале обратной полярности (примерно в его средней части) выделяется горизонт прямой полярности. Сопоставление выделенных зон с геохронологической палеомагнитной шкалой (с учетом соотношения мощностей и их индивидуальных особенностей) позволяет отнести: верхнюю зону полярности N к эпохе Брюнес, а нижнюю R полярную зону – к эпохе Матуяма. Небольшую по мощности прямо намагниченную зону – к событию Харамильо в эпохе Матуяма [10].

Граница эпох Матуяма–Брюнес (700 тыс. лет назад) на станциях В13-74 и В13-97 (северный опущенный борт зоны разлома) проходит на уровне 190 см, а на ст. В13-73 (южный приподнятый борт зоны разлома) – на уровне 95 см. Такая разница в мощностях осадков различных бортов зоны разлома в эпоху Брюнес объясняется неодинаковыми условиями седиментации. Скорости осадконакопления на северном борту зоны разлома для эпохи Брюнес составляют 2.5–2.7 мм/тыс. лет, для верхней части эпохи Матуяма – 2.1 мм/тыс. лет, для события Харамильо – 2.1–2.5 мм/тыс. лет. На южном приподнятом борту, где мощности осадков резко сокращаются, скорости седиментации будут значительно меньше.

Возрастной интервал осадков на приведенных станциях один и тот же. Палеомагнитные разрезы не доходят до границы эпох Гаусс–Матуяма (2.43 млн лет назад). В этих колонках четко фиксируется лишь граница 0.95 млн лет. При постоянстве скорости осадконакопления для колонки ст. В13-74 можно предположить, что нижний слой осадков на горизонте 300 см имеет возраст около 1.3 млн лет. На других станциях, где установлен более сокращенный палеомагнитный разрез четвертичных отложений (особенно на южном борту зоны разлома), возраст осадков более молодой.

Для расчленения четвертичных отложений с помощью диатомового анализа осадки были изучены по обоим бортам зоны разлома. Как уже указывалось выше, общей чертой отложений является их обедненность диатомовыми створками. Если в Гватемальской котловине (ст. В13-72, см. врезку на рис. 1) численность диатомей в 1 г осадка достигает 18–20 млн створок, то в регионе Кларин она едва доходит до 1–2 млн створок. В связи с тем, что эти отложения слабо информативны в отношении диатомей, границы между зонами и подразделениями антропогена во многом условны и могут корректироваться палеомагнитными данными (рис. 4).

Зона *Nitzschia reinholdii*. Она выделена в следующих колонках: В13-73 (315–60 см), В13-82 (200–122 см), В13-88 (165–105 см), В13-74 (309–120 см),

*Дополнительно о составе осадков см. в таблицах 2–3.

В13-97 (?) и В13-103 (190–105 см). Отсутствие таких видов, как *Rhizosolenia praebergonii* Mukhina, *Rhizosolenia praebergonii* var. *robusta* Barron, *Azpeitia nodulifera* var. *cyclopa* (Jouse), *Asteromphalus hiltonianus* (Grev.) Ralfs, не позволяет выделить подзону А зоны *Nitzschia reinholdii*, имеющей возраст самого раннего плейстоцена (до 1.55 млн лет). Были выделены осадки только подзоны В (1.55–0.93 млн лет). Следует отметить, что присутствие *Rhizosolenia matuyamai* Burckle совпадает с палеомагнитным событием Харамильо в следующих колонках: В13-73 (210 см), В13-103 (140 см). Здесь же в колонках на этом уровне проведена граница между нижним и средним плейстоценом. Комплекс подзоны В содержит *Azpeitia nodulifera*, *Nitzschia fossilis*, *N. reinholdii*, *Thalassiosira plicata*, *Nitzschia marina*, *Pseudoeunotia doliolus*, *Thalassionema nitzschioides* var. *parva*, *Thalassiosira oestrupii*, *Coscinodiscus crenulatus*, *C. asteromphalus*.

Зона *Pseudoeunotia doliolus*. Она выделена во всех изученных колонках (рис. 4). Для ее осадков характерно отсутствие вымерших видов. Хотя комплекс диатомей зоны очень обеднен, тем не менее, из характерных и доминантных видов можно назвать: *Coscinodiscus nodulifer*, *C. radiatus*, *C. perforatus*, *C. asteromphalus*, *C. crenulatus*, *Thalassiosira lineata*, *Th. oestrupii*, *Th. pacifica*, *Th. leptopus*, *Nitzschia marina*, *Asteromphalus robustus*, *Coscinodiscus africanus*, *Pseudoeunotia doliolus*, *Planktoniella sol*, *Coscinodiscus lineatus*.

Ритмичный полиморфизм створок *Azpeitia nodulifera* не всегда отчетливо удается проследить из-за обедненности осадков створками диатомей. Поэтому граница между средним и верхним плейстоценом проведена условно (рис. 4). В колонке В13-107 ниже 98 см диатомей полностью отсутствуют. Утверждать о среднеплейстоценовом возрасте этих отложений затруднительно.

Осадки голоцена прослежены во всех колонках. Мощность их невелика и составляет 5–10 см (рис. 4). Для них характерна разнообразная флора диатомей хорошей сохранности и высокой численности. В 1 г осадка содержится до 10–12 млн створок. Наиболее обильны: *Azpeitia nodulifera*, *A. nodulifera* var. *apiculata*, *Nitzschia marina*, *Thalassionema nitzschioides*, *Roperia tessellata*, *Planktoniella sol*, *Thalassiosira lineata*, *Th. oestrupii*, *Hemidiscus cuneiformis*, *Coscinodiscus radiatus* – типичная флора тропическо-субтропических широт.

Особо следует остановиться на колонке ст. В13-97. Здесь по всей ее длине, кроме верхних 5 см, часто встречаются створки *Riedelia borealis*, *Riedelia*

pacifica – зональных видов среднего–верхнего эоцена. Вместе с тем, здесь отмечаются и редкие современные виды. Решить вопрос о возрасте этих осадков сложно. Возможно, они сформировались в плейстоцене за счет переотложения осадков эоценового возраста, развитых на южном борту зоны разлома.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗОНЫ РАЗЛОМА

Минеральный состав крупноалевритовой и более грубых фракций осадков зоны разлома Клариион приведен в таблицах 2 и 3. Среди обломочных компонентов преобладает “островодужная” пирокластическая: базальтовое и липаритовое стекло, кварц, полевые шпаты, биотит, клинопироксен, обыкновенная роговая обманка (в том числе красная – окисленная), железистый оливин, апатит, циркон, магнетит и ильменит. Минералы этой ассоциации составляют более 90 % тяжелых обломочных зерен крупноалевритовой фракции. Остальные – бледноокрашенный амфибол, эпидот и хлорит – это минералы, источником которых служат кристаллические породы океанического типа, подвергшиеся зеленосланцевому метаморфизму. Интересно, что в преобладающей части колонок наблюдается тенденция к увеличению доли метаморфических минералов вверх по разрезу.

Обратная картина отмечается для железо-марганцевых микроконкреций (ЖМК) в колонках четвертичного возраста (табл. 2). В нижней части разреза (восточный край зоны разлома) их больше и они приурочены к отдельным горизонтам, а в верхней – распространены повсеместно, но их меньше. В западной части зоны разлома они равномерно распределены по всему разрезу, так же как и в эоценовых и олигоценых красных глинах. В плиоценовых красных глинах в низах разреза их больше, а сверху – меньше. Эта тенденция, по-видимому, отражает различные скорости седиментации на различных тектонических блоках и различные условия гидротермальной и тектонической деятельности как в самой зоне разлома Клариион, так и в пределах ВТП в четвертичное и более раннее время.

Необычный минеральный состав отмечен только в отложениях ст. В13-81, которые сложены гетитом* с небольшой примесью (до 1–2 %) железо-марганцевых микроконкреций. Это, скорее всего, гидротермальные образования типа высокотемпературных отложений, характерных для зоны ВТП и других срединговых структур. В таблице 3 приведен коли-

*Данные дифрактометрии, аналитики Ю.Г. Волохин и Н.Г. Ряполова, Дальневосточный геологический институт ДВО РАН.

чественный состав тяжелых минералов осадков зоны разлома. Соотношения минералов широко варьируют. В них отмечаются некоторые закономерности. Как показано на рис. 5, для четвертичных отложений характерно уменьшение в западном направлении (от Американского континента) доли “островодужной” пирокластики (ассоциация ортопироксен – Орх, зеленый клинопироксен – Срх₂, буро-зеленая обыкновенная роговая обманка – Нб₁, красная обыкновенная роговая обманка – Нб₂, медово-желтый железистый оливин – ОI₂, биотит – Вi, циркон в оторочке липаритового стекла – Zr, апатит – Ар и шпинель – Sp) и увеличение доли обломков из местных магматических пород океанического типа (бесцветный маложелезистый оливин – ОI₁, бурый и бесцветный клинопироксен – Срх₁, шпинель – Sp и апатит – Ар). Та же тенденция наблюдается снизу вверх по 6 из 8 колонок, где получены представительные данные (в тяжелой крупноалевритовой фракции каждой пробы осадков содержится более 250 зерен, среди которых на долю минералов-индикаторов – Рх, ОI, Нб – приходится не менее 30). В остальных 2 колонках (ст. В13-73 и В13-100, см. рис. 5) получена картина незначительных изменений данного соотношения. Следует отметить, что эти колонки представляют осадки определенного возрастного диапазона (от эоцена до современных). Следовательно, обсуждаемое соотношение довольно устойчиво в узких пространственных и возрастных рамках и может служить достаточно надежным показателем для геодинамических палеорекоstructions. В данном случае, его изменения указывают на удаление точек, где накапливались отложения наших станций, от активной континентальной окраины (Центральноамериканской) – источника

пирокластики “островодужного” типа – к “горячей точке” (Гавайским островам) и, таким образом, подтверждают идею спрединга.

Кроме “островодужной” пирокластики и местного магматического обломочного материала тяжелая фракция отложений зоны разлома содержит редкие зерна метаморфических минералов (эпидота – Ep, амфибола – Amf, розового граната (альмандина) – Grn), которые являются индикаторами метаморфизма основных пород на уровне зелено-сланцевой и амфиболитовой фаций, что характерно для нижней части “второго” слоя океанической коры и зон метаморфизма в нем. Появление этих минералов в осадках, очевидно, можно связывать с тектонической деятельностью разлома Кларион. Впрочем, эта тектоническая деятельность по своей интенсивности не может идти ни в какое сравнение с соответствующей деятельностью таких структур, как Восточно-Тихоокеанское поднятие или зона Гавайских островов. В районах этих структур – соответственно полигон I [10] и станции В13-104, В13-107 и В13-108 (рис. 1) – в тяжелом обломочном материале осадков господствует местная магматическая кластика.

Что касается геохимических особенностей осадков зоны Кларион, то они заметно обогащены Fe, Cu, Ni и рядом микроэлементов (табл. 4), источником которых, вероятно, является эндогенная поставка рудного вещества гидротермами по разломам зоны трансформного разлома Кларион и привнос рудных компонентов (сверх пелагического фона) течениями из гидротермальных областей ВТП. Следует отметить, что содержание Cu и Ni в них значительно выше, чем в металлоносных осадках ВТП [11]. Это позволяет утверждать, что обогащение руд-

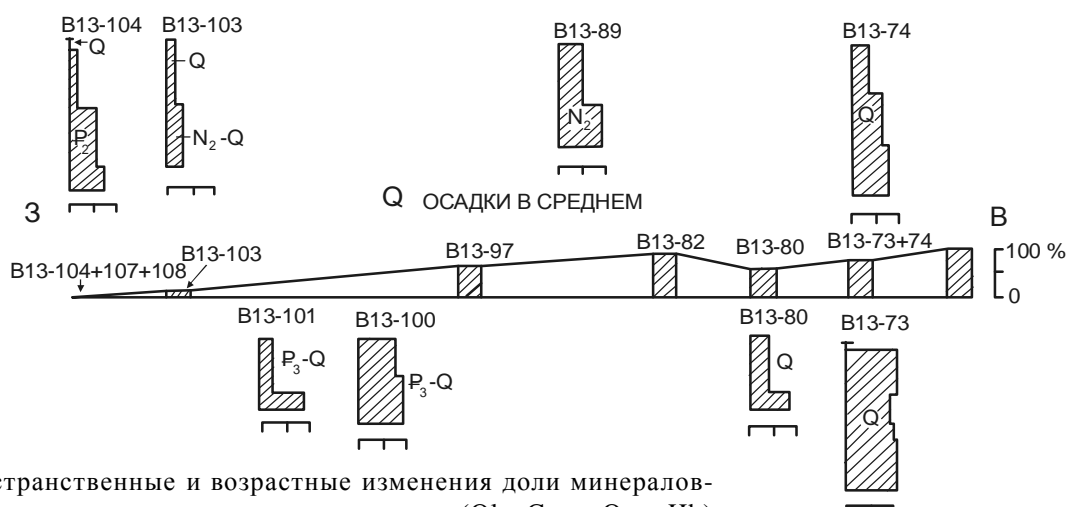


Рис. 5. Пространственные и возрастные изменения доли минералов-индикаторов пирокластики островодужного типа (ОI₂+Срх₂+Орх+Нб) среди однотипных обломочных минералов (всех ОI, Рх и Нб) в осадках северо-восточной части Тихого океана.

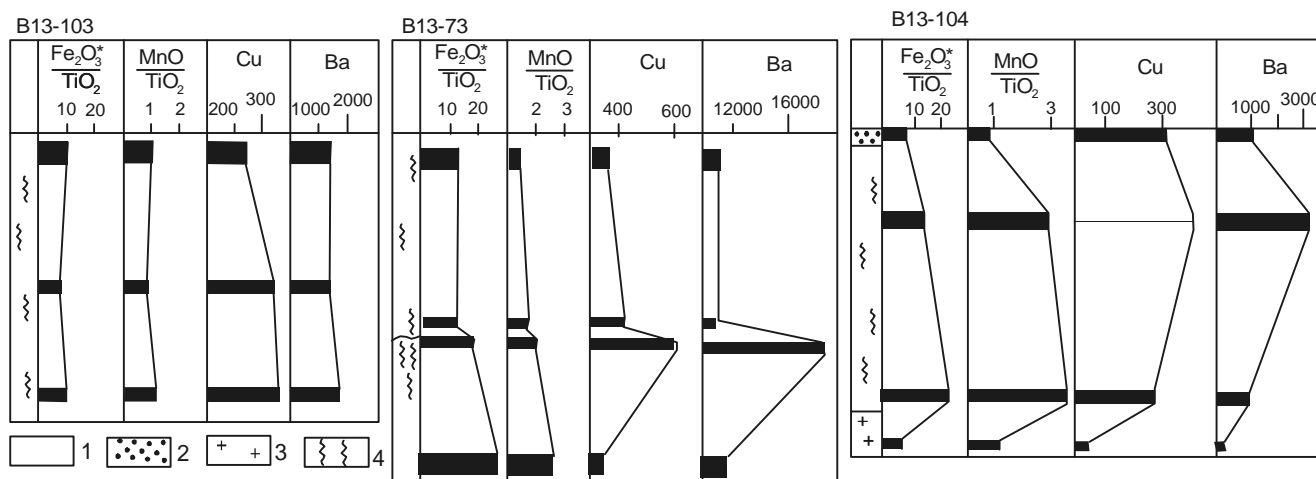


Рис. 6. Три типа распределения некоторых химических компонентов по колонкам зоны разлома Кларион. Илы: 1 – пелитовый, 2 – алевроитовый, 3 – кремнистый. 4 – следы биотурбации. *Все Fe дано как Fe₂O₃.

ными компонентами осадков происходило уже в эоцене. В остальном, они обычны для пелагических отложений Центральной Пацифики (см. ст. В13-17 на врезке рис. 1 и табл. 4). Вариации содержаний рудных компонентов по колонкам (рис. 6) создают три типовых картины.

Одна из них характерна для однородной толщи четвертичных и плиоценовых осадков, в которой наблюдаются постепенные диагенетические изменения. Сверху вниз увеличивается степень литификации, выражающаяся в создании и упрочнении каркаса породы, образуемого такими диагенетическими минералами, как смектит, цеолиты, барит и гидроксиды железа и марганца. Содержание рудных компонентов здесь нарастает соответственно увеличению плотности, т. е. постепенно (рис. 6, ст. В13-103).

Другой вид распределения отмечен в колонках, где существует резкая граница между верхними (жидкими и мягкими) и нижними (плотными и очень плотными) осадками (в нашем примере это четвертичные отложения) при неизменных вещественном и гранулометрическом составах (рис. 6, ст. В13-73). В зоне контакта происходит повышение рудных концентраций.

Третий тип распределения рудных компонентов отмечен в колонках с осадками близкого или одного возраста (эоценового) и близкой степени литификации, но имеющих резкие литологические границы. Например, на ст. В13-104, где красные глубоководные глины подстилаются кремнистыми радиоляриевыми илами. Основное накопление железа, марганца и сопутствующих компонентов происходит здесь

также в зоне контакта более плотного глинистого осадка, так называемых красных глин (соответствующих по грансоставу и консистенции пелитовым илам) (рис. 6, ст. В13-104), с кремнистыми илами.

Все виды распределения рудных элементов указывают на миграцию иловых растворов, которая ведет к перемещению легкорастворимых компонентов преимущественно вниз. Осадки как бы поглощают отлагаемое из воды вещество внутрь толщи, где и осаждают его в зонах затрудненной миграции (на геохимических барьерах?). Из этого следует, что чем мощнее и проницаемее верхний жидкий слой неконсолидированных отложений, тем сильнее этот эффект “поглощения” и, следовательно, тем хуже условия для накопления железо-марганцевых конкреций на границе вода – осадок. Очень четко эта закономерность проявляется при оценке встречаемости ЖМК на различных типах осадков. Так, например, по данным Н.С. Скорняковой и Н.Л. Зенкевича [14, 16] наиболее часто конкреции находят на пелагических глинах, которые, судя по всему, наименее проницаемы для иловых растворов.

Вместе с тем, существование диагенетических конкреций доказывает, что они могут “оттягивать” из осадка легкорастворимые рудные компоненты. Этим, по-видимому, объясняется присутствие ЖМК, наиболее богатых триадой Cu-Ni-Co, на красных глубоководных глинах палеогенового и плиоценового возрастов в зоне разлома Кларион к востоку от 140° з. д. в части рудной провинции Кларион-Клиппертон (“зона Хорна”, по [27]).

Итак, факторами, благоприятными для конкрециеобразования, можно считать затрудненную

миграцию иловых вод, сложение толщи плотными глинистыми осадками (красными глинами) и ее внутренние неоднородности.

ВЫВОДЫ

1. Трехслойное строение верхнего структурного этажа осадочной толщи свидетельствует о его формировании в три непрерывных этапа:

а) в рифтовую стадию, когда формировалась толща металлоносных осадков, обогащенная железом и марганцем, вскрытая скв. 160, 162 [28] в основании разреза непосредственно на базальтах. Подобные условия существуют на ВТП, где благодаря действию гидротерм в современных условиях образуются металлоносные илы [11];

б) в стадию пассивного погружения океанской плиты до уровня критических глубин карбонатакопления, когда формировалась кремнисто-глинисто-карбонатная толща (скв. 161, 162). Такие осадки накапливаются в настоящее время восточнее троговой долины ВТП в Гватемальской котловине на глубине 3600 м (ст. В13-72, рис.1, врезка);

в) в стадию погружения океанической плиты ниже этих глубин, во время образования толщи красных глубоководных глин и радиоляриевых илов (рис. 2 и 3).

2. На возможное перемещение океанической плиты указывают не только удревнение базальтов и осадочной толщи по мере удаления от зоны спрединга и трехслойное строение последней [11, 18, 28], но и уменьшение во времени поступления в осадки пирокластички активной континентальной окраины, с одной стороны, и увеличение влияния “горячей точки” Гавайских островов, с другой.

3. На фоне вызванного спредингом движения океанической плиты происходили и вертикальные неравномерные (в виде клавиш) подвижки её блоков. Причем, они осуществлялись как вдоль самого разлома Клариион, так и по поперечным (или диагональным) к нему нарушениям. В результате этих подвижек более приподнятой оказалась южная сторона зоны разлома, и в особенности её юго-западный блок, где на поверхность дна выходят эоценовые отложения (ст. В13-102). С северной (опущенной) стороны зоны разлома также существуют приподнятые отдельные блоки с выходящими на поверхность эоценовыми (ст. В13-104) и плиоценовыми (ст. В13-83 и В13-89) отложениями. Эпохой максимального проявления вертикальных тектонических движений, вероятно, был миоцен, с чем связано установленное на многих станциях выпадение соответствующих горизонтов из стратиграфических колонок. На приподнятых блоках существовали и существуют аседимен-

тационные процессы и, по-видимому, происходил частичный размыв осадков. На опущенных блоках наблюдается непрерывная седиментация, и в колонках отмечен полный стратиграфический разрез (ст. В13-74 и В13-97).

4. Глубоководные пелагические условия седиментации, индикаторами которых служат красные глубоководные глины, существовали непрерывно в описываемой зоне разлома Клариион по крайней мере с эоцена (см. рис. 2 и 3), а возможно с нижнего мела (скв. 164). Повсеместная биотурбация разновозрастных осадков (от эоценовых до современных) в разломной зоне Клариион, вскрытая трубками на глубину до 4 м, не может служить критерием мелководности. Установлено, что она происходит как на мелководье, так и на значительных глубинах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Часть 1. Тихоокеанская мегавпадина. Владивосток: ДВО АН СССР, 1992. 176 с.
2. Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океане: осадко- и рудообразование, геоэкология / РАН, Ин-т океанологии им. П.П.Ширшова. Калининград: Янтар. сказ, 1998. 416 с.
3. Железо-марганцевые конкреции центральной части Тихого океана // Тр. Ин-та океанологии. Т. 122. М.: Наука, 1986. 344 с.
4. Казарина Г.Х. Диатомеи в верхнемиоценовых-плейстоценовых осадках восточной части тропической области Индийского океана // Морская микропалеонтология. М.: Наука, 1978. С. 5–18.
5. Крашенинников В.А., Казарина Г.Х., Кругликова С.Б. и др. Стратиграфия плиоценовых и четвертичных осадков Восточно-Тихоокеанского хребта и Галапагосской спрединговой зоны по планктонным микроорганизмам // Вопросы микропалеонтологии. 1983. Т. 26. С. 94–184.
6. Лисицин А.П., Богданов Ю.А., Лукашин В.Н. и др. Металлоносные осадки и их генезис // Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1976. С. 283–379.
7. Лисицин А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 255 с.
8. Литология и геохимия осадков Тихого океана. М.: Наука, 1979. 264 с.
9. Марков Ю.Д., Ващенко Н.Г., Нечаев В.П., Ряполова Н.В. Седиментогенез в восточной и центральной частях Тихого океана. Ч.1: Осадконакопление на подводных возвышенностях и на Восточно-Тихоокеанском поднятии // Препр. Владивосток: ТОИ ДВО АН СССР, 1989. 37 с.
10. Марков Ю.Д., Кулинич Р.Г., Линькова Т.И., Нечаев В.П., Бирюлина М.Г., Ващенко Н.Г., Иванов Ю.Ю., Пушкарь В.С. Седиментогенез в восточной и центральной частях Тихого океана. Ч. 2: Осадконакопление и стратиграфическая корреляция неконсолидированных отложений трансформного разлома Клариион и Гватемальской котловины // Препр. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 1992. 47 с.

11. Марков Ю.Д., Можеровский А.В., Ващенко Н.Г. Металлоносные осадки активной зоны рита Восточно-Тихоокеанского поднятия // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23. N 5. С. 40–53.
12. Меланхолина Е.Н., Савельева Г.Н., Кудрявцев Д.И., Разницын Ю.Н., Прокопцев Н.Г., Пушаровский Д.Ю., Гладких П.А., Лазько Е.Е. Состав океанической коры и верхней мантии в зоне разлома Клариион (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1983. Т. 268, № 4. С. 942–946.
13. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
14. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Литолого-фациальные типы глубоководных пелагических (красных) глин Тихого океана // Литология и полезн. ископаемые. 1968. № 6. С. 17–37.
15. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Горбунова З.Н., Зенкевич Н.Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана // История Мирового океана. М.: Наука, 1971. С. 148–173.
16. Скорнякова Н.С., Зенкевич Н.Л. Закономерности пространственного распространения железо-марганцевых конкреций // Железо-марганцевые конкреции Тихого океана. М.: Наука, 1976. Т. 109. С. 37–81. (Тр. Ин-та океанологии).
17. Скорнякова Н.С., Курносов В.Б., Мухина В.В., Кругликова С.Б., Рудакова А.Н., Ушакова Н.Г. Литолого-стратиграфическое расчленение и минеральный состав осадков радиояриетового пояса (полигон ст. 1936) // Литология и полезн. ископаемые. 1983. N 1. С. 121–134.
18. Тихий океан. Осадкообразование в Тихом океане. Кн. I. М.: Наука, 1970. 427 с.
19. Условия образования и закономерности размещения железо-марганцевых конкреций Мирового океана / О.Д. Корсаков, В.М. Юбко, В.Я. Пьянков и др. Л.: Недра, 1987. 259 с.
20. Шарапов В.Н., Коновалов Ю.И., Третьяков Г.А., Мартынов Ю.А. Брекчии разлома Клариион // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 115–116.
21. Шастина В.В., Бирюлина М.Г. Результаты предварительного биостратиграфического исследования зоны разлома Клариион (Тихий океан) // Новые данные по стратиграфии Дальнего Востока и Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. С. 118–121.
22. Юбко В.М., Стоянов В.В., Горелик И.М. Геологическое строение и рудоносность зоны Клариион-Клиппертон Тихого океана // Сов. геология. 1990. № 12. С. 72–80.
23. Barron J. Late Eocene to Holocene diatom biostratigraphy of the Equatorial Pacific Ocean, DSDP Leg 85 // Init. Rept. DSDP. 1985. V. 85. P. 413–456.
24. Burckle L.H. Cenozoic planktonic diatoms from the Eastern Equatorial Pacific // Nova Hedwigia. 1972. B.39.S. 217–249.
25. Burckle L.H. Pliocene and Pleistocene diatom levels from the Equatorial Pacific // Quatern. Res. 1977. N 7. P. 330–340.
26. Burckle L.H., Trainer J. Middle and Late Pliocene diatom datum levels from the Central Pacific // Micropaleontology. 1979. V. 25. P. 281–293.
27. Greenslate J.L., Frazer I.Z., Arrhenius G. Origin and deposition of elements in the seabed. – In: Origin and distribution of manganese nodules in the Pacific and prospects for exploration / Ed. M. Morgenstein. Honolulu, 1973. P. 45–60.
28. Init. Reports DSDP. Washington. 1973. V. 16. 935 p.
29. Von Stackelberg U. Sedimentation, hiatuses and development of manganese nodules: Valdivia Site VA-13/2, Northern Central Pacific. – In: Marine geology and oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province / Ed. J. L. Bischoff, D.Z. Piper. N.Y.: Plenum, 1979. P. 559–586.

Поступила в редакцию 6 августа 2004 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

Yu.D. Markov, A.V. Mozherovsky, V.S. Pushkar, N.G. Vashchenkova, V.P. Nechaev

Sedimentation features and stratigraphical correlation of nonconsolidated deposits of the Clarion transform fault zone (north-eastern part of the Pacific Ocean)

Based on materials of underwater studies, new data on the lithology and stratigraphy of Cenozoic sediments of the Clarion transform fault zone (Pacific Ocean) are offered. It was established that on different blocks (uplifted and subsided) of the tectonic structure under the same name occur different age deposits (Eocene to Quaternary). Nonconsolidated sediments have been deposited in the pelagic conditions since the Eocene (probably, since the Early Cretaceous) till now. Their mineralogical composition and content of different ore components are given.

Key words: transform fault, nonconsolidated deposits, Pacific Ocean.

**ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ПАРАМЕТРОВ ВОЛН ОТ СЛАБЫХ МЕСТНЫХ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БЛИЗКОЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ НА ЮГО-ВОСТОКЕ КАМЧАТКИ***М.Н. Лулева**Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, г. Хабаровск*

Проведены исследования волнового поля и сейсмических параметров волн от слабых землетрясений близкой локализации с целью изучения напряженно-деформированного состояния среды юго-востока Камчатки. Использовались трехкомпонентные записи PET IRIS (г. Петропавловск-Камчатский) за период 1993–2002 гг. Волновое поле от коровых событий характеризуется достаточно хорошей стабильностью во времени, но наблюдаются изменения амплитуд обменных и кратных волн. Для глубоких землетрясений с глубины 90–100 км характерна нестабильность волнового поля во времени, изменяется интенсивность волн, их количество и длительность колебаний. Наиболее существенные вариации отмечаются для азимутов поляризации быстрой *S*-волны, времени задержки между расщепленными *S*-волнами и отношений амплитуд прямых *P*- и быстрой *S*-волн. Отмечается цикличность в поведении азимута быстрой *S*-волны и времени задержки между расщепленными *S*-волнами во времени.

Ключевые слова: анизотропия, сейсмические волны, мониторинг напряженного состояния, Камчатка.

ВВЕДЕНИЕ

Различные сейсмологические методы активно применяются для изучения изменения напряженно-деформированного состояния среды в пространстве и во времени в динамически активных областях, к которым относится и Курило-Камчатская сейсмическая зона. Сейсмическая активность в этих областях распределена достаточно неоднородно в пространстве и во времени, включая слабые, сильные и медленные землетрясения. В сейсмологических исследованиях, в отличие от сейсморазведочных работ, источник излучения не является фиксированным в пространстве и стабильным по характеристикам излучения. Поэтому при обработке и интерпретации сейсмических параметров мониторинга землетрясений доминируют статистические подходы и возникает вопрос о степени зависимости параметров волн от пространственного положения землетрясений, свойств среды в различных направлениях. Этот вопрос достаточно актуальный, учитывая структурную неоднородность (мозаичность) и анизотропные свойства среды. При ответе на него возникает проблема исследования сейсмических параметров для выборочных направлений или от землетрясений, локализованных в пространстве.

Данная работа посвящена изучению изменения сейсмических параметров волн от землетрясений близкой локализации, выделенных за период 1993–2002 гг. в области станции PET IRIS (г. Петропавловск-Камчатский). Эта работа является продолжением исследований анизотропии среды и вариаций параметров расщепленных поперечных волн от слабых местных землетрясений [3, 7].

Анизотропия среды в области PET увеличивается с глубиной в среднем от 1–2 % в коре до 4–7 % в субдуктирующей плите на глубине 100–140 км. На всех сейсмических записях четко наблюдается эффект расщепления поперечных волн на быструю и медленную волну. Доминирующие направления азимута поляризации быстрой *S*-волны ориентируются вдоль $V 90^{\circ} \pm 20^{\circ}$ и совпадают с направлением движения Тихоокеанской плиты и доминирующим направлением сжатия в регионе. В настоящее время накоплено значительное количество данных [4–6], показывающих взаимосвязь между временным изменением времен задержки между поперечными волнами (t_{ss}) и изменением напряженного состояния среды, обусловленным различными процессами (землетрясения, вулканическая активность и т.д.). Традиционно считается, что параметр t_{ss} является основой для мони-

торинга напряженного состояния земной коры, а азимуты поляризации быстрой S -волны ведут себя статистически устойчиво во времени. В то же время, детальные исследования в области РЕТ показывают, что выделяются временные аномалии и в азимутах поляризации быстрой S -волны, а также наблюдается цикличность во временном ходе. Наиболее устойчивые циклические изменения с доминирующим периодом 172 дня отмечены для азимутов быстрой волны от событий с глубин больше 80–140 км за период 1996–1998 гг. и 400–600 дней за период 1993–2002. Исследование волнового поля от кластеров землетрясений с разной глубины и разных направлений позволяет оценить поведение различных сейсмических характеристик во времени и сопоставить их со статистическими результатами исследований.

ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

Для исследований использовались трехкомпонентные сейсмические записи слабых местных землетрясений, зарегистрированные широкополосной станцией РЕТ IRIS (г. Петропавловск-Камчатский) за период 1993–2002 гг. Проведена выборка записей землетрясений с энергетическим классом $K < 10.5$ и эпицентральной расстоянием до 100 км от станции РЕТ. По данным каталога КОМСП ГС РАН за 9-летний период в радиусе 400 км от РЕТ произошло 33 сильных землетрясения ($K \geq 13$), включая Кроноцкое землетрясение (05.12.97, $M = 7.8$) без его афтершоков. За данный период выделены кластеры землетрясений, расстояние между гипоцентрами которых не превышает 10 км. Для корового слоя обнаружен один кластер, состоящий из 5 событий, зарегистрированных к северу от РЕТ на расстояниях около 12 км и глубинах 18–24 км. Несколько кластеров выделено для событий с глубины 90–110 км. Для улучшения качества сигналов записи отфильтрованы в полосе

частот 1–18 Гц. В каждом кластере были рассчитаны коэффициенты корреляции между соответствующими компонентами сейсмограмм (e, n, z) событий, а также между амплитудными сейсмограммами $A(t) = |\mathbf{u}(e, n, z, t)|$.

При обработке сейсмических записей предполагалось, что прямые продольная P - и поперечные расщепленные S_1 -, S_2 -волны, распространяющиеся от источника, имеют максимальные амплитуды и их векторы поляризации взаимно ортогональны. Определение прямых волн, измерение их кинематических и динамических параметров проводилось на основе поляризационного и статистического анализа [1, 2, 7], позволяющего наиболее точно определять такие волновые характеристики, как 1) вектор поляризации; 2) амплитуда; 3) степень линейности; 4) степень ортогональности волн; 5) время задержки между волнами. Ошибка измерения поляризации оценивается с точностью 10–20°. Если волна четко прослеживается в интервале от полупериода до периода, физическая разрешимость достигает 5–10°. Точность измерения направления вектора поляризации волны оценивается количественно через соотношение осей эллипсоида поляризации для выбранных волновых фаз [7].

РЕЗУЛЬТАТЫ И АНАЛИЗ

Вариации волновых параметров от коровых землетрясений

На рисунках 1 и 2 представлены амплитудные сейсмограммы коровых землетрясений и азимутальные сейсмограммы, построенные в горизонтальной плоскости в интервале S -волн за период 1997–1998 гг. Азимутальные сейсмограммы представляют собой проекции смещений на выборочную систему направлений $\{l(\varphi, \theta)\}$: $u_i^p(t) = (\mathbf{u}(n, e, z, t) \cdot \mathbf{l}(\varphi, \theta))^n$. Пара-

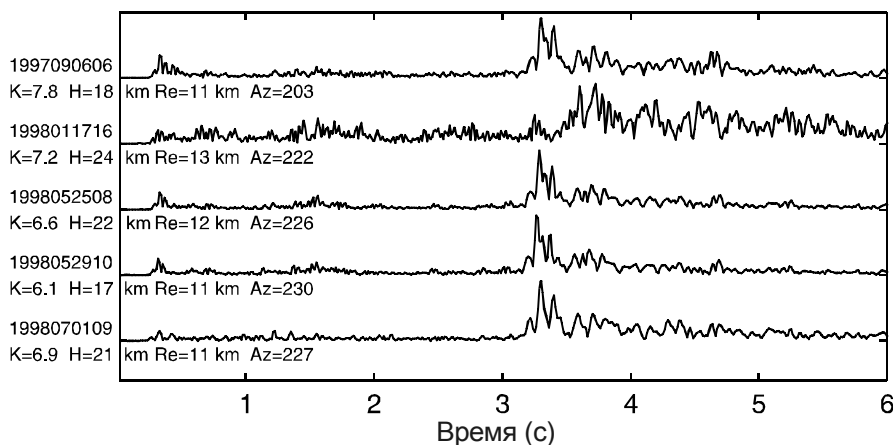


Рис. 1. Амплитудные сейсмограммы от коровых землетрясений с близкими гипоцентрными координатами. Время событий и характеристики землетрясения даны слева (K – энергетический класс, H – глубина, Re – эпицентральное расстояние, Az – азимут на станцию РЕТ).

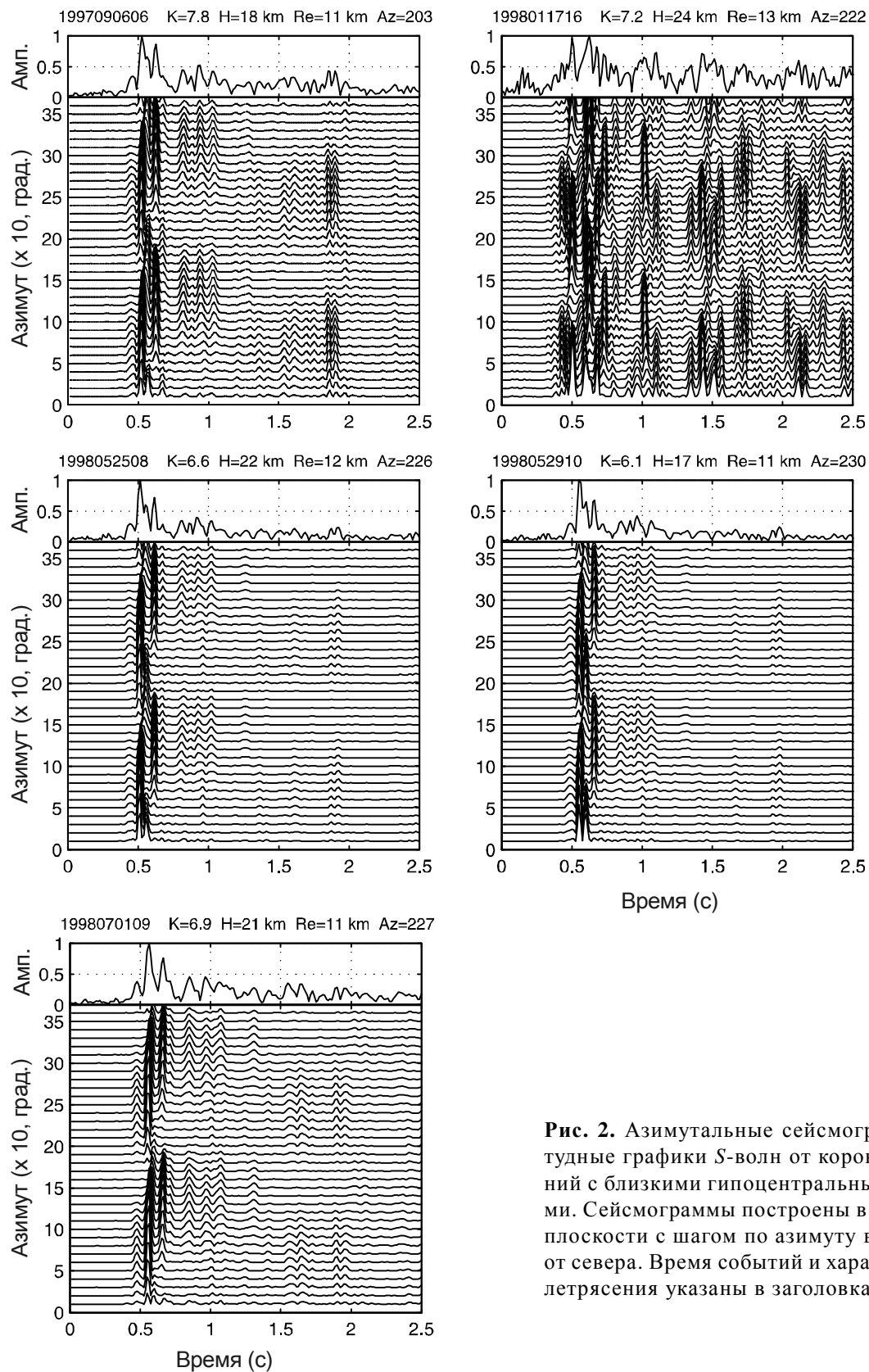


Рис. 2. Азимутальные сейсмограммы и амплитудные графики S -волн от коровых землетрясений с близкими гипоцентрными координатами. Сейсмограммы построены в горизонтальной плоскости с шагом по азимуту в 10° и отсчетом от севера. Время событий и характеристики землетрясения указаны в заголовках.

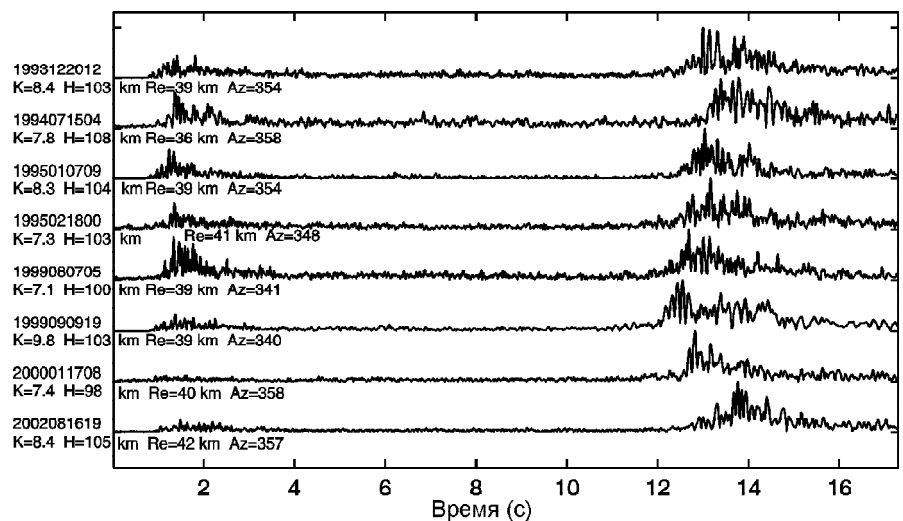
метр $m > 1$ регулирует энергетическую направленность, подчеркивая регулярные фазы и подавляя помехи. В данном случае используется значение $m = 2$. Коэффициенты корреляции между соответствующими компонентами сейсмограмм от 4-х событий (1997090606, 1998052508, 1998052910 и 1998070109) превышают значение 0.8. Наблюдается хорошее соответствие в последовательности волновых фаз, но амплитуды обменных/кратных волн изменяются относительно быстрой S_1 -волны, имеющей максимальную амплитуду. В интервале S -волн доминируют волны близгоризонтальной поляризации ортогональных направлений. Время задержки между расщепленными прямыми волнами (t_{SS}) от 4-х событий изменяется в пределах 0.04–0.055 с, время задержки между P и S_1 волнами (t_{PS}) изменяется в пределах 2.85–2.95 с. Азимут поляризации S_1 -волны (ϕ) ведет себя достаточно устойчиво, изменяясь в пределах 85° – 106° , и согласуется с направлением движения Тихоокеанской плиты. В интервале P -волны наиболее интенсивные волновые фазы, следующие за прямой волной, поляризованы близвертикально или наклонно и могут быть отнесены к кратным продольным волнам. Малоамплитудные обменные волны типа PS фиксируются наиболее четко сразу после прямой P -волны. Коэффициент корреляции между соответствующими компонентами сейсмограмм (e, n, z) в интервале P -волны не превышает значений 0.6, что указывает на меньшую устойчивость волнового поля во времени по сравнению с волновым полем в интервале S -волны. Волновое поле от события, зарегистрированного за день до крупного землетрясения (18.01.1998, $K=12.2$, 54.9° с.ш., 162.3° в.д.), представляет более сложную картину, состоящую из достаточно интенсивных S -волн, амплитуды которых сопоставимы с

амплитудой быстрой S -волны. Коэффициенты корреляции между сейсмограммами данного события и остальными не превышают значения 0.4. Значения времен задержки t_{SS} и t_{PS} имеют более высокие значения – 0.1 с и 3.3 с, соответственно. На сейсмограммах от событий 25 и 29 мая 1998 г. амплитуды волн в последующих вступлениях имеют минимальные значения. Данные записи зарегистрированы за 2 дня до и в период серии землетрясений на юге Авачинского залива ($K = 13.4$, 27.05.1998; $K = 12.7$, 28.05.1998; $K = 13.7$, 01.06.1998). Значительное различие волнового поля от события в январе и событий в мае 1998 г. показывает, что нет прямой корреляции между характером волнового поля и временем происхождения крупного землетрясения.

Вариации волновых параметров от глубоких землетрясений

Для глубоких землетрясений характерна нестабильность волнового поля во времени, коэффициенты корреляции между компонентами записи не превышают 0.6, а в интервале P -волны имеют значения меньше 0.3. Коэффициенты корреляции между амплитудными сейсмограммами показывают более высокие значения – около 0.8 – в интервале P - и S -волн. На рисунке 3 представлены амплитудные сейсмограммы за период 1993–2002 гг. от 8 глубоких событий, произошедших к югу от РЕТ на глубине 98–105 км, с эпицентрными азимутами 340° – 358° (кластер А). Азимуты поляризации быстрой S -волны доминируют в восточных направлениях. Значения t_{SS} распределены в интервале 0.14–0.95 с, а t_{PS} изменяется от 11.15 до 12.09 секунд. Наименьшие значения t_{SS} фиксируются от 3-х событий в период 1995–1999 гг. Отношения между амплитудами P - и

Рис. 3 Амплитудные сейсмограммы от глубоких землетрясений с близкими гипоцентрными координатами (кластер А).



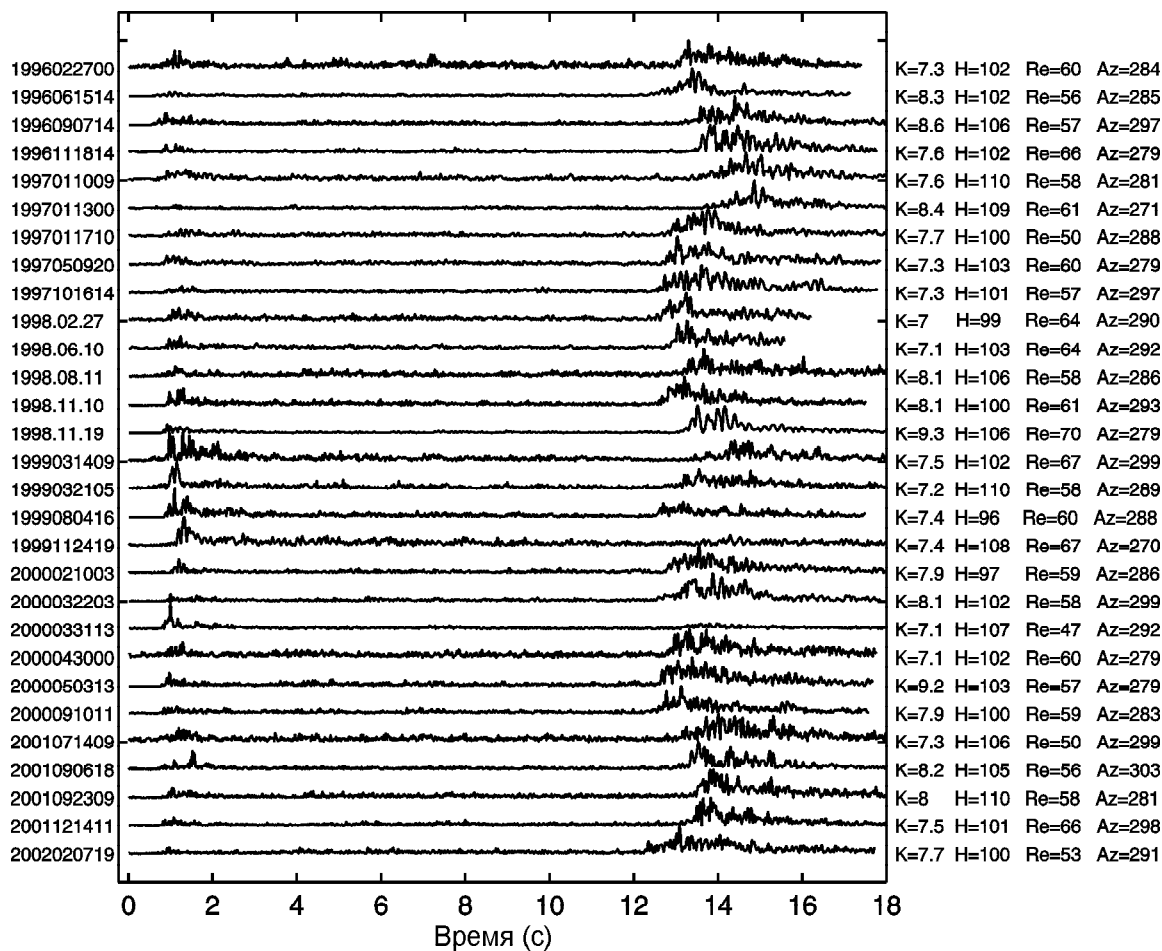


Рис. 4 Амплитудные сейсмограммы от глубоких землетрясений с близкими гипоцентрными координатами (кластер В).

S_1 -волн (A_p/A_s) варьируют от 0.11 до 0.86. Пониженные значения A_p/A_s фиксируются для 3-х событий с 09.09.1999 по 16.08.2002. Максимальное значение A_p/A_s наблюдается для события 07.08.1999.

На рисунке 4 представлены амплитудные сейсмограммы за период 1996–2002 гг. от 29 событий, расположенных к востоку от РЕТ на глубине 96–110 км, с эпицентрными азимутами 270° – 303° (кластер В). Для событий кластера В также наблюдаются вариации параметров t_{PS} и A_p/A_s , но в более широком диапазоне значений. Значения t_{PS} плавно увеличиваются и уменьшаются со временем в пределах 10.6–13.4 секунд. Разброс величины A_p/A_s находится в интервале от 0.17 до 2.1. Максимальные значения A_p/A_s наблюдаются для событий с 14.03.1999 по 31.03.2000. Для 4-х из 33 событий кластера В появление P -волн и, соответственно, время вступления P -волны четко не фиксируется (записи данных собы-

тий не представлены на рис. 4). Для оценки временных вариаций волнового поля построены графики таких волновых параметров, как азимут поляризации P - и S_1 -волн, времена задержки t_{SS} и t_{PS} , отношения амплитуд прямых волн A_p/A_{S1} и A_{S2}/A_{S1} для событий более представительного кластера В (рис. 5). Наиболее устойчиво ведут себя азимуты поляризации P -волны и хорошо согласуются с азимутами землетрясений, определенными по данным каталога КОМСП (рис. 5б). Для азимуты поляризации быстрой S_1 -волны наблюдается плавное колебание от 135° до 45° во времени. Отклонение ϕ к СВ направлениям отмечается в 1997 и 1999 годах (рис. 5в). Тенденция к циклическому изменению отмечается для времен задержки t_{SS} . В среднем, t_{SS} изменяется в пределах 0.2–0.9 с с увеличением в период 1997 и 1999 годов и в конце 2001 года. Отмечается корреляция между областями с повышенными значениями t_{SS} и областями смеще-

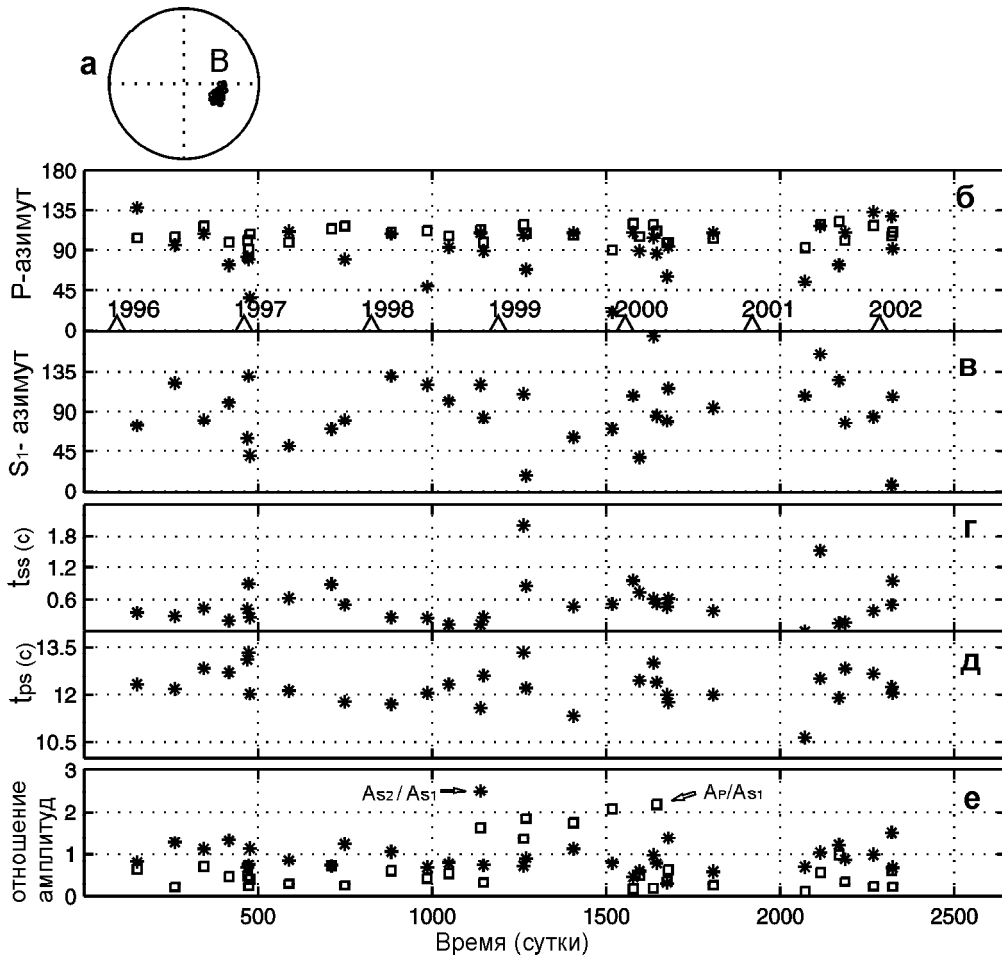


Рис. 5 Стереопроекция гипоцентров землетрясений кластера В относительно станции РЕТ (а) и распределение во времени азимутов поляризации Р-волны (звездочки) и азимутов на эпицентр (квадраты) (б), азимутов поляризации быстрой S-волны (в), времен задержки между расщепленными прямыми S-волнами (г), времен задержки между Р-и быстрой S-волнами (д) и отношения амплитуд прямых волн A_P/A_{S1} (квадраты) A_{S2}/A_{S1} (звездочким) (е).

ния ϕ в северном направлении (рис. 5 в, г). Хотя значения t_{PS} распределены, в среднем, около значения 12 с, наблюдаются периоды повышения t_{PS} до 13.4 с в конце 1997 и 1999 годов. Квазипериодические изменения азимута поляризации S₁-волны и t_{SS} свидетельствуют об изменении анизотропных свойств среды во времени. Изменение t_{SS} может свидетельствовать об изменении скорости поперечных волн и степени анизотропии среды, в то время как изменение ϕ может быть обусловлено деформационными процессами, пространственной переориентацией микронеоднородностей в действующем поле упругих напряжений. Анализ отношения амплитуд прямых волн показывает, что амплитуды медленной и быстрой поперечных волн соразмерны: значение A_{S2}/A_{S1} изменяется в интервале 0.68–1.2 (рис. 5е). Амплитуды

да Р-волны обычно имеет более низкие значения по сравнению с поперечными волнами ($A_P/A_{S1} - 0.17-0.7$). В то же время, в период с декабря 1998 г. по март 2000 г. фиксируются Р-волны, интенсивность которых превышает интенсивность S-волн. Изменение в соотношении амплитуд может быть обусловлено прежде всего изменением направленности излучения Р- и S-волн, что свидетельствует о смене типа деформаций, фокального механизма в данной области.

Анализ волнового поля от глубоких событий показывает изменение структуры волнового поля и длительности колебаний во времени. Наблюдается изменение количества волн и их интенсивности. На рис. 6 даны примеры азимутальных сейсмограмм от глубоких событий кластеров А и В, демонстрирующих различие волновых полей в интервале S-волн.

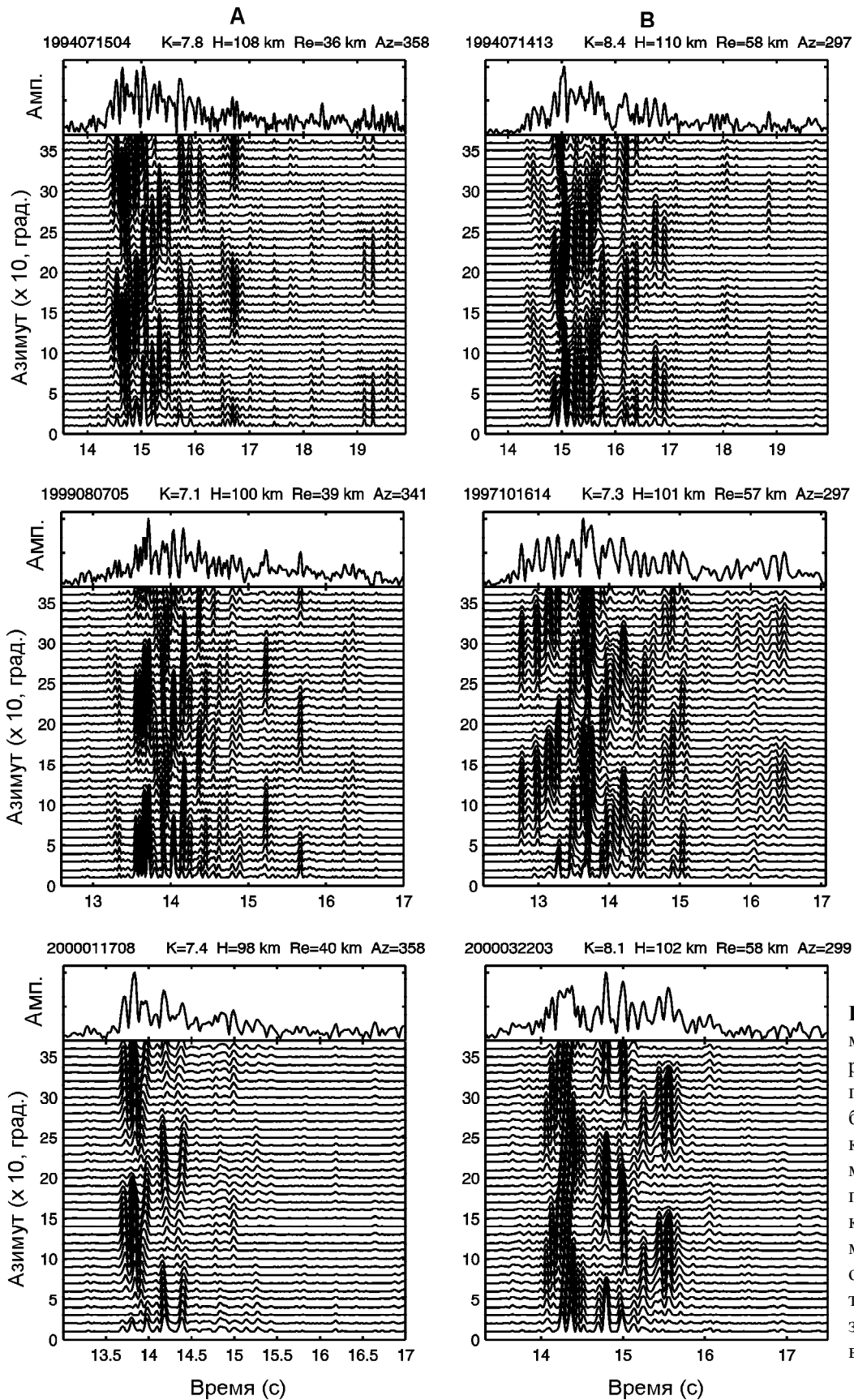


Рис. 6. Примеры азимутальных сейсмограмм и амплитудных графиков S -волн от глубоких землетрясений кластеров А и В. Сейсмограммы построены в горизонтальной плоскости с шагом по азимуту в 10° и отсчетом от севера. Время событий и характеристики землетрясения указаны в заголовках.

Пример записи 2000011708 представляет простейшую картину волнового поля, когда четко выделяется пара расщепленных S_1 - и S_2 -волн, а интенсивность колебаний быстро затухает со временем. Длительность колебаний в интервале S -волн от событий кластера В меняется от 1.5 с до 5 с. Обменные волны меньшей амплитуды типа SPS могут фиксироваться в первых вступлениях. Азимутальные сейсмограммы от событий 1994071413, и 1999080705 демонстрируют появление в первых вступлениях перед прямой S_1 -волной обменных волн типа SPS , которые имеют существенно меньшую амплитуду. В то же время, могут фиксироваться и достаточно интенсивные обменные волны типа SPS (рис. 6, запись 1997101614). Обменные волны ведут себя более неустойчиво по сравнению с прямыми S -волнами, образуют расщепленные пары, направления азимута поляризации которых могут быть ориентированы субпараллельно, ортогонально или наклонно по отношению к азимутам поляризации расщепленных прямых S -волн. Амплитуды обменных/кратных волн в последующих вступлениях могут быть сопоставимы с амплитудой прямых волн, что значительно усложняет их идентификацию (рис. 6).

Таким образом, анализ волнового поля от событий с близкими гипоцентрными параметрами свидетельствует о временных вариациях кинематических и динамических характеристик волн. В то же время, необходимо отметить, что азимуты поляризации волн от событий кластеров А и В доминируют в восточных направлениях и достаточно согласованно изменяются во времени. Наблюдаемые изменения волновых параметров свидетельствуют об изменении скорости сейсмических волн, степени анизотропии среды и деформаций в среде на различной глубине. Предполагается, что основные изменения напряженного-деформированного состояния происходят в земной коре и субдуктирующей плите (сейсмофокальной зоне). Анизотропия и состояние верхней мантии считаются достаточно устойчивыми во времени.

ВЫВОДЫ

За период 1993–2002 гг. в радиусе 100 км от станции РЕТ выделены кластер землетрясений в земной коре и два наиболее представительных кластера (А, В) на глубине 90–110 км в южном и восточном направлениях от РЕТ. Исследования волнового поля и сейсмических параметров от землетрясений близкой локализации показали следующие результаты.

Волновое поле от коровых событий за период 1997–1998 характеризуется достаточной стабильнос-

тью во времени. Коэффициенты корреляции между различными компонентами записи имеют значения выше 0.8 за исключением события, зарегистрированного в афтершоковый период Кроноцкого землетрясения. Азимуты поляризации быстрой S -волны ориентированы в интервале 85° – 106° , значения t_{SS} не превышают 0.1 секунды. В то же время, наблюдаются существенные изменения относительных амплитуд обменных и кратных волн.

Для глубоких землетрясений характерна неустойчивость волнового поля во времени, изменяется последовательность и количество волн, длительность колебаний. Наблюдаются вариации времени задержки между прямыми P - и S -волнами. Азимуты поляризации быстрой S -волны варьируют от 45° до 135° , а значения времен задержки между расщепленными S -волнами в среднем варьируют в интервале 0.2–0.95 с. Наблюдается цикличность в поведении азимута быстрой S -волны и времени задержки t_{SS} во времени. Азимуты поляризации от событий кластеров А и В достаточно согласованно изменяются во времени. Отмечаются также существенные изменения в отношении амплитуд прямых P - и быстрой S -волн. В период 1999 г. амплитуда P -волны значительно превосходит амплитуду быстрой S -волны от событий кластера В, что свидетельствует об изменении направленности излучения источника, типа фокального механизма землетрясений.

Наблюдаемые изменения сейсмических параметров свидетельствуют о временных изменениях скорости сейсмических волн, степени анизотропии среды и деформационного состояния среды.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гальперин Е.И. Поляризационный метод сейсмических исследований. М.: Недра, 1977. 277 с.
2. Лунева М.Н., Дроздин В.Д., Овчинников В.Е. Изучение расщепления поперечных волн от землетрясений 1998 года на полуострове Камчатка // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 5. С. 78–90.
3. Лунева М.Н., Ли Д.М. Анизотропия среды и вариации азимута поляризации быстрой S -волны под Южной Камчаткой // Материалы междунар. совещ. по процессам в зонах субдукции Японской, Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 210–211.
4. Bokelman G.H.R., Harjes H.P. Evidence for temporal variation of seismic velocity within the upper continental crust // J. Geophys. Res.. 2000. V. 105. N B10. P. 23879–23894.
5. Crampin S. Stress forecasting: a viable alternative to earthquake prediction in a dynamic Earth // Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences. 1998. V. 89. P. 121–133.

6. Liu Y., Crampin S., Main I. Shear wave anisotropy: spatial and temporal variation in time delay at Parkfield, Central California // *Geophys. J. Int.* 1997. V. 130. P. 771–785.
7. Luneva M.N., J.M. Lee. Shear wave splitting beneath South Kamchatka during 3-year period associated with the 1997 Kronotsky Earthquake // *Tectonophysics.* 2003. V. 374. P. 135–161.

Поступила в редакцию 15 мая 2005 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

M. N. Luneva

Temporal variations of wave parameters of small local earthquakes with similar hypocentral location in southeastern Kamchatka

Seismic wave parameter measurements of local earthquakes of similar locations (clusters) are used to determine stress-strain state changes with time. The local small seismic events recorded at the PET IRIS station (Petropavlovsk-Kamchatsky City) for the period of 1993-2002 were analyzed. Waveforms of the crust event cluster show comparatively good similarity with cross-correlation coefficients higher than 0.8 with the exception of the event happened during the aftershock period of the Kronotsky Earthquake ($M7.8$, 05.12.97). At the same time, temporal changes of relative amplitudes of converted and multiple waves are detected. Waveform instability is more typical of the event clusters of 90-110 km depths. The most significant variations are observed for the fast azimuths, split shear wave time delays and amplitude ratio between direct P and fast S waves. A tendency of cyclic variation in fast azimuths and shear wave splitting time delays with time is observed.

***Key words:* anisotropy, seismic waves, stress state monitoring, Kamchatka.**

АНОМАЛИИ СКОРОСТЕЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ПРИАМУРЬЯ И РАЗМЕЩЕНИЕ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

М.Ю. Носырев

Федеральное государственное унитарное геологическое предприятие “Амургеология”, г. Благовещенск

Рассмотрены аномалии отношений скорости продольных волн к скорости поперечных волн в земной коре Приамурья по данным профилей МОВЗ-ГСЗ. Установлена пространственная связь золоторудных районов и отдельных месторождений с областями аномальных скоростных характеристик в земной коре. Высказано предположение, что данные аномалии фиксируют блоки земной коры с высокой тектонической нарушенностью, которые могли служить каналами тепломассопереноса на этапе рудообразования.

Ключевые слова: продольные и поперечные сейсмические волны, земная кора, золотое оруденение, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы возрос интерес к результатам изучения рудных районов различной специализации глубинными сейсмическими методами и к выделению соответствующих критериев прогнозирования оруденения. Это связано и с общим увеличением числа сейсмических профилей, и с целенаправленным изучением некоторых рудных районов сейсмическими методами, и с совершенствованием методики обработки измерений. Результаты сейсмического изучения рудных районов дают зачастую совершенно новую информацию о строении земной коры и верхней мантии, не получаемую по гравиметрическим и магнитометрическим данным. Поэтому сейсмические признаки контроля эндогенного оруденения приобретают все большую значимость, и их использование при мелкомасштабном прогнозировании становится все более актуальным. Сейсмические признаки контроля эндогенного оруденения можно разделить на две большие группы.

1. Структурно-морфологические, определяющие наличие, глубину, форму отдельных сейсмических границ. В первую очередь речь идет о границе М, поведение которой под рудными районами характеризуется появлением прогибов, поднятий, уступов различной амплитуды [1, 7].

2. Скоростные признаки, характеризующие вещественный состав и состояние коры и мантии. Скоростные аномалии отмечаются под рудными района-

ми на разных глубинах: в верхней мантии, нижней части коры, верхней коре. В рассмотрение берутся скорости продольных волн (V_p), реже – поперечных (V_s). Очень часто в качестве важного признака, особенно для средней и верхней частей земной коры, принимается отношение V_p/V_s (или в некоторых случаях коэффициент Пуассона).

Отношение скорости продольных к скорости поперечных волн всеми исследователями, занимающимися данным вопросом, относится к числу наиболее информативных параметров, аномалии которого фиксируются на уровне средней части коры (10–30 км) под многими рудными районами. Так, отмечается [1], что для блоков с выявленным оруденением литофильно-халькофильного профиля (в том числе и золотого) характерны аномальные зоны с пониженными значениями V_p/V_s , равными 1,58–1,69, для районов с оруденением сидерофильного профиля наблюдается устойчивое повышение V_p/V_s до 1,82–1,92.

Следовательно, важность рассмотрения скоростных характеристик земной коры для регионов с той или иной эндогенной минерализацией не вызывает сомнений. Золото является главным промышленно значимым полезным ископаемым Верхнего Приамурья. Поэтому представляется актуальным рассмотреть для этой территории вопрос о пространственной взаимосвязи золоторудных площадей и распределения в земной коре скоростей продольных и поперечных волн и их отношения.

СКОРОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ

Сейсмическая изученность Верхнего Приамурья на сегодняшний день остается невысокой, и распределение скоростей в земной коре территории Верхнего Приамурья имеется по данным двух источников.

Во-первых, здесь проходят два профиля МОВЗ-ГСЗ, для которых на всю мощность земной коры определены значения продольных и поперечных волн и, соответственно, значение отношения скоростей: профиль г. Тынды–п. Амурзет [5] и фрагмент профиля г. Рубцовск–мыс Невельского. Однако эти профили пересекают ограниченное количество золоторудных районов и, с этой точки зрения, не могут дать достаточную информацию для полноценного анализа связи золоторудных узлов с сейсмическими особенностями территории.

Вместе с тем, в течение второй половины 70–80-х годов в Приамурье интенсивно развивалась сеть сейсмологических станций, что позволило с 1981 года фиксировать сейсмические события не менее чем тремя станциями. Это, в свою очередь, одновременно с развитием средств обработки, дало возможность углубленного изучения скоростных характеристик коры и пространственной локализации их аномалий в регионе на основе записи землетрясений разных классов. Так, в работе [6] изложены данные изучения скоростных неоднородностей коры (V_s , V_p/V_s) для Приамурского региона, выявлена их соответствующая пространственная локализация. Исходными данными послужили результаты статистической обработки значений V_p , V_s , V_p/V_s . При этом скорости определялись не менее чем по четырем станциям, а их отношения – по трем. В статистическую обработку было, по данным авторов, вовлечено: V_p – 46 наблюдений, V_s – 241 наблюдение, V_p/V_s – 378 наблюдений. Средние значения V_p для землетрясений разных классов колебались

от 6,12 км/с до 6,18 км/с, V_s – от 3,53 до 3,60 км/с, V_p/V_s – от 1,72 до 1,74. При этом не выявлены какие-либо зависимости скоростных параметров от класса землетрясений. Затем было выполнено картирование значений скоростных параметров по площади Приамурья с осреднением в статистическом окне $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, размер которого согласуется как с ошибками определения координат эпицентров землетрясений по региону, так и с плотностью распределения эпицентров по площади.

Таким образом, в результате этой работы на территории Верхнего Приамурья был выявлен и локализован ряд зон с аномальными значениями V_s и V_p/V_s [6]. Эти данные показаны на рис.1. Для V_p такая работа не была выполнена по причине малого числа наблюдений, т.е. недостаточно статистически представительного материала.

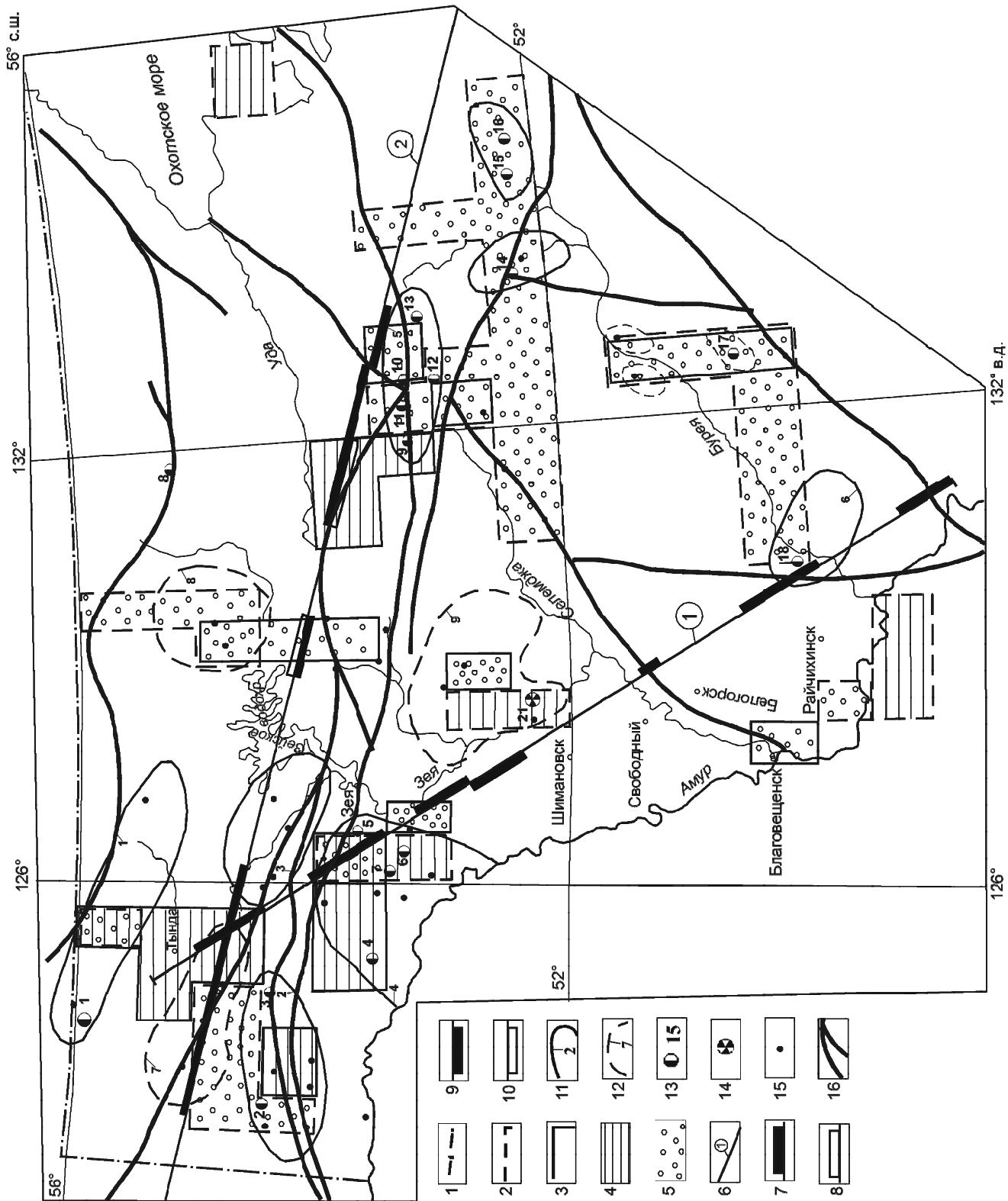
Учитывая преобладающую глубинность землетрясений в регионе до уровня 25 км, можно считать, что в данном случае мы имеем интегральные скоростные характеристики коры примерно в этом интервале глубин. Данный материал равномерно характеризует всю площадь Приамурья, что является его большим достоинством и позволяет изучить пространственное соотношение скоростных аномалий с золотоносностью территории. Однако достоверность его, безусловно, меньше, чем по профилям МОВЗ-ГСЗ.

Поэтому представляется возможность сопоставить данные об отношении скоростей, полученные разными методами, определить достоверность данных, полученных по наблюдению землетрясений, и затем, используя все имеющиеся материалы, проанализировать положение золотоносных площадей и отдельных месторождений относительно распределения в земной коре значений скоростей продольных и поперечных волн и их отношения.

Это отношение в земной коре рассматриваемого региона колеблется в широких пределах от 1.53 до 1.90. При этом, проведенный анализ не выявил ка-

Рис. 1. Сводная карта скоростных неоднородностей земной коры Приамурья с данными золотоносности.

1 – граница изученной площади. Аномальные зоны скоростных параметров, по [6]: 2 – V_p/V_s ; 3 – V_s . Знак аномалии: 4 – положительный, 5 – отрицательный. 6 – Профили МОВЗ-ГСЗ (1 – г. Тынды–пос. Амурзет, 2 – г. Рубцовск–м. Невельского). Проекция на поверхность аномальных зон V_p/V_s до глубины 20–25 км по профилям МОВЗ-ГСЗ: 7 – минимумы, 8 – максимумы. Аномальные зоны V_s : 9 – минимумы, 10 – максимумы. Золотоносные районы, по Мельникову В.Д., Полеванову В.П.: 11 – с наличием значимой коренной золотоносности (1 – Верхнегилюйский, 2 – Верхнеамурский, 3 – Дамбукинский, 4 – Гонжинский, 5 – Верхнеселемджинский, 6 – Малохинганский); 12 – с признаками коренной золотоносности (7 – Среднеюжжинский, 8 – Верхнезейский, 9 – Зее-Селемджинский); 13 – месторождения золота (1 – Бамское, 2 – Березитовое, 3 – Кировское, 4 – Буриндинское, 5 – Боргуликанское, 6 – Покровское, 7 – Пионер, 8 – Колчеданный Утес, 9 – Маломыр, 10 – Токур, 11 – Ворошиловское, 12 – Сагурское, 13 – Унгличанское, 14 – рудные объекты Софийского рудного поля, 15 – Токоланское, 16 – Кербинское, 17 – Нони, 18 – Прогнозное). 14 – Чагойанское полиметаллическое месторождение, 15 – рудопроявления золота, 16 – зоны разломов глубокого заложения.



кой-либо зависимости данного параметра от глубины залегания характеризуемого блока.

Рассмотрим данные сейсмических профилей в двух аспектах: подтверждаемость выделенных по данным [6] аномальных зон и зависимость аномалий отношения от изменения продольной или поперечной скорости.

Сейсмическими профилями пересекается четыре аномальные области пониженных отношений V_p/V_s , показанные на рис. 1. Из них не подтверждается только одна, расположенная в самых верховьях р. Селемджи и имеющая меридиональную ориентировку. Остальные понижения достаточно отчетливо фиксируются по профилям на глубинах до 22 км. Как правило, по латерали они несколько превышают выделенные на рис. 1 области и часто попадают также в пределы сопряженных зон повышенных значений V_s . Надо заметить, что на профилях на разных глубинах фиксируются и другие области понижения отношения скоростей, которые не коррелируются с зонами, полученными по наблюдениям за землетрясениями. Так, в частности, на профиле Тында–Амурзет на глубинах около 20 км выделяется протяженная пологая зона пониженных значений отношения скоростей (1.63–1.66) мощностью в несколько километров [5], или на другом профиле под Верхнезейской впадиной на глубинах свыше 20 км и практически до границы Мохо выделяется целая серия блоков с пониженными значениями отношения. Но они не находят отражения на схеме, по данным [6]. Очевидно, можно говорить, что по данным наблюдений землетрясений фиксируются достаточно масштабные аномальные области до глубин порядка 20 км со значительной (10–15 и более километров) вертикальной мощностью. Интересно, что в этих областях опускается нижняя граница неоднородностей, появляются аномальные блоки в низах коры на границе Мохо, и в целом можно говорить о тенденции появления здесь сквозькоровых аномальных зон пониженного отношения скоростей (рис. 2).

Области повышенных значений отношения скоростей дважды пересекаются профилем Тында–Амурзет. Здесь нет столь определенного совпадения, как для предыдущего типа аномалий. Первая аномалия повышенного отношения, охватывающая восточную часть Гонжинского золоторудного района, не характеризуется явно выраженным повышением отношения в земной коре. Более того, в ее северной части в консолидированной земной коре выделяется по профилю узкая зона пониженных значений отношения скоростей (рис. 1, 2). При этом надо отметить,

что с поверхности до глубины 4 км в вулканогенно-осадочном чехле здесь выделяется блок со значением отношения 1.96. (рис. 2). Возможно, верхняя часть коры и определила наличие аномалии по данным [6], одновременно скомпенсировав возможное проявление узкой зоны пониженного отношения скоростей. Вместе с тем, на глубинах 20–30 км и к югу от аномалии (рис. 2) здесь выделяется область пониженных значений V_s , что также могло повлиять на отношение скоростей, полученных по данным обработки землетрясений, учитывая интегральный, без привязки по глубине характер аномалии. Вторая подобная аномалия субмеридиональной ориентировки в районе г. Шимановска касается профиля лишь самой крайней юго-западной частью. Ярко выраженного повышения отношения скоростей здесь на профиле не наблюдается, хотя небольшое относительное повышение в верхней части коры до 1.78 имеет место. Вместе с тем, к западу от аномальной области на профиле отчетливо проявлена субвертикальная система блоков с аномально низкой V_s , что может определять и повышение отношения.

Поскольку по данным [6] в качестве самостоятельного типа скоростных неоднородностей выделены области понижения V_s , не сопровождающиеся изменением отношения V_p/V_s , рассмотрим, как они характеризуются по данным МОБЗ-ГСЗ. Как правило, все эти области подтверждаются данными сейсмических профилей. При этом можно выделить несколько типов блоков с понижением V_s :

1. Часть минимумов V_s , по [6], достаточно отчетливо совпадает с таковыми по данным ГСЗ на глубинах до 10–15 км, и при этом отношение скоростей действительно не меняется. В частности, в верховьях реки Селемджи (район месторождения Токур) выделяется большой минимум V_s . При этом на профиле ГСЗ под ним в верхней части консолидированной земной коры до глубины 12 км отмечаются блоки с падением скорости поперечных волн на величину до 0.5 км/с без изменения отношения скоростей (т.е. происходит и соответствующее уменьшение скорости продольных волн).

2. Чаше минимумы V_s совпадают с участками резкого понижения по профилям V_s в верхней коре с одновременным повышением отношения скоростей. Однако, по [6], эти одновременные повышения отношения не фиксируются. Возможно, это связано с точностью определения параметра, большей сложностью определения V_p и возможной “компенсацией” блоками пониженных отношений скоростей при интегральном способе обработки. Часто такие участки

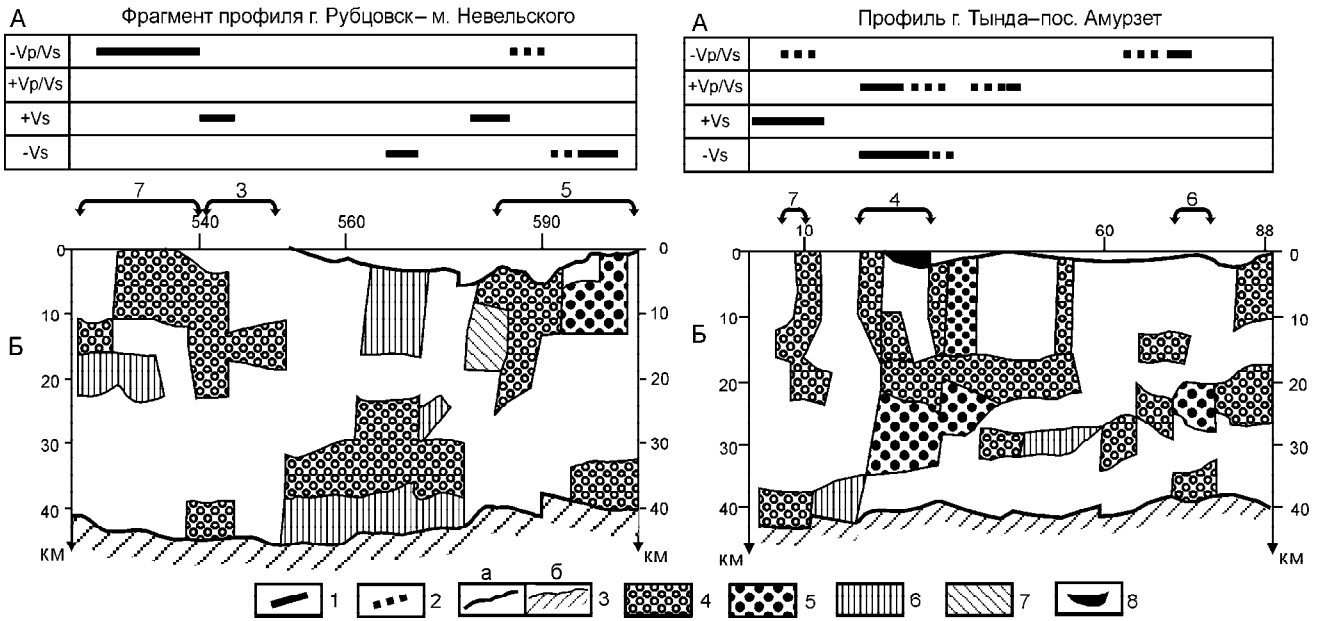


Рис. 2. Распределение блоков с аномальными скоростными характеристиками по профилям МОВЗ-ГСЗ. А – скоростные неоднородности, по [6]: 1 – пересечение профилем скоростной аномалии; 2 – проекция на профиль скоростной аномалии при расстоянии от аномалии до профиля не более 50 км. Б – сейсмические разрезы: 3 – основные сейсмические границы: а – поверхность консолидированной земной коры, б – граница Мохоровичича; 4 – понижение V_p/V_s ($-V_p/V_s$); 5 – понижение V_s ($-V_s$); 6 – повышение V_p/V_s ($+V_p/V_s$); 7 – повышение V_s ($+V_s$); 8 – локальное повышение V_p/V_s в верхней части земной коры. Скобками показаны золотоносные районы, номера соответствуют рис. 1.

пространственно примыкают к областям повышенного отношения скоростей по тем же данным.

3. По данным [6], выделяется еще один чрезвычайно интересный тип понижений V_s , когда они пространственно совпадают с понижением отношения скоростей. К сожалению, профили МОВЗ-ГСЗ не пересекают ни одну такую область, поэтому подтвердить или опровергнуть их наличие независимыми данными не представляется возможным. Но, учитывая в целом хорошую сходимость результатов по другим типам скоростных неоднородностей, можно полагать, что такие скоростные неоднородности также имеют место в земной коре Приамурья. Это значит, что в таких областях отмечается одновременное уменьшение и V_p , и V_s , причем первый параметр уменьшается в значительно большей степени по сравнению со вторым.

Значительную часть на схеме занимают области повышенных значений V_s , где не наблюдается изменение отношения скоростей, что предполагает одновременное и пропорциональное возрастание скорости V_p . Такие обстановки дважды пересечены профилем г. Рубцовск–мыс Невельского и один раз – профилем г. Тынды–п. Амурзет (рис. 1). Результаты анализа показывают, что в пределах этих областей по

данным профилей действительно наблюдается небольшой рост V_s , но он всегда сопровождается уменьшением отношения V_p/V_s , причем изменение V_p вносит, как правило, больший вклад в изменение отношения. Нельзя говорить о полном совпадении областей повышения V_s , по данным [6], и уменьшения отношения скоростей по данным сейсмических профилей в верхней и средней коре, но большая часть положительных аномалий V_s определенно характеризуется понижением отношения до глубин 20–25 км, причем наиболее интенсивное понижение отношения отмечается на границе аномальных областей V_s . Отметим также, что в пределах рассматриваемого региона ни по одному из профилей нами не выявлено блоков, где бы наблюдался отчетливый рост V_s без изменения отношения скоростей. То есть все повышения V_s (рис. 1) отмечаются понижением отношения скоростей при росте скорости поперечных волн. Поэтому наличие в земной коре Приамурья скоростных неоднородностей такого типа пока не подтверждается имеющимися данными. Возможно, причина того, что не было зафиксировано одновременное понижение отношения скоростей, связана с методикой наблюдения и обработки, а может быть с “компенсацией” отношения рядом расположенными

блоками с повышенными его значениями. На данном этапе изучения нужно признать, что области с повышенным значением V_s , по данным [6], наиболее вероятно характеризуются пониженным значением отношения скоростей, которое не зафиксировано по данным обработки записей землетрясений. За это говорит и тот факт, что пространственно они сопряжены и как бы “обрамляют” области аномально низкого отношения скоростей. Возможно также, что здесь рост V_s вносит большой вклад в изменение отношения, нежели V_p , а уменьшение отношения – незначительное.

Таким образом, нужно отметить, что в целом выделенные по обработке записей землетрясений аномальные зоны действительно характеризуются усложнением распределения скоростей в земной коре и повышенной аномальностью как собственно скоростей, так и их отношения по данным МОВЗ-ГСЗ. Всего проанализировано подтверждение на сейсмических профилях (до глубин 20–25 км) 12 аномальных областей. Только две из них не находят адекватного отражения на профилях. С другой стороны, только одна масштабная аномалия в верхней части коры, зафиксированная сейсмическим профилем, не отразилась в данных обработки землетрясений (рис. 2). Таким образом, сходимость данных по аномальным скоростным зонам в земной коре, полученных по обработке записей землетрясений и по данным профилей МОВЗ-ГСЗ, удовлетворительная и, следовательно, правомерно использовать имеющиеся площадные данные для анализа связи с ними золоторудных объектов. При этом надо учитывать следующее.

1. Достаточно сильную генерализацию площадных скоростных характеристик.
2. Наиболее устойчивое выделение аномалий пониженного отношения скоростей.
3. Высокую вероятность того, что области повышений V_s , по [6], могут рассматриваться как области слабого понижения отношения скоростей, особенно если они примыкают к последним.
4. Возможность в ряде случаев рассмотрения областей понижения V_s как имеющих повышенные значения отношения.

АНАЛИЗ СВЯЗИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ СО СКОРОСТНЫМИ НЕОДНОРОДНОСТЯМИ

В анализ были вовлечены основные золоторудные районы, иногда отдельные золоторудные узлы Амурской области и западной части Хабаровского края, а также золоторудные месторождения и ряд наиболее значимых рудопроявлений в их пределах.

Несколько сближенных рудопроявлений рассматривались при этом как одна точка.

Два рассматриваемых сейсмических профиля частично пересекают золоторудные районы или проходят в непосредственной близости от них, что позволяет в первом приближении установить связь золотоносности со скоростными аномалиями земной коры по данным сейсмического зондирования. Профиль Тынды–Амурзет в своей северной части пересекает Джелтулакскую зону разломов, вдоль которой на несколько сотен километров в северо-западном направлении протягивается целая серия мелких месторождений и проявлений золотой минерализации (Успенское, Талга, Иличи, Балдыглия, Беленькая и др.). Этой полосе соответствует понижение отношения скоростей, прослеживаемое с поверхности до глубины 23 км, причем собственно разлому отвечает узкая (около 30 км) вертикальная зона максимального понижения отношения скоростей до 1.62. Далее на юг профиль пересекает один из наиболее продуктивных золоторудных районов рассматриваемой территории – Гонжинский. Ему отвечает ярко проявленная отрицательная аномалия отношения скоростей, развитая до глубины 23 км, в пределы которой попадают и основные золоторудные месторождения района. Расположенный на южной оконечности профиля и менее продуктивный Малохинганский район также характеризуется понижением отношения скоростей на глубине от 12 км и глубже, тяготея к краевой части данной неоднородности (рис. 2).

Второй профиль менее удачно пересекает золоторудные районы. Западная его часть идет вдоль Джелтулакского разлома и фиксирует то же понижение скоростей, что и предыдущий профиль. В восточной части данный профиль проходит в нескольких десятках километров севернее Верхнеселемджинского золоторудного района и достаточно отчетливо фиксирует его набором различных скоростных аномалий в верхней и средней коре, в первую очередь аномальным понижением отношения скоростей.

Однако основной и статистически значимый материал получен из анализа карты скоростных неоднородностей земной коры, по [6], и золотоносности (рис. 1). При анализе выяснялось наличие пространственной связи золоторудных объектов с аномалиями скоростей и их отношений. При этом для точечных объектов принималось, что связь существует, если он попадает или в контур скоростной аномалии, или находится в непосредственной близости от ее границы (не более 20 км). Во всех иных случаях считалось, что золоторудный объект связи со скоростной аномалией не имеет. Для районов и узлов анализировалось их пространственное совпадение со ско-

ростными аномалиями. При этом считалось, что если более 50 % их площади совпадает, то связь существует, 30–50 % – возможная слабая связь, совпадение менее 30 % значило отсутствие связи.

Первый вывод, следующий из анализа, состоит в том, что наблюдается весьма тесная пространственная связь золоторудных районов, узлов и аномалий скоростей сейсмических волн и их отношений в земной коре. Практически все районы, за исключением Дамбукинского, большей своей частью лежат в пределах скоростных неоднородностей. Но и для этого района его западная, наиболее продуктивная часть, по данным профиля, находится вблизи понижения отношения скоростей. При этом отметим, что площадь аномалий скоростей и отношения составляет не более 30% всей изученной территории, что еще более подчеркивает наличие их тесной пространственной связи с золоторудными районами и узлами.

Рассматривая соотношение золотоносных площадей с типом скоростных неоднородностей, отметим, что рудные районы охватывают площади, включающие разнообразные аномальные скоростные зоны, как правило, совмещенные области пониженных значений V_p/V_s с областями повышенных значений V_s . То есть можно говорить об устойчивой пространственной связи золотоносных площадей и областей с аномально низким отношением скоростей.

Для более определенного решения вопроса о связи золоторудной минерализации с типом скоростных неоднородностей нами выбраны для анализа 18 месторождений, оруденение которых имеет наиболее вероятно мезозойский возраст. При этом сближенные месторождения брались как один объект. По результатам анализа 17 месторождений совпадают с аномальными скоростными зонами, а одно находится на расстоянии около 20 км от края аномальной зоны. Большинство (10 объектов), так или иначе, располагаются в краевых частях областей пониженного отношения V_p/V_s вблизи зон с повышенной V_s . Группа месторождений (Покровское, Пионер, Боргуликан) попадает в зону повышенного отношения скоростей. Два месторождения располагаются в зонах повышенных значений скорости поперечных волн в земной коре.

Кроме того, проанализировано положение 33 рудопроявлений и точек минерализации. Двадцать пять из этого числа совпадают со скоростными неоднородностями, тяготея, как правило, к их краевым частям. Наиболее частая позиция – расположение или в краевых частях областей пониженных значений отношения скоростей, или на краях областей V_s max. Только рудопроявления восточной части Гонжинского района расположены в зоне повышен-

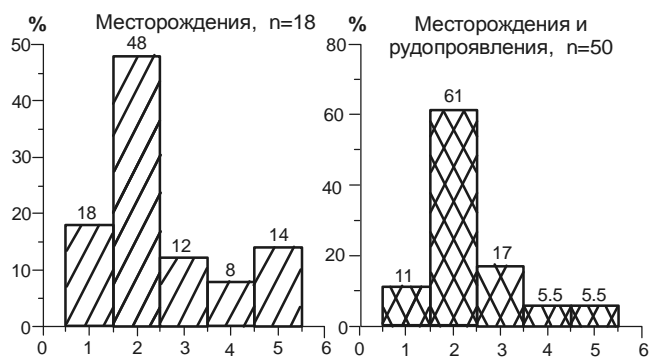


Рис. 3. Гистограммы распределения месторождений и рудопроявлений золота по типам скоростных неоднородностей земной коры.

1 – нет связи; 2 – $-V_p/V_s$; 3 – $+V_p/V_s$; 4 – $+V_s$; 5 – $-V_s$.

ного отношения скоростей. Гистограммы, показывающие связь золоторудных объектов с типами скоростных аномалий, по [6], показаны на рис. 3.

Таким образом, проведенный анализ свидетельствует о достаточно устойчивой связи площадей с золотой минерализацией с областями, аномальными по отношению скорости продольных и поперечных волн в средней и верхней частях земной коры. Золоторудные районы достаточно тесно совпадают с такими областями и, как правило, содержат внутри себя крупные области пониженных значений отношения V_p/V_s , а если учесть полученную ранее закономерность, позволяющую предполагать, что области повышения V_s также должны характеризоваться понижением отношения, то эта закономерность становится еще более отчетливой. Золоторудные узлы также охватывают различные скоростные неоднородности, часто тяготея к их граничным частям, наиболее часто – к областям пониженного отношения скоростей. Золоторудные месторождения и рудопроявления в большинстве своем также локализируются в пределах областей пониженных значений V_p/V_s , часто попадая в их краевые части. В отдельных случаях, очевидно, золоторудные площади могут характеризоваться повышенным значением отношения, которое, однако, наименее устойчиво подтверждается данными по сейсмическим профилям и, возможно, действительно связано с несколькими верхними километрами разреза, влияние которых затушевывают расположенные ниже зоны понижения отношения скоростей.

В отдельных случаях золотоносные площади характеризуются аномально низкими значениями скорости поперечных волн в верхней коре, которые примыкают к областям как понижения, так и повышения отношения.

Рассмотрим возможную геологическую природу скоростных неоднородностей земной коры. Существуют два подхода к интерпретации подобных скоростных неоднородностей.

1. Вещественный подход. Известно, что отношение скоростей связано с содержанием кремнезема в изучаемой среде, в нашем случае – в земной коре [2–4], и при пониженных значениях V_p/V_s должна быть повышена концентрация кремнезема и наоборот. Таким образом, параметр V_p/V_s в рамках данной модели является показателем вещественного состава земной коры, соотношения в разрезе кислых и основных пород.

2. Структурный подход. Однако экспериментальные и теоретические данные показывают, что отношение скоростей весьма существенно зависит от пористости и трещиноватости среды и ее флюидо(водо)насыщенности. По многим оценкам эти характеристики состояния среды в существенно большей степени влияют на отношение скоростей, нежели вещественный фактор. Основные закономерности сводятся к следующему [2].

Для сухих, трещиноватых горных пород V_p/V_s всегда уменьшается по сравнению с менее трещиноватыми блоками, а для частично насыщенных (вода) пород увеличение плотности трещин всегда приводит к возрастанию отношения скоростей. Насыщение порово-трещинного пространства флюидами всегда приводит к увеличению V_p/V_s за счет более резкого роста V_p по сравнению с V_s . Отношение скоростей для газонасыщенных сред при сравнимой пустотности всегда меньше, чем для водонасыщенных пород. Таким образом, трещиноватость и пустотность земной коры с учетом флюидонасыщенности блоков являются одним из основных параметров, влияющих на отношение скоростей.

Рассматривая аномалии как высоких, так и низких значений отношения скоростей в земной коре по двум профилям, необходимо отметить, что они отличаются разным вкладом той или иной скорости в изменение отношения, т.е. в разных блоках продольные и поперечные волны меняются в разной степени. По обоим профилям достаточно отчетливо видно, что пониженное отношение скоростей в верхней части земной коры (до глубин 15–20 км) определяется главным образом существенным уменьшением V_p и, в меньшей мере, незначительным повышением V_s или совсем без ее изменения. В нижней части коры соотношение меняется на обратное: уменьшение отношения происходит преимущественно за счет роста V_s , при этом иногда уменьшается и V_p , но в гораздо меньшей степе-

ни. В средней части коры изменяются оба параметра, но в большей степени – V_s .

Повышение отношения скоростей с точки зрения вклада в это той или иной скорости более разнообразно. В нижней коре рост отношения в большинстве случаев происходит за счет преимущественного уменьшения V_s , изменения V_p вносят меньший вклад в увеличение отношения скоростей. В средней части коры влияние изменения скоростей (увеличение V_p , уменьшение V_s) на повышение отношения скоростей примерно одинаково, а в некоторых случаях даже преобладает вклад скорости продольных волн. В верхней части консолидированной коры можно выделить разные ситуации: чаще это – преимущественный вклад уменьшения V_s в увеличение общего отношения скоростей при меньшем вкладе увеличения V_p , реже – наоборот, а в единичных случаях при увеличении отношения наблюдается рост как скорости продольных, так и поперечных волн, причем первой в существенно большей степени.

В рамках данной модели имеющиеся аномальные области можно интерпретировать следующим образом. Пониженные значения V_p/V_s фиксируют крупные блоки с относительно повышенной трещиноватостью, слабо водофлюидонасыщенные. То же самое, но с несколько большей флюидонасыщенностью, получается при наложении на пониженные значения отношения дополнительно понижений V_s .

Повышенные значения V_p/V_s фиксируют аномально трещиноватые, сильно флюидонасыщенные блоки земной коры, точно так же, как и зоны пониженных значений V_s .

Области аномально высоких значений V_s при нормальном отношении скоростей могут возникать в случае одновременного и пропорционального возрастания V_p . Имеющиеся данные не позволяют пока выделить в качестве самостоятельного этот тип скоростных неоднородностей. Однако если все же допустить подобное изменение скоростей, то, по имеющимся представлениям, это может быть связано с различным характером трещинной пустотности блоков. Поперечные размеры трещин оказывают существенное влияние на изменение скоростей. Более крупные трещины в большей степени понижают V_p , тогда как наличие объемной микротрещиноватости с мелкими трещинами в первую очередь сказывается на V_s . Поэтому можно предположить, что аномальные повышения V_s , по данным [6], присущи блокам с широко развитой объемной микротрещиноватостью. В противоположность этому в блоках с ярко выраженным понижением отношения скоростей преимущественно за счет падения V_p характер трещиноватости

другой, преобладающее значение здесь имеют более крупные трещины, и общая пустотность таких блоков выше. Можно также предположить, что и проницаемость таких блоков должна быть выше, нежели в блоках с преимущественным наличием микротрещиноватости.

В реальной ситуации, скорей всего, возможен вклад обоих факторов (вещественный и структурный), и аномально низкие отношения скоростей могут дополнительно указывать на наличие в этих областях крупных масс гранитоидов, точно так же, как повышенные отношения могут в определенной степени отвечать блокам, насыщенным породами с относительно пониженным содержанием кремнезема. Однако, по нашему мнению, структурный фактор для верхней коры является определяющим, и при объяснении позиции золотого оруденения автор придерживается в первую очередь структурной модели, поскольку влияние трещиноватости и пористости наиболее сказывается на скоростях.

ВЫВОДЫ

Безусловно, не может быть полного совпадения контуров скоростных неоднородностей и золоторудных площадей по ряду причин (ограниченность наблюдений, осреднение скоростных параметров, прямоугольные границы выделяемых неоднородностей). Но, тем не менее, можно определенно заключить, что площади, вмещающие золоторудные объекты, попадают в контуры скоростных неоднородностей земной коры. Можно предположить, что основную роль в размещении золоторудной минерализации играют участки земной коры с аномально высокой тектонической нарушенностью. При этом идет речь об объемной нарушенности блоков, распространенной до больших глубин. Все основные золоторудные районы на рассмотренной территории характеризуются наличием таких блоков. Они имеют размеры в попе-

речнике от 40 до 80 км и достаточно определенно контролируют размещение золоторудных объектов внутри районов. Значительное число месторождений и рудопроявлений попадает в их краевые части, на границы с менее нарушенными блоками или на границы блоков с изменением характера трещин и проницаемости разреза.

Эти области рассматриваются нами как реликты проницаемых зон, служивших каналами тепломассопереноса на этапе формирования месторождений. Они могли контролировать и перемещение магматических расплавов.

Выявленная закономерность в комплексе с другими геолого-геофизическими данными может быть использована для прогнозирования площадей, перспективных на обнаружение новых золоторудных объектов, и постановки поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булин Н.К., Солодилов Л.Н. Глубинный контроль эндогенного оруденения по сейсмическим данным / Региональная геология и металлогения. С.Пб: ВСЕГЕИ, 1994. № 2, С. 26–41.
2. Быков В.Г. Отношение скоростей продольных и поперечных сейсмических волн и физико-механические свойства пород // Тихоокеан. геология. 1994. № 1. С. 103–115
3. Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. 234 с.
4. Егоркин А.В. Содержание кремнезема в консолидированной коре территории России // Разведка и охрана недр. 2000. № 2. С. 15–17.
5. Золотов Е. Е., Ракитов В. А. Структура литосферы Приамурья по данным МОВЗ-ГСЗ // Региональная геология и металлогения. 2000. № 10. С. 94–97.
6. Нагорных Т.В., Поплавская Л.Н. Локализация аномалий поля скоростных характеристик среды в регионе Приморья и Приамурья // Сейсмические наблюдения на Дальнем Востоке СССР. М.: Наука, 1989. С. 92–106.
7. Суворов В.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск: Наука, 1993. 136 с.

Поступила в редакцию 17 мая 2005 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф. Малышевым

M. Yu. Nosyrev

Velocity anomalies in the Earth's crust of Priamurye, and distribution of gold ore mineralization

The anomalies of the velocity ratio of P waves in the Earth's crust and S waves in the Amur Region and western part of the Khabarovsk Territory are considered. Spatial relationships have been established between the gold ore districts and individual deposits, and the areas of anomalous velocity characteristics in the Earth's crust. It has been inferred that the anomaly data register blocks of the Earth's crust with a high degree of tectonic disturbance; these blocks could serve as channels of heat and mass transfer at the stage of ore formation.

Key words: P and S seismic waves, Earth's crust, gold mineralization, Priamurye.

КОРЕННЫЕ ИСТОЧНИКИ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОССЫПЕЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ, СТЕПЕНЬ ИХ ЭРОДИРОВАННОСТИ

Л.В. Эйриш, А.П. Сорокин

Институт геологии и природопользования АмурНЦ ДВО РАН, г. Благовещенск

По уровню эрозионного среза золоторудных источников россыпей выделяется три группы золотоносных районов: рудные, рудно-россыпные и россыпные. Первые эродированы незначительно, и россыпи в них развиты слабо. Вторые эродированы в средней степени и содержат богатые и крупные россыпи. В третьих – рудные месторождения эродированы глубоко, россыпи в них, многочисленные и зачастую крупные, формировались преимущественно за счет перемива неоген-четвертичных отложений депрессий и высоких террас.

Максимальной россыпеобразующей потенцией обладают золоторудные месторождения малосульфидной золото-кварцевой формации, локализованные в штоках диоритоидов (габброидов, монцитонитов) и в жильно-прожилковых зонах складчатых черносланцевых комплексов. Минимальное значение в россыпеобразовании имеют месторождения субвулканического типа.

Россыпеобразование усиливается метаморфизмом руд (золото укрупняется и облагораживается), пострудной трещиноватостью и физико-химическим корообразованием.

Ключевые слова: золото, коренные источники, эрозионный срез, россыпи, месторождения, Дальний Восток.

В своей фундаментальной книге [13] Н.А. Шило указывает, что теоретически золоторудные месторождения всех формаций могут быть отнесены к россыпеобразующим. Но на практике разница их россыпеобразующей роли велика. Максимальными возможностями в этом отношении, по Н.А. Шило, обладают плутоногенные месторождения золота, а среди них – месторождения золото-кварцевой формации, которые на Северо-Востоке сопровождаются гигантскими россыпями.

По И.Б. Флерову с соавторами [12], максимальными россыпеобразующими свойствами обладает, опять-таки, золото-кварцевая малосульфидная формация, благодаря относительной крупности золота, превышающей 0,1 мм. Золото такой размерности формирует россыпи ближнего сноса. Золото мельче 0,1 мм, по этим авторам, слагает россыпи дальнего сноса. Кроме величины зерен, важное значение при россыпеобразовании имеет их форма. Облегчает высвобождение золота из руд пострудная трещиноватость, особенно в штокверковом типе оруденения. Частое несоответствие масштабов коренных источников и россыпей геологи объясняют разной россыпеобразующей способностью рудных формаций,

уровнем эрозионного среза коренных источников, палеогеографическими условиями их вскрытия. Ведущая роль в россыпеобразовании придается золото-кварцевой малосульфидной формации, минимальная – золото-серебряной убогосульфидной. Промежуточное положение занимают колчеданная и полиметаллическая умеренносульфидная.

А.П. Сорокин в качестве важнейших факторов россыпеобразования подчеркивает условия высвобождения золота из руд, крупность и морфологию золота. Главная продуктивная формация Приамурья – золото-кварцевая, но масштабность россыпной золотоносности зависит от совокупности признаков, в т.ч. от содержания золота и объемов перемиваемой породы, уровня эрозионного среза рудных источников, наличия промежуточных коллекторов и др. [8, 9].

Оценивая имеющиеся материалы и выводы предыдущих исследователей, на юге Дальнего Востока России можно выделить две основные группы золоторудных месторождений, резко различающихся своей россыпеобразующей потенцией. Это месторождения субвулканического типа, с одной стороны, и гипабиссальные и глубинные – с другой [17]. Первые широко проявлены в поясах мезозойско-кайнозойс-

ких вулканических комплексов. С ними ассоциируют преимущественно бедные мелкие россыпи, либо они вообще отсутствуют. Вторые – гипабиссальные – проявлены в складчатых областях и структурах мезозойской тектоно-магматической активизации (ТМА). Это области развития крупных и богатых золотоносных россыпей (рис. 1).

Решающее значение для образования россыпей золота имеет степень эродированности золоторудных структур. По этому показателю выделяется три группы золотоносных районов [16]: рудные – наименее эродированные; рудно-россыпные, в которых россыпи тесно ассоциируют с конкретными рудными источниками определенной формационной принадлежности; и россыпные, в которых россыпи потеряли связь с рудными источниками.

РУДНЫЕ РАЙОНЫ

Рудные районы наиболее широко проявлены в мезозойско-кайнозойских вулканогенных комплексах [2]. Минимальные их эрозионные срезы наблюдаются в Ульяновском вулканогене (Приохотье), в Прибрежной (и Дурминской) зонах Сихотэ-Алинской золотоносной провинции. В этих районах развиты преимущественно золото-серебряные, реже собственно золоторудные месторождения с субмикроскопическим низкопробным золотом (проба 500–600) и халцедоновидным рудным кварцем (Атунджа, Хаканджинское, Кварцевое, Салют, Приморское и др.) (рис. 1). Промышленные золотоносные россыпи здесь редки, либо отсутствуют.

Более глубоко рудоносные вулканоструктуры эродированы в Юго-Западном Приохотье (Авлякан), на Нижнем Амуре (Многовершинное, Белая Гора, Холанское), в Северобуреинской зоне (Буриндинское, Покровское, Пионер), максимально – на Становом хребте, где вулканы представлены лишь отдельными фрагментами (рудопроявления Брянтинское, Дениска, Ключ, Дельберга). На рудных полях широко представлены субвулканические интрузии порфирировых пород умереннокислого состава, дайки порфириров, штоки полнокристаллических пород (гранодиориты, диориты), приуроченные к низам вулканогенов, близ их подошвы. В этих районах достаточно широко развиты россыпи золота, преимущественно некрупные и небогатые.

Среди названных выше районов богатством россыпей выделяется Колчанский золотоносный узел, образованный в результате денудационного разрушения и размыва золоторудного месторождения Белая Гора, известного еще с конца XIX века. Только в долине р. Колчанки было добыто порядка 15 т рос-

сыпного золота [3]. В период 1933–1941 гг. из рудных гнезд с повышенным содержанием металла было добыто около 1 т золота со средним содержанием 5,2–5,8 г/т (в отдельных блоках до 4 кг/т).

Рудное поле изучалось многими исследователями [3]. Оно сложено эоценовыми базальтами и андезибазальтами, прорванными несколькими экструзиями олигоценых трахитацитов и трахитов. Наиболее крупный экструзив (рис. 2) – Белогорский некк размером 800×750 м в плане, представляет собой грибообразное тело. Породы некка и связанные с ним покровные вулканы (и вмещающие базальтоиды) гидротермально изменены на площади 8 км². Экструзивные образования превращены в монокварциты, диккит-кварцевые, гидрослюдисто-кварцевые, адуляр-кварцевые породы.

Месторождение локализовано в Белогорском некке и представлено штокверком (1 км²) с прожилково-вкрапленным оруденением. Штокверк образован крутопадающими прожилками кварца мощностью до 2–3 см. Размеры отработанных рудных гнезд – 40×30×20 м. Состав прожилков: кварц, адуляр, гидрослюда, галлузит. Рудные минералы (до 3 %): пирит, менее распространены марказит, аргентит, халькопирит, сфалерит, галенит, арсенопирит, сульфоантимониты серебра. Выделения золота величиной до миллиметра, проба средняя 667 (522–788). Au:Ag=1:1–4. Средние содержания золота в рудном штокверке 0,48–2,31 г/т. На глубине вскрыта пологая рудная залежь со средним содержанием золота 5,8 г/т (данные Э.П. Хохлова, В.А. Гуменюка, В.В. Иванова, Л.Ф. Мишина).

Сравнительно глубоко вскрыто эрозией Многовершинное рудное поле, от которого начинаются многочисленные небольшие россыпи левых притоков р. Ср. Ул. Покровные фации палеоценовых вулканитов здесь в значительной степени эродированы, в основном обнажены экструзии и субвулканические палеоценовые интрузии порфирировых пород – диоритовых порфириров, гранодиорит-порфириров, с которыми тесно ассоциируют россыпи золота (рис. 3) [5].

РУДНО-РОССЫПНЫЕ РАЙОНЫ

Рудно-россыпные районы юга Дальнего Востока представлены золоторудными месторождениями гипабиссального и малоглубинного типа [17]. Здесь часто развиты крупные и богатые золотоносные россыпи с относительно крупным и высокопробным (700–950) золотом, начинающиеся непосредственно от рудных полей. Рудные тела пространственно ассоциируют с дайками порфириров и лампрофириров, штоками диоритоидов, монзонитоидов, габбродио-

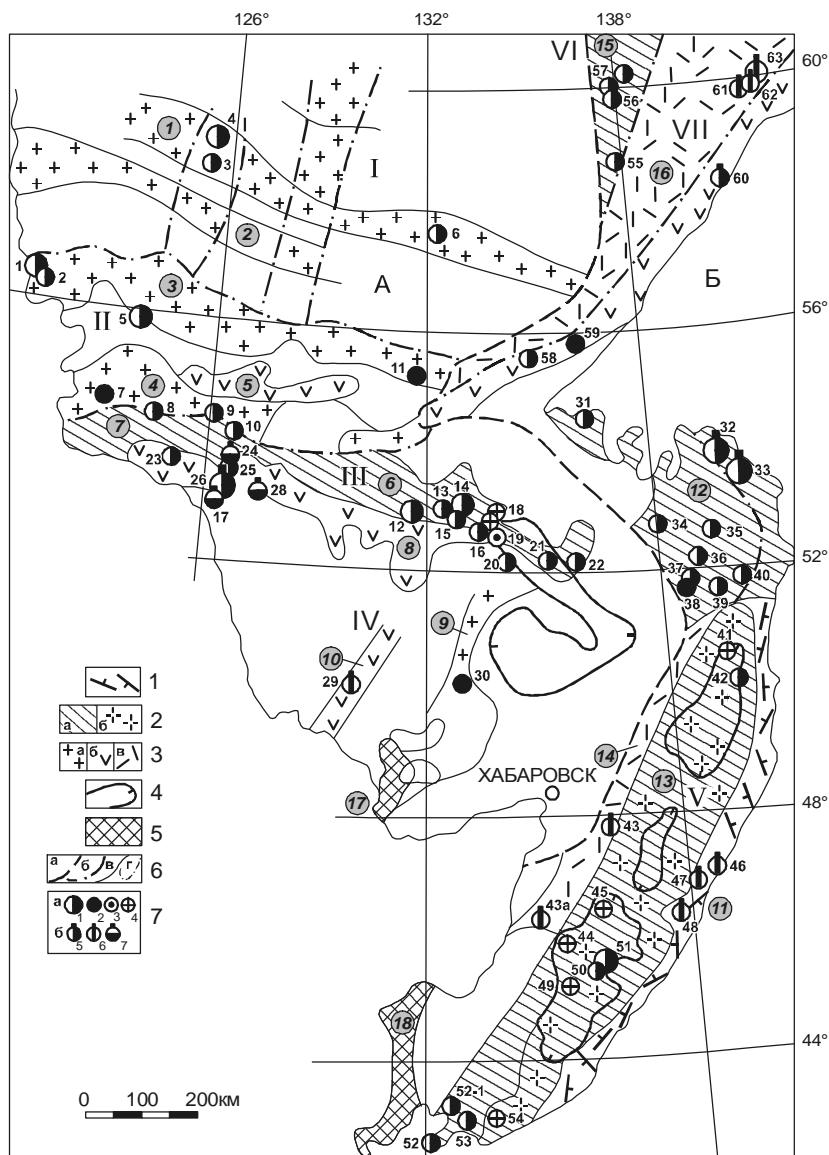


Рис. 1. Схема районирования золотоносных площадей юга Дальнего Востока.

1 – палеогеновое золотое и золото-серебряное оруденение в вулканических комплексах среднего состава; 2 – золотоносные провинции мезозойских складчатых областей со вскрытым палеозойским фундаментом с золотым (а) и золото-редкометалльным (б) оруденением J-K₁ возраста; 3 – золотоносные провинции областей мезозойской тектоно-магматической активизации с меловым, преимущественно гипабиссальным золотым (а) и субвулканическим оруденением золотого (б), золото-серебряного (в) профиля; 4 – ареалы редкометалльного оруденения мелового и палеогенового возраста (олово, вольфрам); 5 – зоны с палеозойским золотым оруденением мезо-гипабиссальным; 6 – границы золотоносных структур: планетарных поясов (а), провинций и металлогенических поясов (б), зон (в), подзон (г); 7 – месторождения: а) гипабиссальные и мезоабиссальные: золоторудные (1), золото-полиметаллические и золото-сульфидные (2), золото-сурьмяные (3), золото-редкометалльные (4); б) субвулканические: золоторудные (5), золото-серебряные (6), медно-порфировые с золотом (7).

А. Монголо-Охотский золотоносный пояс.

Провинции: I – Алданская, зоны (цифры в кружках): 1 – Алдано-Учурская, 2 – Эватино-Ломамская; II – Становая, зоны: 3 – Северостановая, 4 – Тукурингская, 5 – Сугджарская; III – Джадгинская, зоны: 6 – Селемджино-Кербинская, 7 – Верхнеамурская; IV – Бурейнская, зоны: 8 – Северобурейнская, 9 – Восточнобурейнская, 10 – Туранская.

Б. Тихоокеанский золотоносный пояс.

Провинции: V – Сихотэ-Алинская, зоны: 11 – Прибрежная, 12 – Нижнеамурская, 13 – Центрально-Сихотэ-Алинская, 14 – Дурминская; VI – Яно-Колымская, зона: 15 – Южноверхоянская; VII – Охотско-Чукотская, зона: 16 – Джугджурская.

Зоны с палеозойским золотым оруденением: 17 – Малохинганская, 18 – Западноприморская.

Месторождения:

1 – Лебяное, 2 – Скалистое, 3 – Лебедино, 4 – Куранах, 5 – Бамское, 6 – Улахан и др., 7 – Березитовое, 8 – Кировское, 9 – Успенское, 10 – Золотая Гора, 11 – Колчеданный Утес, 12 – Маломыр, 13 – Ворошиловское и Верхнемынское, 14 – Токурское, 15 – Сагурское, 16 – Афанасьевское, 17 – Харгинское, 18 – Унгличканское, 19 – Ленинское, 20 – Ниманская группа, 21 – Токоланское, 22 – Кербинское, 23 – Буридинское, 24 – Боргуликан, 25 – Пионер, 26 – Покровское, 27 – В. Тыгдинское, 28 – Ельничное, 29 – Прогнозное, 30 – Нони, 31 – Медвежье Одеяло, 32 – Многовершинное, 33 – Белая Гора, 34 – Албазинское, 35 – Октябрьское, 36 – Покровско-Троицкое, 37 – Агние-Афанасьевское, 38 – Учаминское, 39 – Дяппе, 40 – Холанское, 41 – Зимовье, 42 – Тумнинское (Оемку), 43 – Дурминское, 43а – Силанское, 44 – Незаметное, 45 – Восток-2, 46 – Ягодное, 47 – Приморское, 48 – Салют, 49 – Малиновское (Намовское) 50 – Благодатное, 51 – Глухое, 52 – Аскольд, 52-1 – Криничное, 53 – Прогресс, 54 – Порожистое, 55 – Сбросовое (Гас-Юряхское), 56 – Дуэт, 57 – Юр, 58 – Авляканское, 59 – Етарское, 60 – Кулюклинское, 61 – Юрьевское, 62 – Чачика, 63 – Хаканджинское.

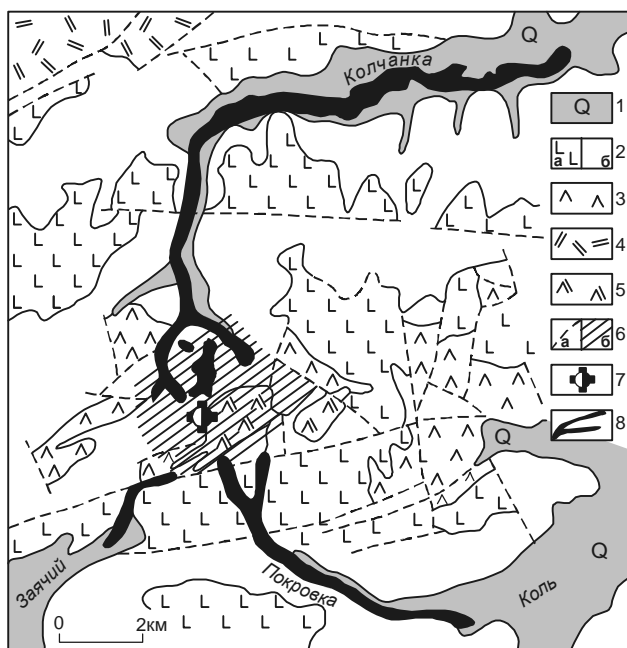


Рис. 2. Колчанский золотоносный узел (по Р.В. Поликанову и др.).

1 – аллювиальные четвертичные отложения; 2 – базальтоиды: а) кизинская свита (миоцен), б) кузнецовская свита (эоцен); 3 – дациты, туфы, трахидациты, игнимбриты колчанской свиты (эоцен–олигоцен); 4 – игнимбриты риодацитов (поздний мел–плиоцен); 5 – экструзивные дациты, андезидациты, трахидациты (эоцен–олигоцен); 6 – разломы (а), поле пропилитов, вторичных кварцитов (б); 7 – золоторудное месторождение Белая Гора; 8 – золотоносные россыпи.

ритов. Часто они залегают в интрузивных породах. Крупнейшая золотоносная россыпь региона – Джагинская – начинается от Кировского рудного поля, локализованного в раннемеловом штоке диоритов и его экзоконтактной зоне. Богатая россыпь р. Етары (Приохотье) – продукт переработки одноименного месторождения, залегающего в штоке меловых монцодиоритов. Сходная обстановка и в верховьях руч. Болотистого (Западный Сихотэ-Алинь), где недавно обнаружена крупная целиковая золотоносная россыпь, начинающаяся от массива габбродиоритов. Аналогичная картина отмечается в связи с золоторудными месторождениями Нони, Пионер (Буреинский массив), Дяппе, Зимовье (Северный Сихотэ-Алинь), Криничное, Лазурное (Южное Приморье), Учурской группой месторождений (рис. 1). Во всех этих случаях россыпи начинаются от рудоносных штоков, вмещающих названные месторождения.

Кировское золоторудное месторождение (запад Амурской области) представлено сотнями рудных жил, из которых эксплуатировалось несколько десят-

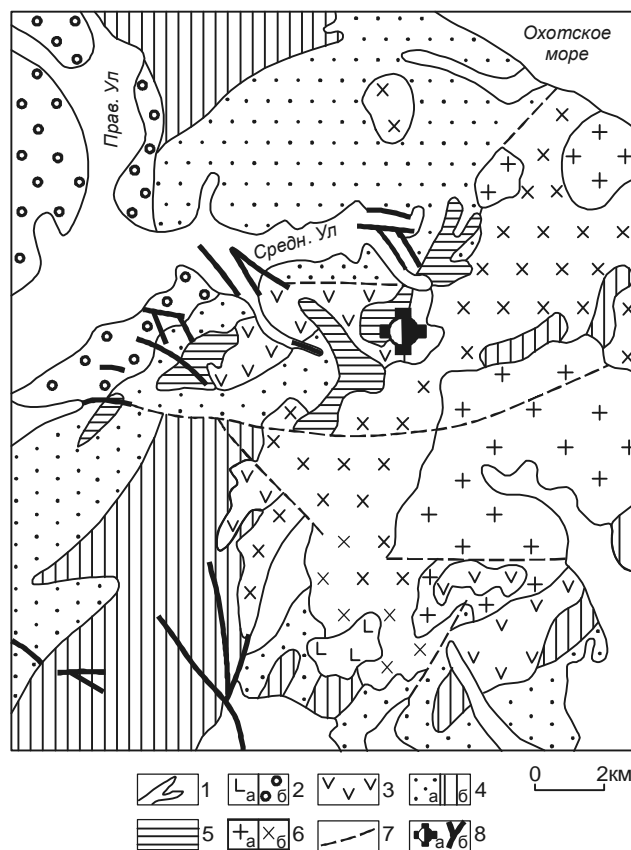


Рис. 3. Карта золотоносности района Многовершинное месторождения.

1 – четвертичный аллювий; 2 – плиоцен-четвертичные базальтоиды (а), галечники, пески, глины, торф (б); 3 – мел-палеоценовые андезиты, дациты; 4 – песчаники, алевролиты, конгломераты (а), песчано-глинистые, кремнисто-глинистые сланцы (J₃-K₁); 5 – эоценовые гранодиорит-порфиры, диоритовые порфиры; 6 – эоценовые: граниты пегматоидные и аплитовидные (а), гранодиориты, монцогранодиориты, монцодиориты (б); 7 – разломы; 8 – Многовершинное месторождение (а), золотоносные россыпи (б).

ков, залегающих непосредственно в штоке диоритов (и гранитоидов), которые отличаются повышенной магнитностью за счет аксессуарного магнетита. Длина жил – до 600–700 м, мощность – до 1,5 м, в среднем 0,3 м, падение крутое на СЗ и ЮЗ. Рудные жилы сложены молочно-белым и серым кварцем с вкрапленностью арсенопирита, халькопирита, висмутина, пирита, магнетита, сфалерита, тетрадимита, шеелита, пирротина, редко – самородного висмута, блеклых руд, энаргита, золота. Руды мало- и умеренно-сульфидные. Жильные минералы: кварц (до 98 %), мусковит, анкерит, кальцит, турмалин, халцедон. Содержание золота в рудах от 3 до 95,8 г/т, среднее 8,4 г/т. Преобладает мелкое (до 1 мм) чешуйчатое и пластинчатое золото, встречаются выделения до 2 мм и

более, иногда в тонких прожилках кварца. Проба золота – 920–970, иногда снижается до 850. Высокие содержания золота отмечаются в местах с висмутовой и медной минерализацией (с висмутином, тетрадимитом и халькопиритом). С дореволюционного времени и до 1962 г. на месторождении добыто более 9 т золота, а в россыпи р. Джалинды, по разным оценкам – 110–130 т [10, 19] (рис. 4).

Етарское золоторудное месторождение расположено на хребте Джугджур. Оно похоже на Кировское – по геологической ситуации и высокой продуктивности россыпи. Золоторудные тела представлены кварцевыми и кварц-сульфидными жилами, линзами и прожилковыми зонами, залегающими в штоке (K_2) гранитоидов, прорывающих докембрийские анортозиты и гнейсовидные плагиограниты. Шток сложен крупнозернистыми монцодиоритами и граносиенитами с высокой магнитной восприимчивостью и натровостью. Породы штока прорваны многочисленными дайками полнокристаллических и порфировых пород [5].

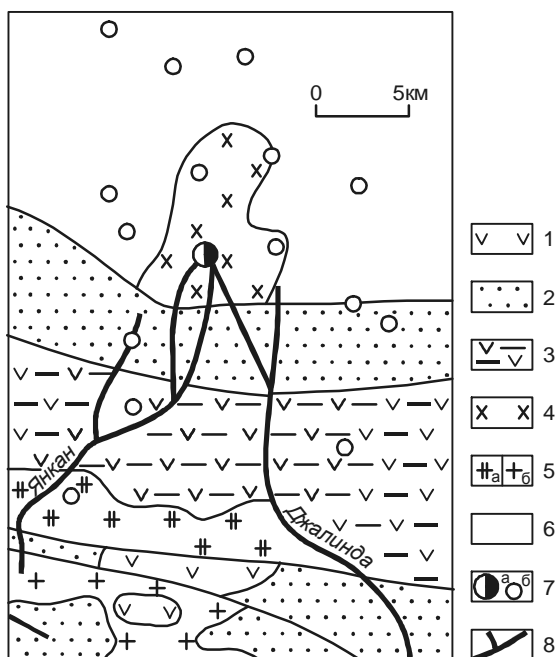


Рис. 4. Соловьевский золотonosный район.

1 – раннемеловые андезиты. 2 – верхнеюрские конгломераты, песчаники, алевролиты. 3 – палеозойские дислоцированные толщи вулканогенно-терригенного состава. 4 – раннемеловые кварцевые диориты и гранодиориты Джалиндынского массива (продуктивного на золото). 5 – мезозойские монцонитоиды (а) и граниты (б). 6 – архейские гнейсовидные граниты. 7 – Кировское золоторудное месторождение (а), рудопоявления золота (б). 8 – промышленные золотonosные россыпи.

Мощность рудных тел – до 2–3 м, длина – до 300 м. Жилы ветвятся, группируются в серии параллельных тел, либо образуют штокверки. Прожилки обычно имеют сульфидный состав, а мощные жилы на 95–98 % состоят из кварца – шестоватого (продуктивного), сливного, сахаровидного, друзовидного, обычно кавернозного. Все типы кварца секутся прожилками кальцита. Сульфиды (до 50 %): пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, борнит, молибденит, блеклые руды, базобисмутит. Золото связано с галенитом и пиритом. Величина его выделений 0,015–0,07–2 мм, форма – пластинки, каплевидные зерна. В россыпи отрабатывалось крупное самородковое (1–10 мм) золото с пробой 800. Содержание золота в рудных телах – до 56,6 г/т, серебра – до 92 г/т. $Au : Ag = 1 : 2$.

Участок Болотистый расположен на западном Сихотэ-Алине в верховьях р. Сооли (система р. Хор). При его описании использована статья В.М. Степаненко, А.И. Замбрицкого и В.А. Буряка [11], а также неопубликованные данные В.А. Буряка, любезно предоставленные им автору в 2000 году. В 1997 г. на участке была открыта и успешно отрабатывается крупная, богатая россыпь с крупным высокопробным золотом. Участок расположен в эрозионном окне (поднятии) в миоценовых базальтах. Россыпь начинается от интрузивного штока, представленного габброидами, диоритоидами и монцонитоидами, прорывающими валанжинскую алевролитопесчани-

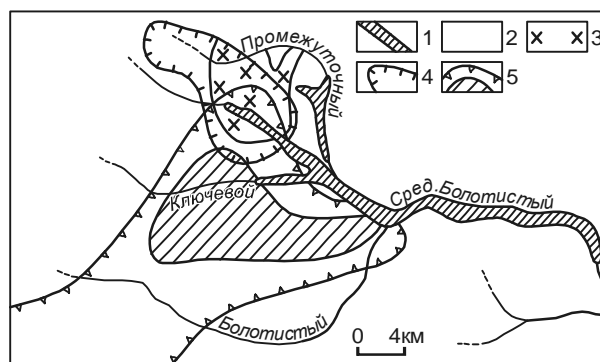


Рис. 5. Болотистый золотonosный узел. Соотношение золотonosных россыпей, интрузивного массива и геофизических полей (использованы материалы В.А. Буряка, А.И. Замбрицкого и В.А. Зарубина, 1988–2000 гг.).

1 – золотonosные россыпи. 2 – нижнемеловая алевролитопесчаниковая толща. 3 – габброиды, диоритоиды, монцонитоиды. 4 – максимум магнитного поля. 5 – контур отрицательной гравитационной аномалии с локальным минимумом.

ковую толщу (рис. 5). Возраст интрузии считается эоценовым на основании калий-аргоновой датировки.

Интрузивные породы штока содержат вкрапленность и гнезда слабо золотоносных сульфидов – пирротина, пирита, халькопирита, молибденита, арсенопирита, также магнетита, содержание которых в меланократовых габброидах и диоритовых порфиритах достигает 2–5 %. Генезис этих образований позднемагматический или автометасоматический. На рудоносность штока указывает наличие пролювиально-делювиальной россыпи на правом склоне руч. Среднего. Содержание золота в прожилково окварцованных породах – до 2,5 г/т.

В рудообразующий этап формировались гидротермально-метасоматическая вкрапленно-прожилковая золото-сульфидная минерализация и золото-содержащие кварцевые, кварц-турмалиновые прожилки, редко – маломощные жилы. Сульфиды в них представлены пиритом и арсенопиритом, реже халькопиритом, пирротинном. Количество арсенопирита – 50–60 %, содержание в нем золота – 10–15 г/т. Кварцевые жилы, мощностью до 10–15 см, на уч. Болотистом редки. В кварце отмечаются: тетрадимит, висмутин, пирит, арсенопирит, галенит, сфалерит, молибденит, халькопирит и самородное золото. В крупной фракции черного шлиха встречаются мономинеральные округлые выделения антимонита и киновари величиной до 1 см. В зоне окисления – вторичные висмутовые минералы, церуссит, фосфаты Bi, Pb, Mo, лимонит, ярозит. В самородках и рудных протолочках золото встречается в сростках с кварцем и тетрадимитом. Содержание сульфидов в кварцевых жилах и прожилках – доли процента. Проба золота – 940–955.

Геологи отмечают высокую общую раздробленность пород участка и повышенное развитие кор химического выветривания. По данным бурения, мощность кор – не менее 25–30 м, особенно по интрузивным породам, которые изменены до глины. Отличительная особенность уч. Болотистого – наличие в недавнем геологическом прошлом базальтовой покрывки, а также коры добазальтового выветривания, способствовавшей эффективному россыпеобразованию.

Геологическая картина взаимоотношений россыпи и рудоносного штока на уч. Болотистом – типовая для Дальнего Востока. Сходные ситуации, когда россыпи, в том числе богатые и крупные, начинаются от штоков габброидов, диоритоидов и монцитонидов, отмечены выше. Таких примеров много в Приморье [20] в районах: Соболином, Находкинском, Криничном, Намовском, Светловодном, Вострецов-



Рис. 6. Карта золотоносности Даньско-Одолинского района.

1 – четвертичный аллювий; 2 – кембрий-рифейские карбонатные толщи чехла Алданского шита; 3 – алданский комплекс меловых интрузий порфировых пород кислого, среднего, щелочного состава; 4 – разломы (а), золоторудное проявление (б), россыпи золота (в).

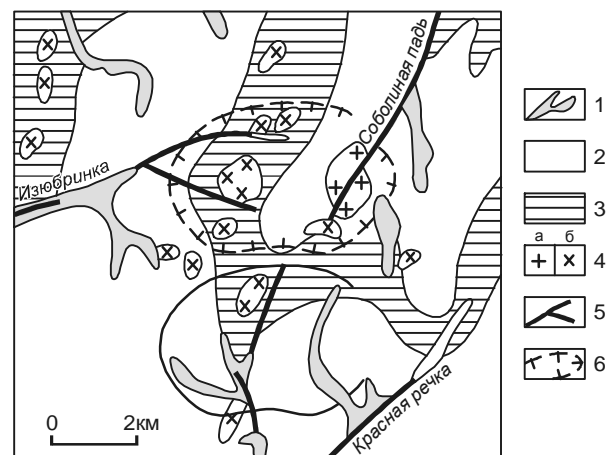


Рис. 7. Соболиный золотоносный район.

1 – четвертичный аллювий; 2–3 – меловые толщи: 2) песчаниковые, 3) песчано-глинистый флиш; 4 – позднемеловые (?) интрузии: гранодиориты (а), диориты (б); 5 – золотоносные россыпи; 6 – Лазурное золоторудное поле.

ком, а также в Учурской группе месторождений на севере Хабаровского края (рис. 6).

Весьма четкая связь значительных по масштабам россыпей с относительно крупным (среднее – более 1 мм, проба 750–835) золотом наблюдается в Соболином золотоносном районе (рис. 7). Здесь россыпи рек Изюбриной, Соболиной Пади, Красной Речки, в которых добыто порядка 6 т золота, начинаются от рудопроявления Лазурного, представленного двумя рудоносными штоками диоритоидов (K_2 -P), прорывающих нижнемеловые песчано-глинистые отложения. По данным Ю.П. Юшманова [21], западный шток представлен субщелочными габбро и габбромонцонитами с переходами к габбродиоритам и монцонитам. Золотоносные штокверковые прожилково-вкрапленные оруденелые породы развиты в эндо- и экзоконтактах. Их длина – сотни метров, мощность – десятки метров.

На крайнем юге Приморья наблюдается тесная связь золотоносных россыпей с рудными месторождениями (Порожистое, Прогресс, Криничное). Золоторудные жилы и зоны здесь размещены в габбродиоритах. На месторождении Криничном они прорывают палеозойские и юрские терригенные толщи (г. Криничная). Все долины, начинающиеся с этой горы, содержали промышленные россыпи высокопробного золота, которые обрабатывались десятки лет. Месторождение (рис. 8) приурочено к центральной части штока и представлено серией крутопадающих кварцево-прожилковых зон ССЗ простирания. Золото – в тонких кварцевых прожилках, высокопробное (среднее 927), его содержание в рудных телах – 7–10 г/т. Руды представлены кварцем с вкрапленностью рудных минералов: пирротин, пирит, халькопирит, ковеллин, петцит, гессит, теллуrowисмутит, самородный висмут, шеелит.

Следующая группа рудно-россыпных районов выделяется в складчатых комплексах палеозойского и мезозойского возраста, в которых развиты золоторудные месторождения в пространственной связи с дайками порфириров, лампрофиоров и малыми штоками диоритоидов (и гранитов). Это Верхнеселемджинский, Кербинский, Ниманский, многие районы Сихотэ-Алинской золотоносной провинции – Мухтельский, Херпучинский, Пильда-Лимурийский, Тумнинский, Благодатный и др.

В Верхнеселемджинском районе (рис. 9) со всеми золоторудными месторождениями (Афанасьевское, Харгинское, Унгличканское, Сагур, Токур, Маломыр) тесно связаны россыпи, часто крупные и богатые [10, 19]; в Пильда-Лимурийском – начало рос-

сыпям дают рудные поля и месторождения: Агни-Афанасьевское, Покровско-Троицкое, Албазинское, в Ниманском – Еленинское, Петровское, Лысогорское, в Тумнинском – Тумнинское, в Благодатном – Благодатное, Глухое и т.д. [5].

В таком богатом золотыми россыпями районе, как Верхнеселемджинский (рис. 9), золоторудные месторождения наиболее продуктивны в зонах окисления – за счет гипергенного обогащения рудных тел. Вне этой зоны руды становятся непромышленными или бедными. С глубиной содержание золота в рудах этих месторождений падает, а количество неокисленных сульфидов возрастает. Например, на Харгинском месторождении эксплуатационные работы достигали глубины 10–30 м, редко более, в то вре-



Рис. 8. Криничный золотоносный узел.

1 – четвертичный аллювий; 2 – юрские песчано-глинистые и карбонатные породы, конгломераты, слабодисцированные; 3 – пермские разнообразные терригенные, карбонатные и вулканогенные породы; 4 – поздне меловые гранодиориты, диориты; 5 – поздне меловые силлы (а), штоки (б) и дайки (в) диоритовых порфириров; 6 – палеозойские гранитоиды; 7 – золоторудные кварцевые жилы (а), обломки золотоносного кварца в делювии (б); 8 – отработанные россыпи золота.

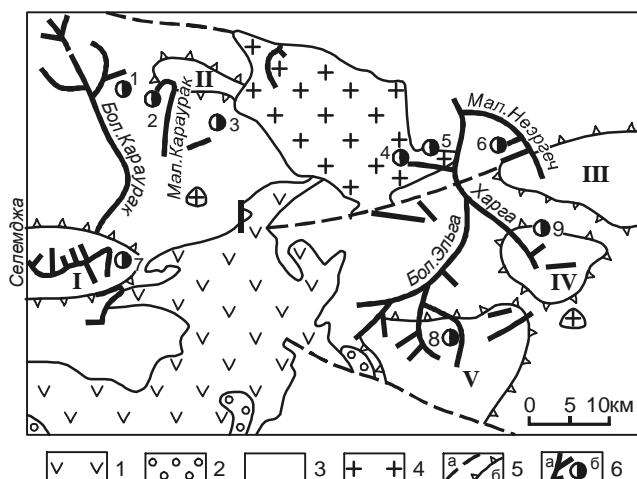


Рис. 9. Карта золотоносности восточной части Верхнеселенджинского района.

1–2 – раннемеловые андезиты (1), полимиктовые конгломераты, песчаники (2); 3 – палеозойские интенсивно дислоцированные и метаморфизованные (от филлитовой до эпидиот-амфиболитовой фации) преимущественно песчано-глинистые толщи; 4 – позднепалеозойские катаклазированные граниты; 5 – разломы (а) и куполовидные структуры (б); I – Сагурская, II – Челогорская, III – Неэргенская, IV – Эльгоканская, V – Афанасьевская; 6 – промышленные россыпи золота (а) и золоторудные месторождения (б): 1 – Иннокентьевское, 2 – Токурское, 3 – Тарнахское, 4 – Ингаглинское, 5 – Ясное, 6 – Унгличанское, 7 – Сагурское, 8 – Афанасьевское, 9 – Харгинское.

мя как по простиранию жилы обрабатывались на сотни метров. Проба золота в зоне окисления выше – 915 против 833 в неокисленных рудах, и его выделения крупнее [4, 6, 15]. Рудные жилы секут зеленокаменные породы, филлиты и метапесчаники (PZ) и сложены кварцем с вкрапленностью пирита, арсенопирита, шееелита с примесью галенита и сфалерита, обычен кальцит. Золото содержится в кварце и сульфидах. Рудные зоны секутся дайками диабазовых порфиров и фельзит-порфиров. Богатые руды с видимым золотом разрабатывались в приповерхностной зоне окисления.

Афанасьевское месторождение, от которого начинаются крупные россыпи руч. Афанасьевского и р. Б. Эльга, локализовано в Афанасьевской куполовидной структуре в альбит-слюдяно-кварцевых сланцах под экраном зеленокаменных пород (рис. 9). Оно представлено серией минерализованных зон (окварцованных, альбитизированных, брекчированных) с кварцевыми прожилками, содержащими золото до 9,4 г/т (зоны) и 114 г/т (прожилки). Рудные минералы: арсенопирит (до 1%), реже пирит, редко магнетит, гематит. Золото мелкое (0,1 мм).

Россыпи В. Мынского узла начинаются от Ворошиловского и В. Мынского золоторудных месторождений. На Ворошиловском месторождении богатые руды обрабатывались в зоне окисления до глубин 10–60 м. Это пластовые залежи интенсивно окварцованных пород (кварцитов) и крутопадающие кварцевые жилы, залегающие в толще метапесчаников, филлитов и зеленокаменных пород (PZ). Собственно рудой на месторождении являлась пористая и плотная скородитовая и охристая масса с англезитом, кальцитом, ярозитом, церусситом, каламином и др., с реликтивными зернами сфалерита, халькопирита, галенита, арсенопирита. Золото видимое. В зоне окисления содержание золота достигало 8 кг/т. За пределами зоны окисления руда кварцево-сульфидная, местами сплошная сульфидная, бедная золотом, да и золото трудноизвлекаемое [19].

Верхнемынское месторождение, расположенное в трех километрах к западу от Ворошиловского, представлено крутопадающими кварцевыми жилами с сульфидами, залегающими в Лукачекском гранитном массиве (PZ). Промышленные руды – лишь в зоне окисления до глубины 8–12 м.

Токурское золоторудное месторождение (рис. 9) дало начало богатым россыпям руч. Токур и Челогор, р. Мал. Караурак. Это типичное мезотермальное кварцево-жильное малосульфидное месторождение, локализованное в толще слабо метаморфизованных (филлитизация) песчано-глинистых пород (PZ) [19]. Размах промышленного оруденения (по данным разведки) достигает 360 м, и, судя по результатам бурения, может быть больше. Наиболее богатые руды развиты в интервале абсолютных отметок 700–800 м, где сохранились признаки красноцветной коры выветривания. Большинство рудных тел, преимущественно уже выработанных, было значительно богаче в верхней своей части, и именно близ поверхности обычны богатые обохренные руды с видимым золотом. В неокисленных рудах содержания золота рядовые. Величина выделений золота – десятые доли мм, в богатых рудах – до 1–3 мм.

Представляют интерес данные Ю.Н. Припутнева [7] о соотношении россыпного золота крупной Коболдинской россыпи долины р. Селенджи с породами плотика. Наиболее богатые участки россыпи приурочены к интервалам развития кварцевых жил, минерализованных зон и метакварцитов. Увеличение запасов золота на этих участках происходит вниз по долине на расстояние 0,2–1 км. Проба золота увеличивается вниз по долине в среднем на 24 ед. (от 776

до 800). Участок понижения пробы золота совпадает с выходами в плотике золоторудных объектов.

Сходные данные получены В.Н. Белоусовым [1] по крупным россыпям золота верховьев р. Уркан, в т.ч. россыпи р. Джалинды протяженностью 40 км. Продуктивность россыпей нарастает на участках снижения пробности и окатанности золота и укрупнения его зерен, увеличения в аллювии количества кварца, появления новых химических элементов-спутников в золоте. Эти данные позволили сделать вывод о существовании дополнительных (кроме Кировского месторождения) источников сноса золота, питающих россыпь р. Джалинды.

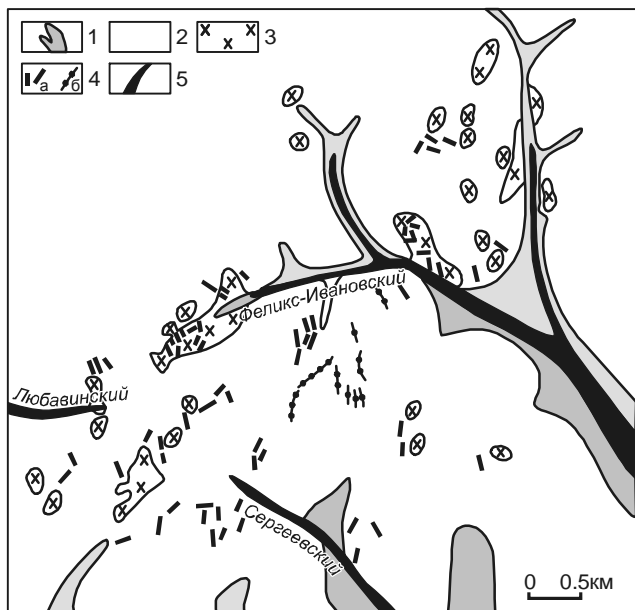


Рис. 10. Агние-Афанасьевский золотоносный узел.

1 – четвертичный аллювий; 2 – нижнемеловые дислоцированные песчано-глинистые толщи; 3 – поздне меловые (?) диориты, тоналиты; 4 – золоторудные кварцевые жилы (а), в том числе отработанные (б); 5 – золотоносные россыпи.

Агние-Афанасьевское золоторудное месторождение – типичный представитель Пильда-Лимурийского золотоносного района. От него начинаются богатые россыпи руч. Феликс – Ивановский – Бори, из которых добыто (по разным сведениям) от 4 до 14 т золота, при содержании многие г/м³ [10]. Месторождение локализовано в дислоцированной песчано-глинистой толще в надинтрузивной зоне (по геофизическим данным) с выступами штокообразных куполов диоритоидов и многочисленными дайками порфиритов и порфиров (рис. 10). Рудные тела – малосульфидные кварцевые жилы, послойные и секущие. С 1936 по 1962 год эксплуатировалось порядка 30 жил, из которых добыто 12 т золота с содержанием 25 г/т, иногда до 1–2 кг/т [5].

К группе рудно-россыпных относится и Благодатный золотоносный район в Центральном Сихотэ-Алине (бассейн р. Колумбе), где продуктивные золотоносные россыпи начинаются от месторождений Благодатного, Глухого и ряда рудопоявлений. Предполагается, что весь район – это единая обширная золоторудная структура, расположенная в криптобатолитовой зоне Приискового гранодиоритового (1-я фаза) массива и его сателлитов (рис. 11). Золотые прииски возникли в районе в 1928 году. Тогда были выявлены россыпи по рекам Пионерке, Щедринке-3, Бол. Приисковой. В дальнейшем золотоносная площадь расширялась к востоку и СВ вдоль оси гранодиоритового массива. Золото в россыпях крупное, проба золота сравнительно высокая – 810–859. Эти особенности золота могут быть объяснены метаморфизмом оруденения, связанным с калиевыми гранитами (2-я фаза внедрения) Приискового массива, с которыми в районе ассоциирует оловянное оруденение. По разным оценкам в районе добыто от 6 до 10 т россыпного золота [20].

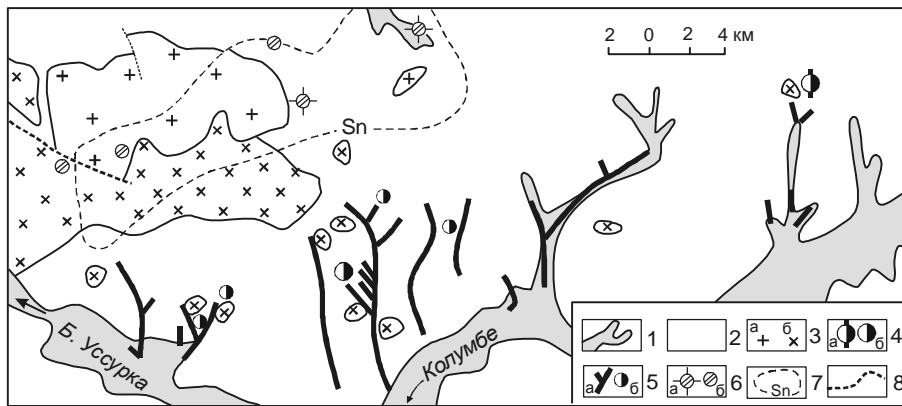


Рис. 11. Благодатный золотоносный район.

1 – четвертичный аллювий; 2 – дислоцированные песчано-глинистые отложения нижнего мела; 3 – Приисковский гранитоидный массив: а) редкометалльные калиевые немагнитные граниты второй фазы; б) гранодиориты, диориты, монзониты первой фазы, магнитные, натровые, с золотой специализацией; 4 – золоторудные месторождения: Глухое (а) и Благодатное (б); 5 – золотоносные россыпи (а), рудопоявления золота (б); 6 – редкометалльные месторождения (а) и рудопоявления (б); 7 – шлиховой ореол касситерита; 8 – разломы.

РОССЫПНЫЕ РАЙОНЫ

К ним отнесены Дамбукинский, Сутарский, Ланжинский, Иорикский, частично Кербинский, Ниманский. Они представлены многочисленными крупными и богатыми россыпями, часто (не всегда) с высокопробным золотом.

В Дамбукинском районе золотоносные долины охватывают обширные площади, где почти в каждом ручье – россыпь, причем без видимой (или без очевидной) связи с рудными источниками, продуктивность которых была бы сопоставима с таковой россыпей. Для этих районов характерны древние (неогеновые) поверхности выравнивания, во многих случаях с перекрывающим их третичным аллювием, галькой и валунами экзотических пород, с ярко выраженной корой выветривания – каолиновой или красноцветной (рис. 12) [19].

Наиболее богатые золотоносные россыпи расположены в широких долинах верховий рек, которые совместно с окрестными выположенными водораздельными горными массивами представляют собой древний (третичный) рельеф. В этих районах, как правило, не устанавливается прямая связь богатой россыпи с коренными источниками. Известны случаи, когда уникальные по запасам и содержанию россыпи принадлежат речкам, в бассейнах которых неизвестно заслуживающих внимания рудопоявлений золота (Джалон, Джалта в Дамбукинском районе; россыпи Сутарского района; Семи, Сулакиткан, Батаонь в Кербинском районе). Подобные россыпи значительно удалены от коренных источников по горизонтали (россыпь снесена) и вертикали – рудные источники эродированы. В ряде случаев сохранились лишь их корневые части, как на месторождениях Золотая Гора, Успенском (Дамбукинский район) [14].

В долине руч. Джалон длиной 5,5 км, размывающего гранитоиды Джалонского массива (PR?), добыто более 18 т золота. Это одна из наиболее бога-

тых золотоносных россыпей на Дальнем Востоке. Бассейн Джалона и его водоразделы с ручьем Горациевским и р. Джалтой опороискованы, но кроме убогих по содержанию золота редких кварцевых жил ничего не найдено. Зато на этих водоразделах был обнаружен древний золотоносный аллювий, а на соседнем водоразделе Джалта–Ульдегит издавна известна древняя (третичная) Яснополянская россыпь с мощностью золотоносного аллювия до 50 м. Изучение аллювия наиболее золотоносных долин – Джалона, Горациевского и Джалты, в которых добыто более 40 т золота, указывает на значительную примесь в его составе валунов кварцевых порфиров, кварца, кварцитов хорошей окатанности, не свойственных местным валунно-галечным отложениям. Ближайшие выходы порфиров известны в 40 км к СЗ. Подобных валунов много и в древнем водораздельном аллювии. Таким образом, ясно, что богатство названных долин, скорее всего, определяется переывом древних золотоносных отложений. Анализ аэрофотоснимков и геологических материалов указывает на то, что древняя река, оставившая этот аллювий (Праиликан), своими верховьями уходит далеко на северо-запад в бассейн р. Олонгро и на юго-восток к долине р. Зеи.

В пределах Яснополянской россыпи палеодолина врезана в современный горный массив, ее уклон сравнительно крутой, а в днище (в эксплуатационном карьере) наблюдаются скальные выступы коренных пород. Весь разрез золотоносен. Промышленные россыпи приурочены к промежуточным глинистым плиткам. Полевошпатовая часть гранитоидных валунов и галек каолинизирована. Мониторами из золотоносных отложений вымыты стволы окаменевших хвойных деревьев, нацело замещенных светло-розовым халцедоном с идеальной сохранностью структуры древесины. Крупный фрагмент такого ствола хранится в Хабаровском геологическом музее.

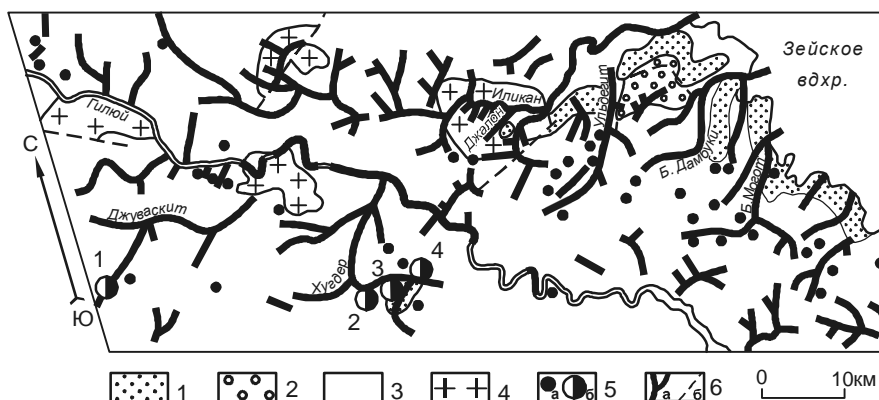


Рис. 12. Дамбукинский золотоносный район.

1 – неоген-раннечетвертичные валунно-галечниковые образования; 2 – юрские конгломераты; 3 – раннедокембрийские гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы; 4 – протерозойские биотитовые граниты джалонского типа; 5 – золоторудные проявления (а), месторождения (б): 1 – Успенское, 2 – Иннокентьевское, 3 – Золотая Гора, 4 – Новая Аляска; 6 – промышленные золотоносные россыпи (а), разломы (б).

На всем протяжении палеодолины на участках ее пересечения современной гидросетью работали прииски. Естественно, что подобные россыпи значительно удалены от коренных источников по горизонтали и вертикали (рудные источники находились гипсометрически выше и уже эродированы). На хр. Тукурингра в районе Золотой Горы, т.е. на участках, наиболее удаленных от речной эрозии, сохранились рудные месторождения, такие как Золотая Гора, Новая Аляска, Перевальное, с которыми имеется непосредственная связь золотоносных россыпей руч. Тальцового, Петровской россыпи, ручьев Аляска, Хугдер, Абки. Но это все мелкие месторождения, продуктивность которых не идет в сравнение с богатством окрестных россыпей.

Еще одно подтверждение наличия в прошлом (в неогене) в Дамбукинском районе мощных золотоносных аллювиальных отложений – присутствие глубоко залегающей Петровской россыпи на хребте Тукурингра с мощностью аллювия до 30 м.

Со времен П.К. Яворовского (1900, 1917 гг.) и В.Д. Рязанова (1903 г.) было известно, что плотик Петровской россыпи, находящейся близ золоторудного месторождения Золотая Гора, занимающей седловину между речками Хугдер и Абка (в пределах осевой части хр. Тукурингра) наклонен на юг – в сторону р. Абки. Большая же часть россыпи, во всяком случае та, которая эксплуатировалась, расположена в соседнем с севера бассейне р. Хугдер. Впоследствии эти данные были забыты. В 1945–46 гг. при попытке возобновить эксплуатацию сильно обводненной россыпи, в ее северной части в верховьях бассейна р. Хугдер с дренажными целями был пройден “васерштрет”. Эти работы постигла неудача, так как плотик золотоносных отложений оказался наклоненным в противоположную сторону и вода не потекла.

Автором была предпринята попытка проследить плотик Петровской россыпи на север от поселка Золотая Гора к долине реки Хугдер. Оказалось, что на расстоянии 2 км плотик россыпи “поднялся” на 60–65 м над днищем долины р. Хугдер. Построенные продольные профили современной долины р. Хугдер и прослеженного плотика убедительно указывают на их противоположные уклоны [15].

Таким образом, нынешняя вершина Хугдера ранее принадлежала Абке. Ее аллювий сохранился в седловине на хр. Тукурингра, где он включает Петровскую россыпь [10] и представлен плохо отсортированным валунно-галечниковым материалом, характерным для верховий горных ручьев, и содержит экзотические валуны и обломки черных метапелитов, обнажающихся севернее в бортах р. Хугдер.

Рудные тела месторождения Золотая Гора [19] – это кварцевые жилы с пиритом, пирротином, кальцитом, редко с халькопиритом, галенитом, молибденитом, залегающие в рассланцованных гнейсах и амфиболитах. В рудном поле – дайки сиенит-порфиров. Месторождение разрабатывалось только в зоне окисления (до глубины 50 м), где содержания золота были чрезвычайно высоки – до 60 кг/т. Первичные, неокисленные руды содержат золото не более 3–5 г/т и не разрабатывались. Главное богатство месторождения заключалось в охрах с золотом. Перерабатывался и золотоносный пирит, из которого путем сжигания добывали золото (промывкой). Расчеты предпринимателей на зону цементации не оправдались. Руда на глубине 70 м оказалась бедной, непромышленной.

Парагенезисы рудных минералов месторождений района (пирротин, молибденит), сопутствующие высокопробному (960) золоту, указывают на относительную глубинность оруденения, представляющего, вероятно, корневые части бывших многочисленных золоторудных источников. Ведь в Дамбукинском районе добыто более 200 т россыпного золота.

К россыпным относится и Сутарский золотоносный район [18], расположенный в Еврейской автономной области в бассейне р. Сутары и по левобережью Амура (рис. 13). Богатые россыпи золота здесь отрабатывались в конце XIX столетия. Тогда было добыто 3,4 т золота при среднем содержании 2,6 г/т. За все годы добыча оценивается в 10 т [10]. Россыпи не крупные, золото мелкое, самородки (до 30 г) встречались лишь по р. Широкой. Отмечалось и слабоокатанное золото. Проба золота 750–800, иногда она снижалась до – 700–673 (руч. Талагач, Генриховский) и повышалась до 820. В целом окатанность золота в россыпях высокая.

Пространственно россыпи тяготеют к зоне контакта крупного раннепалеозойского гранитоидного массива с толщей углеродистых терригенно-карбонатных пород хинганской серии (рифей) на протяжении 120 км с севера на юг. В районе известно лишь одно рудопроявление золота (Гора Лысая) в виде маломощных кварцевых жил в палеозойских турмалиновых гранитах, единичные точки минерализации и геохимические ореолы с низкими содержаниями золота. Наиболее продуктивная часть Сутарского района приурочена к области распространения рыхлых отложений зейской свиты (неоген), в которые вложены речные террасы. Те и другие золотоносны. Террасовые россыпи отрабатывались по левобережью Сутары. Неогеновые отложения сохранились на выложенных водоразделах [10, 18]. В приамурской части района на водоразделах золотоносных долин со-

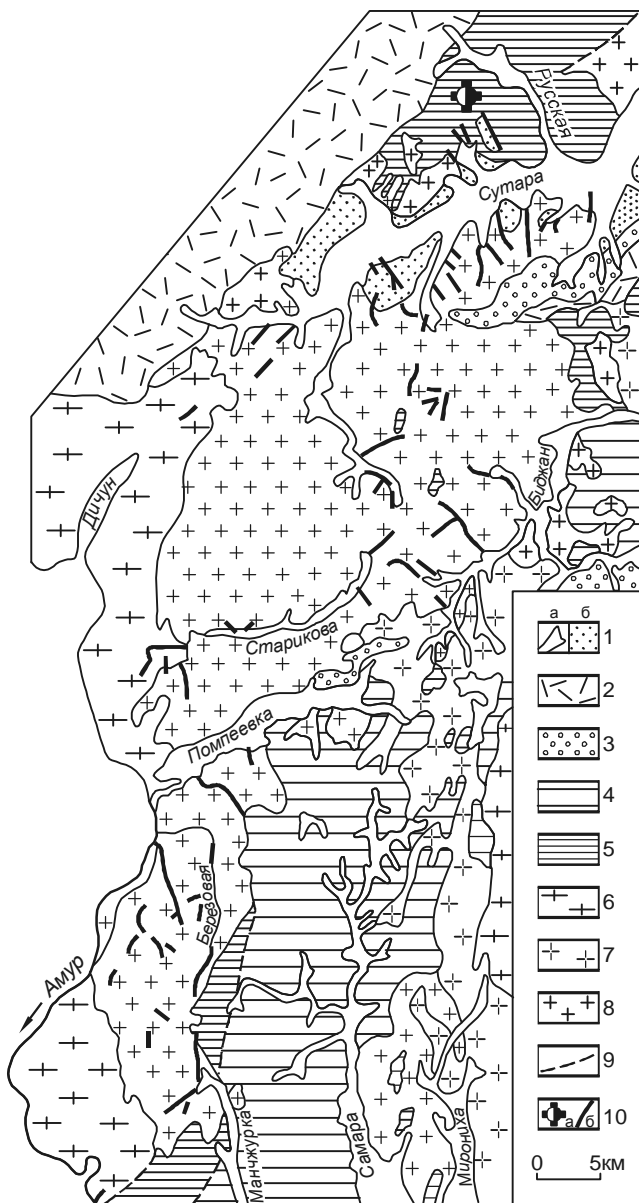


Рис. 13. Карта золотоносности Приамурско-Сутарского района.

1 – а) четвертичный аллювий, б) неогеновые пески, глины, галечники; 2 – раннемеловые вулканы преимущественно кислого состава; 3 – раннемеловые песчаники, алевриты, конгломераты; 4 – терригенно-карбонатные толщи хинганской серии (рифей–кембрий); 5 – графитоносные толщи союзенской свиты (рифей?); 6 – гранито-гнейсы, мигматиты, амфиболиты (ранний протерозой); 7–8 – раннепалеозойские гранитоиды: 7 – двуслюдяные и турмалиновые, 8 – порфиридные биотитовые граниты; 9 – разломы; 10 – рудопроявление Лысая Сопка (а), промышленные золотоносные россыпи (б).

хранились поверхности выравнивания с реликтовым аллювием. Следы отработок россыпного золота наблюдались далеко к югу, включая верховья рр. Манчжурки и Березовой.

Таким образом, россыпи Сутарского района формировались в значительной мере за счет перемива древних неоген-четвертичных отложений. Надежные (для анализа) коренные источники россыпей еще не выявлены.

В Кербинском золотоносном районе картина взаимоотношений руда–россыпь менее ясная. Здесь издавна (с 1876 г.) известны многие десятки россыпей золота, образующие два узла – Сивакский среднегорный (на западе района) и Семи-Сулакитканский низкогорный (на востоке). В районе добыто более 50 т золота [10]. Есть крупные и протяженные (до 10–15 км) россыпи, наиболее богатые – по руч. Сивак, Гонгранакит. Обычная размерность золота 0,1–1 мм, иногда до 2–3 мм, самородки очень редки. Золото высокопробное (900–943), его содержание в продуктивных пластах первичных россыпей 6–15 г/т. Совместно с золотом в шлихах присутствуют пирит и арсенопирит, а в россыпи р. Сивак – шеелит до 2 кг/м³. Наиболее крупные россыпи расположены в восточной части района (рр. Семи, Сулакиткан, Бриакан), где широко проявлены денудационные формы рельефа, поверхности выравнивания и педименты аллювиальных долин с реликтовой галькой крепких пород. Промышленные рудные объекты в районе до сих пор фактически не выявлены. С известными рудными проявлениями золота (Токоланское, Рождественское, Сивакское) лишь в незначительной степени можно связывать россыпи столь богатого россыпным золотом района. Предполагается, что главным источником россыпного золота были водораздельные (и террасовые) отложения, сохранившиеся лишь на водоразделе Керби и Нимелена.

Ерикский золотоносный район, включающий три десятка промышленных россыпей, расположен по левобережью р. Буреи. В нем добыто порядка 7–8 т золота. Наиболее богатые россыпи с содержанием до 15–40 г/м³ образовались за счет размыва золотоносного аллювия водоразделов и древних тальвегов неогенового и четвертичного возраста. Россыпи этого типа легко распознаются по наличию экзотической, хорошо окатанной гальки крепких пород: жильного кварца, кварцитов, лейкогранитов, порфиоров, фельзитов, роговиков, наличием в шлихах чуждых для района минералов – касситерита, вольфрамиты и др. Россыпи, сближенные с весьма редкими золоторудными проявлениями (руч. Александровский и др.), содержат комковатое высокопробное (900) золото

средней размерности, иногда с самородками. Удаленные от рудопроявлений россыпи характеризуются окатанным, также высокопробным золотом мелкой и средней размерности. В целом, рыхлый золотоносный материал поступал с горных массивов, расположенных на северо-востоке. Развитые на водоразделах галечно-валунные отложения (мощностью до 50 м) позволяют говорить о наличии в недавнем прошлом в районе депрессионной структуры с развитыми корами выветривания, сохранившимися на водоразделах в виде охристого песка и суглинка, иногда с каолином.

ВЫВОДЫ

1. По уровню эрозионного среза золоторудных структур выделяется три группы золотоносных районов: рудные, рудно-россыпные и россыпные. Первые незначительно эродированы и характеризуются слабой россыпной золотоносностью. Вторые эродированы в средней степени. Связь с ними россыпью, часто крупных и богатых, очевидна. В россыпных районах золоторудные месторождения эродированы глубоко либо полностью. В них развиты многочисленные, часто крупные золотоносные россыпи, сформированные преимущественно за счет перемыва больших объемов золотоносных неоген-четвертичных рыхлых отложений приподнятых депрессий и террас, и в небольшой степени – корневых частей золоторудных полей и месторождений.

2. Максимальной россыпеобразующей потенцией в регионе обладают золоторудные месторождения золото-кварцевой формации, в особенности: 1) локализованные в штоках диоритоидов, габбродиоритов и монзонитоидов, а также 2) в жильно-прожилковых зонах дислоцированных черносланцевых комплексов разного возраста.

Менее продуктивны как источники россыпного золота золото-кварц-сульфидные и золото-сульфидные месторождения. Минимальное значение в процессе россыпеобразования имеют месторождения субвулканического типа. Но и среди них есть исключения, когда месторождения представлены крупными штокверками, глубоко переработанными в коре выветривания.

3. Россыпеобразующая потенция золоторудных месторождений резко усиливалась в случае их метаморфизма со стороны пострудных интрузий. В результате, золото в рудах укрупняется и облагораживается.

4. Во всех типах золотоносных районов россыпеобразование усилено в зонах пострудных дислокаций, где золоторудные породы тектонически деформированы и трещиноваты, а также в областях развития физико-химических кор выветривания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В.И. Изучение вещественного состава россыпей как метод оценки коренной золотоносности (на примере района верховьев р. Уркан) // *Континентальные россыпи Востока СССР*. Благовещенск, 1982. Ч. II. С. 19–20.
2. Иванов В.В. Возраст золото-серебряных месторождений Омолонского, Охотско-Чукотского, Восточно-Сихотэ-Алинского, Западно-Камчатского, Центрально-Камчатского и Большекурильского вулканических поясов Востока России: датирование по $^{10}\text{Ag}/^{39}\text{Ag}$ -методом и этапность оруденения // *Геол., минер., геохим. и проблемы рудообразования Приамурья*. Благовещенск: АмурКНИИ, 1997. С. 112.
3. Мишин Л.Ф., Бердников Н.В. Вторичные кварциты и их рудоносность. Владивосток: Дальнаука, 2003. 164 с.
4. Моисеенко В.Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск, 1965. 125 с.
5. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
6. Нестеров Н.В., Левин В.И., Игумнова Н.С. Особенности формирования обогащенных участков зоны окисления золоторудных месторождений (на примере месторождений Дальнего Востока) // *Вопросы рудоносности Якутии*. Якутск, 1974. С. 67–77.
7. Припутнев Ю.Н. Связь Коболдинской россыпи с коренными источниками // *Континентальные россыпи Востока СССР*. Ч. I. Благовещенск, 1982. С. 17–18.
8. Сорокин А.П. Морфоструктуры и кайнозойские россыпи золота Приамурья. М.: Наука, 1990. 106 с.
9. Сорокин А.П., Глотов В.Д. Золотоносные структурно-вещественные ассоциации Дальнего Востока. Владивосток: Дальнаука, 1997. 304 с.
10. Сорокин А.П., Ван-Ван-Е А.П. и др. Атлас основных золотороссыпных месторождений юга Дальнего Востока и их горно-геологические модели. Владивосток-Благовещенск-Хабаровск: ДВО РАН. 2000. 334 с.
11. Степаненко В.М., Замбрицкий А.И., Бурак В.А. Новый (Болотистый) золотоносный узел в Западно-Сихотэ-Алинском поясе – показатель развития молодого (эоценового) плутоногенного золотого оруденения россыпеобразующей формации в этом поясе // *Генезис месторождений золота и методы добычи благородных металлов*. Благовещенск, 2001. С. 147–150.
12. Флеров Н.Б., Быховский Л.З., Гурвич С.Н., Давиденко Н.М. Россыпеобразующие свойства рудных формаций // *Континентальные россыпи Востока СССР*. Ч. I. Благовещенск, 1982. С. 8–14.
13. Шилов Н.А. Учение о россыпях: теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Изд. 2-е, переработанное и дополненное. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.
14. Эйриш Л.В. О необходимости учета геоморфологических факторов при поисках золоторудных месторождений на Дальнем Востоке // *Вопросы региональной палеогеографии*. Уфа, 1966. С. 247–248.
15. Эйриш Л.В. К геоморфологии хребта Тукурингра в районе Золотой Горы // *Вопросы геологии СЗ сектора Тихоокеанского пояса*. Владивосток, 1966. С. 93–95.
16. Эйриш Л.В. Золотоносная россыпь – критерий поиска рудного золота? // *Континентальные россыпи Востока СССР*: (Тез. докл. VI Всесоюз. совещ. по геологии россыпей). Благовещенск, 1982. Ч. II. С. 140–141.

17. Эйриш Л.В. Систематика золоторудных месторождений Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1986. № 5. С. 95-99.
18. Эйриш Л.В., Саксин Б.Г. Золотоносность Малого Хингана, закономерности локализации, проблема рудного золота // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 114-122.
19. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука, 2002. 194 с.
20. Эйриш Л.В. Металлогения золота Приморья (Приморский край, Россия). Хабаровск, 2003. 148 с.
21. Юшманов Ю.П. Структура и зональность Au-Cu оруденения месторождения Лазурное в Центральном Сихотэ-Алине // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 2. С. 85-90.

Поступила в редакцию 10 апреля 2005 г.

Рекомендована к печати С.М. Родионовым

L.V. Eirish, A.P. Sorokin

The primary sources of gold placers in the Russian Far East, and the degree of their erosion

The level of the erosional truncation of the gold placer sources distinguishes three groups of gold-bearing districts: ore, ore-placer, and placer districts. The first are insignificantly eroded, and the placers are poorly developed there. The second group is characterized by medium-scale erosion, and it contains rich and large placers. In the third group of districts the ore deposits are deeply eroded. Their placers are numerous and often large, and they formed mainly at the expense of rewashing of Neogene-Quaternary deposits of depressions and high terraces.

The maximal placer-forming potential is peculiar to gold ore deposits of the low-sulfide gold-quartz formation located in the dioritoid (gabbroid, monzonitoid) stocks and in the vein-streaky zones of fold black shale complexes. The minimal significance in gold placer formation is attributed to deposits of the subvolcanic type. Placer formation is forced by ore metamorphism (gold increases in size and becomes ennobled), post-ore fracturing, and physical-and-chemical crust formation.

Key words: gold, primary sources, erosional truncation, placers, deposits, Far East.

К ПРОБЛЕМЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВОЗРАСТА МАССИВА КОНДЕР

А.С. Каретников

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

Возраст массива Кондер (географические координаты: 57°36' с.ш. и 134°37' в.д.) по прямым геологическим наблюдениям определяется лишь как послепалеархейский. В настоящей работе проведен анализ геохронологических данных, полученных для ультрабазитов и сопутствующих им магматитов массива при использовании различных изотопных систем. Кроме того, установленное по палеомагнитным характеристикам дунитов – одной из двух (дунитов и клинопироксенитов) наиболее древних разновидностей его ультраосновных пород – возрастное определение позволило автору сделать вывод, что возраст массива позднеархейский. Датировки, полученные для ультрабазитов с помощью изотопных систем и предполагающие либо их палеозойский, либо мезозойский возраст, свидетельствуют не о возрасте пород (в конечном счете – не о возрасте массива), а о моментах времени протекания двух, выделенных для Кондера, этапов посткристаллизационной активизации. Они подтверждены определениями, установленными по результатам палеомагнитного исследования дунитов.

Ключевые слова: дуниты, изотопная система, палеомагнитные характеристики, палеополус, возраст массива, Кондер, Дальний Восток.

ВВЕДЕНИЕ

Возраст массива Кондер обычно оценивается через возраст дунитов – одной из двух наиболее древних [16] и наиболее распространенной (они занимают 75 % его площади на современном эрозионном срезе) [2 и др.] разновидностей пород среди его ультрабазитов. Вопрос же об их возрасте (как и о возрасте других разновидностей ультрабазитов Кондера) всегда решался неоднозначно, так как они, располагаясь в области развития древних отложений, окружены кольцом щелочных и щелочно-земельных интрузивных пород основного и кислого состава, не позволяющих наблюдать их контакты с вмещающими толщами. И у исследователей, занимающихся изучением Кондерского массива, нет единого мнения по поводу возраста массива и возраста его дунитов. По прямым данным возраст дунитов устанавливался обычно лишь как послепалеархейский [11]. При отсутствии достоверных сведений о возрасте массива Кондер (по прямым геологическим наблюдениям через взаимоотношения его ультраосновных пород с вмещающими толщами) в данной публикации делается попытка систематизации и оценки достоверности возрастных определений, полученных для дунитов при использовании различных изотопных систем. Кроме того, в работе

приводится определение возраста массива, установленное автором по палеомагнитным характеристикам дунитов – одной из двух наиболее древних разновидностей ультрабазитов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МАССИВА

Кондерский массив (географические координаты – 57°36' с.ш. и 134°37' в.д.) расположен в юго-восточной части Сибирской платформы (восточная часть Алданского щита) в бассейне р. Май, в междуречье ее левых притоков Омни и Маймакана. Породы массива обнажаются среди архейских метаморфических пород и перекрывающих их терригенных отложений верхнепротерозойского комплекса. Массив в плане имеет правильную округлую форму диаметром около 7,5 км, нарушающуюся двумя апофизами диоритов на юге и северо-востоке. Строение массива концентрически-зональное, характеризующееся наличием центрального ядра и окружающей его оторочки, состоящей из концентрически замкнутых колец, сформированных породами разного состава (рис.). Центральная часть массива сложена дунитами, доминирующими над остальными породами, составляя вместе с другими ультраосновными породами до 90 % площади массива на современном эрозионном срезе. Дуниты образуют изо-

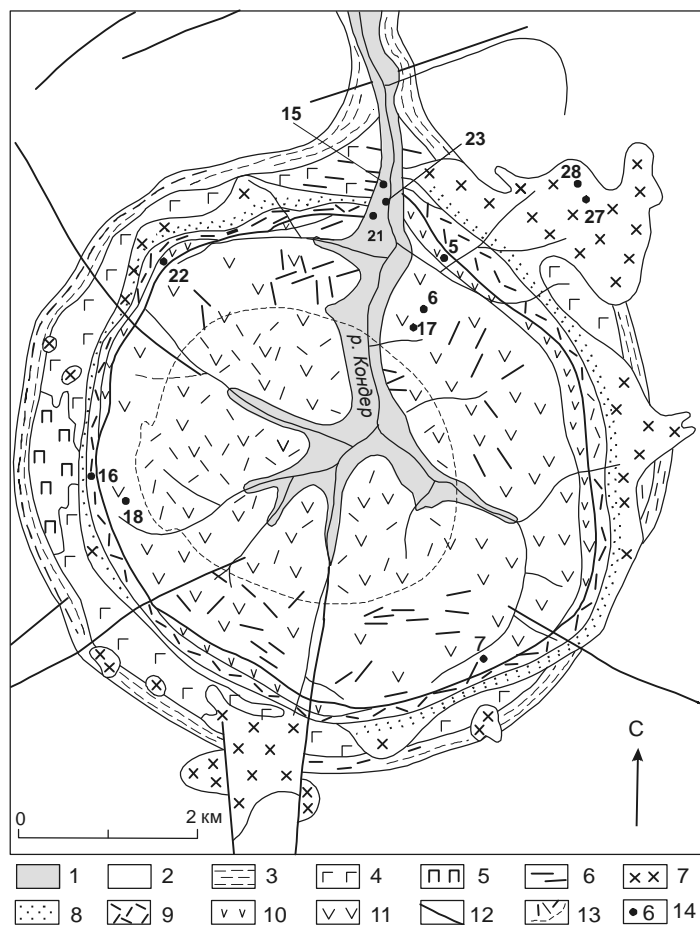


Рис. Схематическая геологическая карта Кондерского массива (составили Г.В. Андреев, А.А. Ельянов, А.Н. Мильто, с небольшими изменениями А.С. Каретникова).

1 – рыхлые четвертичные отложения; 2–3 – верхний протерозой тоттинская свита: 2 – алевролиты и аргиллиты ороговикованные, 3 – алевролиты и песчаники ороговикованные, 4 – архей, утучанская свита (высокоглиноземистые и гиперстенсодержащие гнейсы, кварциты, мраморы), 5 – позднеархейские пегматоидные граниты; 6–11 – образования Кондерского массива: 6 – щелочные пегматиты; 7 – диориты, диорит-сиениты; 8 – меланократовые габброиды; 9 – косьвиты, титаномагнетит-биотит-пироксеновые и титаномагнетит-амфибол-пироксеновые породы (поля линзовидных тел и даек); 10 – клинопироксениты; 11 – дуниты; 12 – разломы; 13 – поле интенсивного развития в дунитах жильных и дайковых тел косьвитов в центре массива; 14 – точки отбора образцов пород для определения их радиологического возраста. Номера на карте рядом с точками отбора образцов соответствуют порядковым номерам табл. 1. Места отбора ориентированных образцов ультраосновных пород для палеомагнитных возрастных определений см. в [17].

метричное в плане штокообразное тело, размеры которого в поперечном сечении максимально достигают 6,5 км. Клинопироксениты и меланократовые габброиды нормального ряда щелочности образуют относительно узкую кольцевую зону мощностью до 500 м вокруг дунитового ядра.

Многочисленные дайкообразные тела косьвитов также образуют кольцевую зону по периферии штока ультрабазитов, кроме того, слагают крупное поле в центре массива и встречаются в виде обособленных жильных тел среди дунитов и клинопироксенитов. Значительная часть поля развития косьвитов в центре массива и преобладающее количество мелких тел скрыты почвенно-растительным покровом. Их границы были уточнены по результатам визуальной наземной съемки. Среди косьвитов выделяются участки, сложенные крупнозернистыми апатит-биотит-титаномагнетит-пироксеновыми породами. Иногда они образуют самостоятельные тела среди дунитов и клинопироксенитов. Широко распространены на Кондерском массиве жильные и дайковые образования, представленные щелочными нефелин-сиенитовыми пегматитами и секущие его ультраосновные породы.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОИЗОТОПНЫХ ОПРЕДЕЛЕНИЙ ВОЗРАСТА ДУНИТОВ МАССИВА КОНДЕР И ИХ АНАЛИЗ

В настоящее время, по мнению автора, существует три точки зрения относительно возраста дунитов. Две из них основаны на данных, полученных при использовании различных изотопных систем. Согласно первой, и ультраосновные, и щелочные породы массива являются образованиями единого магматического цикла мезозойского возраста. Обоснованием этой точки зрения до последнего времени являлись радиоизотопные определения, выполненные только с помощью К-Аг метода для ультраосновных и щелочных пород массива в целом и для мономинеральных фракций из этих пород. Эти данные приведены в работах Н.Д. Зленко [12], А.А. Ельянова и В.М. Моралева [9, 10], М.П. Орловой и др. [26], Г.В. Андреева [2], А.А. Ельянова с Г.В. Андреевым [11], И.Я. Некрасова и др. [25] и сведены в настоящей публикации в таблицу 1. На рисунке указаны места отбора некоторых из приведенных в табл. 1 проб.

В 2002 году появилась работа Ю.Д. Пушкарёва с соавторами [29], в которой были приведе-

Таблица 1. Радиологический возраст пород Кондерского массива, полученный с помощью К-Аг метода.

№ п/п	Порода или минерал, место отбора	Возраст, млн лет	Ссылка на источник
УЛЬТРАБАЗИТЫ			
1	Биотит из биотит-пироксеновой породы	650	Ельянов, Андреев, 1991 г.
2	– « –	250	– « –
3	– « –	107	– « –
4	Оливин из дунитов	60–80	– « –
5	Пироксенит оливиновый, биотитсодержащий, краевая часть массива	113; 124	Орлова и др., 1978
6	Оливин из рудных дунитов центральной части	50 (?)	– « –
7	Оливин из дунитов краевой зоны	149±20	– « –
		125±12	– « –
		137±16	– « –
8	Биотит из пироксенита	132±8	Пушкарев и др., 2002
9	Биотит из пироксенита	648	Зленко, 1961
10	Флогопит из крупнозернистого магнетит-флогопитового пироксенита из дайки дунита	112,6	Некрасов и др., 1994
11	– « –	139,6	– « –
12	– « –	140,9	– « –
13	– « –	127,6	– « –
14	Роговая обманка из крупнозернистого магнетит-флогопитового пироксенита из дайки дунита	85,7	– « –
ГАББРОИДЫ			
15	Шонкинит, северная часть массива	120±5	Орлова и др., 1978
16	Шонкинит, западная часть массива	120±5	– « –
17	Габбро-плагиоклазит жильный, центральная часть	70	– « –
18	Ййолит жильный, западная часть массива	83; 93	– « –
19	Амфибол из горнблендита	171±9	Пушкарев и др., 2002
20	То же, но растертый	151±8	– « –
НЕФЕЛИНОВЫЕ СИЕНИТЫ			
21	Ортоклаз из нефелин-сиенитового пегматита. Северная часть массива, жила 1	110±5	Орлова и др., 1978
22	Пегматит, там же	100	– « –
23	Пегматит, северо-западная часть массива	130	– « –
24	Пироксен из пегматита, северная часть массива	130; 340	– « –
25	Ортоклаз-пертит из щелочного пегматита	90	Ельянова, Моралев, 1973
26	Биотит из пегматита	115±6	Пушкарев и др., 2002
27	Арфведсонит из крупнозернистого щелочного пегматита из дайки в дуните	167,6	Некрасов и др., 1994
СИЕНИТО-ДИОРИТЫ			
28	Сиенито-диорит, северо-восточная часть Кольцевого хребта	98; 113	Орлова и др., 1978
29	Сиенито-диорит, там же, Малиновая гора	133±5	– « –
30	Сиенито-диорит	185	Андреев, 1987

ны, наряду с К-Аг датировками, значения возрастов, установленные для ультрабазитов и сопутствующих им магматических базитов с помощью Sm-Nd и Rb-Sr методов. Эти материалы подтвердили, по мнению их авторов, первую точку зрения, высказанную выше. Но необходимо отметить, что данные, полученные К-Аг методом, отличаются большим разбросом значений как для ультраосновных пород (от 50 до 650 млн лет), так и для пород щелочного состава (от 70 до 340 млн лет) массива (табл. 1). Кроме того, К-Аг метод при-

нительно к ультраосновным породам обладает двумя существенными недостатками, которые приводят к: а) удревнению ультраосновных пород, зависящему от неточности определения К при его чрезвычайно низком содержании и от захвата ультрабазитами ^{40}Ar при проникновении ультраосновной магмы во вмещающие породы, уже накопившие ^{40}Ar [3, 4]; б) омоложению возраста из-за последующих вторичных воздействий на ультраосновные породы массива [5, 6, 24]. Подобное воздействие, в частности, на Кондере проявилось, по-видимому, во влиянии на

ультрабазиты более позднего процесса образования опоясывающей их оторочки, сформированной породами разного состава (чей возраст по приведенным в табл. 1 цифрам 70–185 млн лет соответствует, по мнению Г.В. Андреева [2], вероятнее всего, раннему мелу). Возраст ультрабазитов, в свою очередь, по мнению того же Г.В. Андреева, определен быть не может из-за значительного разброса цифр, упоминавшегося выше. Именно этими двумя причинами, на взгляд автора настоящей публикации, и объясняется разброс изотопных датировок, полученных К-Аг методом, а не “аналитической недостоверностью” этих данных, полученных в разное время и в разных лабораториях, о которой говорится в работе [29]. Что касается возрастных датировок, полученных Sm-Nd и Rb-Sr методами, то первые не согласуются с изохронной моделью, а вторые, определенные по валовым пробам, имеют большую неопределенность (119 ± 160 млн лет) [29]. Все это свидетельствует, по мнению автора данной публикации, о невозможности определения возраста ультраосновных пород массива (да и массива в целом) подобными изохронными методами. К такому же выводу пришли в свое время и авторы работ [10, 11].

Зачастую в некоторых работах, затрагивающих проблему возраста массива Кондер, для обоснования своей точки зрения на возраст авторами привлекаются результаты, полученные для других, подобных ему по строению массивов. В частности, в работе [10] для доказательства мезозойского возраста массива Кондер были привлечены результаты палеомагнитных исследований, полученные для пород Инаглинского массива [30]. Но следует отметить, что в этой работе не проводился термомагнитный и компонентный анализ естественных остаточных намагниченностей ультраосновных и щелочных пород, а также не определялась природа остаточных намагниченностей, для которых вычислялись координаты палеомагнитных полюсов. Кроме того, сами авторы этой работы – А.Н. Угрюмов и Ю.В. Киселев – считали, что внедрение дунитов Инаглинского массива произошло в мезозое (поздняя юра – начало мела), а центральные интрузии восточной окраины Алданского щита (к которым относится и Кондер) были сформированы в докембрии.

Согласно другой точки зрения, дуниты являются докембрийскими образованиями, щелочные породы – образованиями мезозойского возраста, а клинопироксениты – продуктами переработки дунитов также в мезозойское время, возникшими при воздей-

ствии на них высокотемпературной щелочно-основной магмы в зонах контакта. В основе этой точки зрения лежат общегеологические соображения, изложенные Г.К. Шнай в работе [32], а также факт присутствия зерен и обломков хромита, сходного с кондерским, в составе ороговикованных алевролитов кондерской свиты керпыльской серии в экзоконтакте массива, приведенный в работе Г.К. Шнай и В.Н. Курановой [33]. В качестве стратиграфической основы в работе этих авторов используется схема, представленная в объяснительной записке к геологической карте СССР масштаба 1:1 000 000 [7]. Еще одним доводом в пользу этой точки зрения могло бы служить определение изотопного возраста, полученное с помощью Rb-Sr метода для гранитоидов, имеющих интрузивные контакты с клинопироксенитами массива. Оно свидетельствовало – возраст ядра массива должен быть не моложе 1593 ± 23 млн лет [8]. Но эта геохронологическая информация вызывает определенные, довольно весомые возражения у авторов, например, той же работы [29] как в правомочности отождествления датированных проб с гранитами, где наблюдался их активный контакт, так и в корректности выбора точек при построении изохроны. И это, конечно же, должно учитываться.

И, наконец, согласно третьей точке зрения, образование дунитов клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (как и самих массивов) связывается с одной из критических эпох развития чехла Сибирской платформы – заключительной стадией среднепалеозойского тектоно-магматического цикла (поздний девон–ранний карбон), вызвавшего, по мнению К.Н. Малича, автора работы [23], активизацию мантии посредством растяжения земной коры в результате рифтогенных процессов, плюмажа и внедрения мантийных масс. Обоснованием этой точки зрения являются значения модельного Re-Os возраста минералов платиновой группы (МПГ) Инаглинского и Кондерского клинопироксенит-дунитовых массивов Алданской провинции [20].

Для определения их возрастов использовалось отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$. Было установлено, что величина этого отношения для кондерских образцов свидетельствует о мантийном источнике платиновой минерализации (что является первым обязательным условием получения достоверных данных с помощью Re-Os систематики), а значение возраста, рассчитанное для этого отношения, оказалось равным 340 ± 24 млн лет [20]. При этом, значения изотопного возраста осмиевых минералов изменяются в довольно значительном интервале 260–370 млн лет. Вообще следует отметить, что в Re-содержащих ми-

нералах рений и изотоп ^{187}Os отличаются высокой миграционной способностью, а в окислительной обстановке легко выносятся [13]. На эту их особенность указывают, в частности, и В.Г. Лазаренков с И.В. Таловиной [21]. О высокой миграционной способности рения и изотопа ^{187}Os в окислительной обстановке свидетельствуют, по мнению автора данной публикации, материалы работы по определению изотопного состава Os в осмиевых минералах альпинотипных ультрабазитов через отношение $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ [19]. Были получены результаты, отличающиеся от оценки современного $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ в мантии как в большую, так и в меньшую стороны. Заметим, что вариации $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$, являясь результатом радиоактивного распада ^{187}Re [20], обусловлены изменением содержания именно радиогенного ^{187}Os .

Отклонения в меньшую сторону объяснялись: 1) различием времен закрытия соответствующей Re-Os изотопной системы и внедрения (в случае предположения, что массивы являются протрузиями); 2) возможностью смещения кристаллов осмиридов из разновозрастных пластин (в случае массивов меланжевого типа).

Для объяснения отклонения в большую сторону (случай выявления осмиридов, аномально обогащенных изотопом ^{187}Os) предлагалась модель контаминации коровым осмием вещества мантии. Хотя авторами этих материалов неоднократно подчеркивалось, что достоинством данной методики является практическая нечувствительность осмиевых минералов “к коровой контаминации из вмещающих пород, вследствие очень низкой концентрации Os в последних” [19]. Кроме того, способ расчета возраста платиновых минералов с помощью Re-Os систематики через отношение $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ предполагает соблюдение постоянства этой величины в минералах платиновой группы (МППГ) (еще одно обязательное условие корректности такого способа датирования) [20]. И действительно, для пяти выполненных для МППГ Кондерского массива и представленных в [20, 23] определений свойственен незначительный разброс значений $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$, т. е. в случае массива Кондер второе условие корректности Re-Os способа датирования для платиновых минералов, во всяком случае для этих пяти представленных возрастных определений, вроде бы выполняется. И, наконец, дискордантность между упоминавшимся выше определением, полученным по биотиту из ультраосновной породы Кондера (~ 120 млн лет) и установленным Re-Os возрастом платиноидной минерализации в ней (~ 340 млн лет), по мнению авторов этих материалов, соответствует различию между временем формирования массива и временем кристаллизации платиновых ми-

нералов. В качестве объяснения дискордантности было высказано предположение, что кристаллизация кондерских МППГ происходила в мантии до ее плавления, а начальный расплав исследованного массива представлял собой гетерогенную смесь жидкой и твердой фаз, в составе твердой фазы которой были и платиновые минералы.

Подобное объяснение дискордантности находится в противоречии с высказанным выше предположением, поскольку в этом случае не выполняется еще одно, последнее, обязательное условие получения достоверных данных с помощью Re-Os изотопной систематики, а именно то, что образование МППГ должно происходить в магматическом расплаве сразу же и только после отделения его от мантийного источника. Представляется, что в случае массива Кондер можно говорить с определенной долей уверенности лишь о возрасте МППГ, когда речь идет о модельном Re-Os возрасте. Не следует связывать возраст МППГ с возрастом вмещающих их ультрабазитов, как это предлагает К.Н. Малич [23], на основании возрастных датировок, полученных с помощью Re-Os систематики, и с одной из критических эпох развития чехла Сибирской платформы – заключительной стадией среднепалеозойского тектоно-магматического цикла [22].

Этот вывод о связи образования Кондерского массива (и вообще клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири) со среднепалеозойской активизацией вызывает большие сомнения и опровергается возрастными определениями, установленными через палеомагнитные характеристики кондерских дунитов [15, 17]. Кроме того, необходимо отметить, что именно массив Кондер претерпел несколько этапов воздействия посткристаллизационной активизации [18], что должно было сказаться и сказалось на значениях модельных возрастов МППГ, полученных с помощью Re-Os метода. Об этом свидетельствует диапазон их датировок (от 260 до 370 млн лет) [19, 20, 23].

Таким образом, по прямым данным возраст дунитов не определяется, поскольку нет возможности для наблюдения контактов ультраосновных пород массива с вмещающими толщами, так как они окружены кольцом щелочных и субщелочных пород. Кроме того, кондерские ультрабазиты не являются подходящим объектом для радиологических определений в силу перечисленных выше причин. С другой стороны, поскольку доказательств, свидетельствующих о древнем – докембрийском – возрасте массива, недостаточно, логично было бы обратиться, учитывая их возможности и преимущества, к другим методам, например, к палеомагнитному (что и было сде-

лано [8, 14, 15, 17]). Наибольший интерес в случае массива Кондер представляют, по мнению автора, возрастные датировки, полученные по результатам палеомагнитных исследований его дунитов – самой распространенной [2 и др.] и одной из двух наиболее древних [15, 16] разновидностей пород среди ультрабазитов. По этим датировкам, полученным для кондерских дунитов, можно судить о возрасте самой Кондерской интрузии.

ВОЗРАСТНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ, УСТАНОВЛЕННЫЕ ПО ПАЛЕОМАГНИТНЫМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ ДУНИТОВ МАССИВА, И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Палеомагнитные исследования ультраосновных пород массива Кондер (в частности дунитов) проводились автором в течение ряда лет. Полученные при этом характеристики в табличной и стереографической формах приведены и детально рассмотрены в работах [15–18]. В результате исследования дунитов установлено следующее:

1. Выделяются три совокупности векторов стабильных компонент намагниченности (I_n), кроме группы образцов, характеризующихся существенным проявлением вторичных процессов, с векторами компонент I_n , близкими к направлению перемангничивания современным геомагнитным полем. По характерным направлениям, выделенным для этих совокупностей, вычислялись соответствующие координаты палеополюсов, через которые и устанавливались возрастные датировки. Вычисленные для кондерских дунитов координаты палеополюсов приведены в табл. 2.

2. Намагниченности совокупности образцов, отличающихся слабым развитием в них процессов вторичных изменений, содержащие в своем составе стабильные компоненты юго-восточного направления с пологими (до 55°) наклонениями (группа “а” из 24 образцов, табл. 2), имеют термоостаточную природу образования и могут рассматриваться как первичные, несущие в себе информацию о времени

кристаллизации. Палеополюс, вычисленный по характерной компоненте I_n , этого юго-восточного направления пологого наклонения лежит в непосредственной близости от палеомагнитных полюсов, установленных для позднерифейских силлов Учуро-Майского района [28], а также от полюса, полученного по породе близкой им по возрасту кандыкской свиты майской серии [27]. Это позволило сделать вывод о том, что кристаллизация дунитов ядерной части массива происходила в позднем рифее, а значит и возраст Кондерского массива – как минимум, позднерифейский.

3. Намагниченности образцов дунитов, отобранных из зон их контактов с косьвитовыми и щелочными дайками, имеют в своем составе выделенные термочисткой стабильные компоненты северо-восточного направления с крутыми (выше 55°) наклонениями (группа “б”, состоящая из 31 образца, табл. 2). Они соответствуют времени образования в дунитах жильных и дайковых тел косьвитов и щелочных пегматитов. Палеополюс, рассчитанный по характерной компоненте намагниченности северо-восточного направления крутого наклонения, лежит вблизи от палеомагнитных полюсов раннего мела для Евразии [34]. Этот факт указывает на то, что формирование многочисленных даек и жил косьвитов, щелочных сиенитов и их пегматитов среди дунитов ядерной части массива происходило в раннемеловое время. Подобное заключение в дальнейшем было подтверждено палеомагнитными результатами, полученными для еще одной разновидности кондерских ультрабазитов – косьвитов [16, 17].

При этом было установлено, что формирование подобных многочисленных даек и жил в дунитах массива сопровождалось развитием в самих образцах дунитов, отобранных на контактах (и вблизи) с ними, наложенного процесса метасоматоза и является следствием мезозойской тектоно-магматической активизации, охватившей массив. То, что Кон-

Таблица 2. Палеомагнитные характеристики дунитов массива Кондёр.

Порода	Группа	Кол-во определений	Способ определения	Полярность	D°_{cp}	I°_{cp}	K	α°_{95}	Λ°	Φ°	θ_1°	θ_2°
Дуниты	а	24	Т-размагничивание	N	133	36	18	7	178	-4	8	5
	б	31	-«-	N	28	73	91	3	206	75	5	4
	в	6	-«-	N	115	78	92	6	163	44	11	11

Примечание. Т-размагничивание – терморазмагничивание до температуры 650°C ; N – прямонамагнитные образцы; D°_{cp} , I°_{cp} – склонение и наклонение среднего вектора I_n в современной системе координат; K – кучность распределения (разброс направлений I_n); α°_{95} – радиус круга доверия для уровня вероятности 0,95; Λ° , Φ° – долгота и широта Северного полюса Земли в эпоху образования I_n пород (относительно современной градусной сетки); θ_1° и θ_2° – полуоси овала погрешности в определении положения северного геомагнитного полюса для уровня вероятности 0,95.

дер претерпел мезозойскую активизацию, подтверждается изотопными датировками, полученными с помощью К-Аг метода для нефелин-сиенитовых пегматитов (табл. 1), секущих ультраосновные породы центральной части массива. Это согласуется с мнением С.Н. Авдонцева и К.Н. Малича [1] о связи окончательного становления Кондерского комплекса с мезозойской активизацией Сибирской платформы, на что, по их мнению, и указывают геохронологические данные, полученные К-Аг методом (120–150 млн лет).

4. Палеополюс, вычисленный для характерной компоненты третьей совокупности векторов юго-восточного направления крутого (выше 55°) наклона (группа “в” из 6 образцов, табл. 2) и располагающийся рядом с палеополюсами, полученными для ранней и поздней перми Сибирской платформы [31], является свидетельством того, что Кондер претерпел, кроме мезозойской, еще и палеозойскую активизацию. Еще одним доводом в пользу возможного палеозойского этапа посткристаллизационной активизации на массиве является и величина модельного Re-Os возраста, полученная для иридосмина – одного из минералов группы платиноидов, извлеченного из сростков самородных платиновых минералов в кондерских дунитах [20].

Таким образом, из трех существующих в настоящее время и рассмотренных в данной публикации точек зрения относительно возраста массива Кондер наиболее предпочтительной, по мнению автора, представляется та, что предусматривает его докембрийский возраст.

ВЫВОДЫ

Суммируя результаты проведенного анализа радиоизотопных определений возраста, полученных для кондерских дунитов, а также результаты выполненного для них же палеомагнитного исследования, можно сделать следующие выводы:

1. В настоящее время существуют три точки зрения относительно возраста кондерских дунитов, по которому определяется и возраст самого массива, а именно: возраст дунитов – (1) докембрийский; (2) палеозойский; (3) мезозойский. Обоснованием двух последних из них являются только радиоизотопные датировки.

2. Датировки, полученные с помощью различных изотопных систем, предполагающие либо палеозойский, либо мезозойский возраст дунитов отражают не их возраст (в конечном счете – не возраст массива), а моменты времени протекания двух назван-

ных выше этапов посткристаллизационной активизации на массиве.

3. Палеозойский и мезозойский этапы активизации, имевшие место на Кондере, подтверждаются результатами палеомагнитного исследования, полученными для его дунитов.

4. Палеомагнитные данные, полученные для дунитов и свидетельствующие об их докембрийском (точнее – позднерифейском) возрасте, являются важным аргументом в дискуссии о возрасте массива Кондер, поддерживающим точку зрения, предполагающую докембрийский возраст и дунитов массива, и самого массива.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонцев С.Н., Малич К.Н. Геодинамическая модель образования массивов Кондерского комплекса // Геология и геофизика. 1989. № 7. С. 27–32.
2. Андреев Г.В. Кондерский массив ультраосновных и щелочных пород. Новосибирск: Наука, 1987. 76 с.
3. Афанасьев Г.Д., Борисевич И.В. Протерозойские ультрабазитовые интрузии и сложность интерпретации данных по их абсолютному датированию // Изв. АН СССР, сер. геол. 1966. № 3. С. 3–15.
4. Афанасьев Г.Д. Особенности геологической интерпретации К-Аг возраста некоторых слюд, полевых шпатов и древних ультрабазитов // Докл. АН СССР. 1966. Т. 166, № 2. С. 417–420.
5. Богомолов М.А. О природе кристаллических сланцев и карбонатных пород вблизи Кондерского массива // Петрография метаморфических и изверженных пород Алданского щита. М.: Наука, 1964. С. 32–57.
6. Богомолов М.А. Некоторые особенности петрологии массивов центрального типа с дунитовым ядром на Алданском щите // Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968. С. 312–364.
7. Геологическая карта СССР. 1:1 000 000 (новая серия). Объясн. зап. Лист 0-52, (53) – Томмот. Л.: 1986. 126 с.
8. Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива. М.: Наука. 1994. 176 с.
9. Ельянов А.А., Моралёв В.М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита // ДАН СССР. 1961. Т. 141. № 3. С. 687–689.
10. Ельянов А.А., Моралёв В.М. О возрасте массивов ультраосновных-щелочных пород Алданской и Южноверхоянской провинций // Изв. вузов. Геология и разведка. 1973. № 10. С. 15–23.
11. Ельянов А.А., Андреев Г.В. Магматизм и металлогения платформенных областей многоэтапной активизации. Новосибирск: Наука. 1991. 168 с.
12. Зленко Н.Д. Позднесинийские интрузии центрального типа восточной окраины Алданского щита // Геология Алданского щита и некоторых других районов Сибирской платформы. М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 66–73.
13. Калинин С.К., Файн Э.Е., Егизбаева К.Е. Стабильный изотоп осмий – 187. Алма-Ата: Изд-во Наука Казахской ССР. 1975 96 с.

14. Каретников А.С., Гурович В.Г. Петрофизические характеристики ультрабазитов массивов Кондер и Чад // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 3. С. 105–111.
15. Каретников А.С. О возрасте массива Кондер (по палеомагнитным данным дунитов) // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. Хабаровск, 2001. С. 190–201.
16. Каретников А.С. Палеомагнитные характеристики и возраст ультрабазитов массива Кондер // Тектоника, глубинное строение и геодинамика Востока Азии. Хабаровск, 2003. С. 276–291.
17. Каретников А.С. О возрасте клинопироксенитов и косьвитов массива Кондер (по палеомагнитным характеристикам) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 5. С. 588–599.
18. Каретников А.С. Свидетельства палеозойской активизации на массиве Кондер // Закономерности строения и эволюции геосфер. Хабаровск, 2004. С. 93–100.
19. Костянов А.И., Мочалов А.Г., Пушкарев Ю.Д. Изотопный состав осмия в платиноидах альпинотипных гипербазитовых массивов Корякии в связи с проблемой оценки его современного изотопного состава в мантии // Тез. докл. XIV Симпоз. по геохимии изотопов. М., 1995. С. 117.
20. Костянов А.И. Модельный Re-Os возраст платиновых минералов // Геология руд. месторождений. 1998. Т. 40, № 6. С. 545–550.
21. Лазаренков В.Г., Таловина И.В. Геохимия элементов платиновой группы. СПб.: Горный ин-т им. Г.В. Плеханова. 2001. 266 с.
22. Малич Н.С. Тектоническое развитие чехла Сибирской платформы. М.: Недра, 1975. 214 с.
23. Малич К.Н. Платиноиды клинопироксенит-дунитовых массивов Восточной Сибири (геохимия, минералогия, генезис). СПб.: ВСЕГЕИ. 1999. 296 с.
24. Морозова И.М., Никитина Л.П., Шуркина Л.К. и др. Изотопно-геохронологические и кинетические исследования в зонах контактового метаморфизма (Алданский щит) // Проблемы геохронологии и геохимии изотопов. Л.: Наука, 1977. С. 4–29.
25. Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука, 1994. 381 с.
26. Орлова М.П., Авдеева О.И., Федорова И.В., Яковлева Л.В. Новые данные по радиологическому датированию Кондерского массива и вмещающих его пород (восточная часть Алданского щита) // Докл. АН СССР, 1978. Т. 240. № 3. С. 677–680.
27. Павлов В.Э. Палеомагнитные полюсы Учуро-Майского гипостратотипа рифея и рифейский дрейф Алданского блока Сибирской платформы // Докл. РАН. 1994. Т. 336. № 4. С. 533–537.
28. Павлов В.Э., Галле И., Петров П.Ю. и др. Уйская серия и позднерифейские силлы Учуро-Майского района: изотопные, палеомагнитные данные и проблемы суперконтинента Родиния // Геотектоника. 2002. № 4. С. 26–41.
29. Пушкарев Ю.Д., Костянов А.И., Орлова М.П., Богомолов Е.С. Особенности Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, Re-Os и K-Ag изотопных систем в Кондерском массиве: мантийный субстрат, обогащенный платиноидами // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С. 80–91.
30. Угрюмов А.Н., Киселев Ю.В. О возрасте ультраосновных пород массива Инагли (Алданский щит) // Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 62–67.
31. Храмов А.Н. Стандартные ряды палеомагнитных полюсов для плит Северной Евразии: связь с проблемами палеогеодинамики территории СССР // Палеомагнетизм и палеогеодинамика территории СССР. Л.: Изд-во ВНИИГРИ, 1991. С. 154–176.
32. Шнай Г.К. Гетерогенность дунитов в ультраосновных-щелочных массивах (на примере Инаглинского массива) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1980. № 4. С. 23–35.
33. Шнай Г.К., Куранова В.Н. Новые данные о возрасте дунитов в сложных массивах ультраосновного-щелочного состава // Докл. АН СССР. 1981. Т. 261, № 4. С. 950–952.
34. Besse J., Courtillot V. Revised and Synthetic Apparent Polar Wander Paths of the African, Eurasian, North American and Indian Plates, and True Polar Wander Since 200 Ma // Journal of Geophysical Research, 1991. V. 96, N B3, P. 4029–4050.

Поступила в редакцию 15 июня 2004 г.

Рекомендована к печати Н.П. Романовским

A.S. Karetnikov

The problem of age definition of the Kondyor massif

Direct geological observations access the age of the Kondyor massif (geographic coordinates 57°36'N and 134°37'E) as only post-Archean. This paper offers the analysis of geochronological data on the massif obtained for ultrabasites and associated magmatites using different isotopic systems. Besides, the age defined on the basis of paleomagnetic characteristics of dunites – one of the two (dunites and clinopyroxenites) most ancient varieties of the massif ultrabasic rocks, enabled the author to draw an inference that the age of the massif is Late Riphean. However, datings obtained for ultrabasites from isotopic systems suggesting either their Paleozoic or Mesozoic age do not give evidence of the rock age (in the final analysis, age of the massif) but rather of the moments of time of progress of two stages of postcrystallization activation that were recognized for Kondyor. They are supported by determinations from the results of paleomagnetic investigations of dunites.

Key words: dunites, isotopic system, paleomagnetic characteristics, paleopole, age of the massif.

МОРФОТЕКТОНИКА ЮГО-ЗАПАДНОГО ФРОНТАЛЬНОГО СКЛОНА ВЫСОКИХ ГИМАЛАЕВ

Г. Ф. Уфимцев

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Новейшая гималайская орогенез представляет собой сложное сочетание покровно-надвиговой тектоники и складчатых деформаций, которые, видимо, сопровождаются гравитационными смещениями, а также особым процессом в виде выдвигания на юго-запад пологонаклонных моноклинальных пластин, благодаря которому внутри аллохтона Главного Центрального надвига возникла система высокогорных куэстоподобных горстов-гималов, ограниченных с юго-запада крутыми фронтальными стенками высотой до 3 км и более. При большой морфологической значимости этот процесс выдвигания на юго-запад и вверх массивов-гималов происходит благодаря перемещениям по стратиграфическим и межформационным разделам и поэтому не нарушает существенно сложившейся геологической структуры. Но он способствует сокращению горизонтальных размеров верхнелитосферных пластин в условиях поперечного сжатия и передачи больших объемов вещества в сферу деятельности экзогенных процессов.

Ключевые слова: *новейшая гималайская орогенез, перемещения слоистых пластин, высокогорные массивы-гималы, Высокие Гималаи.*

ВВЕДЕНИЕ

Активные континентальные окраины Тихоокеанского региона по своей морфотектонической структуре представляют собой многообразие, которое можно объединить в последовательность, иллюстрирующую ход процессов на границе “океан – континент” при росте или объединении материковых массивов. Начальным элементом последовательности могут быть приняты образования на океанической литосфере, типа Марианской островодужной системы. Далее в ряд входят образования с литосферой переходного типа, в тылу которых располагаются глубоководные котловины окраинных морей (Курильское островодужное поднятие), островные дуги, прислоненные к молодым орогенам (Восточная Камчатка). Следующий элемент последовательности – активные континентальные окраины андийского типа, имеющие континентальную литосферу и уже практически входящие в молодые подвижные пояса. Но они еще граничат с глубоководными желобами, а аналогами внешних островодужных поднятий являются узкие шельфы и береговые низкогорные поднятия.

Финальный элемент этого ряда представляют собой Гималаи, расположенные на границе сомкнувшихся Евразийского и Индостанского континентальных массивов. Но, тем не менее, морфотек-

тоническая аналогия Гималаев островодужным системам Тихого океана усматривается довольно наглядно. Здесь есть предгорный аккреционный клин – это складчато-надвиговая система Сивалика. Низкие Гималаи – это аналог внешних островодужных поднятий или структурных террас, а Высокие Гималаи занимают позицию, аналогичную внутренним островодужным поднятиям. Система малых впадин, средне- и низкогорных ступеней между Низкими и Высокими Гималаями занимает ту же позицию, что и Срединно-Курильский прогиб в Курильском островодужном поднятии.

Геологическое и морфотектоническое изучение элементов этой последовательности дает возможность оценить основные особенности преобразования островодужных систем в молодые подвижные пояса, и при этом конечный элемент ряда – Гималаи – оказывается важнейшим научным полигоном в силу следующих обстоятельств. Во-первых, они полностью расположены на континенте, и все особенности их геолого-геоморфологического устройства доступны для непосредственного наблюдения. Во-вторых, в Гималаях нет вулканической “покрышки”. И, в-третьих, здесь мы можем на земной поверхности наблюдать многие масштабные процессы, которые обуславливают формирование хаотических комп-

лексов, либо геоморфологических катастроф, например, вызванных землетрясением 1970 г. в Перу, когда с фронтального уступа Анд сорвалась гигантская ледово-каменная масса и в виде земляной лавины прошла по долинам, достигнув прибрежной равнины. Морфотектоническая позиция этого феномена имеет черты сходства с особенностями молодой тектоники верхних частей литосферы на фронтальном юго-западном склоне Высоких Гималаев Непала. Настоящая статья преследует цель охарактеризовать эти особенности.

Гималаи являются высочайшим на Земле горным сооружением и обладают рядом и морфологических, и геодинамических (генетических) особенностей, выделяющих их из ряда горных областей. Главная из этих особенностей заключается в том, что Гималаи начисто лишены водораздельной роли: Инд и система Цангпо-Брахмапутры огибают эти горы на их окончаниях, а такие реки, как Сатледж, Кали-Гандак, Трисули и Арун, пересекают их вблизи высочайших горных вершин [2, 5]. Это имеет два морфотектонических следствия. Первое – Гималаи располагаются не на поднятии, а на крутом скате цокольной поверхности, касательной минимальным отметкам, где перепад высот от Южного Тибета и до окраины Индо-Гангской равнины порой достигает 5000 м и приурочен в основном к полосе Высоких Гималаев. Такая высота ската цокольной поверхности сопоставима с перепадами глубин на континентальных склонах и заставляет полагать здесь наличие сильного краевого гравитационного эффекта (здесь надо учитывать еще и положение значительных масс над цокольной поверхностью), геодинамическое значение которого еще предстоит определить.

Вторая особенность этого горного сооружения заключается в том, что оно лишено монолитности. Высочайшие горные массивы-гималы, составляющие Высокие Гималаи, например, не образуют непрерывной цепи и разобщены глубокими поперечными проходами, по большей части освоенными долинами крупных водотоков. Хотя при взгляде с юга или юго-запада Высокие Гималаи представляются в виде непрерывной белоснежной стены. Чем обусловлен этот сильный и в значительной мере ложный морфологический эффект? Это является основной темой настоящей статьи, посвященной морфотектоническим особенностям фронтального юго-западного фаса Высоких Гималаев.

МОРФОТЕКТОНИКА ГИМАЛАЕВ

Новейшая тектоническая структура Гималаев обладает продольной и поперечной делимостью [3,

5] и характеризуется значительной связанностью с геологической структурой, описанной, в первую очередь, в работах [1, 8–11, 13, 15, 17–19]. На юго-западе Гималаи опираются на низкие равнины Индо-Гангского краевого прогиба, а на северо-востоке через структурный шов Цангпо-Инда граничат с Тибетом на высотах 4000 м и более – уже это обстоятельство говорит об отсутствии здесь продольной билатеральной симметрии. Зато в особенностях тектонического рельефа хорошо выражена поперечная зеркальная симметрия – северо-западная часть Гималаев зеркально подобна их юго-восточной части, и это является одним из важнейших структурных следствий геодинамического взаимодействия Тибета и Внутренней Азии в целом, с одной стороны, и Индо-станского субконтинента, с другой [4, 12].

Поперечная неотектоническая делимость Гималаев определяется однонаправленной сменой вкрест их простирающихся следующих ансамблей структурных форм. В краевой части Индо-Гангского краевого прогиба развита система холмогорных или низкогорных линейных поднятий Сивалика в толще неоген-четвертичных отложений – антиклинальных складок или куэстоподобных горстов, косо выдвинутых на юг по фрагментам Фронтального надвига. Над ними возвышается в среднем 2000-метровой высоты тектонический уступ, оформленный по зоне Главного Пограничного надвига, и система глыбовых поднятий Низких Гималаев, таких как хребет Махабхарат южнее Долины Катманду. Часто это выжатые вверх в виде тектонических клиньев ядра синклиналей или эрозионных останцов донеотектонической ветви Главного Центрального надвига, во многих местах практически нацело перекрывающих аллохтон Главного Пограничного надвига [9, 10].

Далее на северо-восток располагается среднегорная срединная ступень либо с продольными долинами-грабенами, либо с небольшими впадинами, днища которых либо сложены неоген-четвертичной молассой (Долина Катманду), либо денудационно углублены и расширены (“эрозионный грабен” Индравати восточнее Катманду). Эта срединная ступень часто обозначается под названием мидленда [14], а на северо-восток от нее протягивается зона Высоких Гималаев в виде систем высокогорных массивов-гималов, опирающихся на пьедестальную ступень – именно этот неотектонический комплекс будет описываться ниже.

Тыловая или, вернее сказать, нагорная зона Гималаев называется Трансгималаями или Гималаями Тетиса [1]. Это система либо куэстоподобных горстов, обращенных уступами на юго-запад, либо

сложно устроенных ступенчатых или купольных поднятий над испытывающими автономные “всплывания” массивами молодых гранитов или гранитно-матаморфических ядер – эти последние приближены к структурному шву Цангпо-Инда. Поднятия разделены широкими и со сложной конфигурацией границ высокогорными равнинными ступенями, которые правильнее было бы называть не впадинами, а малыми междугорьями. Их значительная распространенность делает тектонический рельеф Трансгималаев близким таковому в Тибете [3, 6].

Продольная делимость неотектонической структуры Гималаев определяется существованием секций, составленных из одинаковых наборов структурных элементов, продолжающих друг друга по простиранию, но разделенных крупными поперечными линейными элементами, выраженными понижениями тектонического рельефа. Лучшие их примеры – это поперечные проходы Мустанга–Кали-Гандака между Дхаулагири и Аннапурной и Арунский между системой Эверест–Макалу и Канченджангой [3]. Существование и структурное значение поперечных линейных элементов разного ранга и разной протяженности вообще является одной из важнейших проблем в познании геологической и новейшей тектонической структур Гималаев, и решить ее на базе существующих геологических материалов и представлений практически невозможно. Здесь необходимо использование специализированного тектонического анализа рельефа.

Важная проблема в изучении гималайской орогении заключается в положении выхода на земную поверхность Главного Центрального надвига. Сопоставление геологических материалов [1, 7–10, 18] с моделями тектонического рельефа Тибет-Гималаев, в целом [6], и Непальских Гималаев, в частности [3], показало, что геологическое и морфотектоническое ограничения аллохтона Главного Центрального надвига часто не совпадают между собой и что между ними существует своеобразное структурное несогласие. Кроме того, выход на поверхность неотектонической составляющей Главного Центрального надвига находится в удалении от фронтальных юго-западных стенок высокогорных массивов-гималов. Третий вопрос или проблема состоит в том, что эти выступы – гималы – сильно разобщены друг от друга и их фронтальные стенки не образуют сплошного уступа. Рассмотрению этих проблем новейшей гималайской орогении и посвящены следующие разделы настоящей работы.

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ФАС ВЫСОКИХ ГИМАЛАЕВ

Центральная полоса Гималайского горного сооружения преимущественно составлена двумя мор-

фотектоническими элементами: 1) высокогорными выступами-гималами, которые имеют вид достаточно компактных горных массивов, несмотря на глубокое эрозионно-ледниковое расчленение, и 2) обширными тектоническими ступенями с высотами тектонического рельефа более 3000 м, на которых и располагаются выступы-гималы и которые более распространены на юго-западном склоне Высоких Гималаев под фронтальными уступами гималов. Мы называем совокупность этих форм пьедестальной ступенью Высоких Гималаев (рис. 1). Морфотектоническими элементами второго порядка здесь являются: во-первых, уступы, соответствующие выходам на поверхность сместителей Главного Центрального надвига; во-вторых, поперечные линейные элементы, по преимуществу занятые речными долинами; в-третьих, юго-западные фронтальные стенки гималов. Соотношения этих элементов морфотектоники Высоких Гималаев ниже приводятся в виде характеристик опорных районов.

Система Канжероба Гимала располагается северозападнее массива Дхаулагири и отличается двумя особенностями. Первая из них заключается в большой ширине пьедестальной ступени, распадающейся на два высотных уровня (3000–4500 м и 5000 м и более), так что верхний по своей высоте приближается к высокогорным массивам, составляющим собственно Канжероба Гимал (5500 м и более). Эти последние отделены друг от друга глубокими проходами на уровне пьедестальной ступени и имеют крутые трапецевидной формы юго-западные фронтальные стенки (рис. 2). На совмещенных поперечных профилях Канжероба Гимала (рис. 3) хорошо видно, что он составлен системой куэстоподобных выступов с пологими северо-восточными скатами, так что весь этот структурный ансамбль как бы морфологически подобен односторонней пиле. Отдельные выступы-гималы имеют небольшие размеры, редко превышающие в длину 15 км, они монолитны и одновременно отделены друг от друга глубокими поперечными проходами, зато вкрест простирания образуют единые структурно-морфологические группы (рис. 3).

Расположенный юго-восточнее массив Дхаулагири имеет крутой, треугольной формы, фронтальный уступ, буквально нависающий над пьедестальной ступенью. Весь массив сложен пологонаклонно падающими на северо-восток палеозойскими отложениями Тетиса, а сама форма его конформна их залеганию. Другие массивы системы Дхаулагири Гимала повторяют эту конформность и представляют собой куэстоподобные формы, обращенные крутыми уступами на юго-запад (рис. 4). Они выстраиваются



Рис. 1. Манаслу и Ганеш Гимал (вдали справа). На переднем плане – пьедестальная ступень. Вид с юга, из Горкха.

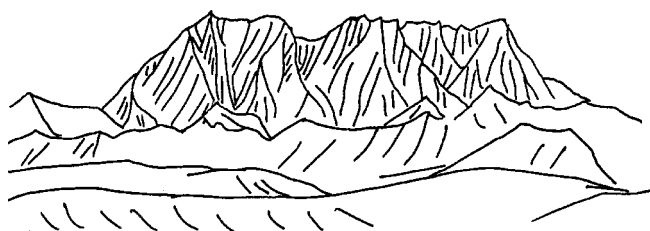


Рис. 2. Южная фронтальная стенка Жагдулы (5764 м) в системе Канжероба Гимала. Вид с юго-востока. Рисунок с фотографии.

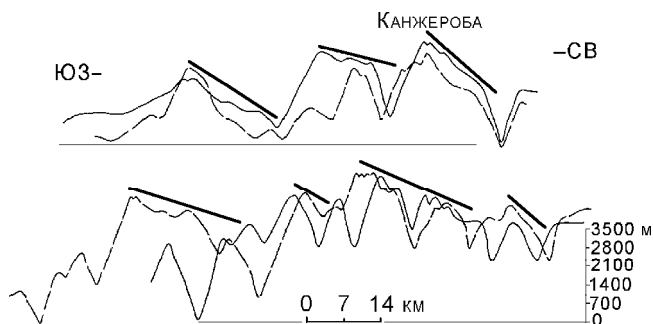


Рис. 3. Поперечные совмещенные профили Канжероба Гимала. Жирными линиями показаны отдельные куэстоподобные массивы.

в продольные ряды, что и при их разобщенности создает впечатление единого фронта гор.

У расположенного восточнее Аннапурна Гимала, как и у Дхаулагири, ширина пьедестальной ступени незначительна и не превышает 18–20 км (рис. 5). Характерная ее особенность – пологий наклон на юго-запад, как бы дополняющий крутую фронтальную стенку, суммарная высота которой может достигать 5 км и более. В районе Аннапурны, как и Дхаулагири, пьедестальная ступень сложена докембрийскими образованиями, а собственно гималы – палеозойскими отложениями Тетиса [9]. Геологическая и неотектоническая позиции выходов на поверхность Главного Центрального надвига в общем совпадают. Однако карта текто-

нического рельефа позволяет существенно дополнить представление о структуре этого образования (рис. 6). Пьедестальная ступень здесь разделена на узкие ступени, разделенные выпуклыми в плане и в профиле (лобообразными) скатами, группирующимися в цепи северо-западного простирания. Они обозначают выход на поверхность пологопадающих на северо-восток сместителей, так что неотектоническая структура Главного Пограничного надвига определенно обладает чешуйчатостью и осложнением поперечными линеаменами типа трансформных линеаментов-сдвигов – обычная картина лобовой части сложноустроенного аллохтона (рис. 6). Количество сместителей в секциях, разделенных поперечными линеаменами,

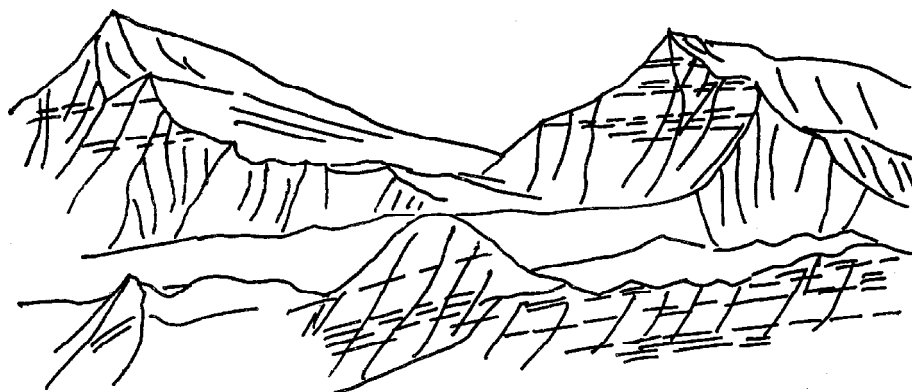


Рис. 4. Южные стенки куэсто-подобных вершин Пуха Хинчули (7246 м) и Чурен Гимала (7371 м) в западной части массива Дхаулагири Гимала. Вид с юга. Рисунок с фотографии.

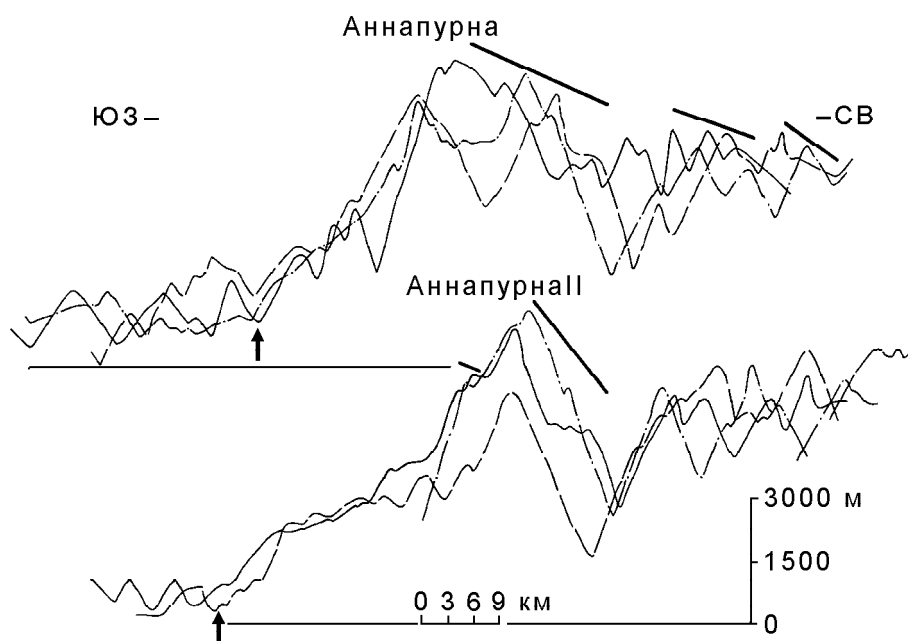


Рис. 5. Совмещенные поперечные профили массива Аннапурны. Стрелкой показан выход на поверхность фронтального сместителя Главного Центрального надвига.

может достигать трех, а структурный рисунок тектонического рельефа определенно указывает на трансформацию надвигания в сдвиговые перемещения по поперечным разломам. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что крупные фронтальные (юго-западные) стенки высокогорных массивов в Аннапурна Гимале располагаются, во-первых, за лобовой частью аллохтона Главного Центрального надвига и, во-вторых, образуют независимые от него системы с некоторым азимутальным несогласием. Поперечные линеаменты здесь уже не имеют того значения, как в лобовой части аллохтона. Хотя при этом надо отметить, что фронтальные стенки гималов редко образуют связанные системы, их расположение в какой-то мере хаотическое.

В тектоническом рельефе Аннапурна Гимала присутствуют два независимых ансамбля форм: 1) пьедестальная ступень с выходами сместителей Главного Центрального надвига и поперечными трансформными линеаментами и 2) свойственная

внутренней части аллохтона система куэстоподобных выступов – гималов, которые имеют крутые фронтальные, обращенные на юго-запад стенки, которые в основаниях довольно обычно подрезаны речными и ледниковыми долинами. Это последнее обстоятельство имеет большое значение в новейшей геодинамике приповерхностных частей литосферы – тектонически дезинтегрированные объемы ее вещества поступают в долины и быстро транспортируются за пределы горного сооружения. Южная стенка Аннапурны I, например, имеет трехкилометровую высоту при протяженности в 6 км и опирается на поверхность глетчера. Она нависает также над контактом между докембрийскими и палеозойскими отложениями, причем резкая выраженность этого контакта в рельефе указывает, что к нему приурочен межформационный срыв, полого падающий на юго-восток. Моноклиальная пластина отложений Тетиса, осложненная на тыловом склоне гимала антиклиналями и синклиналями [19] (складки волочения?),



Рис. 6. Тектонический рельеф массива Аннапурны и его интерпретация.

1 – молодые надвиги; 2 – поперечные линейменты; 3 – фронтальные стенки высокогорных массивов-гималов. Буквами обозначены средняя ступень или мидленд (md), пьедестальная ступень (ps) и высокогорные массивы (h), римскими цифрами в кружках – Аннапурна I (I), Аннапурна II (II) и Нилгири (III). Изолинии проведены через 100 м.

выдвигается здесь в юго-западном направлении, и эта ситуация повторяется в пределах других выступов-гималов, располагающихся севернее долины р. Марсианди. Создается впечатление, что здесь внутри аллохтона Главного Центрального надвига палеозойские и мезозойские отложения перемещены по кровле докембрийских образований и, в свою очередь, тектонически расслоены по стратиграфическим контактам и перемещаются на юго-запад, испытывая складчатые деформации в тыловых частях в целом моноклинальных тектонических пластин. Это обеспечивает сокращение поперечных размеров верхних частей аллохтона Главного Центрального надвига, а “лишние” объемы его дезинтегрируются на фронтальных стенках гималов и передаются в сферу деятельности экзогенных процессов. О том, какие объемы рыхлого материала перемещаются по долинам, хорошо свидетельствуют гигантские по размерам боковые морены отступивших ледников на левобережье р. Марсианди под пиками Пизанг и Чхулу.

Одной из особенностей Аннапурна Гимала является то, что он имеет провес вершинной поверхности по поперечным линеаментам, между которыми располагается узкий гребень г. Мачапучхор (6997 м), который приобретает здесь значение своеобразного шовного блока. Не обусловлена ли эта ситуация изменением направлений перемещений слоистых пластин, создающих куэстоподобные выступы?

Ориентировка юго-западных фронтальных стенок гималов также говорит в пользу справедливости такого предположения. Обычная несопряженность (несвязанность) фронтальных стенок отдельных выступов-гималов может говорить также об автономном характере послойных перемещений.

Перейдем теперь к описанию расположенных восточнее систем Манаслу и Ганеш Гималов (рис. 7). Здесь мы также в тектоническом рельефе видим два ансамбля неотектонических форм: 1) пьедестальную ступень с выходами на поверхность до 3-х сместителей Главного Центрального надвига и 2) систему высокогорных массивов с фронтальными, обращенными на юго-запад стенками. Между этими ансамблями видно ясно выраженное азимутальное несогласие. И, кроме того, они не имеют между собой структурной связанности. Одной из особенностей морфотектоники данной части Высоких Гималаев является то, что выступы Манаслу Гимала не обладают практически куэстоподобностью (рис. 1, 7, 8), которая вновь появляется у Ганеш Гимала. Это обусловлено тем, что выступ Манаслу в значительной мере сложен пластовой интрузией миоценовых двуслюдяных турмалиновых гранитов [9] и пологий срыв и смещение на юго-запад верхней части аллохтона Главного Центрального

надвига здесь происходит по подошве (межформационному контакту) этой интрузии.

Следуя далее на восток, наблюдатель, смотря из Долины Катманду на север в сторону Лантанг Гимала, видит систему куэстоподобных слоистых пластин, наложенных друг на друга, и общее выдвигание их в юго-западном направлении и ощущает это, говоря образно, просто физически (рис. 9). Здесь слоистые, выдвигающиеся на юг пластины сложены докембрийскими метаморфическими образованиями с согласными интрузиями миоценовых гранитов [9]. Располагающийся севернее массив восьмитысячника Шиша Пангма (рис. 10) составляет как бы второй эшелон куэстоподобных высокогорных выступов, которые на северо-востоке граничат с высокими междугорными ступенями Трансгималаев.

Пьедестальная ступень Лантанг Гимала имеет значительную (до 30 км и более) ширину и в целом полого поднимается с юга в сторону подошвы высокогорного массива. Выход на поверхность неотектонической ветви Главного Центрального надвига здесь располагается севернее массива Шивапури, вдоль долины р. Гади Кхолы. Это его положение, определенное по особенностям тектонического рельефа, резко отлично от ситуации, показанной на геологических картах [9], где аллохтон этого надвига практически полностью перекрывает таковой Главного Пограничного надвига. Следовательно, мы должны полагать, что здесь передовая (южная) часть аллохтона Главного Центрального надвига находится в “омертвелом” состоянии, о чем свидетельствует и наличие в нем гигантских эрозионных окон в бассейнах Трисули и Сан Коси. Другое возможное объяснение этой ситуации: на геологических картах, в первую очередь, показаны результаты послойных перемещений внутри аллохтонов, а действительные сместители главных гималайских надвигов имеют иное положение, которое хорошо проявляется в тектоническом рельефе. И, как следствие, мы должны себе задать следующий вопрос: не являются ли наблюдаемые геологические и морфотектонические следствия гималайской орогении результатом двух сопутствующих процессов: 1) тектонического расслоения земной коры с периодическим подъемом листрических надвигов от субгоризонтальных глубинных срывов; 2) перемещения слоистых пластин внутри аллохтонов и их последующие складчатые деформации? Причем в последнем процессе может оказаться существенной роль гравитационных перемещений над высочайшим скатом цокольной поверхности на крыле Тибет-Гималайской секции молодого подвижного пояса.

В восточной части Высоких Гималаев Непала ситуации, описанные выше, сохраняются. Но здесь,



Рис. 7. Тектонический рельеф района Манаслу (I) и Ганеш Гимала (II). Условные обозначения см. на рис. 6. Изолинии проведены через 125 м.

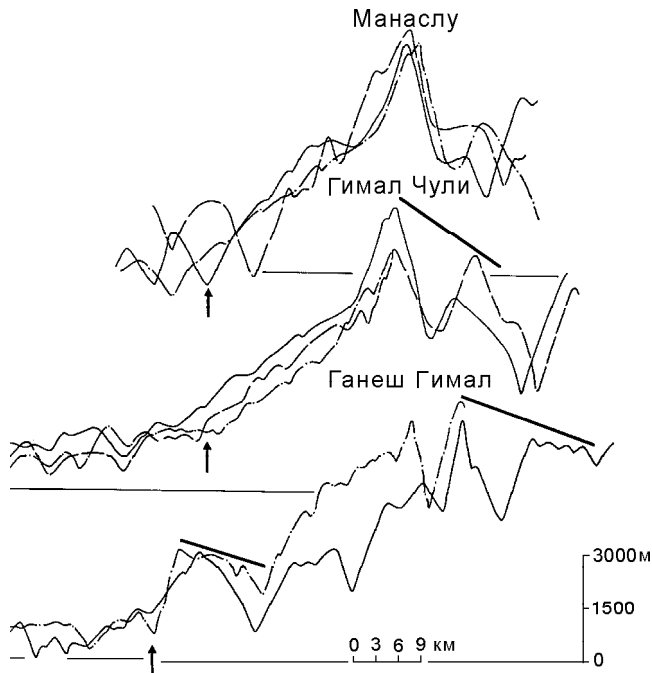


Рис. 8. Поперечные совмещенные профили Манаслу, Гимала Чули и Ганеш Гимала. Стрелками показан выход на поверхность фронтального сместителя Главного Центрального надвига.

во-первых, увеличивается ширина их пьедестальной ступени, которая на междуречье Аруна и Тамура распространяется на север вплоть до Трансгималаев, образуя широкий проход между группой Эвереста и Макалу на западе и Каченджангой на востоке. С этим проходом ассоциируют эрозионные окна аллохтона Главного Центрального надвига [16], а морфология тектонического рельефа указывает на их приуроченность к крупным поперечным линейам, на севере проникающим в Южный Тибет и формирующим там своеобразные малые рифты [3, 6] как результат поперечного раздавливания и продольного течения в этой части молодого подвижного пояса. В районе Эвереста выдвинутые на юг моноклиналильные пластины образуют несколько цепей высокогорных массивов, высочайшая из которых (Эверест-Лхоцзе, Чо Ойю и Макалу), как и в районе Манаслу, перемещается на юг по межформационному контакту между докембрием и пластовой интрузией миоценовых гранитов.

Морфотектоническая ситуация, описанная выше для высоких Гималаев Непала, повторяется и в других частях этого горного сооружения, например, в Гарвальских Гималаях, где куэстоподобные массивы типа Нанда Деви выдвинуты на юго-запад и как бы

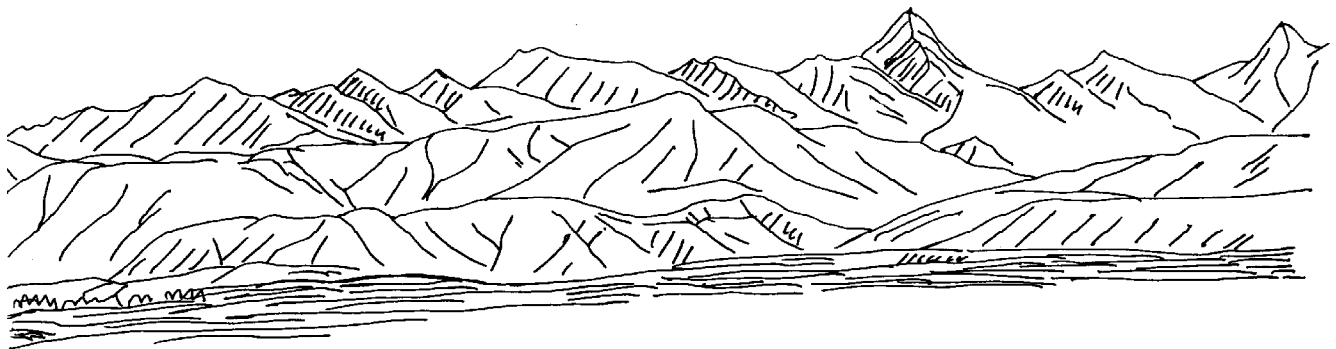


Рис. 9. Куэстоподобные массивы, составляющие Лантанг Гимал. Вид на север из юго-восточной части Долины Катманду.



Рис. 10. Шиша Пангма (или Госайнхан, 8013 м) и междугорная равнинная ступень в Трансгималаях под ним. Вид с севера. По фотографии.

нависают над пьедестальной ступенью (рис. 11). А высоко поднятые массивы Нанга Парбат на северо-западе и Намча Барва на юго-востоке являются замковыми на окончаниях горной цепи.

НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА И ГЕОДИНАМИКА ВЫСОКИХ ГИМАЛАЕВ

Главная особенность новейшей структуры Высоких Гималаев заключается в их двучленном строении: 1) сложно устроенная пьедестальная ступень с выходами на поверхность нескольких сместителей неотектонической ветви Главного Центрального надвига, составляющая лобовую часть его аллохтона; 2) системы куэстоподобных высокогорных выступов-гималов, представляющих собой выдвинутые на юг и юго-запад, по преимуществу моноклинальные пластины, обрывающиеся в этих же направлениях крутыми уступами (стенками), не образующими по большей части связных ансамблей (линеаментов). Разобщенность выступов-гималов друг от друга и расположение их внутри аллохтона Главного Центрального надвига свидетельствуют о бескорневом характере этих форм. Можно с большими основаниями полагать, что процессы их формирования целиком локализованы во внутренней части аллохтона, который, судя по всему, дополнительно тектонически расслоен с использованием тектоническими срывами пологопадающих стратиграфических границ или межформационных контактов. Можно говорить также о том, что новейшая геодинамика здесь характеризуется сокращением поперечных размеров верхней части аллохтона за счет выдвигания на юг и последующего экзогенного разрушения моноклинальных пластин таким образом, что геологическая структура Высоких Гималаев практически остается неизменной при сокращении объемов приповерхностных частей литосферы.

В этом геодинамическом явлении особое значение приобретают экзогенные процессы, в сферу действия которых с фронтальных стенок гималов поступают громадные объемы рыхлого материала. В отчетах гималайских альпинистских экспедиций упоми-

нается о постоянных камнепадах на поверхности выведенных ледников, так что подход к базовым лагерям становится не менее опасным, чем сами восхождения. Практически закрытые обломочным материалом поверхности ледников Кхумбу и Наджумба, их гигантские береговые морены хорошо показывают, какие объемы рыхлого материала поступают в длинные системы со стороны массивов Эвереста-Лхоцзе и Чо Ойю. И потому мы можем говорить о том, что новейшая геодинамика Высоких Гималаев характеризуется, во-первых, сложным сочетанием тектонических перемещений и экзогенного перемещения и выноса за пределы горного сооружения дезинтегрированного каменного материала и, во-вторых, массовыми послойными перемещениями внутри аллохтона Главного Центрального надвига, определяющими и неотектоническую, и морфологическую контрастность горного сооружения.

Этот последний процесс смещений слоистых пластин в приповерхностных частях литосферы с сопутствующим экзогенным разрушением их фронтальных частей, столь хорошо проявленный в пределах Высоких Гималаев, видимо, вообще широко распространен в пределах крыльев молодых подвижных поясов и, в первую очередь, Средиземноморского молодого подвижного пояса. Это обычный элемент молодой геодинамики складчатых (Юра, Сивалик) или покровно-надвиговых (Карпаты, Апеннины, сами Гималаи) орогенов, в особенности при большом значении в их структуре формаций пассивных континентальных окраин (миогеосинклинальные комплексы), к тому же с горизонтами эвапоритов [4]. Эта геодинамическая ситуация, как минимум, двуэлементна. Во-первых, происходит смещение по субгоризонтальным срывам крупных аллохтонных пластин, и к этому явлению, видимо, относятся покровы гималайских надвигов, особенно Главного Центрального, в их геологических объемах [9]. Во-вторых, уже в приповерхностных частях этих аллохтонов формируются либо бескорневые складки, либо происходит перемещение по стратиграфическим контактам слоистых моноклинальных пластин с выдвиге-

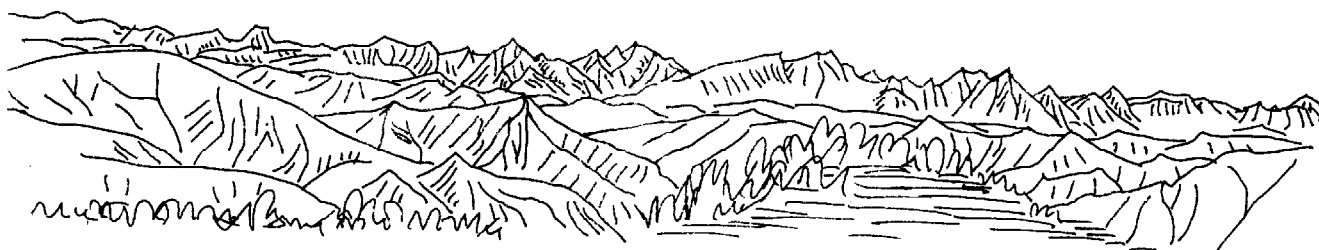


Рис. 11. Гарвальские Гималаи и их пьедестальная ступень. Вид с юго-запада. Рисунок с фотографии.

нием их в свободное боковое полупространство и сопутствующей дезинтеграцией. На юго-западном фесе Высоких Гималаев эта ситуация проявлена в наиболее наглядной форме.

К этому следует добавить, что процесс смещения моноклиальных пластин в приповерхностных частях литосферы Высоких Гималаев происходит в условиях глубокого эрозионного расчленения. И потому перемещающиеся моноклиальные пластины не могут сгруппироваться в единый аллохтон, что хорошо отражает морфология тектонического рельефа (рис. 6, 7). В какой мере в новейшей геодинамике Высоких Гималаев, располагающихся на высочайшем на Земле скате цокольной поверхности, представлена гравитационная тектоника – на решение этого вопроса следует акцентировать внимание исследователей этого горного сооружения.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 05-05-64173).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. 252 с.
2. Уфимцев Г.Ф. Особенности гималайской орогении // Геология и разведка. 2002. № 4. С. 3–12.
3. Уфимцев Г.Ф. Тектонический рельеф Непальских Гималаев // Геоморфология. 2002. № 4. С. 37 – 53.
4. Уфимцев Г.Ф. Морфотектоника Евразии. Иркутск: Изд-во Иркутского гос. ун-та. 2002. 494 с.
5. Уфимцев Г.Ф. Цокольная поверхность Тибет-Гималаев // Изв. Русского геогр. о-ва. 2003. Т. 135, вып. 6. С. 65–73.
6. Уфимцев Г.Ф. Тектонический рельеф Тибет-Гималаев // Литосфера. 2004. № 2. С. 3–15.
7. Bashyal R., Delcaillau D., Herail G., Mascle G. Thrusting and Orogenesis: the Himalayan Front in Central Nepal // Journal of Nepal Geol. Society. 1989. V. 6. P. 1–9.
8. DeCelles P.G., Gehrels G. E., Quade J., Ojha T. P., Kapp P. A., Upreti B.N. Neogene foreland basin deposits, erosional unroofing, and the kinematic history of the Himalayan fold-thrust belt, western Nepal. // Geological Society of America Bulletin. 1998. V. 110. N 1. P. 2–21.
9. Geological Map of Nepal. Scale 1:1 000 000. Kathmandu, 1994.
10. Geologic-Tectonical Map of the Himalaya compiled from literature and own observations by G. Fuchs, 1980. Scale 1:2 000 000. Vienna: Geologische Bundesanstalt.
11. Hodges K.V. Tectonics of the Himalayas: and southern Tibet from two perspectives // Bull. Geol. Soc. America. 2000. 112. N 3. P. 324–350.
12. Kalvoda J., Leonov Yu. G., Nikonov A. A. Main features of the neotectonic evolution of the Pamirs – Thyan-Shan and the Karakoram – Himalayas mountain ranges. – Acta Montana, 1987. N 77. P. 65–84.
13. Khan Tahir Kheli R. A. Geology of the Himalaya, Karakoram and Hindukush in Pakistan // Geol. Bull. University of Peshawar (special issue). V. 15, 1982. 51 p.
14. Kizaki K. Recent Tectonics in Nepal Himalayas: A. Syntesis // Journal of Nepal Geol. Society, 1995. V. 11. Special issue. P. 131–140.
15. Mitchell A.H., Bhandary A.N., Jnawali B.M., Madhikermi D.P., Amatya K.M., Adhikari R.R., Sharma R.R., Tamvakar S.M. Himalayan Nappes in and adjacent to Central Nepal // Journal of Nepal Geol. Society. 1982. V. 2. P. 16 – 23.
16. Remi J.- M. New results on the Geology of Eastern Nepal, Himalaya // Himalayan Geology. V 9, part 1. Dehra Dun: Wadia Inst. of Himalayan Geology, 1979. P. 151 – 157.
17. Saklani P.S. Deformation and Tectonism of Mukhem Area, Lesser Himalaya // Tectonic Geology of the Himalaya. New Dehli: Today and Tomorrow's Printers & Publishers, 1978. P. 15–42.
18. Sharma Ch.K. Geology of Nepal Himalaya and Adjacent Countries. Kathmandu: Sangeeta Sharma, Bishal Nagar, 1990. 479 p.
19. Valdiya K.S. Aspects of Tectonics. Focus on South-Central Asia. New Dehli: Tata –McLraw – Hill Publ. Co. Ltd., 1984. 319 p.

Поступила в редакцию 8 апреля 2005 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

G.F. Ufimtsev

Morphotectonics of the south-western frontal slope of the high Himalayas

The contemporary Himalayan orogeny is a complex combination of thrust-and-nappe tectonics and fold deformations, which are apparently accompanied with gravitational shifts, and also with a specific process of the south-westward motion of the gently sloping monoclinical plates; due to this process a system of high-mountain cuesta-like horsts-Himals formed within the allochthon of the Main Central Thrust, which are bounded from the south-west by steep frontal walls ≥ 3 km high. Given its great significance, the process of the south-westward extension and upward protrusion of the massifs-Himals occurs due to movements along the stratigraphic and interformational boundaries, and thus it does not disturb the essentially formed geologic structure. However, it favors the reduction of horizontal dimensions of the upper lithospheric slabs in the conditions of lateral contraction and the transfer of great masses of matter into the sphere of activity of exogenic processes.

Key words: contemporary Himalayan orogeny, movements of stratiform plates, high-mountain massifs-Himals, high Himalayas.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 563.12+551.763(571.6)

ПЕРВАЯ НАХОДКА ФОРАМИНИФЕР В ВЕРХНЕЙ ЮРЕ – НИЖНЕМ МЕЛУ ПРИАМУРЬЯ

В.А. Маринов

Институт геологии нефти и газа СО РАН, г. Новосибирск

Верхняя юра и нижний мел морского генезиса широко распространены на Востоке России [3, 5] и охарактеризованы различными группами морской фауны – преимущественно двустворками, аммонитами, белемнитами, гастроподами. Из микрофауны известны радиолярии [2], наиболее хорошо изучены в разрезах Западного Сахалина. Фораминиферы на юге Дальнего Востока ранее не указывались. Для уточнения действительного разнообразия раннемеловой фауны было предпринято микрофаунистическое изучение терригенных образований волжского яруса, берриаса и валанжина в разрезе “Комсомольский”, расположенном на правом берегу р. Амур (рис.) [4].

Всего на микрофаунистический анализ было отобрано 12 образцов. Лабораторная обработка включала замачивание 100 г породы и дальнейшую промывку её через сито с ячейёй 0.068 мм. Осадок просушивался в сушильном шкафу. Микрофауна из полученного порошка отбиралась под микроскопом МБС-10.

В образцах №№ 4, 5, 6, 7, 8, 10 обнаружены фораминиферы, редкие радиолярии, спикулы губок и остракоды. Фораминиферы представлены единичными раковинами (до 20 экземпляров на образец). Обнаружены следующие роды и виды фораминифер: *Cribrostomoides* sp. ind. (фототаблица, фиг. 2), *Recurvoides* sp. ind., *R. cf. romanovae* Putrja (фототаблица, фиг. 1), *Evolutinella* cf. *schleiferi* (Scharovskaja) (фототаблица, фиг. 5), *E. ex gr. mutabilis* (Bulynn.), *Ammobaculites* sp. ind., *A. aff. gomelensis* Akimez (фототаблица, фиг. 8), *Trochammina* sp. ind. (фототаблица, фиг. 6), (?) *Gaudryinopsis* sp. ind., (?) *Verneuilinoides* sp., *Epistomina* aff. *nordvica* E. Ivanova et Vokova (фототаблица, фиг. 3). Кроме того, обнаружены редкие радиолярии отряда *Spumellaria*, спикулы губок, остракоды рода *Paleocytheridea* (фототаблица, фиг. 7). Большинство раковин фораминифер имеет неудовлетворительную сохранность, не позволяющую диагностировать вид. Некоторые экземпляры деформиро-

ваны слабее и могут быть определены в открытой номенклатуре: *Recurvoides* cf. *romanovae*, *Evolutinella* cf. *schleiferi*, *E. ex gr. mutabilis*. Единичные раковины, имеющие хорошую сохранность: *Ammobaculites* aff. *gomelensis* Akimez, *Epistomina* aff. *nordvica* E. Ivanova et Vokova – имеют признаки, не позволяющие отнести их к известным видам. В составе комплекса представлены преимущественно агглютинирующие формы родов *Cribrostomoides*, *Recurvoides*, *Evolutinella*, *Ammobaculites*, *Trochammina*, (?) *Gaudryinopsis*, (?) *Verneuilinoides*.

Такой состав комплекса указывает на принадлежность его к нодозариидо-аммодисцидовым сообществам фораминифер, характерным для арктических регионов [1]. Обнаруженные виды фораминифер *Recurvoides* cf. *romanovae*, *Evolutinella* cf. *schleiferi*, *E. ex gr. mutabilis* являются типичными для комплексов верхнего волжского подъяруса (комплекс с *Ammodiscus veteranus* – *Evolutinella emeljanzevi*), бер-

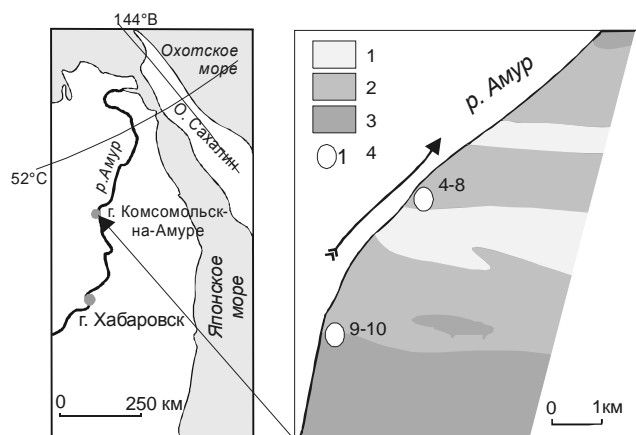
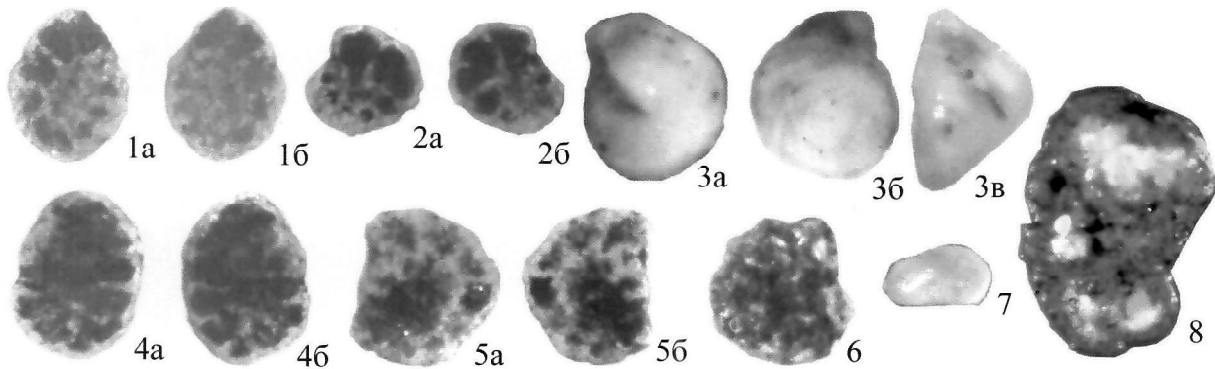


Рис. Строение разреза комсомольской серии на правом берегу р. Амур около г. Комсомольск-на-Амуре. (По [4]).

1 – песчаники валанжина, 2 – аргиллиты и песчаники волжского яруса–валанжина, 3 – верхнеюрские турбидиты, 4 – места отбора и номера образцов.

Фототаблица.



Все изображения приведены с увеличением $\times 50$. Все экземпляры происходят из верхней юры–нижнего мела (волжский–валанжинский ярусы) разреза “Комсомольский” на правом берегу р. Амур (напротив Комсомольска-на-Амуре); комсомольская серия.

1. *Recurvoides* cf. *romanovae* Putrja. Экз. № 1072-720; а – вид с боковой стороны раковины, б – вид с противоположной стороны. Обр. МФ-10.
2. *Cribrostomoides* sp. ind. Экз. № 1072-722; а – вид с боковой стороны раковины, б – вид с противоположной стороны. Там же.
3. *Epistomina* aff. *nordvica* E. Ivanova et Vokova. Экз. № 1072-723; а – вид раковины с брюшной стороны, б – вид раковины со спиральной стороны, в – вид раковины с устьевой стороны. Обр. МФ-4.
4. *Recurvoides* ex gr. *romanovae* Putrja. Экз. № 1072-724; а – вид с боковой стороны раковины, б – вид с противоположной стороны. Обр. МФ-8.
5. *Evolutinella* ex gr. *schleiferi* (Scharovskaja). Экз. № 1072-725; а – вид с боковой стороны раковины, б – вид с противоположной стороны. Обр. МФ-10.
6. *Trochammina* sp. ind. Экз. № 1072-726; вид раковины со спиральной стороны. Обр. МФ-6.
7. *Paleocytheridea* sp. Экз. № 1072-727. Обр. МФ-10.
8. *Ammobaculites* ex gr. *gomelensis* Akimez. Экз. № 1072-728; вид раковины с боковой стороны. Обр. МФ-4.

риаса и валанжина (комплекс с *Recurvoides romanovae*; *Recurvoides obskiensis*) Сибири [6, 7]. Находка фораминифер подтверждает ранее сделанные выводы о бореальном происхождении бентосных сообществ Приамурья при тетическом облике нектонных фаун [3, 8].

Автор благодарит Г.Л. Кириллову за ценные замечания, сделанные ею в процессе подготовки публикации, и Т.А. Рязанову, предоставившую образцы для микрофаунистического анализа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Басов В.А. Палеоэкологические и палеобиогеографические построения // Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. С. 210–222.
2. Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е. Бореальные радиоларии средней юры–раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 6. С. 22–35.
3. Кириллова Г.Л. Мел Востока России: седиментация, геодинамика, биоразнообразие, климат. Владивосток: Дальнаука, 2000. 94 с.
4. Кириллова Г.Л., Натальин Б.А., Зябрев С.В., Сакаи Т., Исида К., Исида Н., Ота Т., Козаи Т. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения Восточноазиатской континентальной окраины вдоль р. Амур. Путеводитель геологической экскурсии. Хабаровск: ДВО РАН, 2002. 72 с. (на англ. яз.).
5. Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.
6. Практическое руководство по микрофауне СССР. Т. 5. Фораминиферы мезозоя. Л.: Недра, 1991. 375 с.
7. Маринов В.А., Захаров В.А. Зоны по фораминиферам в бореальном берриасе, валанжине и нижнем готериве на севере Сибири (относительно глубоководные фации) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 1. С. 46–67.
8. Сей И.И., Калачева Е.Д. Раннемеловые аммониты Сихотелинской системы и их биостратиграфическое и биогеографическое значение // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 6. С. 83–92.

Поступила в редакцию 6 августа 2004 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

ЮБИЛЕИ

К 200-ЛЕТИЮ МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ

В 2005 году исполняется 200 лет Московскому обществу испытателей природы (МОИП).

Идея создания научного общества принадлежит Михаилу Никитичу Муравьеву – известному писателю, наставнику великих князей Александра и Константина Павловичей (при императоре Александре I – товарищ Министра народного просвещения и попечитель Московского университета).

Подготовленный Устав общества был представлен императору Александру I и получил «высочайшее благоволение». В сентябре 1805 года состоялось первое заседание Общества. Цель Общества состояла в изучении страны в естественно-историческом аспекте, содействии развитию науки и объединении ученых разных специальностей. Первым директором (научным руководителем) был избран профессор Московского университета Григорий Иванович Фишер фон Вальдгейм.

Президентом МОИП был утвержден Алексей Кириллович Разумовский (до 1817 г.). Меценат и государственный деятель, он сменил М.Н. Муравьева на посту попечителя Московского университета в 1807 г., а в 1810 г. назначен Министром народного просвещения. С 1807 г. Московское общество испытателей природы стало именоваться Императорским.

В дальнейшем президентами Общества были государственный деятель Андрей Петрович Оболенский (1817–1825); генерал Александр Александрович Писарев (1825–1830); государственный деятель, руководивший восстановлением Москвы после пожара 1812 г., Дмитрий Владимирович Голицын (1830–1835); историк искусств и государственный деятель, основатель известного художественного училища Сергей Григорьевич Строганов (1835–1847); историк и государственный деятель Дмитрий Павлович Голохвастов (1847–1849); государственный деятель, один из инициаторов отмены крепостного права Владимир Павлович Назимов (1850–1855); государственный деятель и краевед Евграф Петрович Ковалевский (1856–1859); государственный деятель, один из организаторов Библиотеки Румянцевского музея (ныне Российской государственной библиотеки) Николай Васильевич Исаков (1859–1863); государственный деятель Дмитрий Сергеевич Левшин (1863–1867); государственный деятель Александр Прохорович Ширинский-Шихматов (1867–1872).

В последующие годы президентами Общества избирались известные ученые: Александр Григорьевич Фишер (до 1884 г.) (зоолог, сын основателя Общества), врач Карл Иванович Ренар (1884–1886), астроном Федор Александрович Бредихин (1886–1890), математик Федор Алексеевич Снудский (1890–1897), физик Николай Алексеевич Умов (1897–1915), зоолог, академик Михаил Александрович Мензбир (1915–1935), химик, академик Николай Дмитриевич Зелинский (1935–1953), ботаник, академик Владимир Николаевич Сукачев (1955–1967), геолог, академик Александр Леонидович Яншин (1968–1999). Ныне МОИП возглавляет ректор Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова академик Виктор Антонович Садовничий.

МОИП был организован при Московском университете, и его живая связь с ним никогда не прерывалась. В то же время, Общество, по сути, являлось Всероссийским научным Обществом, так как во все времена объединяло научный и интеллектуальный потенциал страны. В свое время во многих городах России существовали отделения МОИП (Петербурге, Киеве, Казани, Харькове и др.), которые консолидировали ученых-естествоиспытателей и издавали их труды.

МОИП и его коллекции послужили основанием для развития Зоологического музея МГУ, Музея антропологии, Гербария биологического факультета МГУ, Лаборатории И.П. Павлова, Никитского ботанического сада в Крыму, Ботанического сада Ботанического института РАН (Санкт-Петербург), Минералогических коллекций МГУ и Геологического института РАН и т.д.

Общество объединяло лучшие научные силы во всех областях естествознания. Его членами были выдающиеся ученые России: П.С. Паллас, К.Ф. Рулье, Ф.Н. Крашенинников, Г.Ш. Семенов-Тянь-Шаньский, А.М. Бутлеров, Б.А. Федченко, В.О. и А.О. Ковалевские, А.Н. Бекетов, И.П. Павлов, К.А. Тимирязев, Л.П. Сабанев, Н.Д. Зелинский, Д.Н. Прянишников, Н.А. Северцов, П.К. Штернберг, А.Е. Ферсман, В.И. Вернадский, В.А. Обручев, В.Н. Сукачев, М.С. Гиляров, П.Л. Капица, А.Л. Яншин и многие другие. Почетными членами МОИП являлись В. Гете, Ж. Кювье, А. Гумбольдт, Ж.Б. Ламарк, Ч. Дарвин, Э. Геккель, К. Бернар, Г. Гельмгольц, М. Фарадей, Э. Резерфорд, Ю. Либих, Дж. Томсон и др. Многие выдающиеся дея-

тели культуры принимали активное участие в работе Общества – М.Н. Загоскин, В.А. Жуковский, С.Т. Аксаков, А.И. Герцен, А.Н. Островский и др.

Один только перечень славных имен России вызывает благоговейный трепет. Есть члены МОИП и среди дальневосточных геологов.

Финансовые средства МОИП слагались из трех источников: членских взносов, добровольных пожертвований и государственной поддержки, причем последняя была основной. При всех российских императорах Общество из казны получало средства на организацию экспедиций, содержание библиотеки, издание научных трудов общества и другие нужды. Нашествие Наполеона и сожжение Москвы не приостановило финансирование Общества государством. Даже в трудные послевоенные годы Совет Министров СССР принял специальное постановление (13 апреля 1946 г.), направленное на укрепление материальной базы МОИП. Только в 90-е годы старейшее научное Общество России перестало получать государственное финансирование.

МОИП, несмотря на трудности сегодняшнего дня, продолжает свою благородную и полезную миссию. Общество является хранителем лучших традиций российской науки и одним из гарантов преемственности в развитии научных школ и поколений ученых, школой для научной молодежи.

Президентом МОИП в настоящее время является просвященнейший человек нашего времени, ректор Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, академик В.А. Садовничий, и в этом залог жизнеспособности этой организации в ближайшие годы.

Дальневосточные геологи от души поздравляют членов МОИП со славным юбилеем, желают ему дальнейшего процветания на благо Российской науки.

Редколлегия

СОРОКИН АНАТОЛИЙ ПЕТРОВИЧ

(к 70-летию со дня рождения)

А.П. Сорокин – коренной дальневосточник, родился в г. Хабаровске 12 августа 1935 г., закончил Иркутский горно-металлургический институт в 1958 г. и с тех пор, с небольшим перерывом, посвятил свою жизнь дальневосточной геологии. Сегодня это известный на Востоке России ученый, доктор геолого-минералогических наук, профессор, член-корреспондент РАН, талантливый исследователь, знаток мезозойско-кайнозойских структур Дальнего Востока, их стратиграфии, литологии, геоморфологии, полезных ископаемых. Он автор более 200 научных работ, в том числе 11 монографий и 6 комплектов Государственных геологических карт и карт полезных ископаемых масштаба 1:200 000 Приамурья.

А.П. Сорокин – опытный руководитель производственных и научных коллективов. Будучи главным геологом крупной многопрофильной Амурской геолого-разведочной экспедиции, он фактически руководил геологической службой Амурской области и был причастен ко многим открытиям месторождений золота, угля и других полезных ископаемых. Много им сделано для организации науки. Совместно с академиком В.Г. Моисеенко он принимал участие в создании Амурского комплексного научно-исследовательского института и Амурского научного центра, организовал Отделение региональной геологии и гидрогеологии, а сейчас осуществляет свою мечту – формирует новый Институт геологии и природопользования ДВО РАН.

Свою трудовую деятельность А.П. Сорокин начал с должности старшего коллектора, быстро стал начальником геолого-съемочной партии, главным геологом экспедиции. В науке он с 1981 г. – заведующий лабораторией палеогеографии АмурКНИИ ДВНЦ АН СССР, вскоре – зам. директора этого института. С 1992 г. – первый заместитель председателя АмурНЦ, с 1996 г. – директор ОРГиГ, а с 2002 г. – председатель АмурНЦ ДВО РАН.

В первый период своей научной деятельности А.П. Сорокин изучал эволюцию континентальной части Дальнего Востока в фанерозое, реконструировал древние ландшафты и климатические условия. Это позволило выделить продуктивные эпохи россыпеобразования, угле- и нефтенакопления региона. В эти годы он опубликовал работы по условиям формирования древних палеоген-неогеновых россыпей золота, которые позволили составить схемы их районирования, типизации и прогноза, способствовали развитию сырьевой базы россыпного золота Приамурья. Результаты этих исследований легли в основу докторской диссертации “Морфоструктуры и россыпи золота Приамурья”, которую А.П. Сорокин успешно защитил в 1989 г. в ЦНИГРИ в г. Москве.

В последующие годы Анатолий Петрович исследует взаимосвязи эндогенных и экзогенных процессов структур Дальнего Востока с целью воссоздания мезозойско-кайнозойских палеогеографических обстановок и прогноза полезных ископаемых, изучает проблемы освоения минеральных ресурсов Дальнего Востока. При этом особое внимание уделяется топливно-энергетическому комплексу. Наиболее полно результаты этих исследований отражены в монографиях “Минерально-сырьевая база Амурской области на рубеже веков” (2000), “Атлас основных золотороссыпных месторождений юга Дальнего Востока и их горно-геологические модели” (2000), “Стратегия развития топливно-энергетического потенциала Дальневосточного экономического района до 2020 г.” (2001).

В 1997 г. А.П. Сорокин избран членом-корреспондентом РАН. За заслуги перед государством и многолетний добросовестный труд награжден орденом Дружбы. Свои исследования он проводит в сотрудничестве с учеными Дальнего Востока, Сибири и КНР, научную деятельность совмещает с преподаванием в Амурском государственном университете. Он член редколлегии журнала “Тихоокеанская геология”, а также ряда комиссий, комитетов, ученых советов, активный участник Общих собраний РАН.

Поздравляя юбиляра, желаем ему доброго здоровья и творческого долголетия, а также сохранить свою неугасающую энергию и научную пылкость на долгие годы.



Редколлегия, коллеги

ИГОРЬ АЛЕКСАНДРОВИЧ ТАРАРИН

(к 70-летию со дня рождения)

27 августа 2005 года исполняется 70 лет Игорю Александровичу Тарарину, доктору геолого-минералогических наук, главному научному сотруднику Дальневосточного геологического института ДВО РАН.

Окончив в 1958 году горный факультет Дальневосточного политехнического института, он начинает работать в отделе минералогии и геохимии Дальневосточного филиала АН СССР в г. Владивостоке.

После организации в 1959 году Дальневосточного геологического института в составе Дальневосточного филиала Сибирского отделения АН СССР Игорь Александрович переходит на работу в этот институт, где прошел все ступени научных должностей, начиная от младшего до главного научного сотрудника. Под руководством будущего академика Алексея Александровича Маракушева Игорь Александрович подготовил и успешно защитил кандидатскую диссертацию “Минеральные фации гранитоидов малой глубинности на примере массивов Дальнего Востока”.

Вся дальнейшая научная деятельность Игоря Александровича была связана с организованной в 1968 году в составе Дальневосточного геологического института лабораторией метаморфизма и метасоматоза. В этой лаборатории Игорь Александрович возглавил группу по изучению петрологии метаморфических комплексов островных дуг и окраинных морей. Основная цель исследований заключалась в установлении физико-химических условий метаморфообразования, в выявлении специфических петролого-геохимических особенностей метаморфизма в различных геодинамических обстановках современных структурных зон перехода от континента к океану.

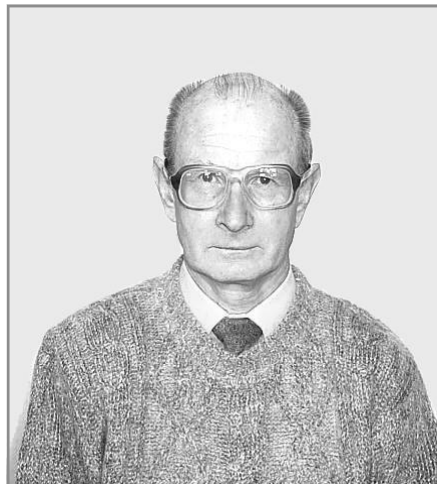
За более чем тридцатилетний период Игорем Александровичем были детально исследованы наземными маршрутами и в рейсах научно-исследовательских судов ДВО РАН метаморфические комплексы Камчатки, Сахалина, Курильских островов и глубоководных желобов западной Пацифики: Идзу-Бонинского, Марианского, Яп, Кермадекского, Муссау, Новогибридского. Результаты этих исследований были обобщены Игорем Александровичем в докторской диссертации “Петрология метаморфических пород островных дуг и глубоководных желобов западной Пацифики”, которую он успешно защитил в 1995 году. Было показано, что многообразие метаморфических пород в системе активная дуга–глубоководный желоб обусловлена совокупностью геодинамических обстановок, которые определяют последовательность и степень переработки исходных пород, контролируя минеральные парагенезисы, физико-химические условия и геохимический режим метаморфизма. Игорем Александровичем впервые были выявлены сложные взаимоотношения океанического метаморфизма, варьирующего от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, и накладывающегося на него субдукционного глаукофанового метаморфизма.

Особую роль в научных исследованиях Игоря Александровича занимает Камчатка, изучению которой он посвятил многие годы своей жизни и стал одним из авторитетнейших знатоков ее геологии. На примере Камчатки он показал, что в складчатых поясах, возникающих при коллизии континентальных плит и островодужных систем, формируются обычно зональные (от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций) метаморфические комплексы, связанные с термальными куполами. Им было доказано, что высокотемпературные метаморфические породы Камчатки – гранулиты – являются контактовыми образованиями, образующимися в ореолах габброидных массивов, и не являются реликтами докембрийского фундамента, как считалось ранее. Совсем недавно Игорем Александровичем, совместно с академиками А.А. Маракушевым, В.Г. Моисеенко и членом-корреспондентом РАН В.Г. Сахно, выполнена крупная обобщающая работа: “Петрология и рудоносность Тихого океана”, в которой рассмотрены происхождение и эволюция Тихого океана, его структура, магматизм и металлогения.

Результатом исследований, выполненных Игорем Александровичем, являются более 170 работ, опубликованных в отечественных и зарубежных изданиях, в том числе 9 монографий.

И.А. Тарарин является крупнейшим специалистом в области петрологии островодужного и океанического метаморфизма. Его труды широко известны как в России, так и за рубежом.

Игорь Александрович по-прежнему полон сил, творческой энергии и активно продолжает научные исследования. Поздравляем Игоря Александровича Тарарина с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, благополучия и новых творческих успехов в изучении геологии Тихоокеанского региона.



Редколлегия и друзья