

Том 18, номер 6
ISSN 0207 - 4028

Ноябрь-декабрь 1999

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
МОИСЕЕНКО В.Г.



СОДЕРЖАНИЕ

Геофизика

<i>В.И. Джурик, А.Ф. Дреннов, А.Д. Басов.</i> Влияние неоднородных слоистых сред верхней части земной коры на динамику сейсмических сигналов	3
<i>В.Н. Сеначин, Ю.В. Пятаков.</i> Оценка влияния сферичности Земли в двухмерном гравитационном моделировании	13
<i>В.А. Бормотов, В.Г. Быков.</i> Сейсмологический мониторинг деформационного процесса	17
<i>Н.Г. Шкабарня, Г.Н. Шкабарня.</i> Методика предварительной оценки нефтегазоносности перспективных площадей Приморского края (по данным электрических зондирований)	26

Тектоника, геоморфология

<i>В.П. Уткин.</i> Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулкано-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов	35
<i>В.С. Рождественский, С.М. Сапрыгин.</i> Структурные взаимоотношения неогеновых и четвертичных образований, активные разломы и сейсмичность на Южном Сахалине	59
<i>М.Н. Шапиро, А.В. Соловьев.</i> Структура и эволюция Лесновского надвига (северная Камчатка)	71

Стратиграфия, седиментология

<i>И.И. Сей, Е.Д. Калачева.</i> Раннемеловые аммониты Сихотэ-Алинской системы и их биостратиграфическое и биогеографическое значение	83
<i>А.В. Куриленко, Ю.С. Бретштейн, К.С. Бутин.</i> Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по девону западной части Монголо-Охотского складчатого пояса	93
<i>В.В. Крапивенцева, В.Г. Варнавский, В.Е. Кузнецов.</i> Битуминозные угли и сланцы юга Дальнего Востока ...	104

Металлогения

<i>Л.В. Эйриш, Б.Г. Саксин.</i> Золотоносность Малого Хингана, закономерности локализации, проблема рудного золота	114
<i>И.И. Степанов, В.М. Округин, Р.А. Шувалов, А.Д. Ананченко.</i> Взаимосвязь ореолов ртути с проявлениями гидротермальной золото-серебряной минерализации на территории Камчатки	123

Дискуссии

<i>Ю. М. Пущаровский.</i> Критические заметки о плейттектонике	131
--	-----

Юбилеи

Валентин Григорьевич Моисеенко (к 70-летию со дня рождения)	134
Владислав Иванович Гончаров (к 60-летию со дня рождения)	136

Указатель статей, опубликованных в журнале за 1999 г.	138
--	-----

CONTENTS

Geophysics

<i>V.I. Dzhurik, A.F. Drennov, A.D. Basov.</i> The influence of structural heterogeneities of the upper part of the earth's crust on the dynamics of seismic signals	3
<i>V.N.Senachin, Yu.V.Pyatakov.</i> Evaluation of influence of the spherical surface of the Earth in a two-dimensional gravity modelling	13
<i>V. A. Bormotov, V. G. Bykov.</i> Seismological monitoring of a deformation process.....	17
<i>N.G.Shkabarnya, G.N.Shkabarnya.</i> Methods of preliminary evaluation of oil-and-gas potential in the promising areas of Primorie Territory according to the data of electrical sounding	26

Tectonics and Geomorphology

<i>V.P. Utkin.</i> Horst-accretionary systems, rift-grabens and volcanic-plutonic belts of the south of the Russian Far East. Article 3. Geodynamic models of synchronous development of horst-accretionary systems and rift-grabens.....	35
<i>V.S. Rozdestvenskiy, S.M. Saprygin.</i> Structural relationships between Neogene and Quaternary deposits, active faults and seismicity on South Sakhalin	59
<i>M.N. Shapiro, A.V. Solovyov.</i> Structure and evolution of the Lesnaya thrust (North Kamchatka)	71

Sratigraphy and Sedimtnology

<i>I.I.Cei, Ye.D.Kalacheva.</i> Early Cretaceous ammonites of the Sikhote-Alin system and their biostratigraphic and biogeographical implications.....	83
<i>A. V. Kurilenko, Yu. S. Bretshtein, K. S. Butin.</i> New biostratigraphic and paleomagnetic data on the Devonian in the western Mongol-Okhotsk fold belt	93
<i>V.V. Krapiventseva, V.G. Varnavsky, V.E. Kuznetsov.</i> Bituminous coals and shales of the southern Far East.....	104

Metallogeny

<i>L. V. Eirish, B. G. Saksin.</i> Gold potential of the Lesser Khingan, localization patterns, and the problem of ore gold	114
<i>I. I. Stepanov, V. M. Okrugin, R. A. Shuvalov, A. D. Ananchenko.</i> The relationships between mercury haloes and occurrences of hydrothermal gold-silver mineralization in Kamchatka	123

Discussions

<i>Yu.M.Pushcharovsky.</i> Critical review of plate tectonics	131
---	-----

Anniversaries

Valentin G. Moiseenko (70th birth anniversary)	134
Vladislav I. Goncharov (60th birth anniversary)	136

Index of papers published in the journal in 1999	138
---	------------

ГЕОФИЗИКА

УДК 550.34

ВЛИЯНИЕ НЕОДНОРОДНЫХ СЛОИСТЫХ СРЕД ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ДИНАМИКУ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

В.И. Джурик, А.Ф. Дреннов, А.Д. Басов

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

В статье рассматривается вопрос о влиянии глубинных и приповерхностных неоднородностей на параметры сейсмических сигналов землетрясений. Основной целью исследований является оценка степени влияния отмеченных неоднородностей на расчетные параметры сейсмических воздействий. Для описания поведения геологической среды использовались акселерограммы, частотные характеристики и спектры колебаний. Для построения расчетных сейсмических моделей использовались данные, полученные по ГСЗ и при проведении работ по сейсмическому микрорайонированию участков Байкало-Амурской железнодорожной магистрали, Зейской ГЭС, Билибинской АЭС и Благовещенской ТЭЦ. Проведено сопоставление рассчитанных частотных характеристик с частотными характеристиками, полученными по записям близких землетрясений. Показана необходимость дифференцированного подхода к оценкам сейсмической опасности территорий и конкретных участков на стадии определения исходной сейсмичности, требующей учета глубинных неоднородностей, в значительной мере определяющих исходный сейсмический сигнал? и на стадиях детального сейсмического районирования и микрорайонирования.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование влияния среды, в которой распространяются сейсмические волны от землетрясений, на их динамические характеристики представляет интерес практически для всех разделов сейсмологии, в том числе и для сейсмического районирования различной степени детальности. Решение этой проблемы важно для развития теоретических разработок, которые требуют хорошо обоснованных экспериментальных данных. Основные параметры неоднородностей горных пород в пределах верхней части литосфера определяются их состоянием (мерзлые, талые, водонасыщенные), составом, слоистостью, трещиноватостью и объемной массой. Последние характеристики неоднородностей в большинстве случаев уменьшаются с увеличением глубины. Исключение составляют разного рода включения, волноводы и резкие границы раздела типа Мохо. Все это оказывает существенное влияние на амплитудный и частотный состав сейсмических колебаний и, следовательно, должно учитываться при реализации прогноза поведения поверхности грунтов при сильных землетрясениях. Необходимо выявить и степень влияния глубинных и приповерхностных неоднородностей на исходный сигнал с учетом частоты сейсмических колебаний.

В настоящей работе рассматривается возможность решения поставленных вопросов путем анализа акселерограмм, спектров ускорений и расчетных собственных частотных характеристик среды.

ПОСТРОЕНИЕ ФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ, МЕТОДЫ РАСЧЕТОВ

Для проведения необходимых расчетов выбран метод тонкослоистых сред (МТС). Для его реализации использовалась программа Л.И. Ратниковой [8], по которой вычисляются колебания поверхности слоистой упругой и поглощающей пачки, лежащей на упругом полупространстве.

В данном случае решается двумерная задача для плоской объемной волны, падающей под различными углами на подошву нижнего слоя. Алгоритм расчета сводится к решению системы линейных уравнений с четырьмя неизвестными: смещением на поверхности слоистой среды и коэффициентами отражения волн в полупространстве. Рассчитываются спектральные характеристики и сейсмограммы. При расчетах спектральных характеристик используется модифицированный метод Томсона-Хаскела [15]; при расчетах теоретических сейсмограмм - быстрое преобразование Фурье, согласно выражению:

$$X(t) = \frac{1}{\pi} \operatorname{Re} \int_0^{\Delta\omega 2N} F(\omega) X_v(\omega) \exp(i\omega t) d\omega, \quad (1)$$

где $F(\omega)$ - спектр падающего импульса $F(t)$: $X_v(\omega)$ и $X(t)$ - представляют спектр и сейсмограмму соответствующей компоненты.

Метод тонкослоистых сред хорошо зарекомендовал себя в комплексе расчетных методов СМР [8], он позволяет решать двумерную задачу для моделей с плоскопараллельными границами разделов, широко используется в условиях моноклинального залегания пластов на платформах и на участках со слабым изменением мощностей слоев по простиранию. Достоинством метода является возможность получения точного аналитического решения в широком частотном диапазоне.

При использовании выбранного метода интенсивность колебаний многослойных сред определяется изменением мощности слоев, скоростями и декрементами поглощения сейсмических волн в них. Затухание объемных волн изучены значительно хуже, чем скорости, мощности и плотности, поэтому при расчетах используются их приближенные значения (взятые по литературным данным) или они могут определяться в соответствии с распределением скоростей в слоях, согласно модели Г.И. Гуревича [1]. При нормальном падении волны Р- или S-интенсивность колебаний соответствующей компоненты свободной поверхности упругого полупространства не зависит от его параметров (коэффициент конверсии равен 2). Характер зависимости интенсивности колебаний от соотношения мощности слоя и длины сейсмической волны при нормальном падении и до значений углов 20-25° от вертикали изменяется незначительно [12].

В расчетном алгоритме используется линейная теория упругости, моделируются слабые сейсмические воздействия. Прямое применение результатов расчета справедливо при сравнительно слабой исходной сейсмичности (до 7 баллов), однако по расчетным максимальным ускорениям, превышающим 7-ми балльные сотрясения, возможно прогнозировать остаточные деформации с определенной достоверностью [9].

В связи со сказанным, для изучения влияния приповерхностных неоднородностей на сейсмический сигнал необходимы детальные исследования скоростных разрезов до коренных пород. Такие данные нами были получены при проведении сейсмического микрорайонирования участков строительства БАМ, Зейской ГЭС, Благовещенской ТЭЦ, Билибинской АЭС и в районах юго-восточной Азии. Их обобщение на основе инженерно-сейсмологической

классификации [14], согласно которой грунты подразделяются по составу на рыхлые и скальные, а по состоянию на водонасыщенные, воздушно-сухие и мерзлые, приводит к следующим результатам.

Рыхлые неводонасыщенные грунты представлены практически всеми встречающимися их разновидностями и имеют большой диапазон изменения скорости продольных волн (V_p) от 300 до 1100 м/с. В то же время, около 90% измерений приходится на интервал 500-780 м/с, а наиболее вероятные значения близки к 600 м/с. Среднее значение скорости поперечных волн (V_s) для этих же разновидностей грунтов равно 290 м/с. Водонасыщенные рыхлые грунты имеют наиболее вероятные значения $V_p=1700$ м/с и $V_s=400$ м/с. Диапазон их изменений незначительный: от 1500 до 2000 м/с. В скальных грунтах с поверхности, как показали измерения, V_p и V_s в меньшей степени определяются составом и структурой породы и во многом зависят от степени их сохранности. По этому признаку они и разделяются. К разрушенным относятся породы со значениями V_p от 1000 до 1900 м/с. Наиболее вероятное значение скорости равно 1350 м/с. Сильнотрещиноватые породы имеют диапазон изменения V_p от 1600 до 3000 м/с, средние значения V_p близки к 2300 м/с и V_s - к 970 м/с. В относительно монолитных породах скорость продольных волн может достигать 4500 м/с, а их наиболее вероятное значение равно 3400 м/с. Отношение скоростей продольных волн к скоростям поперечных волн с уменьшением трещиноватости скальных грунтов снижается от 2 до 1,6. Скорость Р-волн мерзлых грунтов в приповерхностном слое близка к 3000 м/с и с глубиной (в пределах первых десятков метров) она быстро возрастает до 4-4,8 км/с [3].

Влияние глубинных неоднородностей на скорости распространения сейсмических волн связано с нарушением физического состояния литосферы в результате перераспределения напряжений в недрах Земли, что приводит к разрывам сплошности вещества и образованию глобальных разломов в литосфере. Кроме того, значения V_p и V_s зависят от изменения состава, состояния и плотности пород. По данным геолого-геофизических исследований скоростьная неоднородность верхней части литосферы северного полушария от Сибирской платформы до Тихого океана кратко представляется следующим образом: сверху ("гранитный" слой) до 20 км имеют место значения V_p от 5,8 до 6,0 км/с, ниже ("базальтовый" слой) они возрастают до 6,7-7,0 км/с [2]. Структура коры на протяжении этого профиля сильно меняется, в особенности на участке Сихотэ-Алинь – Тихоокеанский подвижный пояс.

В пределах Монголо-Амурской складчатой системы скорости сейсмических волн с поверхности фундамента и до глубин 20-30 км увеличиваются от

4-5 до 6,8 км/с. При этом по значениям V_p выделяются от 4 до 6 слоев. На границе Мохо скорость достигает 8,2 км/с [10].

В первом приближении, по имеющимся данным, были сформированы пять сейсмических моделей до возможных глубин возникновения землетрясений (10-30 км) [6]. Модели характеризуются изменением с глубиной акустических жесткостей, продольных и поперечных волн и декрементов их затуханий. Эти модели соответствуют геологическим разрезам северо-восточной части Дальнего Востока (в пределах криолитозоны) и юго-восточной Азии (табл. 1).

Первая модель построена для северных районов, охваченных мерзлотой. В ее пределах в самой верхней зоне разреза скорости сейсмических волн имеют высокие значения, равные 3,2-3,6 км/с - для продольных и 1,6-1,9 км/с - для поперечных волн. На первых десятках метров в скальных породах они быстро возрастают до 4,8 и 2,8 км/с, соответственно. До глубины 30 км разрез представлен шестью слоями со значениями $V_p=5,8; 6,0; 6,2; 6,4; 7$ и 8 км/с.

Вторая модель соответствует таликовым зонам. Она представляется 11-ю слоями. В рыхлых ненасыщенных грунтах средняя скорость Р-волн в верхнем 10-ти метровом слое равна 0,8 км/с, а $V_s=0,36$ км/с. На участках выхода коренных пород на поверхность скорость продольных волн в слое мощностью 70 метров увеличивается от 2,6 до 4,8 км/с, а V_s - от 1,3 до 2,9 км/с. Ниже, до 30 км, распределение скоростей с глубиной соответствует предыдущей сейсмической модели.

Для юго-восточной части построено три модели до глубин 15 км (см. табл.1). Они различаются количеством слоев и величинами скоростей в верхней части разреза. Третья модель представлена сверху сильнотрещиноватыми коренными породами ($V_p=2,3$ км/с, $V_s=0,97$ км/с), четвертая - относительно сохранными ($V_p=3,4$ км/с, $V_s=1,75$ км/с) и пятая - рыхлыми грунтами мощностью 34 м ($V_p=0,6-0,97$ км/с, $V_s=0,26-0,45$ км/с). Декременты поглощения слоев для построенных моделей уменьшаются с глубиной от 0,3 (рыхлые грунты) до 0,013-0,014 (скальные грунты) на глубинах 15-30 км. Распределение плотности горных пород выбрано с учетом состава земной коры и меняется от 1,8 до 3,4 г/см³ [6,7].

Составленные модели имеют ряд неопределенностей в значениях скоростей Р- и S -волн, мощностях промежуточных слоев и в объемном весе пород. Однако они основаны на большом экспериментальном материале, статистическом анализе имеющихся данных, на сведениях о физическом строении земных недр Дальнего Востока и могут в дальнейшем уточняться.

Таблица 1. Параметры сейсмических моделей верхней части земной коры.

№ модели	Скорость продольных волн, км/с	Скорость поперечных волн, км/с	Мощность слоя, км	Объемная масса, г/см ³	Декремент поглощения
1	4,8	2,9	0,325	2,6	0,025
	5,8	3,5	2,65	2,7	0,023
	6,0	3,6	3,0	2,8	0,02
	6,2	3,7	3,0	2,9	0,018
	6,4	3,8	3,0	3,0	0,016
	7,0	3,95	15	3,2	0,014
	8,0	4,5	∞	3,4	0,013
	0,8	0,35	0,01	1,8	0,2
2	0,97	0,45	0,01	1,9	0,17
	2,9	1,14	0,06	2,5	0,05
	3,2	1,45	0,015	2,55	0,035
	4,8	2,9	0,325	2,6	0,025
	5,8	3,5	2,65	2,7	0,023
	6,0	3,6	3,0	2,8	0,02
	6,2	3,7	3,0	2,9	0,018
	6,4	3,8	3,0	3,0	0,016
3	7,0	3,95	15	3,2	0,014
	8,0	4,5	∞	3,4	0,013
	2,3	0,97	0,007	2,5	0,05
	3,2	1,45	0,018	2,55	0,035
	4,8	2,9	0,325	2,6	0,025
	5,8	3,5	2,65	2,7	0,023
	6,0	3,6	3,0	2,8	0,02
	6,2	3,7	3,0	2,9	0,018
4	6,4	3,8	3,0	3,0	0,016
	7,0	3,95	∞	3,2	0,014
	3,4	1,75	0,025	2,2	0,032
	4,8	2,90	0,325	2,6	0,025
	5,8	3,5	2,65	2,70	0,023
	6,0	3,60	3,0	2,80	0,02
	6,2	3,70	3,0	2,90	0,018
	6,4	3,80	3,0	3,0	0,016
5	7,0	3,95	∞	3,20	0,014
	1,5	0,26	0,02	1,80	0,3
	1,97	0,45	0,014	1,90	0,17
	2,9	1,14	0,06	2,50	0,05
	3,2	1,45	0,015	2,55	0,035
	4,8	2,90	0,325	2,60	0,025
	5,8	3,50	2,65	2,70	0,02
	6,0	3,60	3,0	2,80	0,023

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ И ИХ АНАЛИЗ

Интенсивность колебаний свободной поверхности для территорий, представленных построенными моделями, определяется особенностями входного сигнала, падающего на нижнюю границу слоя, и степенью его изменения глубинными и приповерхностными неоднородностями. Для расчетов вероятных сейсмических воздействий на основания сооружений в пределах конкретных территорий исходный сиг-

нал может быть задан в виде реальной или синтетической акселерограммы, соответствующей по своим параметрам возможным сильным землетрясениям исследуемого района: максимальным амплитудам, преобладающим периодом, длительностью колебаний и другим характеристикам [5], а также отражать особенности очагов сильных землетрясений: их глубину, механизм, магнитуду, эпицентральное расстояние и другие параметры [4].

В нашем случае, для решения задач сравнительного анализа использовалась одна акселерограмма. В качестве такого сигнала из каталога мировых данных была выбрана запись землетрясения для горизонтальной компоненты. Продолжительность колебаний составляла 10 с, максимум спектра приходится на 1,6 Гц, ширина спектра, на уровне 0,5 от максимума, лежит в интервале 0,7-5,5 Гц. Как мы видим, выбран исходный сигнал с относительно широкополосным спектром [8]. По отмеченным параметрам, частотному и амплитудному составу такой сигнал может соответствовать большему числу возможных сильных землетрясений исследуемого региона, а следовательно, и открывает возможность использовать относительные величины расчетных характеристик для предварительных оценок сейсмической опасности территорий, представленных моделями 1-5 (см. табл. 1).

Рассчитанные акселерограммы, спектры колебаний и максимальные значения ускорений для составленных сейсмических моделей иллюстрируют относительную степень изменения выбранного исходного сигнала верхней частью земной коры и приводят к следующим результатам (табл. 2, рис. 1).

Модель 2 (для мерзлых грунтов) соответствует модели 1, дополненной слоями рыхлых и разрушенных скальных пород. Это приводит к увеличению максимальных ускорений в 2,5 раза, максимума спектра - в 1,8 раза и частоты основного максимума спектра от 1,1 до 2,7 Гц (рис.2).

Модели 3 - 5, в основном, отличаются строением самой верхней части разреза (см. табл. 1). Расчеты показали, что верхние слои земной коры общей мощностью 12 км увеличивают максимальное ускорение

в 1,2 - 3,9 раза, а максимум спектра в 2,4 - 6,2 раза (см. рис.1). Частота основного максимума для модели 3 уменьшилась с 1,6 Гц до 1,3 Гц, а для модели 5 увеличилась до 2,7 Гц.

Модель 4 представляет разрез земной коры, имеющий в верхней части более плотные коренные породы по сравнению с моделью 3. По своим расчетным показателям она также незначительно отличается от последней модели, но максимальные значения ускорений для нее ниже (см. табл. 2).

Для оценки разделения степени влияния глубинных и приповерхностных неоднородностей на исходный сигнал использовались частотные характеристики. В этом отношении, суммарное влияние найдено путем деления спектров сейсмических колебаний для построенных моделей на поверхности на спектры исходной акселерограммы. Они показывают (см. рис. 2), что модели 1, 3 и 4, представленные сверху плотными коренными породами, увеличивают в основном длиннопериодные колебания исходного сигнала на частотах меньше 3 Гц. Однако, для мерзлых коренных пород, со скоростями продольных волн в верхней зоне разреза, равными 4,8 км/с, наблюдается быстрый спад кривой на частотах менее 2-3 Гц (см. рис. 2; Б-1). Для талых грунтов, при снижении скоростей сейсмических волн в верхних слоях по сравнению с первыми в 2 раза (см. рис. 2; Б-3 и Б4), происходит заметное увеличение интенсивности колебаний (до 2-х раз) на частотах от 2 до 10 Гц.

Дальнейшее снижение значений скоростей в верхних слоях построенных сейсмических моделей (см. табл.1), увеличение мощности рыхлых грунтов и их водонасыщение приводят к увеличению максимального уровня частотной характеристики от 3 (на частоте 3,2 Гц, рис. 2; Б-2) до 5,6 (на частоте 1,9 Гц, рис. 2; Б-5). При этом отмечается, что для второй модели, представленной тальми рыхлыми и трещиноватыми полускальными грунтами мощностью около 40 м, частота основного максимума частотной характеристики и его уровень, по сравнению с первой, практически не изменились, но появился дополнительный максимум на относительно высокой частоте, равной 3,2 Гц, и возросла ширина частотной ха-

Таблица 2. Параметры сейсмических колебаний грунтов, представленных моделями 1-5.

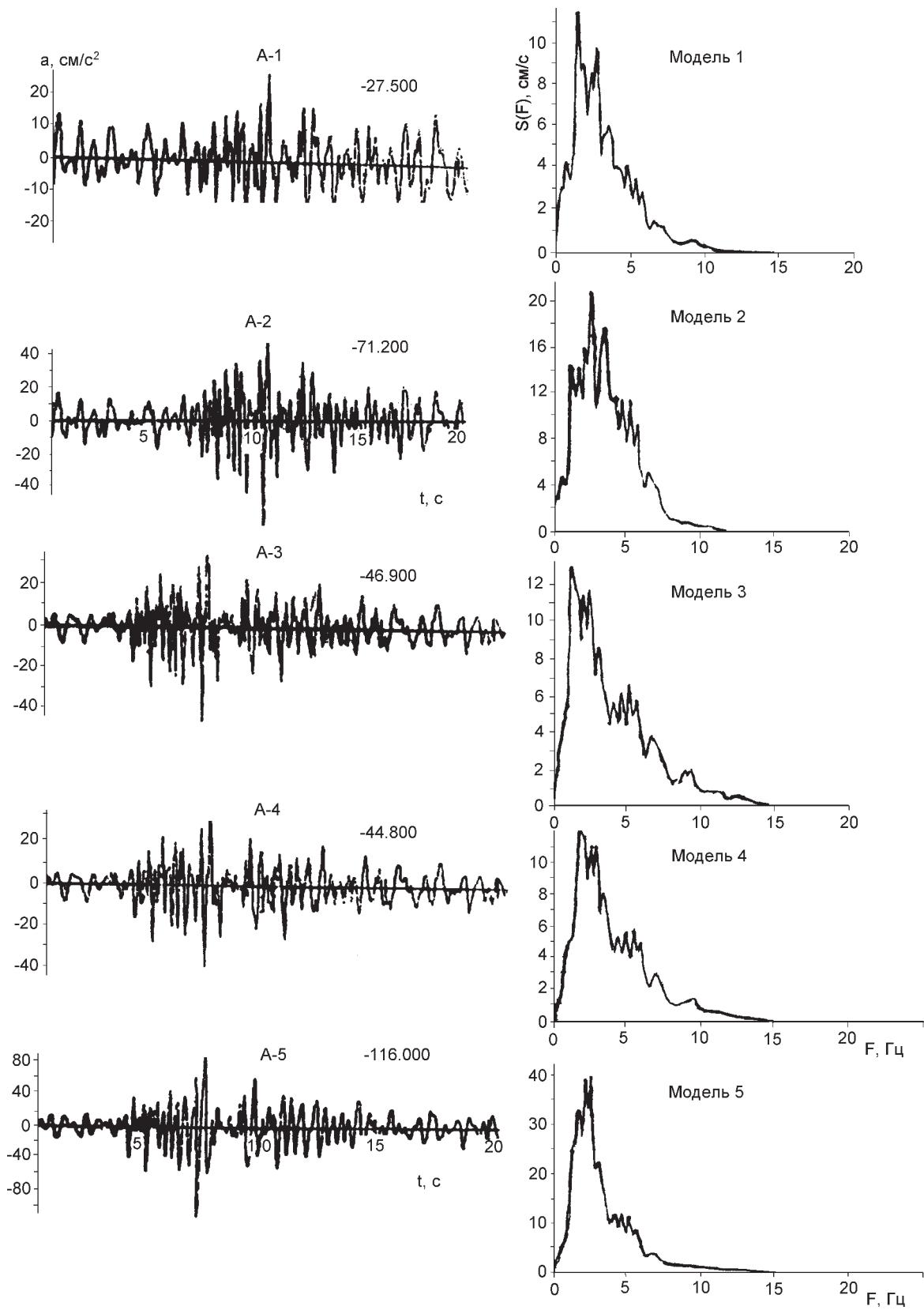


Рис. 1. Акселерограммы колебаний поверхности почвы $a(t)$ и их спектры $S(F)$, рассчитанные для моделей 1-5 (цифрами указаны максимальные значения ускорений).

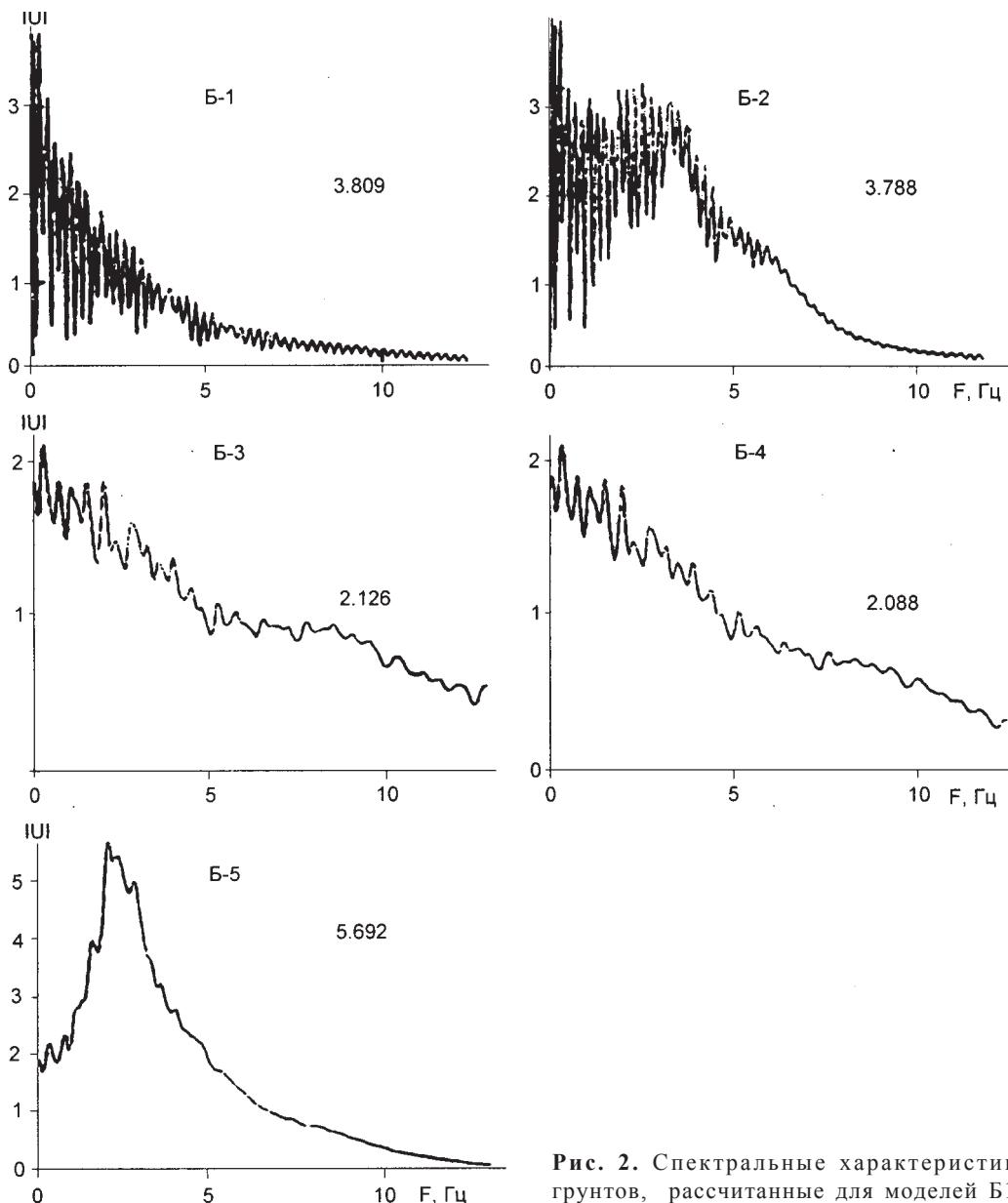


Рис. 2. Спектральные характеристики различных грунтов, рассчитанные для моделей Б1-Б5.

рактеристики на уровне 0,7 от ее максимума с 0,1-1,2 Гц до 0,1-4 Гц.

Сравнение параметров моделей показывает (см. табл.1), что наиболее существенные изменения наблюдаются в верхней части разреза, начиная со значений $V_p=4,8$ км/с (наиболее ответственный параметр - скорость распространения поперечных волн - может меняться на порядок). Выделить степень влияния этой зоны на изменение частотного и амплитудного состава исходного сигнала возможно путем нахождения относительных частотных характеристик согласно выражению:

$$U(F) = U_i(F)/U_1(F), \quad (2)$$

где $U(F)$ - относительная частотная характеристика; $U_i(F)$ - частотные характеристики моделей Б2-Б5

(см. рис.2): $U_i(F)$ - частотная характеристика первой модели (см. рис. 2).

Получено, что по частотному составу большее число максимумов относительных кривых для моделей 2-5 совпадает (рис. 3). Однако на более низких частотах (близких к 1 Гц) они проявляются только для моделей 2 и 5, и их уровни равны 3,2 и 7,4, соответственно. Это свидетельствует о том, что с повышением приповерхностной неоднородности горных пород, выраженной в величинах изменения параметров построенных моделей, возрастает и ее вклад в величину изменений амплитудного и частотного состава колебаний исходного сигнала.

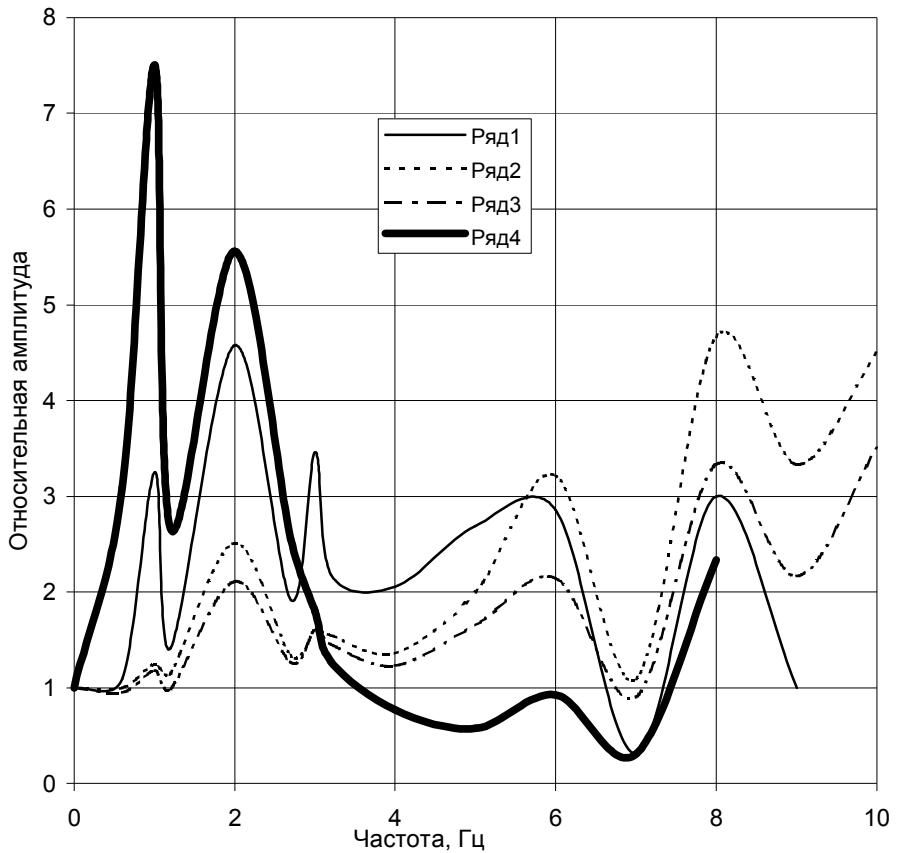


Рис. 3. Относительные спектральные характеристики различных грунтов для моделей 2-5, оценивающие влияние на интенсивность колебаний верхних слоев до плотных коренных пород ($V_p=4,8$ км/с; М-1).

При составлении моделей использовались наиболее вероятные значения сейсмических параметров для рыхлых и коренных пород в исследуемых районах. Это дает возможность провести их сравнение с обобщенными экспериментальными частотными характеристиками, полученными аналогичным способом (по отношению спектров колебаний слабых землетрясений на исследуемом и “эталонном” скальном грунте) и для аналогичных по составу и состоянию грунтов. В данном случае выбор исходной акселерограммы не влияет на конечные результаты расчетов частотных характеристик, поэтому нами могла быть выбрана любая акселерограмма сильного землетрясения, однако широкополосность спектра использованной сейсмограммы позволяет проводить сравнительный анализ результатов расчета для построенных моделей.

По экспериментальным данным найдены средние частотные характеристики и указан их доверительный интервал с разбивкой по эпицентральным расстояниям зарегистрированных землетрясений (рис. 4). Видно, что для каждого пункта наблюдаются значительные разбросы уровней кривых, полученных по землетрясениям первой (для эпицентральных расстояний меньше 100 км) и второй ($\Delta > 100$

км) групп. Средние частотные характеристики для указанных групп также различаются уровнем и формой и не одинаково описывают сейсмически опасные частоты. Это говорит о значительном влиянии угла подхода сейсмического луча на интенсивность сейсмического сигнала, сформированного в слое, что находится в полном согласии с теоретическими предпосылками [11]. Это влияние выражается в уменьшении максимальных уровней частотных характеристик на всем рассматриваемом диапазоне частот 0,5-10 Гц. Последнее справедливо для всех пунктов наблюдений, хотя для относительно высоких частот различия снижаются.

Необходимо также учитывать, что частотная характеристика в значительной мере определяется интерференционными явлениями, поэтому делается вывод о влиянии собственных параметров слоя на его частотную характеристику. Действительно, отсутствие плоскопараллельных отражающих границ, их статистическая неровность, включение неоднородностей и другие факторы дают достаточно оснований для предположения об изменении частотной характеристики исследуемого слоя. При этом для одного землетрясения в различных точках земной поверхности частотные характеристики различаются

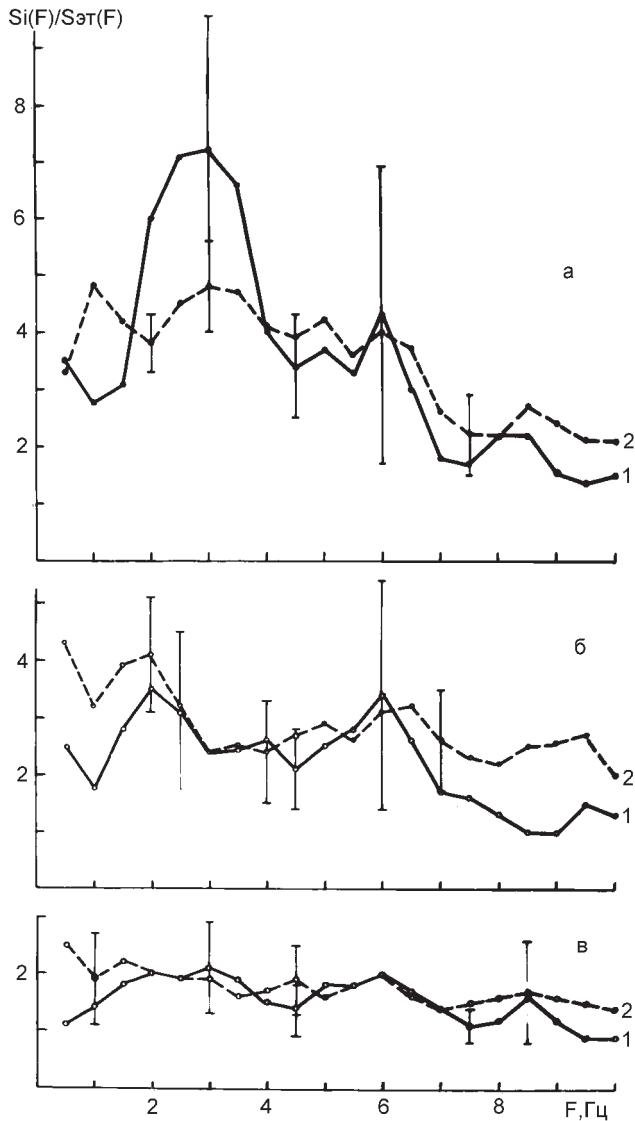


Рис. 4. Средние спектральные характеристики различных грунтов (а - обводненные, б - необводненные пески, в - крупнообломочные грунты), полученные для разных землетрясений:

1- эпичентральные расстояния меньше 100 км, 2-эпичентральные расстояния больше 100 км. Вертикальными отрезками показаны доверительные интервалы для вероятности $P=0,9$.

по форме, более или менее сохраняя уровень. А при наблюдениях в одной и той же точке на рыхлом слое частотные характеристики, полученные по записям различных землетрясений, будут отличны друг от друга и по форме.

Присущие слою свойства поляризационного фильтра [13] наталкивают на мысль, что при одном и том же землетрясении различно ориентированные регистрирующие системы с одной степенью свободы подвергаются различному воздействию, или, что одно и то же, при землетрясении точка земной поверхности приобретает несколько частотных характеристик. Этим объясняются значительные довери-

тельные интервалы основных максимумов экспериментальных частотных характеристик.

Проведем сравнение экспериментальных и теоретических частотных характеристик для рассматриваемых грунтов. По экспериментальным данным для вероятности $P=0,9$ получено, что при переходе от разрушенных коренных и крупнообломочных пород к рыхлым обводненным уровня частотных кривых для частот меньше 5 Гц (по отношению к скальному грунту) возрастают от 1,5-2 до 4-7,2 (см. рис. 4). Для теоретических кривых, в этом же интервале частот, они увеличиваются в 2-7,4 раза (см. рис. 3). Это свидетельствует о хорошем согласии сравниваемых характеристик по уровню. Однако различия в их распределении по частотному составу сейсмических колебаний могут быть существенными. Отношение расчетных частотных характеристик к экспериментальным для рассматриваемых групп близких и далеких землетрясений показывает (рис. 5), что частотные характеристики удаленных землетрясений имеют лучшее согласие с расчетными. По уровню кривых на низких частотах различия незначительны и возрастают с увеличением неоднородности верхней части земной коры, что связано с уменьшением скоростей сейсмических волн в необводненных песчаных грунтах. Для обводненных грунтов наблюдается обратная картина. Различия на частотах меньше 1,5 Гц существенны и далее, с повышением частоты сейсмических колебаний, они снижаются.

По приведенным данным возможно определить различия в сейсмическом эффекте для территорий, представленных моделями 1-5, по отношению максимальных амплитуд ускорений, соответствующих преобладающим периодам колебаний. В соответствии со шкалами балльности принято [8], что изменению максимальных амплитуд смещений, скоростей или ускорений колебаний одного и того же землетрясения в два раза соответствует изменение сейсмической интенсивности примерно на один балл. Если твердомерзлые грунты первой модели выбрать за эталон, то по отношению к ним талые неводонасыщенные грунты мощностью 20 м, лежащие на полускальных и мерзлых грунтах (модель 2), дают приращение 1,3 балла. Трещиноватые коренные породы (кора выветривания до 25 м, модели 3, 4) отличаются от эталонных на 0,6-0,73 балла, а отличие рыхлых водонасыщенных грунтов с относительно низкими значениями скорости поперечных волн (модель 5) доходит до 2-х баллов.

Таким образом, исходя из общих физических представлений о формировании сейсмического сигнала в слое, и на основании расчетных данных показана значительная изменчивость влияния верхних слоев грунтовых отложений на интенсивность и частотный состав землетрясений. Установлено, что наи-

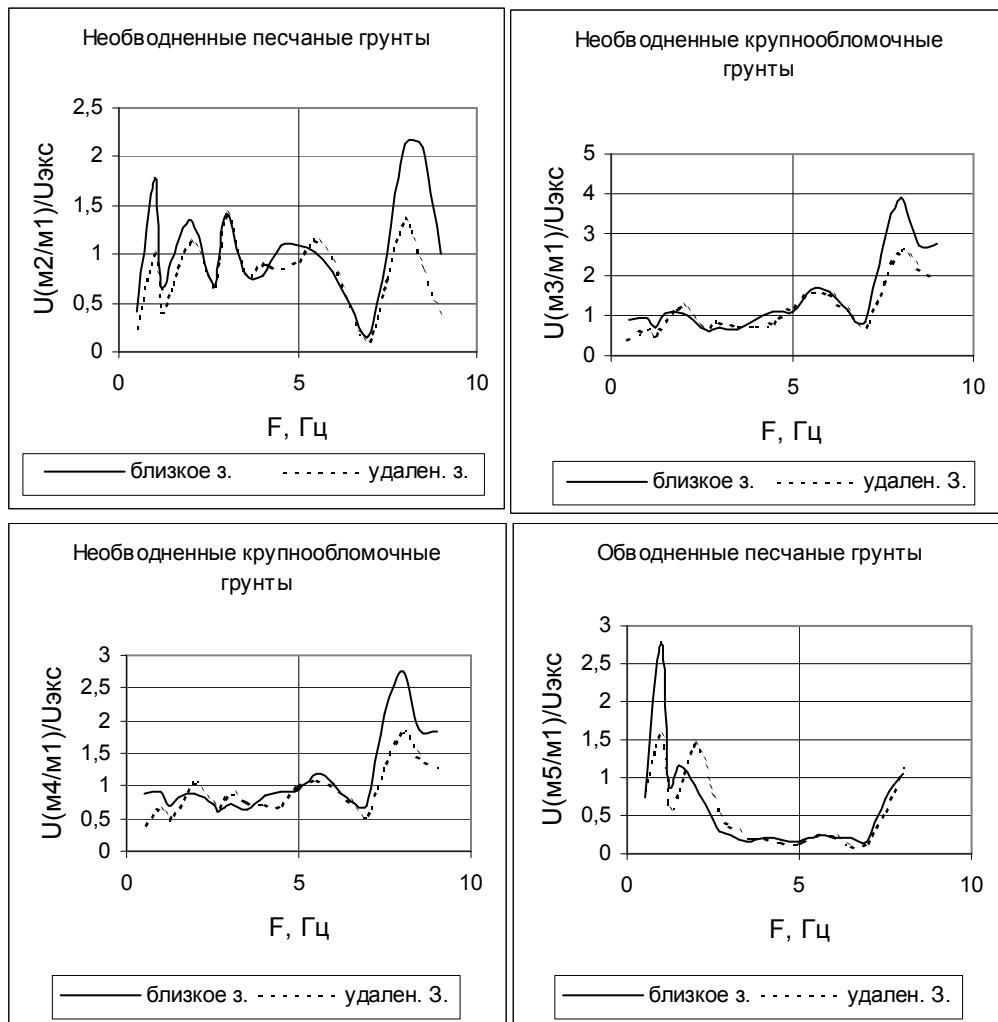


Рис. 5. Частотные кривые, оценивающие величину различий расчетных (рис. 3) и экспериментальных (рис. 4) частотных характеристик для однотипных по составу и состоянию пород.

меньшее влияние оказывают мерзлые грунты большой мощности, наибольшее - обводненные, промежуточное положение занимают необводненные пески, крупнообломочные и гравийно-галечные грунты.

Результаты проведенного анализа основывались на теоретических и экспериментальных данных. Их несоответствие представлено относительными частотными характеристиками, которые показывают степень влияния неучтенных факторов и могут в дальнейшем уточняться.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выявляется следующая закономерность. На твердых консолидированных грунтах большой мощности наибольшие изменения исходного сигнала можно ожидать на относительно низких частотах. Максимумы частотных характеристик также смещаются в сторону низких частот.

Достаточно надежно разделяется влияние структурных неоднородностей и неоднородностей верхней зоны разреза на интенсивность сейсмических колебаний. Первые из них проявляются на частотных характеристиках, рассчитанных для моделей твердых грунтов на основе данных ГСЗ, а вторые - по данным малоглубинной геофизики и ГСЗ. Такой анализ приводит к выводу о снижении влияния неоднородностей верхней зоны разреза и увеличению влияния структурных неоднородностей на интенсивность сейсмических колебаний исходного сигнала с уменьшением частоты. Это может служить основой для разработки принципов формирования сейсмических моделей эталона для районов, отличающихся по сейсмическим, геологическим и мерзлотным условиям. Построение модели эталона может быть направлено на решение двух задач: первая - наиболее обоснованно отнести исходную сейсмичность в баллах к определенным грунтовым условиям, представ-

ленным сейсмической моделью, и вторая - возможность расчета "эталонных" сейсмических характеристик колебаний грунтов при землетрясениях, по интенсивности соответствующих исходной сейсмичности. Сказанное позволяет при достаточно надежной изученности районируемой территории и при использовании расчетных и экспериментальных методов оценить изменение параметров колебаний грунтовой толщи по площади относительно эталонных значений. Это приводит к выходу на количественную оценку сейсмической опасности строительных площадок в виде набора параметров, необходимых для проектирования сейсмостойкого строительства.

Тем самым, показана необходимость использования данных глубинного сейсмического зондирования для конкретных районов на стадии оценки исходной сейсмичности (ОСР), а на стадии детального сейсмического районирования и микрорайонирования - совместного использования данных ГСЗ и данных изучения верхней части разреза малоглубинной геофизикой.

ЛИТЕРАТУРА

- Гуревич И.И. Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М.: Наука, 1974. 474 с.
- Геофизические поля и сейсмичность. М.: Наука, 1975. 198 с.
- Джурик В.И., Дреннов А.Ф. Влияние глубинных и приповерхностных неоднородностей на динамику сейсмических сигналов. //Геология и геофизика. 1991. № 9. С. 115-122.
- Джурик В.И., Дреннов А.Ф., Басов А.Д. Вопросы расчета сейсмических воздействий и их решение для Байкальской сейсмической зоны //Геофизические исследо- вания в Восточной Сибири на рубеже ХХI века. Новосибирск, 1996. С.176-184.
- Копничев Ф.Ю., Шпилькер Г.Л. Алгоритм и программа расчета сильного движения // Эффект сильных землетрясений. М., 1982. С. 20-35.
- Кузнецов В.Е. Глубинное строение и современная геодинамика Приамурья //Тихоокеан. геология. 1998. № 2. С. 61-67.
- Малышев Ю.Ф. Глубинное строение, геодинамика и сейсмичность в области сочленения центрально-азиатского и тихоокеанского подвижных поясов //Тихоокеан. геология. 1998. № 2. С. 18-27.
- Оценка влияния грунтовых условий на сейсмическую опасность: Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию / В.И. Джурик, В.В. Севостьянов, В.А. Потапов и др. М., 1988. 224 с.
- Попова Е.В., Васильев Ю.И. Оценка прочностных свойств грунтов и прогноз сейсмодеформаций //Методическое руководство по сейсмическому микрорайонированию. М., 1988. С. 130-146.
- Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИТМ. 1997. 300 с.
- Саваренский Е.Ф. Сейсмические волны. М.: Наука, 1972. 296 с.
- Сакс М.В. К методике составления модели среды при определении интенсивности колебаний при расчетах // Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. М., 1985. С. 158-164. (Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 26).
- Стейси Ф. Физика земли. М.: Наука, 1977. 210 с.
- Строительство в сейсмических районах // СНиП II-7-81 М.: Госстрой СССР /СНиП РФ. Вторая редакция. М.: 1997. 49 с.
- Thompson W.T. Transmission of elastic waves through a stratified solid medium // J. Appl. Phys. 1950. Vol. 21, № 89. P. 712-733.

Поступила в редакцию 3 ноября 1998 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

V.I. Dzhurik, A.F. Drennov, A.D. Basov

The influence of structural heterogeneities of the upper part of the earth's crust on the dynamics of seismic signals

The paper deals with the problem of influence of deep and near-surface heterogeneities on the parameters of seismic signals from earthquakes. In this case, the velocity models obtained from seismic microzoning of the sites of the Baikal-Amur Main Line, Zeya hydroelectric power plant, Bilibinsk nuclear power plant, Blagoveshchensk heat-and-power plant, and others were applied to describe the geological medium using frequency characteristics. A correlation between the estimated frequency characteristics and those obtained from the records of local earthquakes was accomplished. The results of the study show that a differentiated approach to the evaluation of seismic hazards for the territories and individual sites is required at the stage of determination of initial seismicity. The deep and near-surface heterogeneities should be taken into account at the stage of detailed seismic zoning and microzoning.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ СФЕРИЧНОСТИ ЗЕМЛИ В ДВУХМЕРНОМ ГРАВИТАЦИОННОМ МОДЕЛИРОВАНИИ

В.Н. Сеначин*, Ю.В. Пятаков**

*Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

**Научно-исследовательский институт математики при Воронежском государственном университете, г. Воронеж

Проведено решение прямой и обратной задач гравиметрии в двухмерном варианте с учетом сферичности земной поверхности на двух разрезах тектоносферы Западно-Тихоокеанской окраины. Результаты расчетов сравниваются с моделями, полученными ранее без учета влияния сферичности. Сравнение показало, что для данных разрезов неучет сферичности Земли приводит к изменению регионального фона и незначительным изменениям в определении плотности, не оказывающими существенного влияния на результаты моделирования.

Гравитационное моделирование, несмотря на множество его недостатков, является одним из основных методов изучения плотностного строения тектоносферы Земли. До недавнего времени исследователи ограничивались двухмерным моделированием, что объяснялось несовершенством вычислительных средств. Возникающие при этом ошибки, обусловленные трехмерностью исследуемых объектов и сферичностью земной поверхности, оставались, как правило, неучтёнными. На необходимость учета этих факторов указывал В.И.Старostenko [3, 4]. Как показано в работе [4], неучет сферичности Земли может привести к большим ошибкам.

В настоящей работе представлены результаты оценки влияния сферичности Земли на двухмерных региональных гравитационных моделях тектоносферы активных океанических окраин – в регионах, где аномалии рельефа, гравитационного поля и сейсмических неоднородностей коры и мантии достигают наибольшей величины.

ПРОГРАММНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ

Для расчета моделей на сферической поверхности использовался алгоритм вычисления гравитационного эффекта от однородного сферического многогранника [1]. В двухмерном моделировании элементарное гравитирующее тело представляется сферическим сектором, ограниченным двумя меридиональными плоскостями и двумя сферическими поверхностями; сам разрез и профиль наблюдений при этом располагается на экваторе. Слои с наклон-

ными границами аппроксимируются набором элементарных гравитирующих тел, необходимое количество которых для заданной точности рассчитывается методом итераций.

Исходный плотностной разрез задается в прямоугольных координатах (X, Z) и пересчитывается в сферические координаты (φ, λ, r) по формулам: $\varphi=90^\circ$; $\lambda=180^\circ X/(\pi R)$; $r=R-Z$, где φ – широта (изменяется от 0° до 180°), λ – долгота, r – расстояние до центра Земли, $R=6371$ км – радиус Земли. Такой способ задания разреза позволяет проводить вычисления в "плоском" и "сферическом" вариантах без изменения в исходных данных.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Расчет проводился на двух разрезах Западно-Тихоокеанской активной окраины (Охотоморский и Филиппиноморский регионы), на которых ранее было проведено моделирование одним из авторов [2]. Охотоморский разрез соответствует сейсмическому профилю 10-1M, пересекающему в северо-западном направлении Курильскую островную дугу в районе о.Итуруп, Курильскую котловину и заканчивающемуся на шельфе о.Сахалин. Филиппиноморский разрез проходит по параллели 23° с.ш., пересекая Марианскую островную дугу, и заканчивается в котловине Паресе-Вела.

Для каждого разреза рассчитывался отдельно эффект земной коры с подстилающей мантией до глубины 35 км, и по остаточной кривой методом автоматизированного решения обратной задачи про-

изводился расчет гравитационной модели верхней мантии до глубины 420 км.

СРАВНЕНИЕ "ПЛОСКИХ" И "СФЕРИЧЕСКИХ" МОДЕЛЕЙ

При расчете гравитационного влияния земной коры в "сферической" модели уровень расчетной кривой получается примерно в 2 раза выше, чем в "плоской". Это нетрудно объяснить, если провести сравнение гравитационного влияния однородного сферического слоя на поверхности Земли и бесконечного плоскопараллельного слоя. Кроме того, отмечается различие этих моделей в градиенте регионального фона.

На рисунке показаны плотностные разрезы с расчетными кривыми гравитационного влияния "сферической" и "плоской" моделей, уравненные друг с другом в опорных точках разрезов (точки с координатой $X=0$). В более крупном масштабе показаны также кривые отклонения "сферической" модели от "плоской".

В Охотоморском разрезе (рис А) различие "сферической" и "плоской" моделей незначительно – максимальное отклонение не превышает 2,5 мГал, что составляет менее 1% от наблюдаемого здесь перепада аномалий в свободном воздухе. В разностной кривой отмечается 2 экстремума – максимум над желобом и минимум над островной дугой при общей тенденции слабого понижения поля в сторону о. Сахалин. В Филиппиноморском разрезе (рис.Б) отличие "сферической" и "плоской" моделей значительно больше (максимум отклонения около 14 мГал), однако проявляется оно устойчивым повышением поля "сферической" модели в западном направлении. Если из разностной кривой убрать градиентную составляющую, то получается примерно та же картина, что и в Охотоморском разрезе: два слабо выраженных экстремума над желобом и островной дугой, амплитуда которых не превышает 2.5 мГал (см. кривую 5 на рис.Б).

Появление такого регионального фона несложно объяснить, если заметить, что вес плотностных колонок концов разрезов не совпадает. В Охотоморском разрезе это различие незначительно, в то время как в Филиппиноморском – западная часть разреза, расположенная в котловине Паресе-Вела, существенно тяжелее восточной части, выходящей в Тихий океан.

При расчете плотностной модели уровень расчетного гравитационного поля должен быть сопоставим с уровнем соответствующей опорной модели, и, чтобы концы расчётной кривой не "провисли", разрез наращивается с обеих сторон горизонтальными слоями, плотность в которых совпадает с плотно-

стью на концах разреза. Максимально допустимая величина провисания достигается соответствующей длиной краевого наращивания. Таким образом, концы расчетной кривой за рамками разреза должны выходить на уровни, соответствующие "весу" колонок на концах разреза. Разница в "весе" концов разреза в расчетном гравитационном поле отражается по-разному для "плоской" и "сферической" моделей, поэтому и расчетные кривые должны выходить на разные уровни. Этот фактор и порождает появление "ложного" градиента регионального фона при неучете сферичности Земли. Конечно, изменение регионального фона может быть и нелинейным, но, как показывают наши расчеты, на профилях длиной порядка 1000 км его отклонение от линейного закона незначительно.

Методика моделирования верхней мантии заключается в решении обратной задачи автоматизированным способом, при котором подбираются плотность и коэффициенты регионального фона, задаваемого алгебраическим степенным полиномом 1-ой степени. При этом для получения устойчивого решения часть блоков задавалась с «закрепленными» значениями плотности.

При сравнении решений в "плоском" и "сферическом" вариантах можно оценить такие параметры, как плотность, коэффициенты регионального фона, среднеквадратическое отклонение расчетного гравитационного поля от наблюденного. Роль наблюдённой кривой в данном случае играет остаточная кривая, полученная вычитанием из наблюденной кривой гравитационного эффекта земной коры.

Расчетные значения плотности приведены на рисунке в разрезах верхней мантии (в скобках – значения плотности без учета сферичности). Как показывают полученные данные, неучет "сферичности" приводит к ошибке в определении плотности в блоках до 0.006 г/см³, что отражается в гравитационном поле аномалиями до 10 мГал. Среднеквадратическая ошибка расчетного гравитационного поля в "сферическом" варианте для Охотоморского разреза уменьшилась на 0.1 мГал, а для Филиппиноморского – на 0.4 мГал. Градиентная составляющая регионального фона на Охотоморском разрезе в "сферическом" варианте составила +0.021 мГал/км с увеличением в сторону континента, что несколько выше, чем в "плоской" модели, а на Филиппиноморском разрезе уменьшилась до +0.010 мГал/км.

В целом, решения, полученные с учетом "сферичности" Земли, представляются более приемлемыми в техническом плане и не опровергают выводов, сделанных одним из авторов ранее по результатам многовариантного моделирования, проведенного без учета сферичности [2].

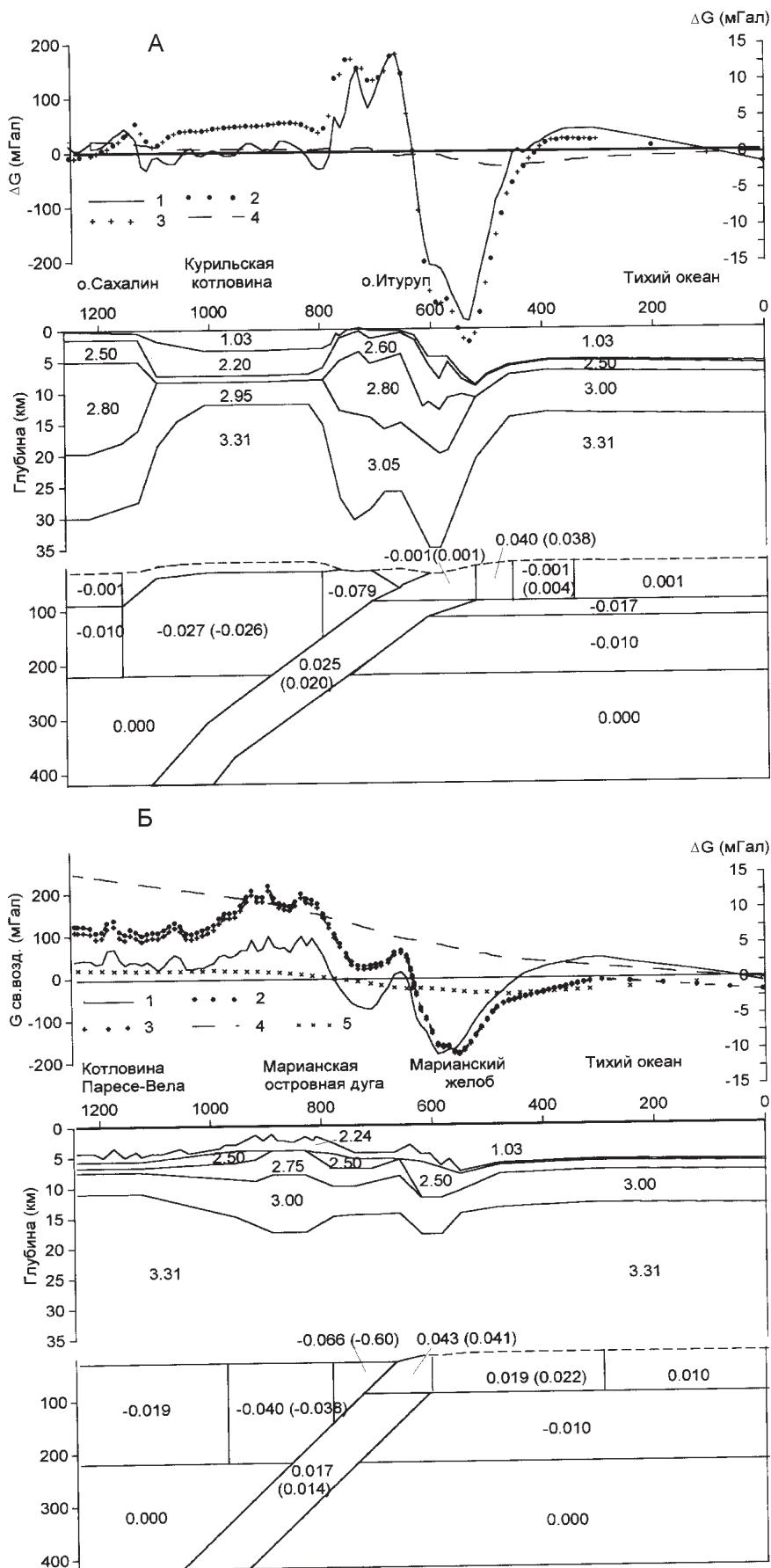


Рис. Сравнение параметров двухмерных гравитационных моделей Западно-Тихоокеанской окраины, рассчитанных с учетом и без учета сферичности земной поверхности.

А - Охотоморский разрез; Б - Филиппиноморский разрез. Значения плотности в блоках даны в абсолютных значениях для земной коры и в аномальных - для верхней мантии. Плотность в верхней мантии получена при решении обратной задачи для "сферической" модели (значения без скобок) и для "плоской" модели (значения в скобках). Гравитационные кривые вверху рисунка: 1- наблюденное поле в аномалиях в свободном воздухе; 2- влияние земной коры "сферической" модели; 3- то же, для "плоской" модели; 4- разность кривых 2 и 3; 5- то же, за вычетом градиента регионального фона (только для Филиппиноморского разреза). Шкала значений для кривых 1, 2, 3 - слева от графика, 4, 5- справа от графика.

ВЫВОДЫ

Моделирование тектоносферы с учетом сферичности автоматизированным решением обратной задачи дает более близкое соответствие расчетного и наблюденного гравитационных полей. Неучет сферичности Земли в двухмерном моделировании может приводить к неправильной оценке градиента регионального фона и незначительным ошибкам в определении плотности. В целом же решения получаются довольно близкими, и это дает основание утверждать, что на разрезах длиной до 1000 км или около того моделирование может проводиться без учета сферичности Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Косыгин В.Ю., Пятаков Ю.В., Красиков В.Н. Решение прямой задачи гравиметрии для сферического многоугольника постоянной плотности. Владивосток: Дальнаука, 1996. 21 с.
2. Косыгин В.Ю., Сеначин В.Н. Плотностные неоднородности мантии активных океанических окраин и тектоника // Тихоокеан. геология. 1995. №6. С.44-52.
3. Старostenко В.И. О построении региональных плотностных моделей // Тихоокеан. геология. 1985. № 1. С.120-122.
4. Старostenко В.И., Манукян А.Г., Заворотко А.Н. Методика решения прямых задач гравиметрии и магнитометрии на шарообразных планетах. Киев: Наук. Думка, 1986. 112 с.

Поступила в редакцию 27 ноября 1998 г.

Рекомендована к печати Р.Г.Кулиничем

V.N.Senachin, Yu.V.Pyatakov

Evaluation of influence of the spherical surface of the Earth in a two-dimensional gravity modelling

A computation was made for two-dimensional gravitational models on two profiles of the tectonosphere of the West-Pacific Active Margin with account of the spherical form of the Earth's surface. The derived models were compared with the earlier computed models with no allowance made for the spherical form of the Earth's surface.

The comparison showed that for these profiles a computation with no account taken of the spherical form of the Earth results in variations in the regional hum noise and in insignificant modifications in the determination of a density having no vital influence on modelling results.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ ДЕФОРМАЦИОННОГО ПРОЦЕССА

В.А. Бормотов, В.Г. Быков

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Предложен и теоретически обоснован способ определения вариаций объёмной деформации по кратно-отражённым продольным волнам, выделяемым в начальной части сейсмограмм далёких землетрясений. Результаты сейсмологического мониторинга, выполненного на юге Приамурья, свидетельствуют о качественном и количественном различии деформационного процесса на разных глубинных уровнях. Вариации объемной деформации оценены до глубины 50 км.

ВВЕДЕНИЕ

Горные породы земной коры и верхней мантии подвержены непрерывным изменениям напряженно-деформированного состояния, связанным с геодинамическими процессами, лунно-солнечными приливами и техногенными воздействиями. Наиболее развитые изменения должны наблюдаться в объемах геологической среды с относительно высокой пустотностью (пористостью и трещиноватостью), которая характеризуется такими параметрами как плотность трещин, степень их раскрытия, насыщенность флюидами, заполненность газообразной и жидким фазами. Изменения напряженно-деформированного состояния среды на больших глубинах можно фиксировать сейсмическими методами, так как скорости сейсмических волн зависят от всех перечисленных факторов, непосредственно связанных с вариациями напряжений в среде.

Контроль напряженно-деформированного состояния среды осуществляется долговременными геодезическими измерениями, наблюдениями временных вариаций времен пробега или скоростей сейсмических волн от искусственных (взрывы, пневмоизлучатели, вибраторы) и естественных (землетрясения) источников. Для исследования деформационных процессов на глубинах, превышающих 10 км, наиболее экономичными и экологически чистыми являются методы, использующие волны от землетрясений, например, метод обменных волн землетрясений (МОВЗ). Применение МОВЗ позволило зафиксировать изменение во времени границ обмена на сейсмических разрезах различных регионов [1-3] и качественно объяснить это прохождением деформационных волн [1-2]. Однако количественные оценки вариаций объемной деформации при этом не проводились, что, по-видимому, было связано с существенными ограничениями определения временных вариаций скорости обменных волн. Хотя кроме

обменных волн, в МОВЗ успешно используются и кратно-отраженные продольные волны от землетрясений [6].

В настоящей работе предложен и обоснован способ определения вариаций объемной деформации по кратно-отражённым продольным волнам и приведены результаты мониторинга деформационного процесса по временным вариациям относительного изменения расчётной глубины отражающих границ. Впервые вариации объемной деформации оценены до глубины порядка 50 км, причем, с использованием естественного источника волн.

АППАРАТУРА, УСЛОВИЯ НАБЛЮДЕНИЙ И МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ

Сейсмологический мониторинг на юге Приамурья проводился методом МОВЗ в период 1996-97 гг. с определением по кратно-отражённым волнам от далёких землетрясений относительных вариаций скорости продольных волн δV_p для земной коры и верхов мантии.

Наблюдения осуществлялись с использованием аппаратурного комплекса "Черепаха", состоящего из станции записи АСС-6/12, укомплектованной сейсмоприёмником СК-1П, и станции воспроизведения ВСС-6, состыкованной через плату ввода данных L-1210 с компьютером типа IBM PC/486. Станция записи была установлена в пункте наблюдения с координатами $47,6^\circ$ с.ш., $134,7^\circ$ в.д. в отапливаемом помещении, сейсмоприёмники – в закрытом павильоне на заглублённой бетонной тумбе.

Для оцифровки, визуализации, обработки и интерпретации данных использовался пакет программ МОВЗБОЛ [4]. При обработке отбирались землетрясения с простой импульсной формой проходящей продольной Р-волны и присутствием в последующих вступлениях импульсных колебаний с меньшей амплитудой. Улучшение идентичности сейсми-

ческих каналов достигалось при обработке путем коррекции амплитудно-частотных и фазовых характеристик с использованием записей импульсной калибровки, которые производились при регистрации через каждые 8 часов. Граф обработки скорректированных сейсмограмм включал полосовую частотную фильтрацию (1-2,5 Гц) и вычисление полярограмм с линейным и нелинейным (остронаправленным) проецированием. Далее определялась форма импульса Р-волны, и на компонентах вычислялись амплитуды и времена импульсов совпадающих по форме с импульсом Р-волны. По амплитудам и временам прихода волн определялся пространственный угол выхода волн в предположении их линейной поляризации. В качестве кратно-отраженных волн идентифицировались те волны, которые имели отклонение от направления Р-волны до $10\text{--}25^\circ$. Это позволило производить не только идентификацию, но и отбор кратно-отраженных волн от субгоризонтальных границ раздела. Учет знака фазы кратно-отраженных волн по отношению к фазе Р-волны позволил выделить волны, отраженные от границ, на которых происходит увеличение скорости с глубиной. Этот тип волн, в отличие от волн, отраженных от инверсных границ, более однозначно отделяется от рассеянных продольных волн, у которых знак фазы совпадает со знаком Р-волны. Это позволяет с большей уверенностью относиться к вариациям времён запаздывания волн и изменений их амплитуд. Построение глубинного разреза производилось с учётом сейсмического сноса при использовании одномерного скоростного закона.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ИЗМЕНЕНИЯ СКОРОСТИ ПРОДОЛЬНЫХ ВОЛН И РАСЧЁТНОЙ ГЛУБИНЫ ГРАНИЦ

Вариации объемной деформации δe среды и

относительные изменения скорости $\frac{\Delta V_p}{V_p}$ продольной волны связаны соотношением [13]

$$\delta e = \frac{1}{\chi} \frac{\Delta V_p}{V_p}, \quad (1)$$

где χ - коэффициент нелинейности геоматериалов земной коры.

Для слежения за изменениями деформаций точность определения вариаций скорости должна быть, по крайней мере, не менее 5%. МОВЗ, как это будет показано ниже, не позволяет с высокой точностью определять абсолютные значения скоростей V_p , но обладает достаточной чувствительностью к изменению скоростей, что выражается во временном из-

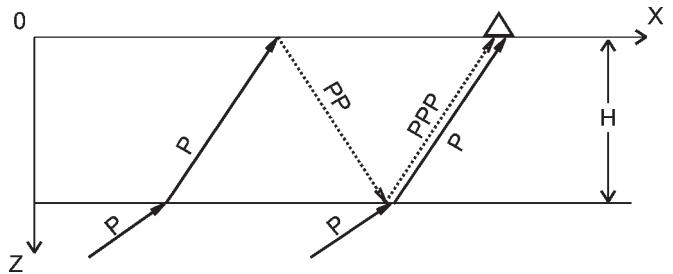


Рис.1. Лучевая схема распространения продольных волн.

менении расчётной глубины \bar{H} залегания отражающих границ, вычисляемой при априорно заданном постоянном скоростном законе. Поэтому соотношение (1) необходимо модифицировать таким образом, чтобы данные МОВЗ можно было применить для расчета вариаций деформаций δe . С этой целью рассмотрим лучевую схему (рис.1) распространения продольных волн и вытекающую из нее связь между относительными изменениями скоростей продольных сейсмических волн и расчётной глубиной залегания сейсмических границ.

В начальной части записи (первые десятки секунд) сейсмограмм далёких землетрясений после вступления проходящей продольной волны (Р – волны), имеющей плоский фронт, наблюдаются регулярные кратно-отраженные продольные волны (PPP) от границ литосферы (см. рис.1). Волна PPP приходит в точку наблюдения вслед за волной Р после двух отражений (от земной поверхности и границы) с запаздыванием по времени

$$, \quad (2)$$

где H - глубина горизонтальной границы, V_p - эффективная скорость продольной волны до границы (средняя скорость для слоя), V_a - кажущаяся скорость распространения фронтов продольных волн вдоль границ, величина которой определяется скоростным строением среды на пути пробега Р-волны от очага до границы.

Кажущаяся скорость Р-волны V_a от далёких землетрясений определяется по среднемировому годографу [8]. Для эпицентральных расстояний в интервале $30\text{--}60^\circ$ точность вычисленной кажущейся скорости \bar{V}_a по среднемировому годографу равна 2–3 %. Для удалений $63\text{--}102^\circ$ ошибка не превышает 5%, а для значений менее 30° ошибка значительно выше.

Если для двух близких во времени землетрясений известны кажущиеся скорости \bar{V}_{a1} и \bar{V}_{a2} (V_p

и H остаются постоянными), то при $\bar{V}_{a2} > \bar{V}_{a1}$ из (2) следует

$$V_p = \left[\frac{\Delta t_{ppp2}^2 - \Delta t_{ppp1}^2}{\Delta t_{ppp2}^2 / \bar{V}_{a1}^2 - \Delta t_{ppp1}^2 / \bar{V}_{a2}^2} \right]^{1/2}. \quad (3)$$

Точность вычисления V_p зависит от точности определения \bar{V}_a времени задержки Δt_{ppp} и для относительно низкочастотных ($f \sim 1$ Гц) Р-волн при глубинах менее 40 км (табл.) не может быть выше 10%, что недостаточно для выявления вариаций V_p в земной коре. Но если имеется ряд землетрясений с различными эпицентральными расстояниями, то тогда за счёт статистического эффекта возможно более точное определение скоростей по уравнению (2) в квадратичных координатах:

$$\Delta t_{ppp}^2 = \frac{4H^2}{V_p^2} - \frac{4H^2}{\bar{V}_a^2}. \quad (4)$$

В этих координатах результаты сейсмозондирования литосферы будут представляться серией отрезков прямых, наклон которых равен $-4H^2$, а коор-

дината точки пересечения с осью $\frac{1}{\bar{V}_a^2}$ равна $\frac{1}{V_p^2}$.

Если определить приращение Δt_{ppp}^2 через производные по скорости

$$\Delta(\Delta t_{ppp}^2) = \frac{8H^2}{\bar{V}_a^2} \left(\frac{\Delta V_a}{V_a} \right) - \frac{8H^2}{V_p^2} \left(\frac{\Delta V_p}{V_p} \right), \quad (5)$$

то можно увидеть, что при одинаковой зависимости влияние вариаций скоростей V_p и V_a разное. Так как величина V_a превышает V_p в 2-3 раза (для диапазона эпицентральных расстояний 30-60°), то вариации и погрешности V_a влияют на приращения Δt_{ppp}^2 в 4-9 раз слабее, чем вариации и погрешности V_p . Это позволяет при использовании метода частичной компенсации влияния V_a (за счет введения кинематической поправки) добиться необходимой точности определения относительных вариаций скорости V_p при любом наборе землетрясений.

Покажем, что при наблюдении двух сейсмических событий 1 и 2, разделенных большим интервалом времени, вариации Δt_{ppp} (с введённой кинематической поправкой) будут связаны, в основном, только с изменением V_p . Зависимость временной задержки от эпицентрального расстояния можно исключить путем деления ее на кинематическую поправку, вычисленную для априорно заданного значения \bar{V}_p и для определённых по среднемировому

годографу значений \bar{V}_{a1} , \bar{V}_{a2} . Отношение этих времен задержки будет иметь вид

$$\frac{\bar{\Delta t}_{ppp2}}{\bar{\Delta t}_{ppp1}} = \frac{V_{p1}}{V_{p2}} \frac{H_2}{H_1} \frac{\left[1 - \left(\frac{V_{p2}}{V_{a2}} \right)^2 \right]^{1/2}}{\left[1 - \left(\frac{V_{p1}}{V_{a1}} \right)^2 \right]^{1/2}} \cdot \frac{\left[1 - \left(\frac{\bar{V}_p}{\bar{V}_{a1}} \right)^2 \right]^{1/2}}{\left[1 - \left(\frac{\bar{V}_p}{\bar{V}_{a2}} \right)^2 \right]^{1/2}}, \quad (6)$$

где индексы 1 и 2 относятся к параметрам среды при разных землетрясениях. Учитывая, что истинное изменение глубин меньше изменения скоростей в 10^4 –

10^3 раз [12] и $\frac{\bar{V}_p}{\bar{V}_a} \approx \frac{V_p}{V_a}$, из (6) получим

$$\frac{\Delta t_{ppp2}}{\Delta t_{ppp1}} \approx \frac{V_{p1}}{V_{p2}} \quad \text{или} \quad \frac{\Delta t_{ppp2}}{\Delta t_{ppp1}} - 1 \approx \frac{V_{p1}}{V_{p2}} - 1. \quad (7)$$

Таким образом, (7) связывает относительные изменения скорости V_p с временными вариациями времен пробега

$$\frac{\Delta V_p}{V_p} \approx -\frac{\Delta(\Delta t_{ppp})}{\Delta t_{ppp}}. \quad (8)$$

При одинаковых \bar{V}_p и разных \bar{V}_a отношения двух расчётных глубин после сокращения одинаковых величин примет вид

$$\frac{\bar{H}_2}{\bar{H}_1} = \frac{\Delta t_{ppp2}}{\Delta t_{ppp1}} \cdot \frac{\left[1 - \left(\frac{\bar{V}_p}{\bar{V}_{a1}} \right)^2 \right]^{1/2}}{\left[1 - \left(\frac{\bar{V}_p}{\bar{V}_{a2}} \right)^2 \right]^{1/2}}. \quad (9)$$

Подставляя (2) в (9), получим аналогичное (6) выражение, которое после сокращения близких по значениям величин переходит в приближённое соотношение

$$\frac{\Delta V_p}{V_p} \approx -\frac{\Delta(\Delta t_{ppp})}{\Delta t_{ppp}} \approx -\frac{\Delta \bar{H}}{H} = \frac{H_2}{H_1} - 1. \quad (10)$$

Из (10) следует, что относительные вариации скорости Р-волны приближенно совпадают с относительными изменениями расчётной глубины.

Модельные расчеты для оценки погрешностей выполнены на основе загрублённых разностей времен Δt_{ppp} до 0,1 с, к которым добавлены погрешности $\pm 0,05$ с при их наиболее неблагоприятных сочетаниях (см. табл.). Значения \bar{V}_p выбирались с точностью

Таблица. Оценки погрешностей определения вариаций скоростей

Точные значения				Расчтные значения		Погрешность определения	
Глубина, H (км)	Скорость, V_{pl} (км/с)	Скорость, V_{p2} (км/с)	Отношение V_2/V_1	\bar{V}_p	\bar{H}_1/\bar{H}_2	$V_{pl} \%$ по уравнению (3)	$\Delta V_p/V_p \%$
5	5,9	5,4	0,9	5,5	0,97	100	6.5
5	5,1	5,6	1,1	5,5	1,16	-13	5.1
10	6,2	5,6	0,9	5,7	0,94	24	3.2
10	5,3	5,8	1,1	5,7	1,17	-11	5.9
20	6,5	5,9	0,9	6,0	0,92	26	1.4
20	5,6	6,1	1,1	6,0	1,14	-9	3.9
40	6,9	6,3	0,9	6,4	0,91	8	0.1
40	5,9	6,5	1,1	6,4	1,14	-5	3.5
80	7,3	6,7	0,9	6,8	0,89	-1	-2.3
80	6,3	6,9	1,1	6,8	1,15	4	4.4

8% от истинных, \bar{V}_a — 3%. Изменение истинных величин скоростей достигало 10%. Расчёты показали, что необходимая точность определения (около 5%) относительных вариаций эффективных скоростей может быть достигнута для глубин более 10 км. Это относится и к определению вариаций пластовых скоростей V_{pl} в слоях мощностью h по вариациям отношения расчтных мощностей, т.к. разность времен запаздываний для многослойной горизонтально-слоистой модели равна сумме запаздываний кратно-отраженных волн от подошвы и кровли одноименного пласта:

$$\Delta t_{ppp} \approx \sum_{i=1}^n \frac{2h_i}{V_{p_{pl,i}}} \left[1 - \left(\frac{V_{p_{pl,i}}}{V_a} \right)^2 \right]^{1/2} = \sum_{i=1}^n \Delta t_{ppp_{pl,i}} \quad (11)$$

ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ ОБЪЕМНОЙ ДЕФОРМАЦИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДОЛГОВРЕМЕННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ МОВЗ

Долговременные наблюдения за отражающими границами на глубинных разрезах сейсмозондирования МОВЗ на юге Приамурья, построенных с использованием одного и того же скоростного закона, показали, что расчетная глубина залегания этих границ изменяется, а в некоторых единичных случаях площадки не фиксируются совсем (рис.2). Вероятно, это связано с появлением “phantomных” границ — границ, не имеющих вещественного выражения в среде и реагирующих на изменение во времени полей напряжений [9].

Достоверность выделения отражающих границ по кратно-отраженным волнам подтверждается и их построением по обменным волнам (рис. 2а). По-

ведение сейсмоотражающих границ во времени представлено на рис. 2б. Границы показаны в виде изолиний плотности распределения точек отражения или обмена, построенных в соответствии с законом нормального распределения и с учётом разрешающей способности метода.

Вариации глубин залегания сейсмоотражающих границ позволили оценить временной ход относительных изменений средних скоростей Р-волн $\frac{\Delta V_p}{V_p}$, определяемых по записям удаленных землетрясений, и связанных с ними вариаций объемных деформаций по следующим из (1) и (10) соотношениям

$$\delta e = -\frac{1}{\chi} \frac{\Delta V_p}{V_p} \approx \frac{1}{\chi} \left(\frac{H_2}{H_1} - 1 \right). \quad (12)$$

Величина δe приближенно характеризует временной ход объемной деформации среды в районе наблюдений; H_1 , H_2 — глубина залегания на глубинных разрезах одной и той же отражающей границы в разные промежутки времени (рис.3). Положительные значения δe фиксируют расширение (разуплотнение) выделенного объема или увеличение суммарного объема трещиноватого пространства (пустотности). Это должно приводить к уменьшению средних значений скорости продольных волн V_p , что выражается в “опускании” границы на глубину H_2 . Если $\delta e < 0$, то это означает объемное сжатие и приводит к увеличению V_p , а, следовательно, и к “поднятию” отражающей границы с уровня H_1 до H_2 ($H_1 > H_2$). Зная δe и среднее значение модуля всестороннего сжатия M , которое для пород земной коры

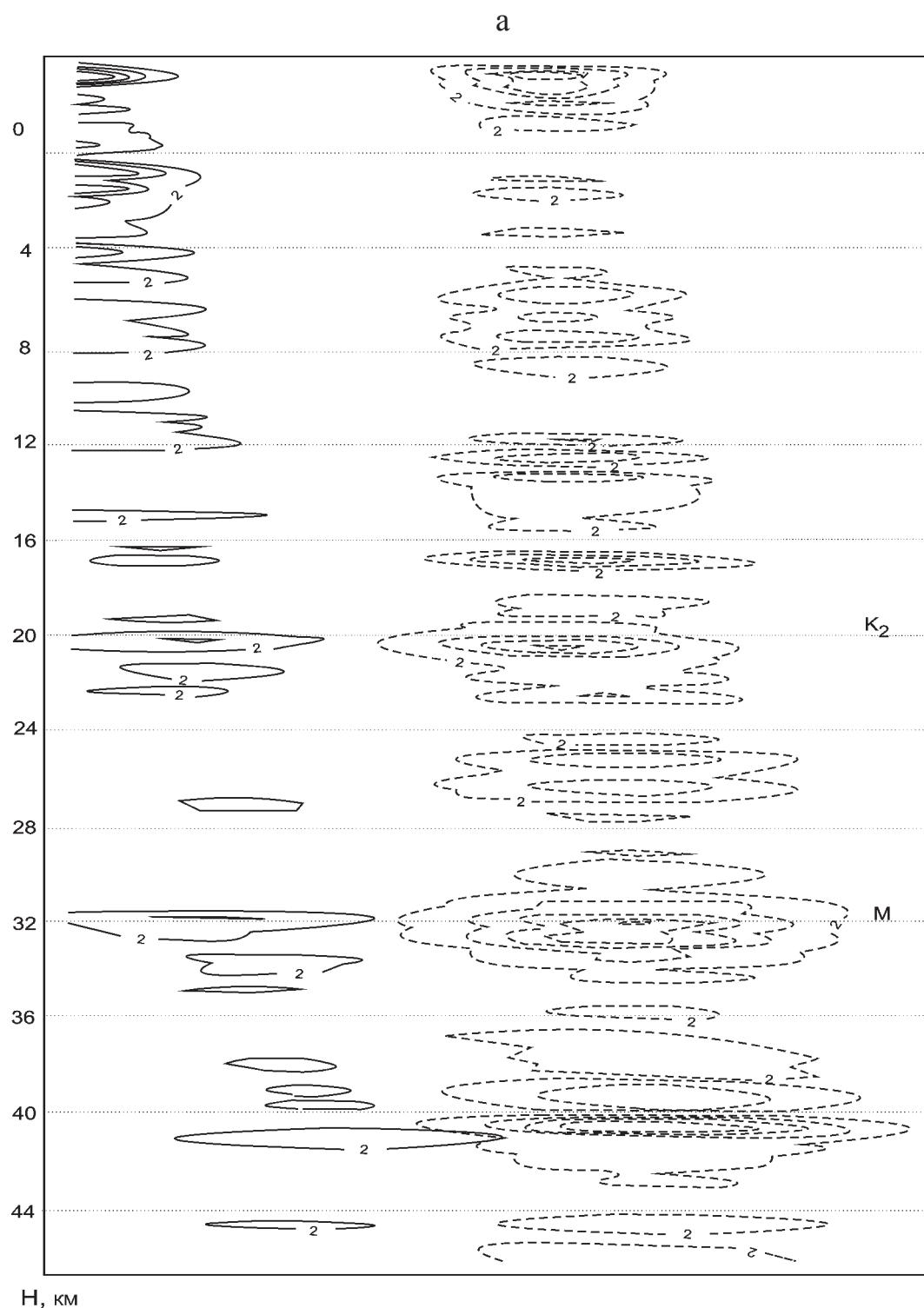


Рис.2. Глубинный разрез (а) и его временные вариации (б). М – граница Мохо; К₂ – кровля высокоскоростного слоя в низах земной коры; 2 – номер выбранной изолинии.

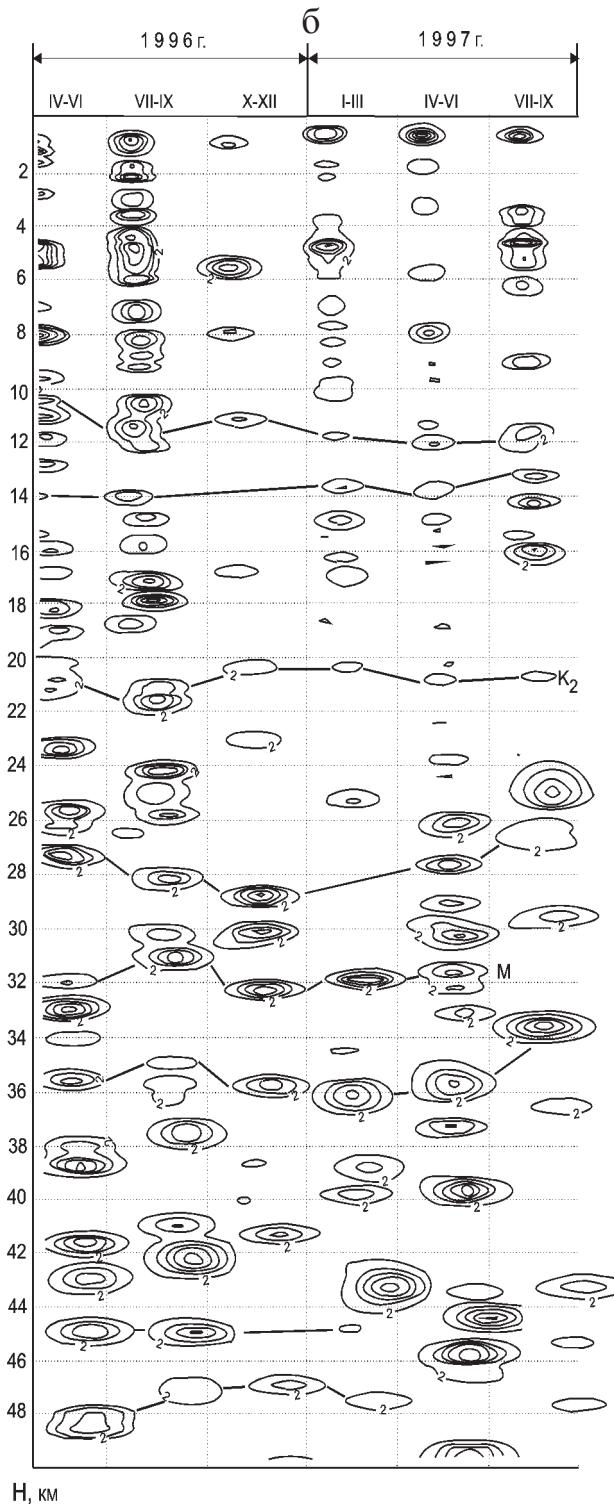


Рис. 2. (продолжение)

составляет величину порядка $5 \cdot 10^{10}$ Па, можно оценить и изменение поля напряжений.

Для верхней толщи (10-15 км) земной коры параметр $\chi \approx 10^3$ [13], а для земной коры в целом получены аномально большие значения коэффициен-

та нелинейности $\chi \approx 3 \cdot 10^3 - 2 \cdot 10^5$ [5]. Хорошее совпадение экспериментальных и расчетных вариаций скоростей продольных волн на Камчатке получено при $\chi = 10^4$ [7].

Разность глубин залегания сейсмических отражающих границ (их временной ход) в исследуемом районе составляет в зависимости от средней глубины залегания величину порядка 1000-1300 м. Пересчет по (12) показывает, что это соответствует относительному изменению скоростей $(2,0-11,0) \cdot 10^{-2}$ или относительным деформациям $\delta e \approx (2,0-11,0) \cdot 10^{-5}$ при значении $\chi = 10^3$ (рис.4) и находится в хорошем соглашении с результатами других исследователей.

Так, оценки временных вариаций объемной деформации дают для Кавминводского района $\delta e \approx 2,5 \cdot 10^{-5}$, для Копетдага - $\delta e \approx 1,2 \cdot 10^{-5}$, для Центральной и Южной Калифорнии $\delta e \approx 10^{-6}$ [10]. При этом установлено, что деформациям $\delta e \approx 10^{-5} - 10^{-6}$ соответствуют относительные вариации средних скоростей Р-волн от местных и удаленных землетрясений порядка $10^{-2}-10^{-3}$, а от искусственных источников $\sim 10^{-3}$. Основными причинами указанных различий вариа-

ций $\frac{\Delta V_p}{V_p}$ являются естественная миграция эпицентров землетрясений и вариации их магнитуд [11]. Таким образом, применение приближенного соотношения (12) для определения вариаций объемной деформации вполне допустимо.

Временной ход относительного изменения деформаций на 8 глубинных уровнях (см. рис.4) свидетельствует о качественном и количественном различии деформационного процесса на различных глубинах. На рисунке представлены результаты поквартально осредненных расчетных значений глубин границ. Особый интерес вызывают участки противофазного колебания относительной деформации среды, а также временной ход δe на глубине $H \approx 11-12$ км, при которой начинается постепенный переход от разрушений типа хрупкого скола к псевдопластическому, а затем и пластическому разрушению [14]. При этом амплитуда относительной деформации δe увеличивается с глубиной.

Необходимо заметить, что ранее измерения вариаций объемной деформации проводились сейсмическими методами только с применением искусственных источников и лишь до уровня 10 км [11].

Изменение напряженно-деформированного состояния горных массивов вследствие геодинамических процессов должно отразиться и на изменении физико-механических параметров этих массивов, в частности,

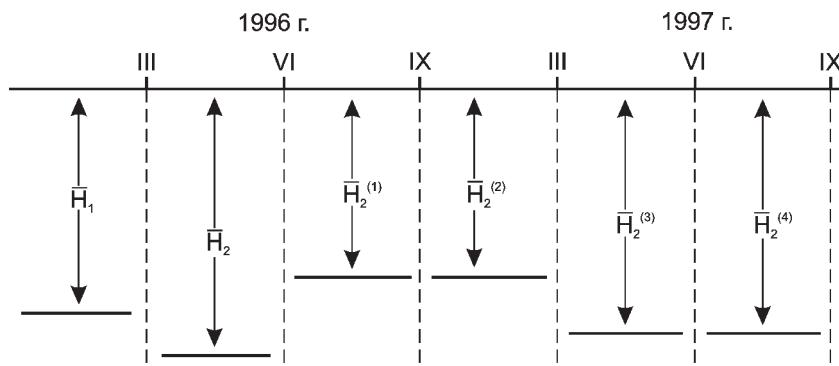


Рис.3. Схема миграции сейсмоотражающей границы при $H = 20$ км.

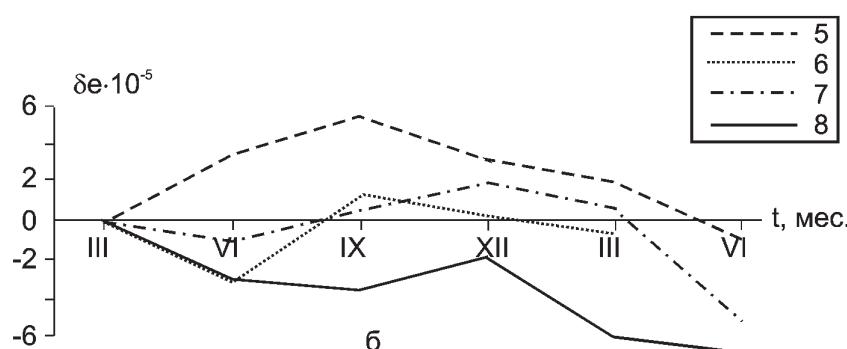
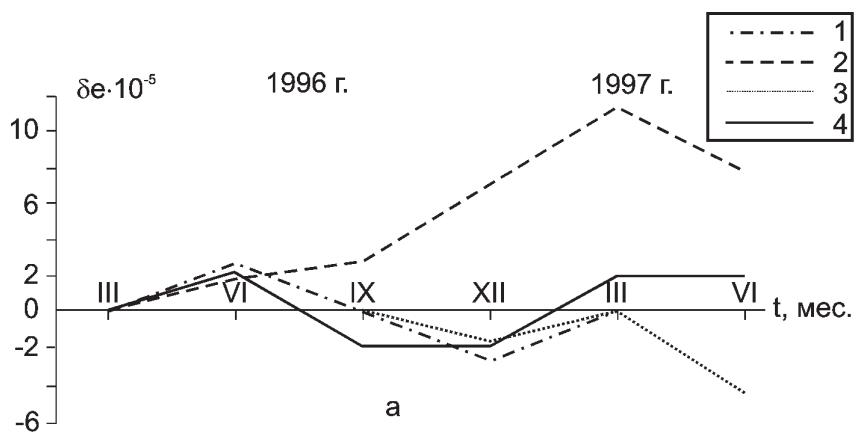


Рис.4. Временной ход относительной деформации δe среды на различных глубинах H . а) 1- 8 км; 2- 11-12 км; 3- 14 км; 4- 20-21 км, б) 5- 27-29 км; 6- 32 км; 7- 35-36 км; 8- 46-47 км.

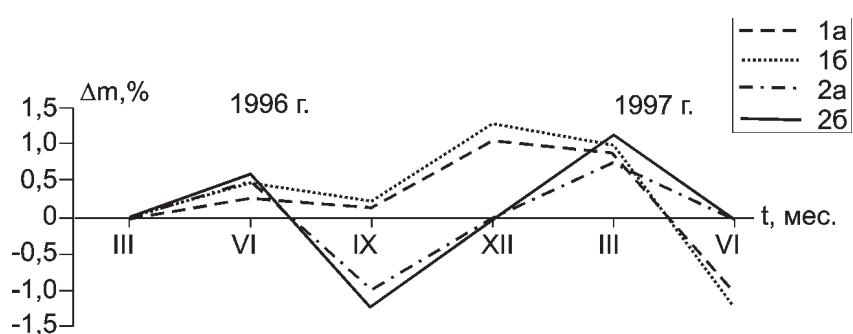


Рис.5. Относительное изменение пористости Δm со временем на различных глубинах: 1- $H=11$ км; 2- $H=21$ км. а – сухой режим; б – водонасыщенный режим.

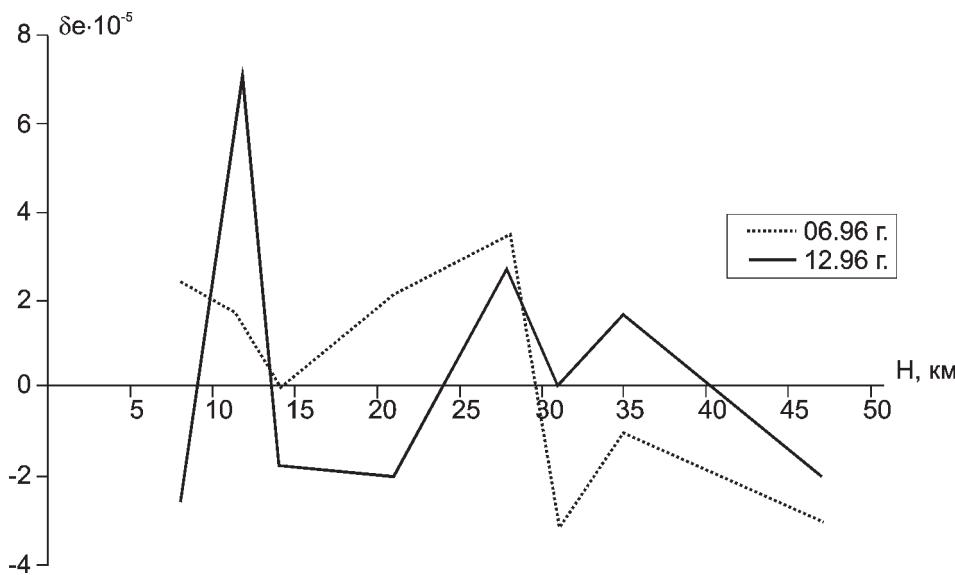


Рис.6. Изменение относительной деформации δe среды с глубиной H в различные периоды измерений: 1- 06.96 г.; 2- 12.96 г.

их пустотности, модулей упругости и плотности. Расчеты по модели Гассмана-Доменико [15] позволили определить (рис.5) изменение пористости Δm геологической среды по вариациям относительного изменения скорости, которые в свою очередь можно оценить по временному ходу сейсмоотражающих границ. Вычисленные значения Δm в насыщенном и сухом режимах коррелируются по времени с вариациями относительной объемной деформации (см. рис.4-5). Так, положительная относительная деформация соответствует увеличению пористости ($\Delta m > 0$) и, наоборот, сжатие среды приводит к относительному закрытию ($\Delta m < 0$) трещин (пор), т.е. уменьшению выделенного объема, что означает “поднятие” отражающей сейсмической границы.

Деформационный процесс в исследуемом районе на различных глубинах в разные периоды наблюдений имеет неодинаковый характер (рис.6). Более стабильная, по крайней мере без изменения фазы колебаний, обстановка фиксируется на глубине превышающей 28 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные результаты долговременных наблюдений МОВЗ за миграцией сейсмических границ, оценки временных вариаций объемной деформации и их сопоставление с данными исследований, проведенных другими методами в различных регионах, показали возможность применения предложенного способа для мониторинга деформационного процесса. На начальном этапе апробации описанной методики наиболее достоверные данные удалось получить пока для вариаций эффективных скоростей, начиная с глубины порядка 10 км, или для слоёв та-

кой же мощности. По мере отработки методики и использования не одной, а группы сейсмостанций, результаты могут быть значительно улучшены.

Наиболее ярко временной ход деформационного процесса проявляется на глубине 10-20 км. Вероятно поэтому глубина очагов микроземлетрясений обычно лежит в диапазоне 5-15 км. Возможно, что более глубокие горизонты подвержены изменениям региональных полей напряжений, связанным как с прохождением деформационных волн [1-2], так и с перестройкой напряжений при подготовке сильных землетрясений на значительных расстояниях от пункта наблюдения [5]. Исчезновение отражающих границ на некоторых уровнях глубинных разрезов еще более утверждает связь миграции границ с изменением напряженно-деформированного состояния среды.

Повышение достоверности данных о вариациях деформаций возможно при комплексировании способов слежения за относительными изменениями скорости продольных волн с определением ее абсолютных значений методом квадратичных координат. В целом, интерпретация записей далёких землетрясений (с эпицентralьными расстояниями 30-60°) по предложенной методике представляется весьма перспективной.

ЛИТЕРАТУРА

1. Базавлук Т.А., Юдахин Ф.Н. Деформационные волны в земной коре Тянь-Шаня по сейсмологическим данным // Докл. АН. 1993. Т.329, № 5. С.565-570.
2. Базавлук Т.А., Юдахин Ф.Н. Временные изменения обменнообразующих неоднородностей в земной коре Тянь-Шаня // Докл. АН. 1998. Т.362, № 1. С.111-113.
3. Безгодков В.А., Чавушян Р.Е. Опыт режимных сейсми-

- ческих исследований на Ашхабадском прогнозическом полигоне аппаратурным комплексом “Земля” // Прогноз землетрясений. Душанбе: Дониш, 1988. № 10. С.193-205.
4. Бормотов В.А., Лунева М.Н., Овчинников В.Е. Проблема применения цифровых методов обработки и сейсмо-моделирования в МОВЗ // Тихоокеан. геология. 1989. № 2. С.58-66.
 5. Гамбурцев А.Г. Сейсмический мониторинг литосферы. М.: Наука, 1992. 200 с.
 6. Димаков А.И. Использование кратных продольных волн далёких землетрясений для изучения строения земной коры // Прикладная геофизика. М., 1972. Вып. 65. С. 43-52.
 7. Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. 217 с.
 8. Коган С.Д. О временах пробега продольных сейсмических волн в условиях горизонтально-неоднородной верхней мантии // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1980. № 6. С.3-13.
 9. Минц М.В., Колпаков Н.И., Ланев В.С., Русанов М.С. О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины) // Геотектоника. 1987. № 5. С.62-72.
 10. Невский М.В. Сверхдлиннопериодные волны деформаций на границах литосферных плит // Динамические процессы в геофизической среде. М., 1994. С.40-55.
 11. Невский М.В., Морозова Л.А., Старченко А.И., Безгодков В.А. Зависимость временных вариаций скоростей сейсмических волн от вариаций напряжений вследствие геодинамических процессов // Проблемы нелинейной сейсмики. М., 1987. С.203-214.
 12. Невский М.В., Чулков А.Б., Волосов С.Г., Морозова Л.А. Сейсмогеодезический мониторинг напряжённо-деформированного состояния земной коры // Динамические процессы в геофизической среде. М., 1994. С.75-94.
 13. Николаев А.В. Проблемы четырехмерной геофизики // Динамические процессы в геофизической среде. М., 1994. С.5-11.
 14. Николаевский В.Н., Шаров В.И. Разломы и реологическая расслоенность земной коры // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1985. № 1. С.16-28.
 15. Domenico S.N. Effect of brine-gas mixture on velocity in unconsolidated sand reservoir // Geophysics. 1976. V.41, N 7. P.882-894.

Поступила в редакцию 24 мая 1999 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

V. A. Bormotov, V. G. Bykov

Seismological monitoring of a deformation process

A method of definition of volume deformation variations is suggested and theoretically substantiated on the basis of multiple-reflection longitudinal waves specified in the opening part of distant earthquake seismograms. The results of seismological monitoring, carried out in southern Primorie, give evidence of qualitative and quantitative differences in the deformation process depending on different deep levels. Volume deformation variations have been estimated down to a depth of 50 km.

МЕТОДИКА ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЙ ОЦЕНКИ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ
ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ПРИМОРСКОГО КРАЯ
(ПО ДАННЫМ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ)

Н.Г. Шкабарня, Г.Н. Шкабарня

Дальневосточный государственный технический университет, г. Владивосток

Рассматриваются закономерности изменения электрических свойств горных пород над возможными залежами нефти и газа по латерали и глубине. Предлагается методика предварительной оценки нефтегазоносности осадочных бассейнов на основе определения удельных электрических сопротивлений на разных уровнях от поверхности в результате переинтерпретации ранее полученных данных электрического зондирования. Приводятся результаты переинтерпретации материалов в пределах Верхне-Бикинской депрессии.

**АКТУАЛЬНОСТЬ И ОБОСНОВАНИЕ
МЕТОДИКИ**

В результате поисковых работ на нефть и газ на территории Приморского края в 1953-1968 годах [2] были выделены основные осадочные бассейны и установлена их потенциальная нефтегазоносность. Выявлено несколько достоверных проявлений углеводородов, а одновременно углепоисковым бурением получены наиболее яркие проявления нефти (Суражевское, Ясное) и газа (Совхозное) на юго-востоке Суйфунской впадины. В процессе работ применялись гравиметрическая съемка, электроразведка, сейсморазведка методами отраженных (МОВ) и преломленных (МПВ) волн. Слабость геофизического обеспечения и неудачный выбор структуры для глубокого бурения (Борисовская) стало одной из причин прекращения нефтепоисковых работ.

Учитывая актуальность решения этой проблемы для края в 80-е и начале 90-х годов была предпринята попытка возобновить исследования. Так Корфовская экспедиция ПГО "Сахалингеология" провела сейсморазведочные исследования (МОГТ) на южном борту Гоголевской депрессии и в северной части Суйфунской впадины (Клочков, 1987; Шабин, 1991). При углепоисковых геолого-геофизических работах экспедициями ПГО "Приморгеология" были установлены прямые и косвенные признаки нефтегазоносности Верхне-Бикинской депрессии (Коковин, 1986), а также установлена связь Суражевского нефтепроявления с благоприятным глубинным строением (Осыка, Коковин, 1994). Если специальные геолого-геофизические исследования в дальнейшем будут продолжены, то следует учесть богатейший опыт и резкий прогресс в нефтегазовой геофи-

зике за последние три десятилетия в технологии проведения работ, способах обработки данных и, особенно, методике предварительной оценки перспективных площадей.

В основе методики локального прогноза, учитывающей не только структурные особенности разреза, лежит физико-геологическая модель (ФГМ), которая использует результаты многолетних исследований физических свойств горных пород на известных месторождениях нефти и газа в нашей стране и за рубежом. Она опирается на аномальность физических свойств самой залежи и вмещающих пород, расположенных вблизи нее и, особенно, в пространстве над залежью. Этими свойствами являются: скорости распространения и поглощения энергии сейсмических волн, удельные электрические сопротивления и поляризуемости, плотности и магнитные восприимчивости.

Убедительные доказательства эпигенетических изменений пород над залежью, связанные с вторичной карбонатизацией и окварцеванием, процессами сульфидизации, сульфатизации и битумизации [1], породили применение для предварительной оценки нефтегазоносности территорий таких методов, как метод естественного электрического поля (ЕП), сопротивлений и вызванной поляризации с применением томографических систем наблюдений или в модификации электрических зондирований (ВЭЗ, ВЭЗ-ВП), переходных процессов (МПП); высокоточных гравиметрии и магниторазведки. Вертикальная миграция углеводородных газов от залежей и возможность оперативного определения их состава на поверхности и в скважинах стали основанием для включения в комплекс методов газогеохимии. Но основны-

ми материалами для окончательных прогнозных оценок были и будут результаты площадной детальной сейсморазведки методами МОВ-ОГТ.

Применение полного комплекса методов на перспективных площадях осадочных бассейнов Приморского края будет свидетельствовать о серьёзных намерениях возобновить нефтегазопоисковые работы. Но учитывая высокую стоимость такого комплекса и отсутствие надежной информации о первоочередной площади, на данном этапе целесообразно провести переинтерпретацию ранее полученных материалов и оперативно выполнить газогеохимические исследования. При переинтерпретации материалов особую значимость приобретают данные методов электрического зондирования, которые проводились в больших объёмах на всех перспективных площадях с другими целями: поиски угольных месторождений, подземных вод, стройматериалов.

Основанием для переинтерпретации данных является новый подход предварительной оценки перспективных площадей по анализу закономерностей изменения электрических свойств разрезов над возможными залежами нефти и газа по латерали и глубине. В разрезах с ловушками углеводородов по различию физических свойств выделяют четыре элемента: залежь и вмещающие её коллекторы, зоны восстановления, окисления и субвертикальных неоднородностей.

Нефть, как известно, является диэлектриком и обладает слабой поляризуемостью. Нефтематеринскими породами в осадочных бассейнах края могут быть терригенно-осадочные отложения нижних горизонтов кайнозоя или верхов мезозоя. Глубины залегания их колеблются в диапазоне 1÷3 км и более, и поэтому они практически не изучены электрическими зондированиями, так как в большинстве случаев максимальные разносы установок не превышали 4 км. Поэтому проследить закономерности изменения электрических свойств на этом уровне не представляется возможным.

В зоне восстановления эти свойства зависят от окислительно-восстановительной активности среды. Как известно, в породах выше залежи должны присутствовать мигрирующие из неё углеводороды, азот и сероводород. Железистые соединения частично переходят в более растворимые двухвалентные формы, которые выносятся к краям зоны по латерали. Именно здесь в результате сложных эпигенетических изменений образуются вторичные карбонаты и кремнезём, которые в виде цемента заполняют поры породы, вытесняя из них воду и уменьшая её водонасыщенность. Кроме того, в зоне протекают процессы сульфидизации, сульфатизации и битумизации. Поэтому здесь отмечаются пониженные проводимости и повышенные поляризуемости пород. Эпигенетичес-

кие изменения могут охватывать большие объёмы пород в пространстве, и в наших условиях зона восстановления может располагаться на глубинах от 50 до 400 м от поверхности.

Зона окисления характеризуется повышенным содержанием кислорода, азота и углекислоты. Нижней границей её является первый от поверхности выдержаный региональный водоупорный горизонт. В осадочных бассейнах Приморья она присутствует на глубинах 10÷50 м. Железо здесь находится в трехвалентном состоянии, и это снижает его миграционные свойства. Проводимость и поляризуемость пород обычно отличаются повышенными величинами, но в условиях преобладания по мощности галечников и песков над глинами эти параметры имеют низкие значения.

В зоне субвертикальных неоднородностей, которые наблюдаются в крыльевых частях над залежью, отмечается повышенная проницаемость пород. Эта особенность должна прослеживаться по всему разрезу от залежи до поверхности и связана с условиями складкообразования. Она способствует переносу гидротермальных вод с различными элементами, теплового потока и углеводородов. Интенсивность окислительно-восстановительных реакций здесь значительно ниже, чем в зоне восстановления. На всех уровнях по глубине участки зоны отмечаются значительным повышением проводимости и поляризуемости по сравнению с электрическими свойствами первичных пород.

С учетом изменений электрических свойств в разрезе в процессе интерпретации полевых кривых электрического зондирования предлагаем составлять карты электрических сопротивлений и поляризуемостей на разных глубинах от дневной поверхности. Количество их определяется геологическим строением конкретной депрессии и заданной детальностью изучения закономерностей электрических свойств горных пород в пространстве над залежью. Составленные карты должны отражать предполагаемые зоны окисления, восстановления и субвертикальных неоднородностей в случае, если в разрезе осадочных бассейнов действительно присутствуют залежи углеводородов.

АЛГОРИТМ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ

Для определения удельных электрических сопротивлений и поляризуемостей по кривым электрического зондирования разработан алгоритм и создано программное обеспечение для ПЭВМ [4, 5]. Суть нового способа заключается в том, что любое значение кажущегося сопротивления (ρ_k) или поляризуемости (η_k) приписываем условно полусфере с центром в середине приемной линии MN и радиусом, равным

разносу установки г. Тогда две соседних полусферы с разносами r_i и r_{i+1} , меньшая из которых вложена в большую, рассматриваем как систему последовательно включённых проводников при $\rho_{i+1} < \rho_i$, либо параллельно включённых проводников при $\rho_{i+1} > \rho_i$.

Зная кажущееся сопротивление (поляризумости) полусфер, можно определить трансформанты этих параметров (ρ_p, η_p) по соответствующим формулам [4] для всех возможных полусферических слоев. Число последних определяется количеством разносов зондирования. Каждый полусферический i -тый слой, в свою очередь, рассматриваем как систему последовательно включенных проводников $R_1, R_2, R_3, \dots, R_n$, состоящих из сегментов в соответствии с последовательностью разносов r_i по оси ординат.

В пределах i -того слоя могут быть известны значения истинных удельных сопротивлений (поляризумостей), например в пределах асимптотических левых и правых ветвей кривой зондирования, а также в местах расположения скважин. Если такие участки с известными $\rho_i(\eta_i)$ попадают в область слоя, то используя формулу последовательно включенных проводников, находим новые величины параметров $\rho_c(\eta_c)$ в других сегментах. Полученные величины (ρ_c, η_c) имеют иной смысл, чем исходные (ρ_k, η_k), поэтому называем их эффективными удельными сопротивлениями (поляризумостями). В результате исследований этого способа трансформации на моделях слоистых и горизонтально-неоднородных сред показано, что величины $\rho_c(\eta_c)$ каждого сегмента близки к истинным удельным сопротивлением (поляризумостям) тех блоков, в пределах которых находится сегмент.

В созданном алгоритме построения разреза $\rho_c(\eta_c)$ плоскость xr (x - ось абсцисс с центрами зондирований на профиле, r - ось ординат с разносами установки) разбивается по принципу формирования двумерной матрицы. Размеры строк по ординате определяются равными одному из начальных разносов, величина которого приближается к наименьшей мощности первого слоя в пределах профиля.

Каждая строка по абсциссе разбивается на окна-квадраты. Все окна выровнены по левому краю профиля осью r и образуют систему элементов параллельно и последовательно включенных проводников. В окна заносятся расчётные значения $\rho_c(\eta_c)$ последовательно по строкам.

Начальная версия алгоритма расчета эффективных сопротивлений изложена в работе [4], где определены условия вычислений для различных установок, учёта расхождений на перекрытиях с меньшей приемной линии на большую, разных моделей сред. К настоящему времени алгоритм построения начальной модели геоэлектрического разреза опробован на теоретических моделях и практическом материале при

исследовании археологических объектов и изучении рудоносных структур.

В результате опробования установлено, что разрезы эффективных параметров дают более достоверное представление о распределении электрических свойств горных пород, особенно в случае горизонтально-неоднородных сред, поскольку величины $\rho_k(\eta_k)$ отражают свойства в некоторой области распространения токов. К сожалению, истинную форму и размеры области установить невозможно, и поэтому допущение о полусферах вносит ошибки в вычисления параметров $\rho_c(\eta_c)$. Однако известные способы построения разрезов $\rho_k(\eta_k)$ и их трансформант, где параметры относят к одной точке записи в системе координат xr , дают еще более искаженную картину распределения физических свойств.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕ-БИКИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Методика предварительной оценки нефтегазоносности на основе определения удельных электрических сопротивлений на разных глубинах была опробована при переинтерпретации кривых электрического зондирования, полученных в пределах Верхне-Бикинской депрессии. Площадь расположена в Пожарском районе Приморского края, где в 1984-86 годах проводились работы методами ВЭЗ на 24 профилях и ограниченным объёмом МОВ-ОГТ.

Исследования проводились с целью поисков и прослеживания угольных пластов, перспективных для открытой разработки. Выполнено более 300 зондирований с максимальными разносами $AB = 2000 \div 4000$ м. Расстояния между профилями равны 2 км, а между точками ВЭЗ на профиле - 1 км, в местах детализации - 0,5 км.

Депрессия прослеживается в широтном направлении и сложена кайнозойскими отложениями, залегающими с резким несогласием на поверхности размыва мезозойских пород. Длина депрессии составляет 55 км, ширина - 15 км. Размеры её и мощность кайнозойских отложений позволяют сопоставить этот бассейн с участками кайнозойской нефтегазоносности острова Сахалин и его шельфа, расположенных примерно на одной широте.

Внутреннее строение депрессии представлено тремя этажами. Первый - это хорошо сцепленные, сильнодислоцированные песчаники, известняки, алевролиты, андезиты и их туфы, кремнистые породы от нижнего триаса до нижнего мела. Наибольшая глубина погружения этих отложений (считаем их фундаментом) по данным сейсморазведки достигает 2900 м. У бортов они выходят на поверхность. Второй этаж сложен слабодислоцированными терригенными и вулканогенными породами верхнего

мела и палеогена, включающими также андезиты, алевролиты, песчаники, углистые породы, конгломераты и гравелиты. Наибольшая мощность этих отложений в пределах депрессии колеблется в диапазоне 2000÷2500 м. Первые два этажа прорваны многочисленными интрузиями, выделяются синклинальные и антиклинальные складки, осложненные мелкими структурами. Третий этаж представлен недислоцированными породами (алевролиты, аргиллиты, покровы базальтов, галечники, пески, глины и суглинки) неогеновой и четвертичной систем. Мощности их не превышают 600 м.

На основании обработки данных каротажа скважин и параметрических ВЭЗ в осадочных депрессиях края (Гоголевская, Маревская, Пограничная, Алчанская) и на рассматриваемой площади определены удельные электрические сопротивления основных комплексов пород, которые приведены в таблице.

В результате геолого-геофизических работ (Коковин, 1986) установлено, что депрессия сформировалась по разломам субширотного простирания, окаймляющим её с юга и севера, и является поперечно наложенной на основные структуры северо-восточного простираия. Субмеридиональные разломы разбивают её на поперечные блоки разного положения (рис. 1). Депрессия обладает симметрией относительно центрального, наиболее погруженного блока (III) с отметками кровли фундамента более 2500 м. К востоку и западу симметрично располагаются блоки II и IV с отметками кровли около 1200 м и ниже. На крайних

западном (I) и восточном (V) блоках, отметки еще меньше: на западе они составляют около 100 м, а на востоке, где исследования не проводились, глубины фундамента предполагаются такими же. Строение глубоких блоков по меридиональному направлению несимметрично. Ложе депрессии наклонено преимущественно к южному борту, где наблюдаются максимальные глубины.

Угленосность депрессии имеет сложный характер: отмечается до 8 пластов угля, общая мощность их достигает 15 м, из которых только 4 имеют мощность более 2 м. Угленасыщенность увеличивается от северного борта к центру депрессии и прослеживается до глубины 400 м. Но по данным сейсморазведки в центральной части депрессии могут быть мощные угольные пласти на больших глубинах. Качество углей высокое, бурые угли имеют марку Б-3 и приближаются к каменным марки Д.

Нижняя часть слабодислоцированной толщи пород второго этажа перекрывается сверху песчано-глинистыми отложениями и создает благоприятные условия для образования ловушек подвижных углеводородов. Прямым признаком нефтегазоносности являются выделения горючего газа и радужной пленки в растворах, отмеченных при бурении скважин на уголь. В качестве косвенного признака использовано закономерное увеличение кажущихся удельных сопротивлений угленосной толщи от нижних горизонтов к верхним (Коковин, 1986). Таким образом, фактор изменения сопротивлений только по вертикали уже отмечался исследователями.

Таблица.

№	Наименование пород	Удельные электрические сопротивления, Омм	
		Обобщённые по краю	Верхне-Бикинская депрессия
1	Четвертичные аллювиально-делювиальные отложения	10÷1400	
2	Нижнечетвертичные и верхненеогеновые пески и галечники	60÷170	100÷700
3	Глины того же возраста	10÷40	10÷30
4	Неогеновые песчано-глинистые	25÷50	20÷40
5	Неогеновые галечники	300÷500	200÷400
6	Неоген-палеогеновые гравийно-галечные на песчано-глинистом цементе	40÷80	
7	Гравийно-галечные с прослойями угля того же возраста	80÷230	100÷300
8	Глинистые угленосные того же возраста	13÷40	10÷35
9	Палеогеновые отложения:	14÷30	
	алевролиты		10÷30
	аргиллиты		40÷100
	алевролиты с прослойями песчаников		40÷70
	песчаники		60÷140
	конгломераты		100÷160
	уголь бурый		80÷240
10	Палеозойские интрузии и метаморфические образования	200÷300	
11	Породы фундамента на бортах		170÷500

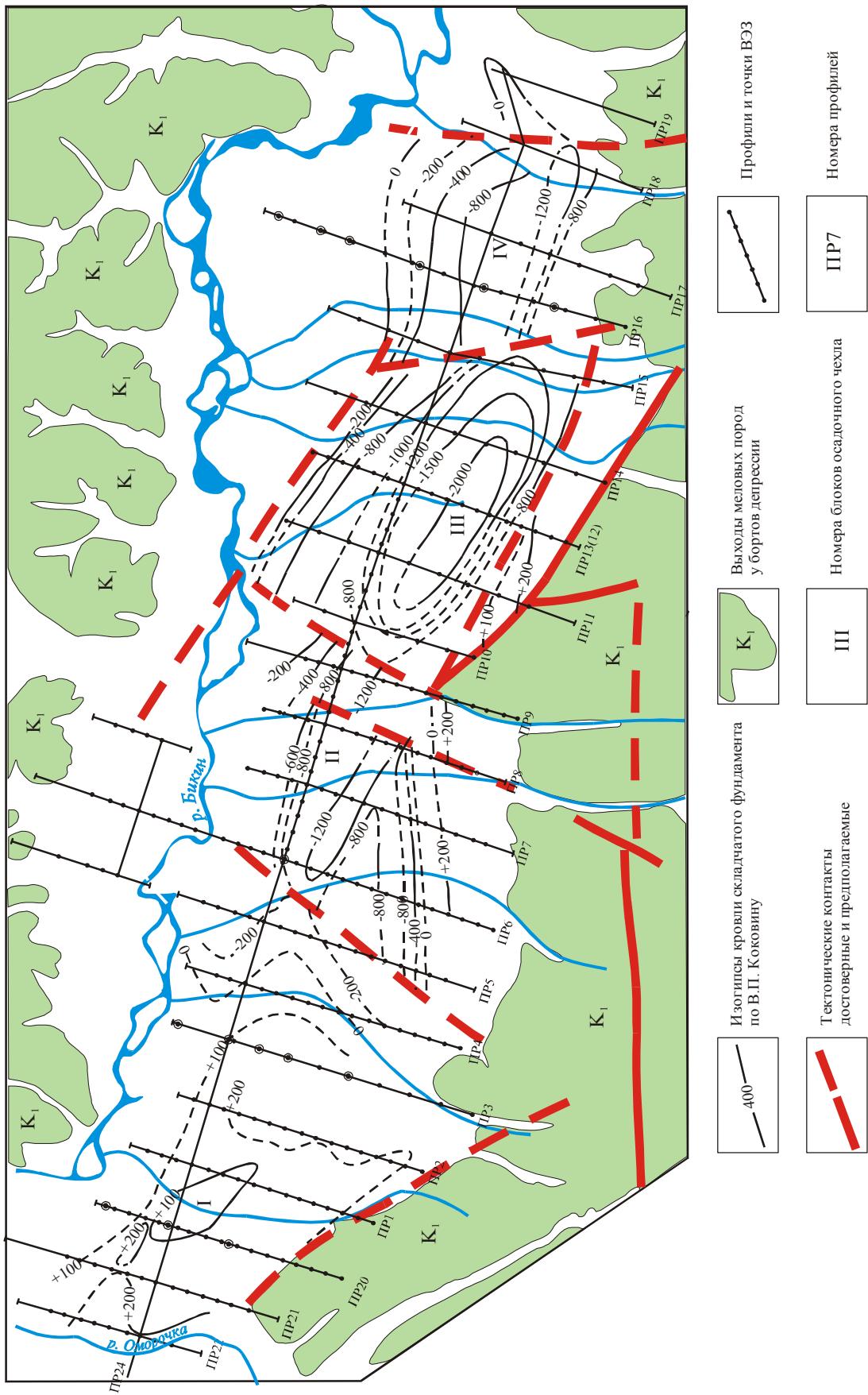


Рис. 1. Схема блоков осадочного чехла по данным сейсморазведки.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

В результате переинтерпретации кривых зондирований по новой технологии получено шесть карт распределения удельного электрического сопротивления (ρ_i) на глубинах 10, 20, 50, 100, 200, 500 м от дневной поверхности. Величины ρ_i по разрезу изменяются в диапазоне 7÷1300 Омм, поэтому значения выбранных изолиний составляют последовательность 12, 25, 50, 100, 200, 400, 800 Омм. На рисунках 2 и 3 приведены карты удельных сопротивлений отложений Верхне-Бикинской депрессии на уровнях 100 м и 200 м, представляющие наибольший интерес для анализа.

На всех картах наблюдается упорядоченное поведение изолиний повышенного сопротивления (от 50 Омм и более) у бортов депрессии и резкая дифференциация этого параметра в центральной её части, особенно на глубине 10, 20 и 50 м. При анализе установлено, что повышенные значения у бортов связаны с приближением или выходом на поверхность пород фундамента. В пределах южного борта (ПР 4-19) эта область прослеживается в широтном направлении и только на западном участке (ПР 1-3, 20-22) изолинии имеют северо-западное простирание. На севере повышенные значения отмечаются на участках протяженных профилей (ПР 5, 6, 7, 16). Такая закономерность наблюдается на глубинах более 50 м и соответствует распространению пород нижнего этажа.

Закономерности изменения сопротивлений на разных уровнях в пределах самой депрессии следует рассматривать отдельно для центральной (блоки II-III-IV, ПР 4-17), западной (блок I, ПР 1-3, 20-22) и самой восточной (блок V, ПР 18-19) частей. Как известно, мощность осадков на участках блоков I, V незначительна, и аномальные области повышенного сопротивления (более 25 Омм), так же как и у бортов депрессии, связаны с приближением к поверхности пород мелового возраста. Величины удельных сопротивлений по глубине изменяются незначительно. С точки зрения перспектив нефтегазоносности эти участки не представляют интереса.

Наибольшего внимания заслуживают закономерности изменения сопротивлений в центральной части депрессии на уровнях 50, 100, 200 м. На этих глубинах прослеживаются, в основном, отложения неогеновой системы, а ближе к бортам - олигоцена. В пределах этой части уверенно выделяются три области, отличающиеся по электрическим свойствам. На общем фоне удельных сопротивлений в диапазоне 12÷25 Омм (внешняя область) выделяется обширная область низких сопротивлений ($\rho_i < 12$ Омм), которая, в свою очередь, включает одну или несколько аномалий повышенных величин параметра ($\rho_i > 12$ Омм) с отдельными значениями до 50 Омм.

На основании анализа карт видно, что на рассматриваемых глубинах отложения одного возраста и практически одинакового литологического состава (алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников и угля) имеют определенную пространственную зональность, которую можно объяснить геоэлектрической моделью над залежью углеводородов [3]. Первая область соответствует неизменённым породам, вторая - этим же породам в зоне субвертикальных неоднородностей, а третья - эпигенетическим изменениям в зоне восстановления.

Такая зональность наиболее отчетливо прослеживается на уровне 200 м (см. рис. 3) в пределах центрального и восточного участков депрессии (ПР 4-18). Вторая и третья области имеют значительные размеры по широте: 20 км и 14 км соответственно, а по меридиану на отдельных профилях до 10 км и 4 км. На уровне 100 м (см. рис. 2) общая площадь предположительно эпигенетических изменений пород уменьшается за счет восточного участка. По изолиниям 12 Омм видно, что аномальные области имеют несколько иные очертания. Например, зона восстановления в широтном направлении достигает 10 км, а в меридиональном - 5,5 км, а соответственно зона субвертикальных неоднородностей - 16 км и также 10 км. На уровне 50 м картина распределения удельных сопротивлений претерпевает более существенные изменения: вторая область низких значений распадается на два обширных участка, а область повышенных значений среди низких величин имеет три участка, незначительных по размерам. Наибольший из них - 4,5 × 1,5 км. По-видимому, изменения горных пород в зоне субвертикальных неоднородностей на этом уровне продолжали оставаться, а в зоне восстановления они стали затухать.

На уровне 500 м от поверхности в центре депрессии наблюдаем резкое чередование повышенных и низких сопротивлений. Общий фон неизмененных пород с сопротивлениями в диапазоне 12÷25 Омм заметно сужается к центру депрессии. На этом фоне отчетливо прослеживается область низких значений с размерами 10 км × 2 км, которая включает аномалии повышенных величин сопротивлений (2 км × 1,5 км). По-видимому, на этом уровне эпигенетические изменения наблюдаются с меньшим размахом по латерали.

На глубинах 20 м и 10 м в пределах центрального участка наблюдаем резкую дифференциацию электрических свойств горных пород. Проследить унаследованность областей, выделенных на нижних уровнях, становится трудно. Это связано с тем, что удельные сопротивления неизменённых пород возрастают, поскольку в верхней части разреза доля алевролитов и аргиллитов уменьшается и преобладают галечники, пески, а ближе к поверхности встречаются песчано-валунно-галечные отложения. Общий

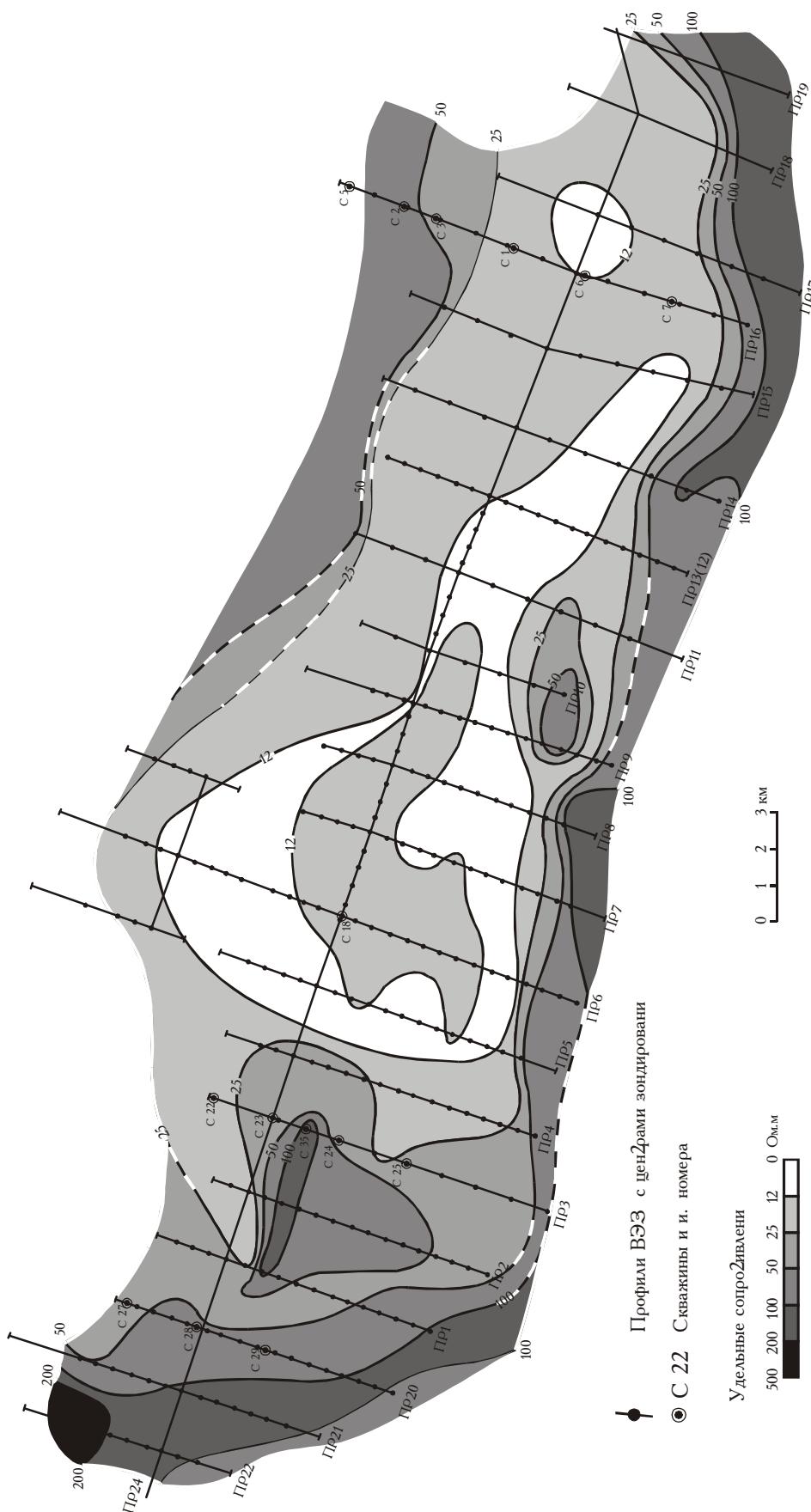


Рис. 2. Карта удаленных электрических сопротивлений горных пород Верхне-Бикинской депрессии на уровне 100 м.

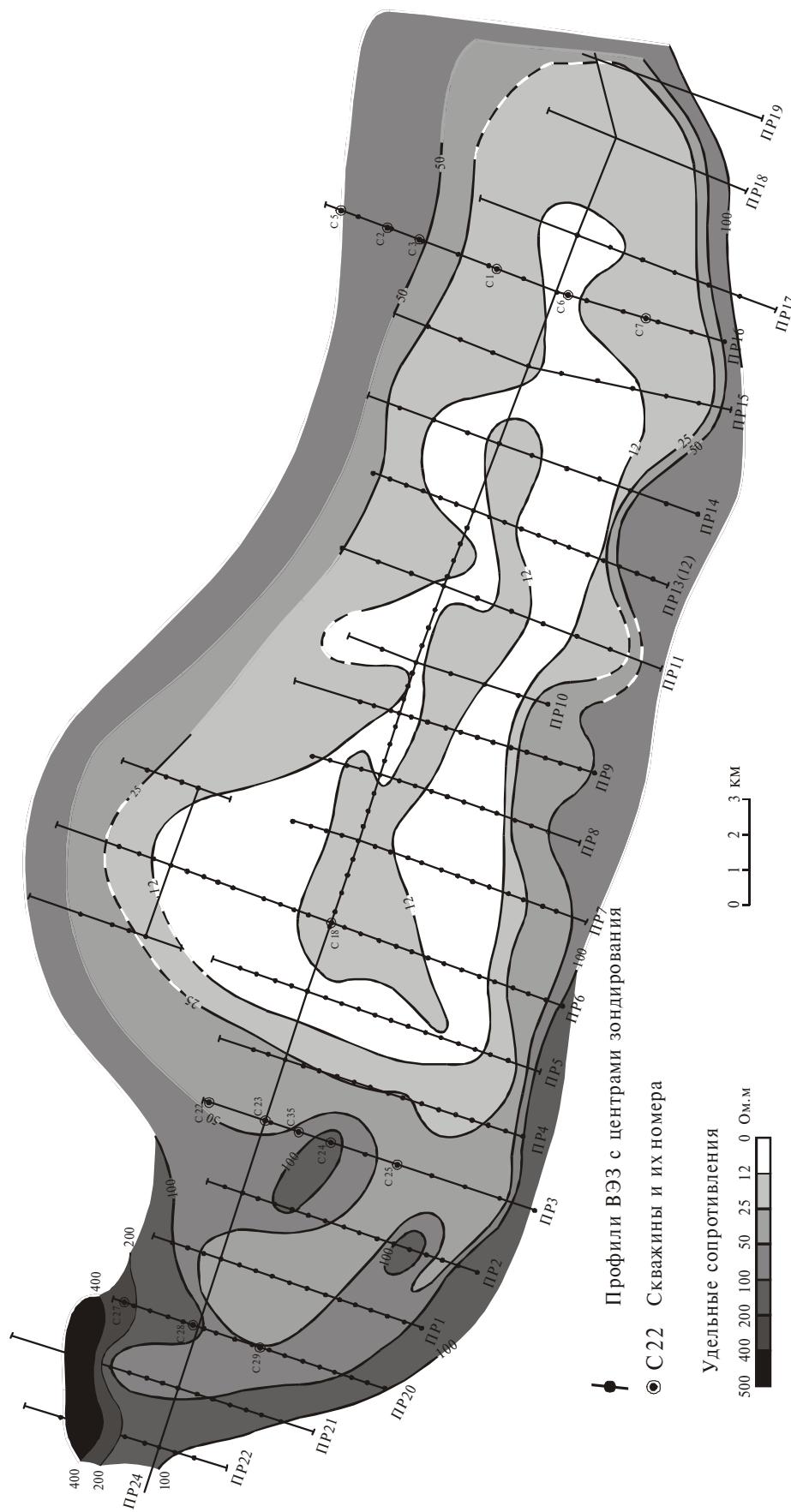


Рис. 3. Карта удельных электрических сопротивлений горных пород Верхне-Бикинской депрессии на уровне 200 м.

фон на уровне 20 м представлен сопротивлениями от 25 до 50 Омм. В центре депрессии на этом фоне наблюдаются аномалии повышенных значений (до 200 Омм) и низких значений (менее 25 Омм и даже 12 Омм). Возможно чередование последних характеризует зону окисления. На уровне 10 м резкая дифференциация электрических свойств в большей мере связана с изменением литологического состава пород. Но только этим фактором трудно объяснить область высоких сопротивлений с величинами до 1300 Омм в центре депрессии. Поэтому нельзя отрицать присутствие здесь изменённых пород.

ВЫВОДЫ

1. На основании анализа полученных карт в пределах Верхне-Бикинской депрессии выявлены закономерности изменения электрических свойств среды по глубине и в плане, которые отражают пространственную зональность областей возможных эпигенетически измененных горных пород. Законы изменений этих областей соответствуют общепринятой физико-геологической модели над залежами углеводородов.

2. Изменения удельных сопротивлений начинают проявляться на уровне 500 м от поверхности с размерами площади измененных пород в плане 10 км × 2 км. Наибольшие площади распространения аномальных областей наблюдаем на глубинах 100 м и 200 м. Они составляют примерно 20 км × 10 км. На верхних уровнях (10 м, 20 м, 50 м) области аномальных значений значительно сокращаются. По вертикали для центральной части области на протяжении 500 м снизу вверх наблюдаем постепенное увеличение удельных сопротивлений от 12÷14 Омм на глубине 500 м до 1000÷1300 Омм на глубине 10 м.

3. В процессе интерпретации данных электрических зондирований установлена эффективность алгоритма определения удельных электрических сопротивлений на разных глубинах. Преимущество новой технологии заключается в оперативности и использовании закономерностей, полученных на основе анализа результатов математического моделирования полей над горизонтально-неоднородными средами.

4. Дальнейшее совершенствование методики предварительной оценки нефтегазоносности осадочных бассейнов края связано с определением степени эпигенетических изменений пород по данным скважин. Такие исследования начаты с петрографического анализа ранее полученных данных по керну, геохимическим и гидрохимическим опробованием осадочных отложений мезокайнозойских впадин.

ЛИТЕРАТУРА

- Каменецкий Ф.М., Мамаев В.А. Аэроэлектроразведка и малоглубинная наземная электроразведка при прогнозировании месторождений углеводородов // Геофизика. 1996. № 2. С.24-40.
- Нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока СССР/ Под ред. А.А. Трофимука. М.: Недра, 1971. 183 с.
- Сейфуллин Р.С., Портнягин Н.Э., Изотова О.В. Геоэлектрическая модель углеводородов Западной Украины // Сов. геология. 1986. № 3. С.100-107.
- Шкабарня Г.Н., Шкабарня Н.Г. Алгоритм построения начальной модели геоэлектрического разреза // Пробл. геологии, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых Дальнего Востока. Владивосток: Изд-во ДВГТУ, 1997. Вып. 118, сер. 4. С.96-103.
- Шкабарня Н.Г., Селиванова Т.В. Способ предварительного выделения неоднородностей в разрезе по данным кажущихся сопротивлений. № 421-13-91/ВНИТИ. Владивосток, 1991. (Тр.ДВПИ, деп.)

Поступила в редакцию 20 ноября 1998 г.

Рекомендована к печати Ю.Ф.Малышевым

N.G. Shkabarnya, G.N. Shkabarnya

Methods of preliminary evaluation of oil-and-gas potential in the promising areas of Primorie Territory

The regularities of change of electrical properties of rocks are examined above possible oil-and-gas deposits laterally and in depth. A technique for a tentative evaluation of oil-and-gas potential of sedimentary basins is offered on the basis of electrical resistivity definition at different levels from the surface based on the earlier electrical sounding data reinterpretation. The results of data reinterpretation within the Verhne-Bikinskaya depression are given.

ТЕКТОНИКА, ГЕОМОРФОЛОГИЯ

УДК 551.242 (571.61/64)

ГОРСТ-АККРЕЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ, РИФТО-ГРАБЕНЫ И ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ.

СТАТЬЯ 3. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СИНХРОННОГО ФОРМИРОВАНИЯ ГОРСТ-АККРЕЦИОННЫХ СИСТЕМ И РИФТО-ГРАБЕНОВ

В.П. Уткин

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

В пределах юго-восточной окраины Азии установлены протяженные в СВ направлении горст-аккремационные системы (ГАС), чередующиеся с рифто-грабенами (РГ). Синхронное формирование этих позитивных и негативных структур происходило в юре-раннем мелу. В рамках концепции тектонической расслоенности литосферы разработаны ректадукционные модели, которые с геодинамических позиций объясняют синхронное развитие структур растяжения (РГ), благоприятных для проявления конседиментационного базитового вулканизма и структур сжатия (ГАС), обусловивших базит-гипербазитовый и анатектоидный интрузивный магматизм. Обосновано предположение, что РГ продолжают на востоке внутриконтинентальные широтные межблоковые шовные зоны.

В первых двух статьях [58, 59] автором охарактеризованы закономерности строения и развития юрско-меловых горст-аккремационных систем (ГАС) и рифто-грабенов (РГ), а также проведен анализ особенностей пространственно-временного и вещественного проявления позднеюрско-раннемелового магматизма, синхронного формированию ГАС и РГ. Сделано два основных заключения: 1) разнообразие структурно-вещественных комплексов, обрамляющих континентальную окраину, не связано с наращиванием (аккремцией) континента за счет океанических пространств, а является результатом, главным образом, рифтогенеза континентальной коры, ее чешуйчато-надвиговых дислокаций и значительных латеральных перемещений вдоль Восточно-Азиатской системы сдвигов; 2) геодинамическая и структурно-вещественная взаимосопряженность развития ГАС и РГ, как и синхронность их формирования, не позволяют рассматривать эти структуры (или их отдельные фрагменты) как террейны, сформированные друг от друга независимо.

С целью повышения степени обоснования этих весьма важных в отношении тектогенеза восточной окраины Азии выводов возникает необходимость на

основе комплекса установленных фактов построить геодинамические модели, *генетически объединяющие* развитие РГ, ГАС и проявлений магматизма, синхронных их формированию. В связи с этим, напомним те характеристики РГ и ГАС, которые в развернутом виде были приведены в вышеупомянутых статьях.

БАЗОВЫЕ ДЛЯ ПОСТРОЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РГ И ГАС

Основные характеристики ГАС и РГ кратко могут быть сформулированы в виде нижеследующих выводов:

– Амурский и Приморский бассейны мелового терригенного осадконакопления при относительно небольшой ширине (около 100-200 км) проникают вглубь Азиатского континента на 1000 и более км (рис. 1) и морфологически характеризуются как линейные континентальные грабены, сформированные в результате опускания узких блоков коры и (или) вздыбления смежных с ними блоков. Наличие под меловыми терригенными осадками подстилающих юрских базалтоидно-кремнистых толщ указывает на то, что бассейны на ранних домеловых стадиях

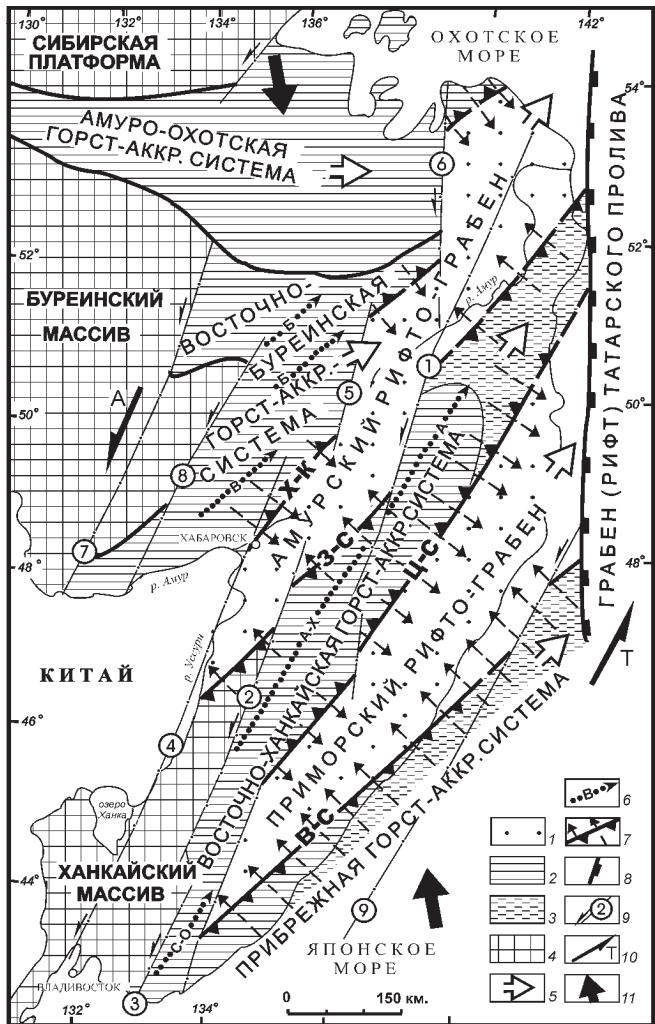


Рис 1. Горст-аккреционные системы и рифто-грабены с элементами их строения и геодинамики формирования [58,59].

1 - раннемеловые преимущественно терригенные и в меньших объемах кремнистые образования Амурского и Приморского рифто-грабенов; 2 - палеозойские и раннемезозойские кремнисто-карбонатно-терригенно-вулканогенные образования горст-аккреционных систем; 3 - северо-восточные фланги Восточно-Ханкайской и Прибрежной горст-аккреционных систем, погруженные и перекрытые осадочно-вулканогенными меловыми образованиями; 4 - древние кристаллические массивы; 5 - направление погружения горст-аккреционных систем и рифто-грабенов; 6 - осевые линии (стрелки - направление погружения) отдельных горстов (антитипом): Б - Баджальская группа горстов, В - Ванданский, А-Х - Ариаднинско-Хорский, А - Ануйский, С-О - Сергеевско-Окрайинский; 7 - линеаменты, отражающие положение региональных аккреционных призм (чешуйчато-надвиговых зон) - связующих структурных звеньев между горстовыми системами и рифто-грабенами (бергштрихи - направление падения чешуйчато-надвиговых смесятелей, стрелки - направление латерального наращивания аккреционных призм): В-С - Восточно-Сихотэ-Алинская, Ц-С - Центрально-Сихотэ-Алинская, З-С - Западно-Сихотэ-Алинская, Х-К - Хабаровско-Комсомольская; 8 - система сбросов грабена (рифта) Татарского пролива; 9 - главные сдвиги: 1 - Центрально-Сихотэ-Алинский, 2-3 - частные сдвиги Приморской сдвиговой зоны (2 - Арсеньевский, 3 - Партизанский), 4 - Уссурийский, 5 - Болоньский, 6 - Лимурчанский, 7-8 - частные сдвиги северного фланга сдвига Тань-Лу (7 - Сунгари-Тастахский, 8 - Куканский); 10 - направление смещения Азиатского континента (А) и (или) Тихоокеанской плиты (Т), обеспечивших сдвиговый геодинамический режим развития Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода; 11 - направление регионального (глобального) горизонтального сжатия литосферных плит.

формировались как структуры растяжения - рифты с условиями осадконакопления, сходными с океаническими.

– РГ размещены между ГАС, которые, простираясь в СВ направлении, представлены продольными клинообразными складчатыми горстовыми и полугорстовыми (взбросовыми) выступами, а также чешуйчато-надвиговыми (аккреционными) комплексами. Структуры сжатия ГАС сложены различными по составу и возрасту образованиями от протерозойских мета-габбро-гранитоидных комплексов Сергеевско - Окрайинского горста до палеозойских и раннемезозойских толщ континентального и субокеанического происхождения, которые участвуют в строении отдельных горстообразных выступов и крупных чешуй.

– Начало воздымания горстов, а также чешуйчато-надвиговое конседиментационное скучивание первично неоднородной по латерали и вертикали коры с формированием пригорстовых аккреционных призм (рис. 2) определяется средне-позднеюрским возрастом матрикса олистостромовых образо-

ваний ГАС и временем начала растяжения РГ. К раннему мелу море практически повсеместно покинуло пределы ГАС, остались лишь малочисленные, небольших размеров мелководные акватории.

– Сжатие ГАС не прекращалось на протяжении всей истории развития меловых бассейнов до полного их закрытия, которое происходило не только за счет поступления с воздымавшихся ГАС больших объемов терригенных осадков, но и в результате их конседиментационного скучивания.

– Для РГ характерна зеркальная симметрия строения их крыльев, выраженная, прежде всего, в закономерном встречном синхронном латеральном наращивании нижнемеловых отложений от бортов к осям РГ. В зонах сочленения РГ с ГАС повсеместно развиты берриас-валанжинские отложения, образующие практически непрерывную на сотни километров изогнутую полосу, четко очерчивающую Приморский и Амурский палеобассейны. В направлении к осям РГ эти отложения последовательно (с образованием латеральных рядов) наращиваются готерив-барремскими, аптскими, а затем и альбскими турби-

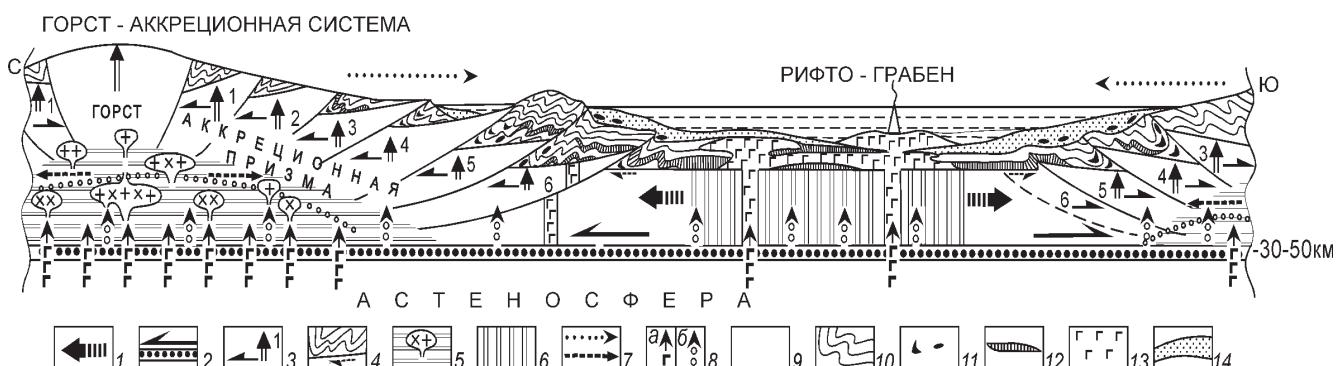


Рис. 2. Геодинамическая модель формирования горст-аккреционных систем в условиях растяжения рифто-грабенов.

1 - направления ректадукционного перемещения литосферных плит с синхронным формированием тыловых зон растяжения (рифты) и фронтальных зон сжатия (горст-аккреционные системы); 2 - базальный сдвиг литосферной плиты (стрелка - направление перемещения); 3 - направления последовательно происходивших горизонтального (в составе плиты) и вертикального (после сдвига с плиты) движений чешуй аккреционных призм (порядок цифр 1,2,3...6 - последовательность латерального наращивания аккреционных призм); 4 - направление горизонтального смещения (ректадукции) консолидированной плиты с формированием в перекрывающем ее пластичном осадочном чехле системы опрокинутых складок с вергентностью, противоположной направлению движения плиты; 5 - декомпрессионные криптозоны, благоприятные для инъекций магматических расплавов и термальных флюидно-газовых эманаций, проявления базит-гипербазитового и анатектоидного интрузивного магматизма, а также для развития мигматитов и метаморфитов; 6 - зона растяжения литосферы (рассеянного рифтинга); 7 - точечный пунктир - направления латерального разрастания с синхронным вздымающим аккреционных призм; штрих-пунктир - направление латерального разрастания декомпрессионных криптозон; 8 - а) синхронное поступление базитовых магм в рифтогенные зоны с проявлением базальтоидного вулканизма и в декомпрессионные криптозоны с развитием базит-гипербазитового интрузивного магматизма в горст-аккреционных системах, б) поступление в литосферу продуктов плавления из зоны горизонтального сдвига (результат превращения механической энергии в тепловую); 9 - термальный флюидно-газовый купол; 10 - пластины терригенных отложений, смятых в опрокинутые складки; 11 - олистострома (олистолиты, олистоплаки и т.п.); 12 - кремни; 13 - базальты; 14 - терригенные, еще не дислоцированные отложения.

дитами, с концентрацией вдоль оси, например, Приморского РГ, изолированных "пятен" средне-позднеальбских морских отложений, фиксирующих положение "остатков" мелового бассейна осадконакопления перед его полным замыканием (см. рис. 1 [58]).

– Дополнительной важной особенностью РГ, также отражающей зеркальную симметрию строения их крыльев, является встречная (от бортов РГ в направлении их осей) вергентность складок и противоположное от осей РГ падение чешуйчато-надвиговых сместителей (см. рис. 2).

– Воздымание ГАС и разрастание аккреционных призм в направлении осевых зон РГ обусловили не только прерывисто-непрерывное латеральное наращивание раннемеловых отложений, но и закономерные изменения литолого-фацевых обстановок в этом направлении. Например, позднеюрские аркозы бортов Приморского РГ (верхняя часть горобушинской серии) в направлении его оси сменяются позднеюрскими глубоководными образованиями океанического типа (базальтово-кремнистые эрдагоуская и колумбинская толщи). Берриас-валанжинские прибрежные грубообломочные фации (таухинская свита, устиновская толща и их аналоги), стратиграфически перекрывающие юрские аркозы, по мере

удаления от источников сноса в направлении оси РГ постепенно сменяются одновозрастными турбидитами (силинская, журавлевская свиты и их аналоги).

– Базальтоидный конседиментационный вулканализм в РГ был прерывисто-непрерывным, проявляясь от юры до апт-альба неповсеместно и в разных объемах и ассоциируя с широким спектром осадочных образований различной природы. Вулканогенно-осадочные ассоциации отражают общую генетическую направленность формирования Приморского РГ, в развитии которого выделяется не менее трех стадий (этапов): 1) **рифтогенная** (формирование средне-позднеюрских базальтово-кремнистых субокеанических комплексов); 2) **грабеновая** (формирование берриас-валанжинских базальтово-терригенных комплексов); 3) **вулканостровная** (формирование апт-альбских базальтоидно-молассовых комплексов). Сходная стадийность, отражающая убывание объемов кремненакопления и нарастание поступления в бассейны турбидитов, проявлена в развитии и Амурского РГ.

– В петрогенной и геохимической эволюции вулканализма, происходившего в период от рифтогенного до вулканостровного этапов развития Приморского РГ (юра-альб), достаточно отчетливо про-

слеживается закономерное убывание титана и натрия в формировавшихся покровах вплоть до полного отсутствия натровых пород в средне-позднеальбских вулканитах и, напротив, последовательное наращивание глиноземистости до образования высоко- и весьма глиноземистых пород, сформированных на этапе закрытия РГ (поздний альб).

– С направлением наращивания аккреционных призм в сторону осей РГ совпадает миграция проявлений раннемелового интрузивного магматизма в виде многочисленных plutонов с образованием соответствующих магматических латеральных рядов.

– Внедрение в литосферу мантийных магм, инициировавших формирование гипербазитового и габбрового интрузивных комплексов в пределах структур сжатия ГАС было синхронным конседиментационному излиянию базальтовых лав в смежных структурах растяжения (Приморский и Амурский РГ).

– Осевые зоны РГ характеризуются как протяженные глубинные тектоново-вулканогенные линеаменты. Вдоль них, начиная с юры (не позднее) до альба включительно, поступали магматические производные мантийного происхождения. Относительно осевых зон РГ проявлены все перечисленные выше пространственно-временные закономерности структурообразования, осадконакопления и раннемелового интрузивного магматизма.

При построении геодинамических моделей кроме геолого-структурных характеристик строения и развития РГ и ГАС учитывались особенности строения литосферы в целом.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЛИТОСФЕРЫ ПО ДАННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Согласно глубинному сейсмозондированию (ГСЗ), проведенному по многочисленным профилям, главной особенностью строения литосферы рассматриваемого региона являются в большинстве непрерывные горизонтальные или слабо волнистые сейсмические границы [3 и др.], по существу отражающие положение горизонтальных тектонических срывов. Кроме поверхности Мохо, расположенной на глубине 30-50 км, выше нее в литосферной плите достаточно четко отражено не менее пяти горизонтальных срывов, в том числе и по границе Конрада на глубине 20-25 км.

В профилях ГСЗ, кроме системы субгоризонтальных сейсмических границ, четко фиксируются вертикальные и крутоналонные зоны разрывов литосферы, отражающих положение глубинных сдвигов типа Центрально-Сихотэ-Алинского. Сдвиги, рассекая литосферную плиту на блоки, проникают до границы Конрада, а чаще до поверхности Мохо и

здесь в большинстве затухают. По-видимому, крупные блоки литосферы скользили по субгоризонтальным срывам вдоль региональных сдвигов. Скользжение блоков в условиях продольного сжатия коры безусловно должно было сопровождаться образованием тектонических ансамблей скучивания и, прежде всего, формированием складчато-надвиговых структур. Широко развитые в рассматриваемом регионе, косо ориентированные к сдвигам чешуйчато-надвиговые системы характеризуются, в основном, как совокупности листрических сместителей, постепенное выполаживание которых предполагает их соединение на глубине в единые горизонтальные поверхности срыва, что согласуется с наличием горизонтальных сейсмических границ, установленных ГСЗ.

Связь формирования сейсмических границ с горизонтальными срывами литопластин установлена при изучении распределения землетрясений в пределах зоны сдвига Тань-Лу [63]. Здесь выявлено, что очаги землетрясений рассеяны в интервале 4-30 км и в доминирующей совокупности отражают сейсмически активный слой мощностью 10-15 км с низким уровнем на глубине 20 км. Этот слой указывает на положение зоны современного срыва внутри континентальной коры, но подобные срывы возможны и на более низких уровнях коры и в мантии.

Сопоставляя результаты магнитотеллурического зондирования (МТЗ), проведенного вдоль многочисленных профилей на юге Дальнего Востока России, В.Г.Капун [22, 23] пришел к следующему выводу. Практически везде и всеми [6, 28, 38, 39, 46 и др.] выделяются два основных слоя повышенной проводимости: первый фиксируется в низах земной коры, мощность которой здесь составляет примерно 30-40 км [40 и др.], второй - в верхней мантии преимущественно на глубине 100-140 км. Заметим, что методами ГСЗ и МТЗ в глубинных разрезах литосферы и верхней мантии не установлены наклонные зоны, отвечающие характеристикам зон субдукции литосферных плит.

Таким образом, строение литосферной плиты в пределах рассматриваемого региона полностью отвечает основным положениям концепции тектонической расслоенности литосферы, которая выдвинута и разработана коллективом ученых Геологического института РАН под руководством А.В.Пейве, а затем и Ю.М.Пущаровского, поддержавшего упомянутую концепцию. Согласно определению Ю.М.Пущаровского, тектоническая расслоенность - это результат дифференцированного по скорости субгоризонтального смещения глубинных и (или) близповерхностных масс литосферы, сопровождаемого срывом литопластин с образованием тектонических ансамблей скучивания в одних местах и деструктивными процессами в других [50]. Классическими круп-

нейшими глубинными срывами считаются астеносфера, поверхности Мохо и Конрада. В нашем случае, согласно вышеприведенным данным ГСЗ и МТЗ, выделяются, прежде всего, два основных глубинных уровня срыва, которые фиксируются как сейсмические границы и (или) слои повышенной проводимости и отражают зону срыва и скольжения литосферной плиты на глубине 30-50 км и положение срыва (подошвы) астеносферы (100-140 км).

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР СЖАТИЯ ГАС

В условиях продольного сжатия литосферной плиты, в процессе ее горизонтального скольжения без признаков субдукции формирование меловых бассейнов (грабенов) может быть объяснено выжиманием горстообразных блоков литосферы (рис. 3). Этой простейшей, но принципиально важной геодинамической моделью объясняются не только возникновение горстообразных структур, продукты размыва которых компенсировали межгорстовые бассейны (грабены), но и ряд важнейших структурных и вещественных закономерностей их развития. Однако установленные в РГ процессы формирования образований океанического типа эта модель не объясняет.

Прежде чем приступить к обоснованию более совершенной геодинамической модели, попытаемся показать особенности формирования присущих ГАС наклонных сместителей (надвигов, взбросов) и истинные направления смещений ограниченных ими горстов и литопластин в условиях продольного сжатия литосферной плиты, скользящей по горизонталь-

ной поверхности срыва. Эта задача вытекает из известной в тектонике проблемы, согласно которой направление, например, надвигания не всегда совпадает с направлением действительного перемещения. Поэтому решение вопроса, является ли данное наблюдавшееся положение результатом надвигания аллохтона или подвига автохтона, представляет собой классическую задачу, поскольку, учитывая физический закон равенства действия и противодействия, невозможно определить, какой из этих процессов в действительности имел место [34 и др.].

Смещения вдоль сколов, ограничивающих горсты, обычно интерпретируются как надвигания горста по крутым сместителям на смежные автохтоны (рис. 4). Однако это наблюдаемое в плоскости скола кажущееся надвигание на амплитуду f , как и формирование самого скола, в рассматриваемом примере фактически является суммарным эффектом горизонтального встречного смещения частей плиты на амплитуду l и, как следствие, вертикального выжимания горста на амплитуду h (см. рис. 4). Этот известный в тектонофизике эффект, возникающий в определенной структурно-геодинамической обстановке, практически не учитывается геологами, внимание которых обычно сосредоточено на анализе относительных смещений блоков вдоль разделяющего их разрыва. Между тем, реализация продольного сжатия литосферы в форме вертикального выжимания горстов может обеспечить формирование подгорстовых глубинных зон относительной декомпрессии.

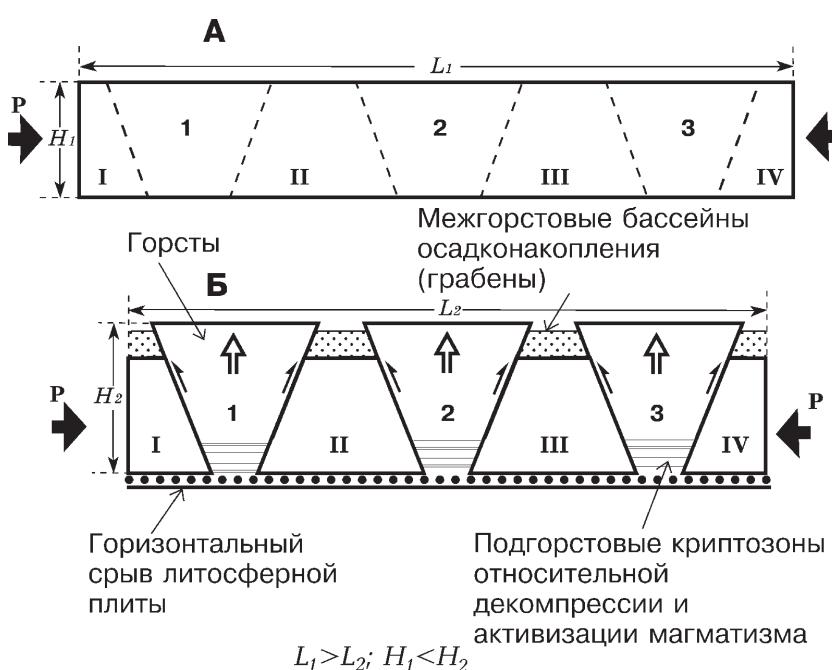


Рис.3. Принципиальная модель синхронного формирования горстовых поднятий и межгорстовых бассейнов осадконакопления в условиях продольного сжатия (P) литосферной плиты.

А - начальный и Б - зрелый этапы продольного сжатия плиты.

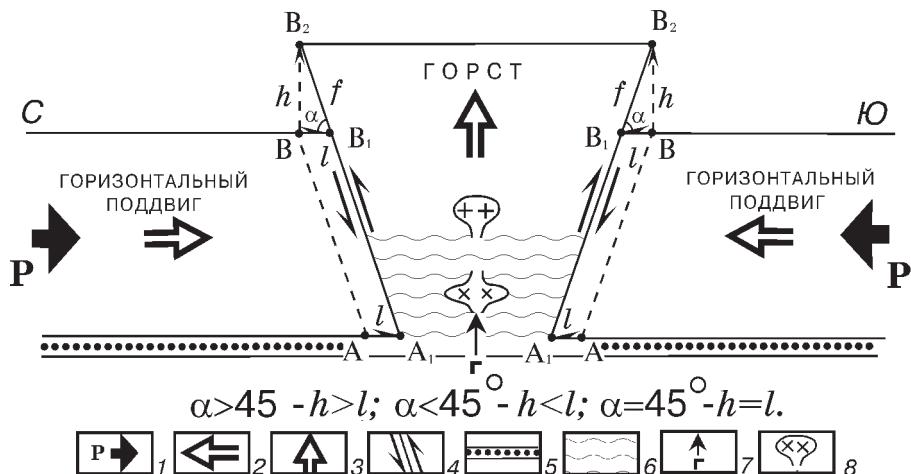


Рис.4. Геодинамическая модель формирования горстового поднятия в условиях продольного сжатия и горизонтального срыва литосферной плиты:

1 - направления напряжений продольного сжатия плиты; 2-3 - встречные направления горизонтального скольжения фрагментов плиты (2), с синхронным воздыманием горста (3); 4 - амплитуды (f) и направления (B₁-B₂) кажущихся истинными надвиганиями бортов горста на предполагаемые автохтоны; 5 - базальный срыв плиты; 6 - криптозона подгорстовой де-компрессии; обусловленной вертикальным выжиманием горста в результате продольного сжатия плиты; 7 - поступление мантийных магм и термальных флюидно-газовых эманаций; 8 - формирование базит-гипербазитовых (косой крест) и анатектоидных (прямой крест) plutонов. Буквенные обозначения: A-B и A₁-B₂ - последовательное положение фронтальных сколов горизонтально скользящих плит; l - амплитуда и истинное направление (B-B₁) смещения горизонтального (ректадукционного) поддвига; h - амплитуда и истинное направление (B-B₂) вертикального движения горста.

Декомпрессионные криптозоны (ДКЗ) образуются, прежде всего, в условиях, когда $h > l$ ($\alpha > 45^\circ$). ДКЗ создают благоприятные условия для локализации в литосфере как высокотемпературных мантийных расплавов и флюидно-газовых эманаций, так и инициирования здесь процессов анатектоидногомагмообразования, что в свою очередь способствует дальнейшему воздыманию горстов. Кроме того, в условиях горизонтального сжатия и, как следствие, вертикально направленного относительного растяжения литосферы в ДКЗ формируется своеобразная складчатость с многочисленными отслоениями, прежде всего, в ядрах антиформ. Эти отслоения создают "полости", благоприятные для инъекции глубинных магматических расплавов и флюидно-газовых эманаций с формированием мигматитов и метаморфитов (в том числе и стресс-метаморфитов), в целом образующих полосчатые мета-габбро-границоидные комплексы, сходные с так называемыми "сергеевскими" габброидами, относительно давно закартированными на юге Приморья в пределах Сергеевско-Окраинского горста, вскрытого эрозией на значительную глубину. В этих же условиях в ядрах крупных антиформ формировались бескорневые линейные plutоны значительных размеров, длинные оси которых ориентированы на СВ, параллельно складчатой системе горста. В подобной геодинамической обстановке, по-видимому, происходило и длительное формирование Анюйского горста (см.

рис. 1). Об этом свидетельствует характерный для ДКЗ глубокий метаморфизм расслоенных вулканогенно-осадочных образований (метапесчаники, сланцы, гнейсы, кристаллические сланцы, базальты, метакремни, долериты, серпентизированные ультрамафиты и др.), которыми сложен значительно эродированный Анюйский горст.

Анюйский горст мог служить и, вероятно, служил упором, препятствующим дальнейшему встречному латеральному смещению плит в направлениях и от Приморского, и от Амурского РГ. В условиях наличия упора сокращение плит по латерали происходило в форме последовательного развития чешуйчатых структур. В рассматриваемом случае чешуйчато-надвиговые сооружения наращивают горсты по латерали в направлении обоих РГ (см. рис. 2). Для решения проблемы действительного направления перемещения надвиговых пластин (чешуй) в границах аккреционных призм рассмотрим различные варианты возможного формирования пологих сместителей на примере, изображенном на рис.5.

Допустим, по разрыву A₁-B₂ наблюдаются смещения смежных блоков относительно друг друга на амплитуду f. Эти смещения традиционно могут интерпретироваться или как результат надвигания аллохтона, или как следствие наклонного поддвига (субдукции) автохтона. Надвигание возможно в условиях, если левая часть плиты скользила в правую сторону, наползая на соответствующую часть плиты



Рис.5. Геодинамическая модель формирования аккреционной чешуи в процессе горизонтального скольжения (ректадукции) литосферной плиты.

1 - направления горизонтального смещения (ректадукции) плиты и вертикального - чешуи; 2-3 - направление (2) просадки чешуи с изгибом и возможным формированием в ее основании вертикальных структур растяжения (3), благоприятных для инъекции магматических расплавов и термальных флюидно-газовых эманаций; 4 - декомпрессионная криптокамера; 5 - поступление мантийных магм и термальных флюидно-газовых эманаций; 6 - элементарный круг, рассеченный пологим сколом на два сегмента, векторы движения которых (*l* и *h*) отражают истинное направление перемещений в пространстве соответственно, поддвига и сорванной с него чешуи; 7 - амплитуда (*f*) и кажущиеся направления (надвиг или наклонный поддвиг) относительных смещений смежных блоков литосферы; 8 - базальный срыв литосферной плиты; 9 - призма осадочных образований (олистострома), сформированная за счет конседиментационного разрушения гребня чешуи. Буквенные обозначения: A-B, A₁-B₂ - последовательное положение фронтального скола горизонтально (ректадукционно) смещающейся плиты; *l* - амплитуда горизонтального смещения ректадукционного поддвига; *h* - амплитуда вертикального движения чешуи; *f* - амплитуда кажущегося надвига (или поддвига) вдоль фронтального скола, возникшая как суммарный эффект *l* и *h*.

по сместителю A₁-B₂. Вариант подвигания (субдукции) исключается, т.к. этому процессу препятствовала зона горизонтального срыва литосферной плиты в целом. В этих условиях правая часть плиты могла перемещаться только горизонтально и, поддвигаясь под левую часть, приподнимала ее нависающий край.

При рассмотрении геодинамической обстановки формирования чешуйчатых надвигов на примере развития Центрально-Сихотэ-Алинской аккреционной призмы (сжатие действовало с юга со стороны Приморского РГ при наличии на севере упора в виде Анюйского горста), образование пологого сместителя A₁-B₂ можно представить следующим образом. В условиях наличия упора на севере этот сместитель на этапе зарождения занимал положение A-B. Если представить, что первичным сколом A-B был рассечен некий элементарный круг C на два сегмента, векторы движения которых отражают истинные направления перемещений в пространстве южной и северной частей литосферной плиты, то становится очевидным, что смещения по разрыву A₁-B₂ не были ни надвигами, ни подвигами, как вытекает из традиционного анализа. Действительное формирование сместителя A₁-B₂ произошло в результате суммарно-

го эффекта горизонтального смещения южной части плиты на амплитуду *l* и, как следствие, вертикального вздыmania (взброс) ее северной части на амплитуду *h*. Это явление можно назвать эффектом асимметричного клина, смещающегося по горизонтальной поверхности срыва.

В результате продолжавшегося сжатия и смещения плиты на север в ее фронтальной части могли последовательно возникать новые пологие срыва. Вновь сформированные чешуи в результате горизонтального поддвига плиты последовательно вздымались, наращивая аккреционную призму на юг в сторону, противоположную направлению движения плиты (см. рис. 2). Вздымание сорванных с плиты пластин (чешуй) обеспечивало возможность ее горизонтального смещения в направлении упора.

Механизм и закономерности формирования аккреционных призм в условиях горизонтального скольжения плиты при наличии упора достаточно четко отражены в эксперименте [68], который направлен на решение проблемы влияния синтектонической седиментации на формирование надвиговых клиньев (рис. 6), и отвечают нашей геодинамической модели (см. рис. 2). В эксперименте горизонтальное смещение слоистой песчаной пачки в направлении

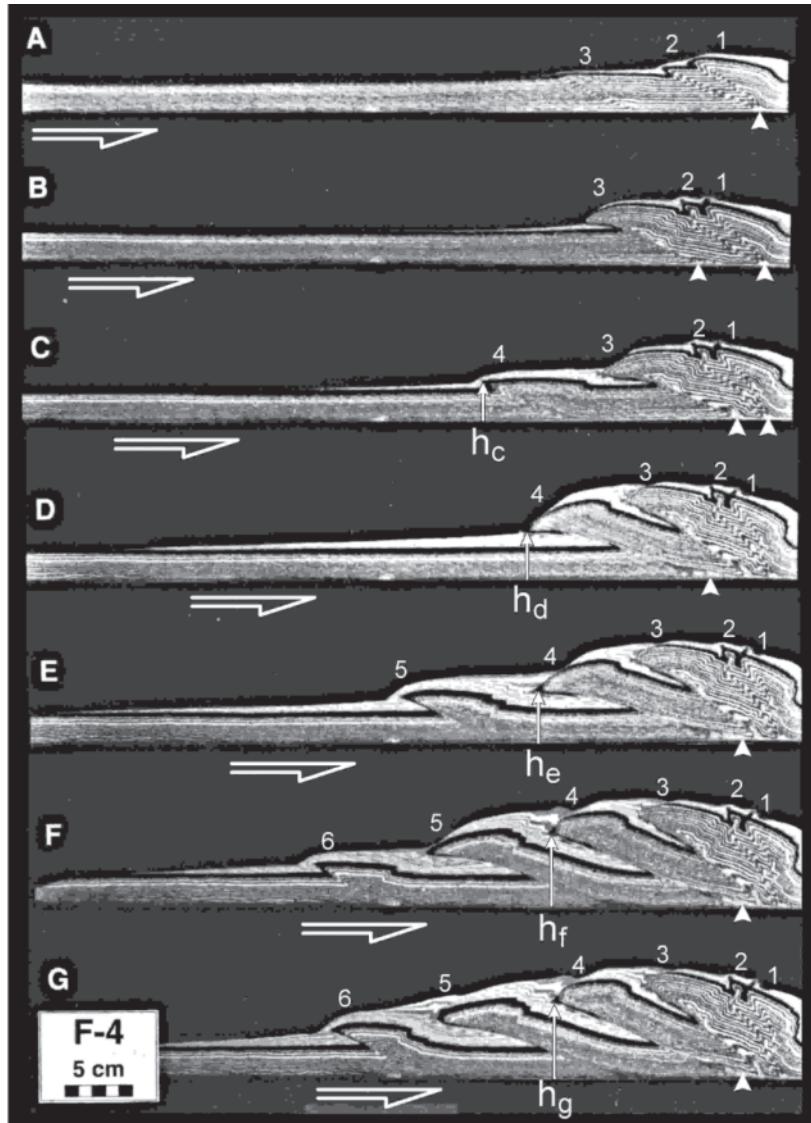


Рис. 6. Структура и последовательность наращивания аккреционных призм при различной степени сокращения экспериментальной модели [68] (стрелки и цифры на рисунке добавлены автором настоящей статьи с целью облегчения обсуждения особенностей формирования аккреционных призм).

Стрелка - горизонтальное движение ленты, на которой была размещена пачка, состоящая из перемежающихся слоев окрашенного и белого песка с прослойками из чешуек спло-ды. А-Г - степень сокращения модели (отражена в положении горизонтальной стрелки относительно упора, расположенного справа): А-5%, В-10%, С-15%, Д-25%, Е-30%, Ф-40%, Г-43%; 1,2...6 - последовательность формирования чешуй аккреционной призы; $h_c < h_d \dots < h_g$ - увеличение амплитуды верти-кального воздымания чешуи 4 по мере лате-рального сокращения модели. Светло-серые слойки в верхней части модели (выше черно-го слоя, отражающего поверхность донадви-говой пачки), представляют собой синтекто-нические отложения, которые насыпались в проце-ессе латерального сокращения модели. Стрелка (светлый треугольник) указывает на сформированные в основании чешуй пусто-ты (декомпрессионные криптокамеры).

упора обеспечивалось горизонтальным движением нижерасположенной ленты. В природных условиях роль движущей ленты может играть мантийный горизонтальный конвекционный поток. Кроме того, жесткая литосферная плита характеризуется достаточно высокой компетентностью, способной передавать на значительные расстояния приложенные к ней силы продольного сжатия, которые могут обеспечить горизонтальное скольжение плиты с формированием фронтального чешуйчатого скучивания и воздымания ее масс. Согласно нашей модели и эксперименту, в условиях латерального скольжения (сжатия) слоистой пачки (в природе - литосферной плиты) при наличии упора выделяются следующие три основные закономерности формирования аккреционной призы: 1) аккреционная призма начинает свое формирование вблизи упора и затем происходит ее латеральное наращивание в направлении, противоположном сжатию; 2) чешуйчатые разрывы

наклонены по направлению сжатия (в сторону упо-ра, в отличие от вергентности складок, происходя-щей навстречу направлению сжатия) и морфологи-чески выглядят как надвиги, однако их последова-тельное формирование в действительности происхо-дит в результате поддвига горизонтально смещаю-щейся плиты; 3) чешуя с момента отчленения по по-логому разрыву от горизонтально смещающейся пачки (плиты) практически прекращает поступа-тельное движение по латерали и, напротив, начина-ется ее воздымание и, прежде всего, ее гребня ($h_c < h_g$), (см. рис. 6).

Согласно эксперименту, в разной степени, но достаточнo отчетливо проявлено некоторое возды-мание аккреционных призм и отдельных их чешуй с образованием под ними и вдоль подошвы надвигов эшелонированных пустот (см. рис. 6), которые мы рассматриваем как доказательство формирования криптокамер относительной декомпрессии. Следует

ожидать, что в условиях горизонтального поддвига жесткой литосферной плиты под ее не менее жесткие фрагменты (чешуи), их вздымания с образованием “пустот” могут быть и более значительных размеров.

В предложенной геодинамической модели, как и в эксперименте, при формировании аккреционных призм определяющую роль играет горизонтальный срыв, по которому смещается литосферная плита, испытывающая продольное сжатие. Концепция плитной тектоники, хотя и основывается на горизонтальном смещении плит, однако формирование аккреционных призм объясняет, прежде всего, явлениями их субдукции или обдукции. С учетом структурных и геодинамических особенностей рассмотренной модели формирования аккреционных призм, в контексте известных понятий “субдукция” и “обдуktion”, по-видимому, необходимо ввести новый термин, в основе которого должно быть положено представление не наклонного (*subduction*-субдукция, *obduction*-обдуktion) смещения плит, а горизонтального, без участия явлений их поглощения в предполагаемых зонах субдукций. По-видимому, здесь уместен термин ректадукция (*rectaduction*: *ductus*-ведение, *recta*-прямо, напрямик [16]). В условиях **ректадукции** плит (см. рис. 2-5), области их фронтального сжатия (горст-аккреционные системы) характеризуются как зоны трансформации горизонтальных смещений литосфера в вертикальное вздымание ее масс, с формированием орогенов и сопутствующих им ДКЗ. Ректадукционные процессы, в известном смысле, можно параллелизовать с коллизионными, для которых также характерно “перерождение” горизонтальных движений в вертикальные (орогенические). Однако коллизия рассматривается как следствие столкновения литосферных плит или их несубдуктированных фрагментов (микроконтинентов), в то время как ректадукционное вздымание происходит вне связи с зонами субдукции (сутурами), а является конструктивной деформацией плиты, скользящей по горизонтальной поверхности срыва и испытывающей продольное сжатие. При этом необходимо иметь ввиду, что ректадукционные процессы могут происходить не обязательно в условиях встречного движения частей плиты, но и в результате ее одностороннего скольжения по горизонтальной поверхности срыва. В этом случае формирование ГАС есть следствие проявления закона равенства противоположных по направлению сил действия и противодействия.

Охарактеризованные выше механизмы формирования ректадукционных структур позволяют обосновать геодинамические условия развития в пределах ГАС базит-гипербазитового и антектоидного интрузивного магматизма, а также процессов регионального метаморфизма и мигматизации.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР

Согласно А.Ф.Грачеву [15], в развитии континентальных рифтов выделяются материковый, переходный и океанический этапы развития. В нашем случае Амурский и Приморский РГ (АРГ и ПРГ) хотя и не переросли в обширные океаны, но, по-видимому, достигли субокеанического этапа формирования. Об этом свидетельствует широкое развитие в РГ базальтово-кремнистых комплексов океанического типа. Преимущественно щелочной и субщелочной характер магматизма подчеркивает его связь с рифтогенными структурами.

Выделенные [58, 59] вулканогенно-осадочные комплексы отражают эволюционное развитие РГ, начиная лишь с субокеанического этапа и до полного их замыкания. Ранние этапы заложения РГ детально не рассмотрены. Решение этой проблемы затруднено тем, что фундамент, на котором заложились РГ, на большей площади перекрыт раннемеловыми отложениями и не доступен для изучения. Те его возможные фрагменты, эродированные, главным образом, в бортах РГ (в пределах аккреционных призм), сложены разновозрастными (от позднего палеозоя до раннего мезозоя) образованиями, которые интенсивно дислоцированы и характеризуются сложной структурой, а также разнообразным вещественным составом, что значительно осложняет расшифровку обстановок начальных этапов заложения РГ.

Примером инициального (материкового) этапа развития РГ, по-видимому, является Наданьхада-Бикинский вулкано-плутонический пояс, который к юго-западу наращивает АРГ [59]. Здесь, согласно [42], развиты юрско-меловые эфузивы и пироклазты. Позднеюрские образования (трещинные тела, дайки и мелкие покровы щелочных базальтов, авгититов и трахитов) объединены в базальт-щелочно-базальтовую формацию, раннемеловые - в андезит-трахиандезитовую формацию. Однако не исключено, что юрско-меловые ПРГ и АРГ на протяженных участках наследовали развитие более ранних рифтогенных структур. Об этом свидетельствуют стратиграфическое наращивание раннемеловыми кремнисто-терригенными отложениями (култухинская свита) триасово-юрской, существенно кремнистой со спилитами толщи (ЮЗ фланг АРГ), а также изученные в бортах РГ отдельные разрезы, в основании которых наблюдаются толщи позднепалеозойских и раннемезозойских кремней и известняков, содержащих лавы базальтов. К настоящему времени наиболее полно исследован юго-восточный борт ПРГ, включая и Прибрежный горст, в пределах которых выделяются два основных обобщенных типа разрезов, венчающихся единым комплексом берриас-валанжинских терригенных отложений (в том числе и микститами).

В основании разрезов I-го типа размещены толщи триасовых (согласно [14], возможно, и пермских) и триас-юрских кремней, которые без перерывов стратиграфически постепенно наращиваются терригенными юрско-раннемеловыми, а затем и раннемеловыми отложениями. Типичным представителем разрезов этого типа является широко распространенная и хорошо изученная горбушинская серия, которая представляет собой кремнисто-терригенный комплекс морских осадков, характеризующийся регressiveвой направленностью развития [32]. Возраст серии определен как ранний триас-ранний мел (берриас-валанжин). Характерной чертой разрезов II-го типа является несогласное налегание берриас-валанжинских терригенных отложений (в том числе и микститов) на разновозрастный карбонатно-терригенный фундамент [11], фрагменты которого выведены на поверхность по надвигам и представлены девон-каменноугольными, карбон-пермскими и средне-верхнетриасовыми известняками (преимущественно), а также средне-верхнетриасовыми и верхнетриасовыми песчаниками и алевролитами с монотисовой фауной [11, 32, 33 и др.].

Эти два типа разрезов (назовем их, соответственно, субокеаническим и субконтинентальным), на наш взгляд, отражают палеососуществование рифтогенных структур (глубоководных впадин) с корой субокеанического типа в основании (нижние уровни горбушинской серии) и разделяющих их подводных выступов, сложенных, по-видимому, корой континентального типа (в том числе и образованиями древнего кристаллического фундамента, фрагменты которого наблюдаются в пределах Прибрежного горста). Рифтогенное растяжение континентальной коры в триасе, а возможно, и в позднем палеозое, по-видимому, привело к формированию в пределах континентальной окраины областей с новообразованной корой океанического типа. Этим объясняется тщетность поисков фундамента, например, горбушинской серии, аналоги которой широко распространены в пределах ГАС. Непрерывность (триас-ранний мел) разреза образований горбушинской серии с кремнями в основании отражает длительную стратиграфическую последовательность компенсации глубоководных рифтов. Синхронно с компенсацией рифтов, на разделяющих их выступах континентальной коры в позднем палеозое и раннем мезозое, по-видимому, формировались толщи известняков и прибрежно-морских терригенных отложений. К поздней юре-раннему мелу глубоководные впадины были в основном компенсированы. В условиях начавшегося интенсивного конседиментационного чешуирования, охватившего как рифтогенные впадины, так и разделяющие их выступы, началось формирование перекрывающей эти структуры еди-

ной берриас-валанжинской терригенной толщи, микститы которой, естественно, содержат фрагменты как коры субконтинентального, так и субокеанического типов. В результате длительного син- и постседиментационного чешуирования произошло тектоническое совмещение генетических разнородных и разновозрастных образований с многократным полным или частичным повторением разрезов двух типов коры. При анализе такого рода дислокаций, при желании, руководствуясь определенной идеей, здесь можно выделить не десятки, как это сделал В.В.Голозубов с соавторами [14], а сотни субтеррейнов.

Учитывая вышеизложенное, есть основание предположить, что заложение Приморского и Амурского РГ в юре началось на фоне уже значительно деструктурированной континентальной коры к востоку от Буреинского и Ханкайского кристаллических массивов. Палеозой-раннемезозойская деструкция восточной окраины Азиатского континента возможно была сходной с современной. Действительно, погружение участков континентальной коры, очертанных акваториями, например, Японского и Охотского морей, связана с ее растяжением и формированием многочисленных рифтогенных структур (рис. 7). Одни из рифтов находятся на ранних (материковый и переходный) этапах развития и компенсировались продуктами разрушения еще не погруженных под воду смежных поднятий, а более значительное растяжение (оceanический этап) в других (Центрально-Японский, Южно-Охотский) - привело к формированию новообразованной коры океанического типа [5 и др.]. Подчеркнем, что разделяющие рифты поднятия (горсты) сложены разновозрастными континентальными, в том числе палеозойскими и архейско-протерозойскими комплексами. Продолжавшееся в миоцене растяжение коры обусловило погружение и надводных выступов с образованием в пределах Японского и Охотского морей мелководных акваторий, благоприятных в определенных климатических условиях для роста рифогенных построек. Не трудно представить, что компенсация Центрально-Японского и Южно-Охотского рифтов приведет к формированию разрезов коры I типа, подобных разрезу горбушинской серии с субокеанической корой в основании. Напротив, компенсация "незрелых" рифтов (материковый и переходный этапы), как и наращивания выступов континентальной коры преимущественно мелководными образованиями, обуславят формирование разрезов коры II типа. После полной компенсации рифтогенных структур на всей акватории Японского и Охотского морей следует ожидать начало формирования сплошной толщи терригенных отложений (подобной берриас-валанжинской), которая перекроет ("сочьет") все разнообразие образований рифтов и разделяющих их выступов.

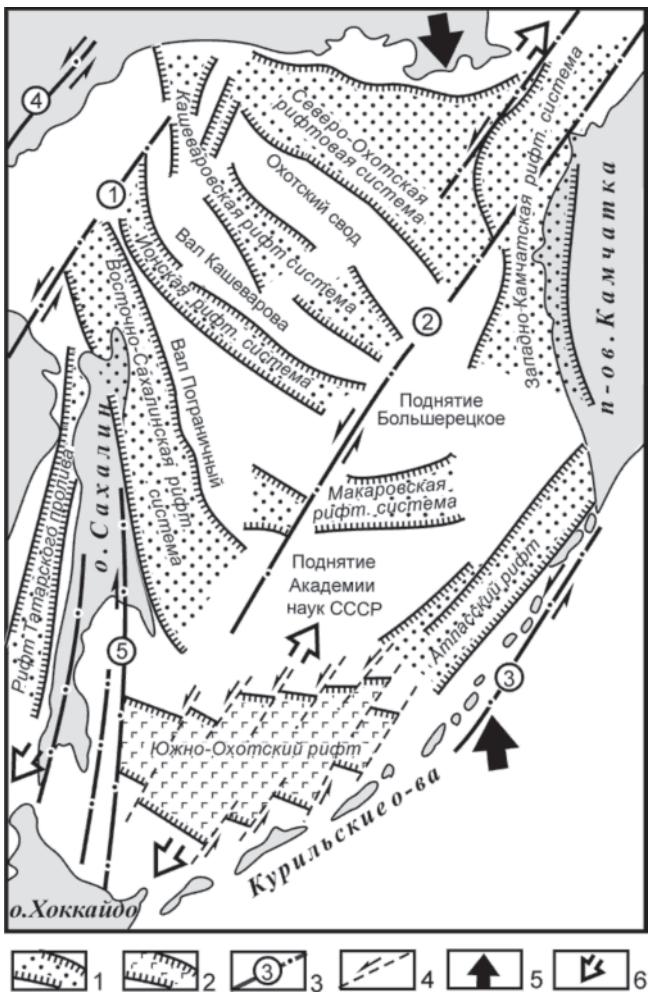


Рис. 7. Соотношение рифтов и рифтовых систем Охотского моря со сдвигами [55] (положение рифтов и рифтовых систем по [13] с небольшими изменениями и дополнениями автора статьи).

1 - рифты материковой и переходной стадий развития; 2 - рифты океанической стадии развития; 3 - сдвиги: предполагаемые продолжения Центрально-Сихотэ-Алинского (1) и Пенжинского (2) левых сдвигов в пределах Охотского моря [55,69] (подтверждением их возможного продолжения являются явные ограничения этими линеаментами блоков коры с системами рифтов разной ориентировки), северный фланг Курильского левого сдвига (3), Северо-Удский левый сдвиг (4), система Сахалинских правосторонних сдвигов (5); 4 - система трансформных сдвигов, участвующих в растяжении Южно-Охотского рифта (по [53,56]); 5 - напряжение регионального (глобального) продольного сжатия коры; 6 - направления растяжения сдвиговых рифтов.

Обычно закрытие бассейнов осадконакопления происходит в результате продольного сжатия коры. Следовательно и в далекой перспективе можно ожидать, что формирование толщи, перекрывающей морские осадки, будет происходить на фоне конседиментационного чешуирования, которое приведет к образова-

нию олистостром и тектоническому совмещению генетически разнородных комплексов. Развитие складчато-надвиговых систем обусловит линеаризацию разной формы геологических тел с потерей информации о первичных конфигурациях бассейнов осадконакопления, что еще более осложнит обстановку и создаст структуры, подобные сформированным в результате чешуйчато-надвиговых дислокаций, наложенных на палеозой-раннемезозойские рифты.

Возвращаясь к проблеме формирования юрско-меловых РГ, прежде всего необходимо подчеркнуть, что, если палеозой-раннемезозойские рифты значительно завуалированы наложенной тектоникой и с трудом поддаются однозначной расшифровке, а кайнозойские - находятся лишь на ранних этапах своего развития, то юрско-меловые рифты практически лишены этих недостатков и позволяют проследить пути их развития, начиная с океанических этапов до полного закрытия. Решается и проблема наследования раннемелового конседиментационного вулканизма позднемеловым континентальным вулканализмом [59]. Кроме того, можно достаточно уверенно коррелировать геодинамические условия развития рифтов как структур растяжения, контролировавших базальтоидный вулканлизм, и синхронно с ними формировавшихся, благоприятных для интрузивного магматизма структур сжатия ГАС.

КОРРЕЛЯЦИЯ БАЗАЛЬТОИДНОГО ВУЛКАНИЗМА РГ С ИНТРУЗИВНЫМ МАГМАТИЗМОМ ГАС

В Амурском рифто-грабене (АРГ) конседиментационные вулканогенные базитовые образования различного возраста прослеживаются на всем его протяжении [59]. В пределах ЮЗ фланга РГ в триасово-юрской, существенно кремнистой толще присутствуют лавы спилитов. В стратиграфически согласно перекрывающей эту толщу берриас-валанжинской култухинской свите среди вулканогенно-терригенных и кремнистых слоев наблюдаются лавы субщелочных базальтоидов. Высокотитанистые меймечит-пикритовые вулканиты в виде лав размещены среди позднеюрских турбидитов и олистостромы [8, 60]. К СВ, на протяжении сотен километров тянется узкая, местами разобщенная сдвигами полоса базальтоидно-кремнистых образований маноминского и киселевского комплексов (см. рис. 2 в [59]). Возраст лав субщелочных базальтоидов определяется как берриас-среднебарремский [7, 20]. Существенно кремнисто-базитовые рифтогенные комплексы океанического типа выше по разрезу постепенно сменяются вулканогенно-терригенными грабеновыми комплексами (готерив-альб), наличие среди которых базитовых потоков оценивается в качестве признака продолжавшегося здесь базальтоидного конседиментационного вулканализма до конца раннего мела.

В Приморском РГ (ПРГ) наиболее ранние проявления базитового конседиментационного вулканализма зафиксированы, прежде всего, на его ЮЗ фланге. Здесь установлен рифтогенный комплекс кремнисто-базальтовых образований эрдагоуской и колумбинской свит (средняя-поздняя юра), согласно перекрытых терригенными отложениями берриас-валанжина, в составе которых присутствуют (занимая около 1% их объема) лавы базальтов, ассоциирующиеся с флишевыми и флишоидными морскими отложениями (грабеновый комплекс). Апт-альбские конседиментационные вулканиты (вулканоостровной комплекс) сосредоточены в осевой зоне ПРГ. Объем конседиментационных базитов, ассоциирующихя с вулканогенно-терригенными отложениями, во времени постепенно убывает от многочисленных и мощных (до 150 м) лавовых потоков до редких и маломощных горизонтов базальтов, андезибазальтов, андезитов, спилито-диабазов, проявленных в верхнем альбе [26].

В формировании РГ особая роль принадлежит их осевым зонам, которые, прослеживаясь в СВ направлении, характеризуются как глубинные структуры, вдоль которых длительно (юра-альб) и в больших объемах поступали магматические продукты мантийного происхождения. Длительное проявление конседиментационного базальтоидного вулканализма указывает на непрерывно-прерывистое приоткрывание этих структур. Продолжавшийся в альт-альбе вулканализм создал вдоль осей РГ цепь островов, продукты разрушения которых совместно с поступавшими с бортов РГ терригенными осадками и новыми порциями вулканических аквальных и субаквальных извержений (с нарастающей долей кислых продуктов) формировали комплексы вулканогенно-осадочных образований (доля вулканитов достигает 80% их объема), которые сходны с островодужными, но в данном случае их уместно называть, по нашему мнению, не островодужными, а вулканоостровными комплексами. Тем более, что эти тектоново-вулканогенные линеаменты, протяженностью порядка 800 км, не дугообразны и морфологически не отвечают понятию вулкано-островных дуг.

С другой стороны, осевые зоны РГ, как прямолинейные глубинные структуры, по закономерностям строения и развития весьма сходны со срединно-океаническими зонами спрединга. Подкупает идентичность возрастной последовательности формирования вещественных и структурных латеральных рядов в направлении осей РГ с направлением латерального наращивания океанической коры (магнитные полосовые аномалии) в сторону спрединговых зон, которые так же, как и осевые зоны РГ характеризуются длительными излияниями базитовых лав и формированием подводных хребтов. Такое сходство по-

зволяет предполагать, что в осевых зонах РГ кора океанического типа, подстилающая раннемеловые терригенные осадки, может быть разновозрастной с омоложением в сторону осей РГ.

Вследствие воздымания литосферы, вызванного растяжением РГ и, как следствие, ее продольным сжатием в пределах ГАС, как показано выше, формировались благоприятные для интрузивного магматизма декомпрессионные криптозоны (ДКЗ). Об этом свидетельствуют установленные в пределах, например, Восточно-Ханкайской ГАС протяженные пояса концентрации раннемеловых интрузий. Причем, в СВ направлении ориентированы как пояса в целом, так и составляющие их плутоны. Протяженность некоторых из плутонов достигает 100 км [52], указывая на то, что на фоне развития ДКЗ, в целом благоприятных для инъекции в литосферу высокотемпературных мантийных расплавов и флюидно-газовых эманаций (см. рис. 2), формировались и частные, узкие, обладающие всасывающим эффектом декомпрессионные камеры, локализующие расплавы и термальные эманации, а следовательно, и процессы интрузивного магматизма.

Согласно ректадукционной модели (см. рис. 2), в условиях встречного латерального смещения плит в направлениях и от ПРГ, и от АРГ в первую очередь выжимался Анюйский горст, в пределах которого расположены интрузивы хунгариjsкой плутонической серии, в составе которой выделяются три комплекса: гипербазиты, габбро и высокоглиноземистые двуслюдянные кордиеритсодержащие мелаграниты [21, 31, 43 и др.]. Возраст серии, определенный по геологическим взаимоотношениям - готерив?, абсолютный возраст габбро - 136-122 млн лет, гранитов - 131-105 млн лет [43 и др.]. Высокоглиноземистые граниты по вещественным характеристикам, как считают петрологи, генетически нельзя связать с предшествующим внедрением базит-гипербазитовых мантийных образований. Однако их тесные пространственно-временные связи, по нашему мнению, не оставляют сомнений в том, что формирование этих комплексов является результатом прерывно-непрерывного интрузивного процесса. По-видимому, появление ДКЗ в основании Анюйского горста обусловило внедрение в литосферу мантийных продуктов, из которых в первую очередь кристаллизовались базит-гипербазитовые и габбровые плутоны. В процессе кристаллизации плутонов происходило отделение высокотемпературных флюидно-газовых эманаций, которые совместно с эманациями, поступавшими непосредственно из мантии, продвигались в более высокие уровни литосферы и, концентрируясь в локальных декомпрессионных ловушках, инициировали интрузивный магматизм анатектоидного типа (комплекс высокоглиноземистых мелагранитов)

тов). В процессе длительного (136-105 млн лет) интрузивного магматизма в пределах Анюйского горста произошло последовательное перераспределение магматического вещества по вертикали - от ультраосновного и основного к среднему и кислому составу с формированием магматической колонны [54, 59].

В связи с погружением Восточно-Ханкайской ГАС на СВ, к юго-западу от Центрального Сихотэ-Алинского (ЦСА) сдвига верхние уровни интрузивной колонны, сходной с Анюйской, по-видимому, эродированы. Здесь от эрозии сохранились лишь ее нижние части, представленные комплексом так называемых ариадненских интрузий [32], сложенных преимущественно ультраосновными и основными породами. Возраст интрузий определяется как берриасский [32], что соответствует возрасту plutонов нижних уровней Анюйской интрузивной колонны (неоком). Зона концентрации ариадненских и анюйских интрузий, в свое время, в отношении проявлений здесь основного и ультраосновного магматизма детально охарактеризована С.А.Щекой [8]. Здесь им кроме меймечитов, которые, в отличие от интрузий, возможно являются триас-юрскими, выделены интрузивные формации: дунит-гарцбургитовая, габбро-диабазовая, габбро-верлитовая, троктолит-кортланитовая.

Таким образом, в осевой зоне Восточно-Ханкайской ГАС достаточно отчетливо проявлен узкий, прослеживающийся в СВ направлении на 500 км от предверховья р. Уссури (п. Уборка) до верховья р. Анюй, смещенный ЦСА сдвигом на 320 км Уссури-Анюйский пояс концентрации базит-гипербазитовых plutонов, сформированных в неокоме. Возраст plutонов пояса идентичен возрасту базитового конседиментационного вулканизма ПРГ и АРГ. Следовательно, есть все основания считать, что растяжение РГ в неокоме, обусловившее здесь конседиментационное излияние базитовых лав, привело к формированию в осевой зоне Восточно-Ханкайской ГАС декомпрессионной криптозоны, благоприятной для синхронного развития в ней базит-гипербазитовых интрузивных аналогов эфузивных покровов. Отсутствие широкого проявления в пределах ГАС базитовых plutонов, синхронных юрскому этапу растяжения РГ, можно объяснить тремя причинами. Во-первых, основная часть юрских plutонов, возможно, занимает наиболее низкие уровни дифференцированной интрузивной колонны и не вскрыта эрозией. Во-вторых, величины растяжения РГ в юре были еще недостаточными для формирования объемной ДКЗ в пределах Восточно-Ханкайской ГАС. В-третьих, внедрение мантийных магм в нижние уровни ГАС возможно и началось уже в юре, синхронно с началом излияния базитовых лав в РГ, однако естественно предположить, что время кристаллизации мантийных магм в ДКЗ (абсолютный возраст 136-122

млн лет) отставало от первых импульсов ее инъекции в литосферу. Становление массивов началось значительно позднее, при достижении расплавами достаточно высоких уровней коры с соответствующими для этих процессов Р-Т условиями.

Продолжавшееся в готерив-альбе растяжение АРГ и ПРГ обусловило наращивание Восточно-Ханкайской ГАС аккреционными призмами в направлении РГ (см. рис. 2), что естественно привело к расширению в этих же направлениях Уссури-Анюйской ДКЗ с соответствующей латеральной миграцией проявлений интрузивного магматизма. Наиболее детально изученным латеральным рядом, наращивающим к ЮВ Анюйскую зону концентрации раннемеловых plutонов хунгариjsкой серии, является пояс интрузий гранитоидов татибинской plutонической серии [43 и др.], сформированной в пределах Центрально-Сихотэ-Алинской аккреционной призмы (см. рис. 1). Пояс в СВ направлении от ЦСА сдвига прослеживается на 500 км и состоит из отдельных, преимущественно СВ ориентированных линейных plutонов, смещенных многочисленными левыми сдвигами. Многие исследователи разделяют татибинскую серию на два комплекса, по-видимому отражающих вертикальное строение магматической колонны [59] (снизу вверх): габбро-монцонит-сиенитов и известковистых гранодиорит-адамеллит-гранитов. Абсолютный возраст серии - 105-85 млн лет [43].

Примером латерального ряда интрузивного магматизма, наращивающего к СЗ Уссури-Анюйскую зону концентрации ариадненских берриас-валанжинских базитовых plutонов, являются интрузии Бикинско-Черниговского (БЧ) вулкано-plutonического пояса [35, 59], который прослеживается от среднего течения р.Бикин на ЮЗ 220°, вдоль Ариадненско-Хорского горста (см. рис. 1) и далее в пределах Ханкайского массива до широты южного берега оз.Ханка (с.Черниговка) на протяжении 350 км. Габбро-диабазовая фаза магматизма БЧ пояса, по-видимому, является, как и ариадненские базитовые интрузии, plutоническим аналогом неокомского конседиментационного базальтоидного вулканизма АРГ (маноминский и култухинский комплексы). Не исключено, что инъекции мантийной магмы в Бикинско-Черниговскую ДКЗ, как и в Уссури-Анюйскую ДКЗ, начались уже в юре, синхронно с формированием позднеюрских конседиментационных меймечит-пикритовых вулканитов АРГ. Об этом свидетельствует и изотопный возраст ранних фаз становления некоторых plutонов - 148 млн лет [35]. Однако преимущественно развитые здесь более поздние гранитоидные plutоны (аналоги татибинской серии) [12] БЧ пояса формировались, по-видимому, синхронно с заключительными стадиями растяжения АРГ, продолжавшегося до конца раннего мела.

Примером формирования гранитоидов в структурах сжатия СЗ борта АРГ (Хабаровско-Комсомольская аккреционная призма) является Баджальская вулкано-плутоническая зона, представляющая собой крупное сводовое поднятие, вытянутое в СВ направлении (размером 130x80 км). Эта зона является примером локальной декомпрессионной структуры, представляющей собой антиформу, сформированную, по-видимому, в результате смятия литопластины с элементами горстового выжимания. Генетически связанная с этой антиформой декомпрессионная камера, по-видимому, была малоглубинной, поэтому сформированный здесь, например, Левоярапский массив габбро-сиенитов характеризуется широкими спектром фациальных разностей от ультраосновных пироксенитов до диорит-сиенитов в плутонических и от пикритов до щелочных базальтов в эфузивных фациях [8]. Формирование Баджальской ДКЗ было синхронным растяжению коры в АРГ, обусловившему базальтоидный конседиментационный вулканизм (киселевско-маноминский комплекс).

Разобранные выше примеры интрузивных магматических процессов, инициированных формированием в литосфере декомпрессионных криптоzon, характеризуются длительностью развития, которое продолжалось и в позднем мелу. Особенно сильная активизация магматических процессов была вызвана деструктивными формами сдвиговых дислокаций. Можно предположить, что размещенные на разных уровнях литосфера декомпрессионные камеры, локализующие остатки еще не раскристаллизованной магмы и флюидно-газовые эманации, в позднем мелу были вскрыты наложенной соудивовой деструкцией коры, что привело к интенсивному наземному вулканизму, сформировавшему вулканогенный чехол [53, 54, 59].

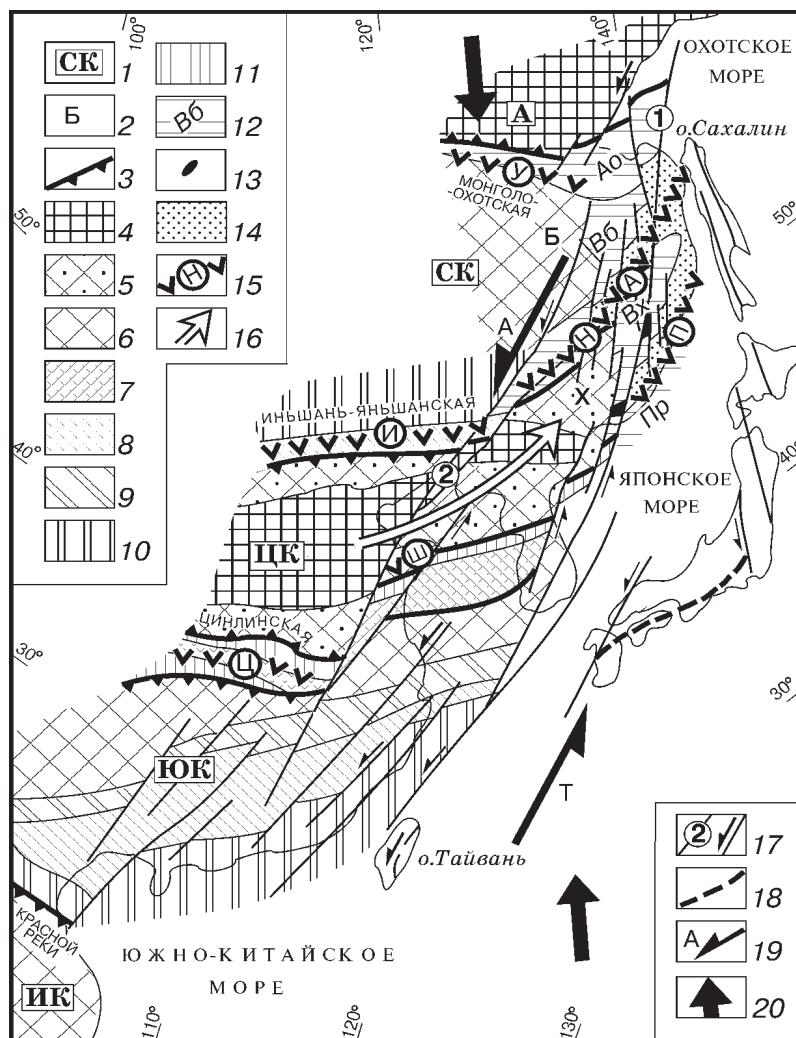
ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТО-ГРАБЕНЫ КАК ВОЗМОЖНЫЕ ПРОДОЛЖЕНИЯ ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МЕЖБЛОКОВЫХ ШОВНЫХ ЗОН

Восточная окраина Азиатского континента характеризуется гетерогенностью строения, обусловленной сочетанием крупных геоблоков, в составе которых находятся древние кристаллические массивы и обрамляющие их складчатые зоны различного возраста консолидации [30, 45 и др.]. Геоблоки характеризуются индивидуальными чертами развития и эволюции [30, 65 и др.]. По различию доминирующих структур, степени дислокаций и степени геодинамического взаимодействия с Тихоокеанской океанической плитой дальневосточный регион может быть разделен на внутреннюю (внутриконтинентальную) и внешнюю (приокеаническую) зоны. Наиболее ярко выраженными структурами внутриконти-

нентальной зоны являются не затронутые наложенными сдвигами широтные и СЗ шовные сооружения, получившие развитие на стыках геоблоков (рис. 8, 9). Приокеанская зона характеризуется, прежде всего, развитием системы ССВ сдвигов, образующих Восточно-Азиатскую глобальную сдвиговую зону [54, 56]. Многократная активизация сдвиговых смещений в позднем мезозое и кайнозое привела к широкому развитию различных форм сдвиговых дислокаций, которые значительно перестроили допозднемезозойский структурный рисунок края континента [54, 56]. Наиболее значительная перестройка связана с перемещениями по левосторонним сдвигам ССВ простирации, в результате которых геоблоки и их широтные границы были разорваны и разобщены до десятков и сотен километров (см. рис. 8). Сопутствующие крупным сдвигам многочисленные сдвиги-сколы, проявляясь как гигантский кливаж, совместно со свойственной сдвиговым дислокациям ротацией развернули широтные структурные элементы на северо-восточное направление [52, 58]. На первичную (до-сдвиговую) широтную ориентировку древних блоков коры указывает и Сюй Цзяэй [73].

Помимо собственно сдвигов не менее важную роль в разрушении палеоструктурной обстановки играли соудивовые раздвинги, которые особенно интенсивно развивались в позднем мелу и кайнозое (деструктивный этап сдвиговых дислокаций), контролируя формирование вулкано-плутонических поясов, рифтогенных континентальных депрессий и глубоководных впадин окраинных морей (см. рис. 7) [55, 56, 69]. Соудивовое растяжение континентальной коры привело не только к значительной деструкции палеоструктур, но и к погружению обширных территорий восточного края континента (окраинные моря), что еще более осложнило распознавание досдвиговой структурной обстановки.

Внутриконтинентальные межблоковые шовные зоны (МШЗ) характеризуются длительностью прерывисто-непрерывного развития в режиме рифтинга и проявлениями магматизма, сформировавшего вулкано-плутонические пояса пограничного типа [8 и др.]. В этом отношении МШЗ сходны с Амурским и Приморским рифто-грабенами, контролировавшими формирование одноименных вулкано-плутонических поясов. Амурский ВПП, наращиваясь к ЮЗ Наданьхада-Бикинским ВПП, образует Амурско-Сунгарийский ВПП [59], который, прослеживаясь на ЮЗ между Ханкайским и Буреинским кристаллическими массивами на 1500 км, достигает сдвига Тань-Лу (см. рис. 8). Западнее сдвига, вдоль широтной Иньшань-Яньшанской МШЗ прослеживается одноименный ВПП, который, наследуя палеозой-раннемезозойские этапы развития (сжатие-растяжение) этой МШЗ, формировался в позднем мезозое



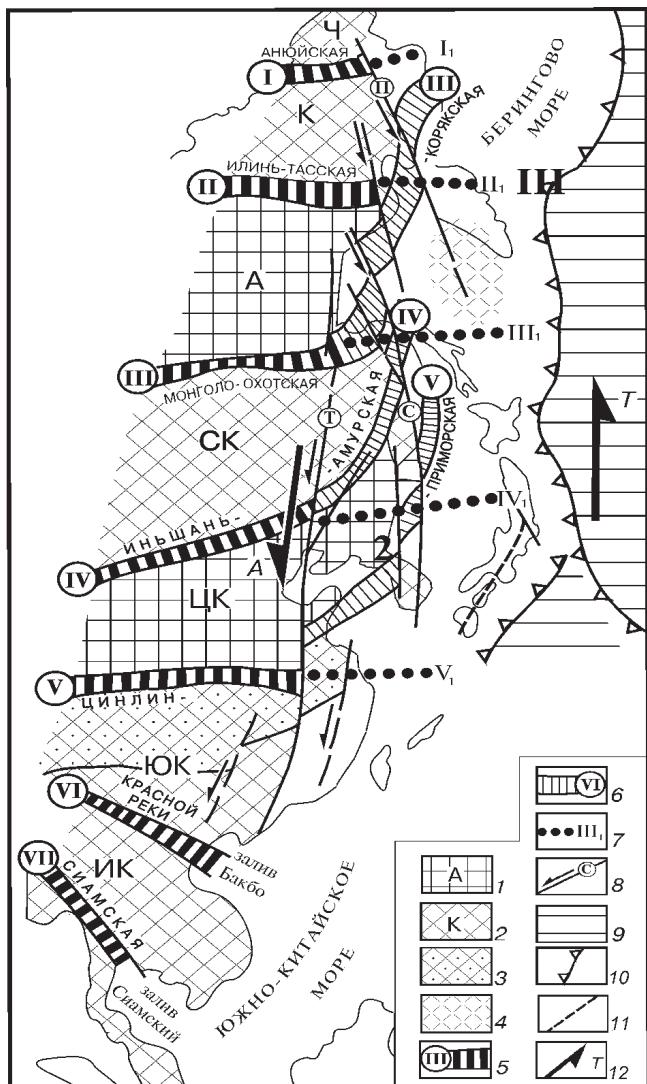


Рис. 9. Внутриконтинентальные межблоковые шовные зоны и их возможные продолжения в пределах Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны.

1-2 - блоки континентальной коры с архейским (1)(А - Алданский, ЦК - Центрально-Китайский (Сино-Корейский)) и протерозойским (2) (Ч - Чукотский, К - Колымский, СК - Северо-Китайский (Амурский), ЮК - Южно-Китайский, ИК-Индо-Китайский) фундаментом; 3 - параплатформа Янцзы; 4 - Охотоморский массив; 5-6 - межблоковые шовные зоны (МШЗ) рифтогенеза и проявлений магматизма: 5 - западные (внутриконтинентальные) фланги МШЗ, не вовлеченные в сдвиговые дислокации, 6 - восточные (приокеанические) фланги МШЗ, вовлеченные в сдвиговые дислокации Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода; 7 - досдвиговое субширотное простиранье восточных (приокеанических) флангов МШЗ; 8 - главные сдвиги (Т - Тань-Лу, С - Центрально-Сихотэ-Алинский, П - Пенжинский); 9 - Тихоокеанская плита; 10 - зоны Беньофа; 11 - срединная тектоническая линия Японии; 12 - направление смещений Азиатской (А) и (или) Тихоокеанской (Т) плит.

ЮЗ, по-видимому, продолжается Шаньдунским, а затем, западнее сдвига Тань-Лу, и Цинлинским ВПП (см. рис. 8, 9). Цинлинская МШЗ характеризуется развитием линейных рифтогенных впадин преимущественно широтного простиранья (например, впадина Нинь). Нижняя часть интенсивно дислоцированных отложений бассейна Нинь сложена кластическими (молассовыми) образованиями средне-позднетриасового возраста (2-3 км), а верхняя - толщей конгломератов, песчаников с прослоями андезитовых туфов (~1 км) [9, 66, 67, 70 и др.]. Перекрывающие терригенные отложения вулканиты (пирокластические, лавовые и субинтрузивные образования) трех возрастных комплексов (125-127, 120-121 и 104-91 млн лет) по химическому составу могут быть отнесены к образованиям, свойственным рифтогенным структурам. Вблизи рифтогенных структур типа Нинь сформированы тела гранитов, которые обычно возникают на периферии рифтов. Примером могут быть гранитоиды рифта Тайхан, которые сформировались в конце юры (160-150 млн лет) и сопровождались внедрением базальтоидов толеитового состава и габброидов.

К востоку от сдвига Тань-Лу, кроме охарактеризованных МШЗ, в интенсивные сдвиговые смещения был, естественно, вовлечен и ограниченный ими Центрально-Китайский геоблок (Сино-Корейский щит). В результате сдвигового растяжения (деструкции) геоблок на северо-востоке погрузился (см. рис. 8), где он среди перекрывающего его палеозой-мезозойского чехла эродирован фрагментарно (архейские образования Ханкайского массива, комплекс т. н. "сергеевских" мета-габбро-гранитоидных образований с абсолютным возрастом до 2,47 млрд лет [27], древний т.н. "хорский клин").

Монголо-Охотская МШЗ характеризуется развитием интенсивного чешуирования и смятия в линейные складки отложений широкого возрастного диапазона (от кембрия до юры). Постепенная смена кремнисто-базальтоидных формационных комплексов на существенно терригенные свидетельствует о том, что в рифей-палеозое до триаса Монголо-Охотская МШЗ развивалась, в основном, как раздвиг (рифт), растяжение которого создавало условия для формирования комплекса образований океанического типа [4, 25, 29 и др.]. В результате сжатия и воздымания шовной зоны, начавшихся наиболее активно, по-видимому, в позднем триасе (вследствие сближения Алданского и Северо-Китайского геоблоков), в морской седиментации все большую и большую роль приобретали турбидиты, а уже к рубежу поздней юры и раннего мела в некоторых бассейнах шовной зоны морская седиментация сменилась континентальной. Закрытие Монголо-Охотского рифта, как и в случае развития ПРГ и АРГ, привело к смене здесь

океанического (рифтогенного) базальтоидного вулканализма на континентальный тип вулканализма с формированием в раннем мелу Умлеканско-Огоджинского вулкано-плутонического пояса вдоль южной границы Монголо-Охотской МШЗ и в ее пределах [8, 48].

В отличие от Иньшаньской и Цинлинской, Монголо-Охотская МШЗ переходит из внутренней в приокеаническую зону, не прерываясь сдвигами, но при этом в результате воздействия Сихотэ-Алинской системы левых сдвигов она плавно изменяет свое простижение от широтного на северо-восточное направление (см. рис. 8, 9). Далее к СВ положение Монголо-Охотской МШЗ совпадает с позднепалеозойской-раннемезозойской структурой, названной Удско-Мургальской островной дугой, которая, по мнению Л.М.Парфенова [37], отражает положение древней континентальной окраины (Восточно-Сибирского континента). К этой же МШЗ, по нашему мнению, следует отнести и Гижигинский прогиб, отделяющий Омолонский кристаллический массив от Тайгоносского выступа и выполненный палеозой-раннемезозойскими, интенсивно дислоцированными терригенно-карбонатными толщами, мощностью до 4-х км [51]. Фрагментом МШЗ в пределах Пенжинской системы сдвигов (Пенжинский, Анадырский, Эвенкий и др. сдвиги [55, 69]) является одноименный рифт [2] северо-восточного простирания, который срезан Пенжинским сдвигом [55, 69] и к востоку от последнего, меняя простижение на широтное, продолжается Пикасьвяям-Хатырским рифтом. Согласно С.Е. Апрелкову с соавторами [2], Пенжинско-Хатырская рифтовая система разделяет Омолонский массив и расположенный к юго-востоку от него Корякский микроконтинент. Эта рифтовая система раскрывалась, по крайней мере, дважды - в раннем палеозое и в поздней юре-раннем мелу, что в общем соответствует основным этапам истории развития Монголо-Охотской МШЗ. Широтная ориентировка, как и чешуйчато-надвиговые дислокации, в которые вовлечены палеозой-мезозойские кремнисто-терригенные, включая и олиолитовые, комплексы Пикасьвяям-Хатырского рифта, подчеркивают и в этих отношениях сходство восточного и западного флангов Монголо-Корякской МШЗ (см. рис. 9). Размещенные к югу от этой шовной зоны микроконтиненты (Охотоморский, Корякский) являются, по-видимому, фрагментами дезинтегрированных сдвиговыми дислокациями и погруженных восточных флангов Северо- или Центрально-Китайского геоблоков.

Таким образом, из результатов палинспастической реконструкции сдвигов вытекает, что ПРГ и АРГ, контролирующие одноименные ВПП, на юрском этапе своего раскрытия, ориентируясь широтно, по-видимому являлись восточными продолжениями

соответственно Цинлинской и Иньшань-Яньшанской МШЗ. К западу, в пределах Азиатского континента, эти МШЗ, как и Монголо-Охотская, прослеживаются на тысячи километров. На протяженных участках, где МШЗ не осложнены наложенными системами СВ левых и СЗ правых сдвигов, сохранилось их первичное широтное положение. Именно широтное, не осложненное наложенными сдвигами простижение МШЗ, как и первичное, также широтное положение ПРГ и АРГ необходимо учитывать при обосновании геодинамических условий начальных этапов их развития.

ВОЗМОЖНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРИЧИНЫ РИФТОГЕНЕЗА

ПРГ и АРГ, длительно контролировавшие базитовый вулканизм, как и внутриконтинентальные МШЗ, представляют собой прослеживающиеся на сотни и тысячи километров прямолинейные структуры растяжения. Вопрос - почему преобразования в мантии приурочиваются к конкретным протяженным, но узким зонам рифтогенных структур - является предметом постоянных дискуссий, сосредоточенных вокруг понятий активного и пассивного рифтогенеза. Сторонники активного рифтогенеза придают решающую (причинную) роль преобразованиям в мантии, а приверженцы второго направления отдают предпочтение предрасположенности самой коры к рифтогенезу. Анализ наших материалов позволяет разделить мнение В.Е.Хаина, А.И.Михайлова [61] и многих других исследователей о первичности пассивного рифта и возможности его перехода в дальнейшем в активный рифт.

Учитывая нормальную ориентировку широтных МШЗ к субмеридиональному направлению полюсобежных сил, можно предположить, что характерная для их развития обратимая смена сжатия на растяжение связана с неравномерной скоростью вращения Земли [57, 69]. Действительно, разные по массе геоблоки в своем стремлении смещаться к экватору (ускорение вращения Земли) или к полюсу (замедление) могли сближаться, вызывая сжатие МШЗ или, напротив, расходиться, обеспечивая их раскрытие. В одних случаях раскрытие МШЗ достигало океанической стадии рифтообразования (Монголо-Охотская МШЗ), а в других - затухало на материковой или переходной стадиях (Цинлинская МШЗ).

При формировании Восточно-Азиатской сдвиговой зоны глобальное субмеридиональное сжатие реализовалось, прежде всего, в развитии косо ориентированных к нему крутых поверхностей скола (сдвигов). При этом субмеридиональное сжатие в пределах сформированной сдвиговой зоны в основном сменило свое направление на СВ, параллельное сдвигам. Именно эта пара противоположно направ-

ленных сил действия и противодействия и являлась главным источником раскрытия РГ с синхронным формированием ГАС, в ограниченных сдвигами блоках литосферы.

Первичная широтная, а тем более возможная СЗ ориентировка ПРГ и АРГ была достаточно благоприятной для унаследования их растяжения в условиях левосторонних смещений блоков вдоль ССВ сдвигов. В дальнейшем, по мере разворота против часовой стрелки эти структуры все более и более потеряли способность к растяжению, постепенно трансформируясь в структуры сжатия. Развернувшись до СВ 40-60°, ПРГ и АРГ к позднему мелу окончательно заняли позицию структур сжатия, потеряв признаки рифтогенных структур.

В условиях действия субмеридиональных полюсобежных сил формирование Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны (ВАГСЗ) было следствием относительного перемещения континентальных геоблоков на ЮЮЗ. Однако не исключено, что синхронно со смещением континентальных масс на ЮЮЗ в противоположном направлении (на ССВ) смещалась и океаническая плита, также обеспечивая сдвиговый (трансформный) геодинамический режим развития континентальной окраины. Вопрос, какой из этих процессов в формировании ВАГСЗ был доминирующим - остается открытым. Так или иначе, но мы считаем доказанным, что восточная окраина Азии в позднем мезозое-кайнозое формировалась в условиях сдвигового геодинамического режима [53, 56, 57].

Сосдвиговое растяжение литосферы (пассивный рифтогенез), несомненно, должно было привести к преобразованиям в мантии вдоль приоткрывшихся узких, но протяженных рифтогенных структур с развитием активного рифтогенеза. В этой последовательности дополняющих друг друга событий, по-видимому, заключен основной принцип взаимодействия тектогенеза литосферы с процессами, возникавшими в верхней мантии. Такой подход совпадает с мнением большинства исследователей, которые считают, что современные геодинамические модели не должны исключать явно существующие зависимости развития между различными геосферами Земли. В.Е.Хайн [62] это положение выдвигает в качестве одного из основных требований к геодинамическим моделям.

Если тектогенез литосферной плиты во всем своем разнообразии проявлен на поверхности Земли и доступен для непосредственных наблюдений, то сущность мантийных процессов мы можем только предполагать. Поэтому в попытках решить эту проблему допустимо многообразие рабочих геодинамических моделей. Автор, кроме сугубо сдвиговой (рис.10, А), предлагает еще три варианта геодинами-

ческих ректадукционных моделей (рис.10: Б, В, Г), в которых вместе с тектоническими литосферными (сосдвиговыми) учитываются предполагаемые дополнительные механизмы ректадукции плит, обусловленные мантийными процессами. Каждую из предложенных моделей в отдельности детально, по-видимому, нет смысла обсуждать, тем более, что достаточно полно их индивидуальные особенности отражены в пояснениях к рисунку 10. Остановимся лишь на общих базовых принципах построения моделей.

Как показано выше, геофизическими исследованиями в рассматриваемом регионе установлено два основных глубинных уровня срыва геосфер: 1 - верхний (подлитосферный), расположенный на глубине 30-50 км в основании литосферной плиты, 2 - нижний (подастеносферный), проявленный на глубинах 100-140 км, по-видимому, в основании астеносферы. Можно предположить, что эти два уровня горизонтального скольжения геосфер являлись основными генераторами (преобразование механической энергии в тепловую) подлитосферных и мантийных магматических расплавов. По-видимому, не только литосфера, но и ограниченная двумя зонами срыва астеносфера также разрывалась (тектонический фактор). В результате, сформированные в астеносфере вертикальные зоны растяжения обеспечивали тепломассообмен между подлитосферным и подастеносферным уровнями генерации магматических расплавов, создавая конвекционные и адвекционные потоки. С другой стороны, тектонически обусловленные раздвиги литосферы приводили к разуплотнению под ними мантии и формированию вертикально направленных мантийных потоков (диапиров), которые, устремляясь в эти раздвиги, способствовали их расширению. Те части потоков, которые не реализовались в рифтах посредством конседиментационного вулканализма, были вынуждены течь в латеральном направлении от осей РГ, параллельно подошве литосферы, в поисках любой "прорехи", чтобы устремиться к поверхности планеты. Именно эти латеральные мантийные потоки, увлекая своим движением литосферные плиты, были главными "помощниками" тектоники в растяжении рифтов (формирование "новой" океанической коры) с синхронным развитием ГАС и декомпрессионных криптозон (ДКЗ). В одних случаях (АР модель, см. рис. 10, В) горизонтальные мантийные потоки полностью внедрялись в ДКЗ литосферы с развитием базит-гипербазитового, а затем и анатектоидного интрузивного магматизма. В других (КР и КАР модели, см. рис. 10, Б, Г) - части горизонтальных потоков, как этого требует сущность конвекции в ньютоновских жидкостях, устремлялись вниз, достигая подастеносферного уровня срыва с развитием конвекционных ячеек. При этом

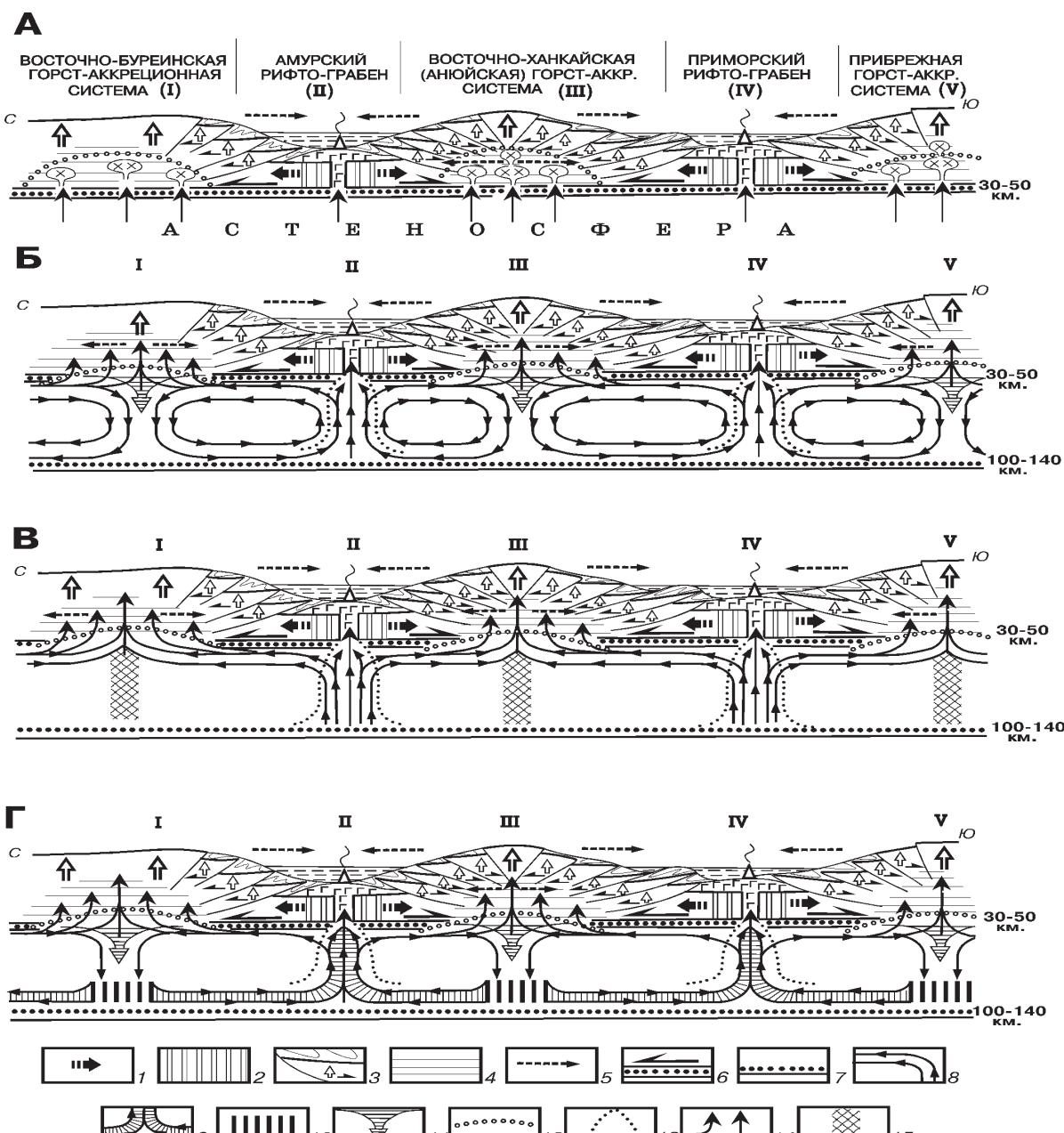


Рис. 10. Возможные варианты ректадукционных моделей синхронного формирования рифто-грабенов и горст-аккреционных систем (А - сдвигово-ректадукционная (СР); Б - конвекционно-ректадукционная (КР); В - адвекционно-ректадукционная (АР); Г - конвекционно-адвекционно-ректадукционная (КАР)).

1 - направления латеральных напряжений растяжения и сжатия с синхронным формированием, соответственно, тыловых зон растяжения (РГ) и фронтальных зон сжатия (ГАС); 2 - тыловые зоны растяжения литосфера (рассеянный рифтинг); 3 - горизонтальное и последующее вертикальное (полая стрелка) направление движений чешуй аккреционных призм; 4 - докомпрессионные криптозоны, благоприятные для инъекции мантийных расплавов и флюидно-газовых термальных эманаций, инициирующих базит-гипербазитовый и анатектоидный интрузивный магматизм в пределах ГАС; 5 - направление латерального наращивания пригорстовых аккреционных призм и синхронного латерального разрастания докомпрессионных криптозон; 6-7 - зоны горизонтального срыва геосфер Земли: верхняя (30-50 км) - подлитосферная (6) и нижняя (100-140 км) - подаstenосферная (7); 8 - восходящие, нисходящие и горизонтальные конвекционные и адвекционные течения пластиичного вещества астеносферы (тепломассопотоки); 9-10 - тепломассопотоки, восходящие с нижнего (подаstenосферного) уровня срыва в зоны рифтинга литосферы (9) с формированием глубинных зон оттока мантийного вещества (10); 11 - погружение фрагментов литосферы; 12 - термальный флюидно-газовый купол; 13 - восходящие тепломассопотоки, выполняющие роль линейных диапиров (плюмов), способных раздвинуть литосферу; 14 - синхронное внедрение мантийного вещества в рифтовые зоны растяжения литосферы с проявлением базальтоидного вулканизма и в докомпрессионные криптозоны с развитием базит-гипербазитового интрузивного магматизма; 15 - зоны "возбужденной" астеносферы, возникшие вследствие формирования докомпрессионных криптозон в литосфере (иначиальный диапиритм).

погружающиеся мантийные потоки способны были увлечь фрагменты литосферной плиты, что способствовало формированию ДКЗ под ГАС.

Согласно широко известной модели Уилсона, стадия разрыва литосферы (формирование “новой” океанической коры) происходит в условиях растяжения, а стадия “восстановления” континентальной коры (закрытие бассейнов) - в условиях сжатия. Анализ формирования ПРГ, АРГ и смежных с ними ГАС показывает, что раскрытие и закрытие РГ не являются следствием смены условий растяжения на сжатие во времени. В условиях противоположно направленной ректадукции плит, в результате латерального наращивания аккреционных призм в направлении осей РГ, рифты как бы сами себя постепенно перекрывают чешуями. Перекрытие рифтогенных раздвигов еще более усиливается сносом в бассейны больших объемов продуктов разрушения воздымающихся при этом смежных ГАС. В этих геодинамических моделях нет необходимости менять растяжение на сжатие во времени.

При закрытии рифтогенных каналов аккреционными призмами и осадками постепенно прекращается рифтообразующая деятельность “плюмажей” и “диапиров”, и уже не частично, а весь мантийный поток начинает течь вдоль подошвы литосферы в направлении декомпрессионных криптозон ГАС, что, с одной стороны, еще более способствует скучиванию масс в верхних уровнях литосферы, а с другой - в условиях усиления продольного сжатия увеличиваются вертикальные растяжения в ДКЗ. Таким образом, сам горизонтальный мантийный поток готовит для себя в литосфере ловушку (ДКЗ). В этих условиях былой рифт окончательно трансформируется в чешуйчато-складчатое сооружение с мощной континентальной корой, содержащей фрагменты образований океанического типа. Напротив, в смежных с рифтами горст-аккреционных поднятиях за счет эрозии консолидированная кора утоняется, и поступающие в разросшиеся ДКЗ мантийные тепломассопотоки в стремлении найти выход на поверхность, по-видимому, способны разорвать (раздвинуть) относительно маломощную кору с трансформацией ГАС в рифт. Кроме того, развитие в литосфере ДКЗ несомненно приведет к преобразованиям в мантии с формированием под ними зон “возбужденной” астеносферы (см. рис. 10, В), которые в дальнейшем преобразуются в “новые” диапиры, усиливающие раздвигающие процессы в ДКЗ. И наконец, процесс растяжения коры может нарастать за счет начавшегося здесь сосдвигового растяжения. Предложенной моделью трансформации рифтов в чешуйчато-складчатые сооружения с последовательной трансформацией смежных чешуйчато-складчатых сооружений в

рифты можно объяснить так называемый “маятниковый механизм”.

На основании предложенной модели “маятникового механизма” мы предполагаем, что в осевой зоне Восточно-Ханкайской ГАС в позднем палеозое-раннем мезозое развивался рифт (Самаркинский), где формировались образования океанического типа, перемежающиеся с турбидитами. Наиболее яркими представителями этого типа образований являются [32]: себучарская свита (Р?) - переслаивание кремней и кремнисто-глинистых пород, кремни, базальты, спилиты и их туфы, известняки, алевролиты; тудовакская свита (Р-Т?) - филлитовидные глинистые сланцы, микрокварциты, мраморы, кремни; эльдовакская свита (T_1-T_3) - ритмичное переслаивание кремнистых пород и вулканитов основного состава. Кремнисто-вулканогенные образования этих свит, по-видимому, следует расценивать как фрагменты “новообразованной” в палеозое-раннем мезозое коры рифтогенной природы, сходной с океанической. В средней-поздней юре, в связи с раскрытием ПРГ и АРГ, по-видимому, вследствие действия “маятникового механизма” Самаркинский рифт начал закрываться и к раннему мелу полностью трансформировался в чешуйчато-складчатое сооружение (с формированием благоприятных для интрузивного магматизма и регионального метаморфизма ДКЗ), в пределах которого широкое развитие получила олистострома (самаркинский комплекс), с матриксом, охарактеризованным средне-позднеюрскими радиоляриями [24]. Если в осевой зоне Восточно-Ханкайской ГАС существовал Самаркинский рифт, то возникает проблема - возможно он, а не более молодой Приморский РГ продолжает на СВ Цинлинскую МШЗ. Вместе с тем не исключено, что обе эти рифтогенные структуры в совокупности отражают строение восточного фланга МШЗ. В этой связи обращает на себя внимание наличие в составе Цинлинской МШЗ протяженного на многие сотни километров поднятия Даби-Джионан-Кёнги (протерозой) (см. рис. 8), фрагментом которого может оказаться Сергеевский горст, сложенный древними образованиями. Но это уже задачи дальнейших уточняющих исследований.

Сочетанием тектогенеза литосферы с мантийными процессами решаются следующие важнейшие задачи: 1 - раскол континентальной литосферы с обособлением отдельных блоков, 2 - латеральное скольжение этих блоков по астеносфере, 3 - формирование “новой” океанической коры, 4 - “захоронение” “новой” океанической коры с выведением некоторых ее фрагментов в верхние уровни литосферы, 5 - объясняется т.н. “маятниковый механизм”, 6 - раскрывается природа тесного взаимодействия горизонтальных и вертикальных движений коры, 7 - объяс-

няется геодинамическая связь синхронно формировавшихся структур сжатия и растяжения, 8 - устанавливается роль тектонического фактора в процессах синхронного вулканогенного и интрузивного магматизма.

Мы, естественно, не покушаемся на природу океанических спрединговых явлений. Вместе с тем учитываем, что формирование зон субдукции океанических плит (зон Беньофа) трактуется исследователями неоднозначно. Необходимо напомнить, что уже давно [17, 36 и др.] высказывались сомнения в существовании сейсмофокальных зон в виде единых наклонных полос (плит, плоскостей). Последующие детальные исследования, например, в сейсмофокальной зоне Курило-Камчатского региона позволили [49] выявить здесь слоистую структуру верхней мантии, представить ее в виде полиастеносферной модели, состоящей из ряда чередующихся субгоризонтальных слоев повышенной скорости и астеносферных слоев. Детальными глубинными сейсмическими исследованиями методом обменных волн землетрясений, выполненными [18] на юге Курильской островной дуги, установлено 4-5 сейсмических границ обмена в земной коре и ряд границ в верхней мантии на глубинах 38-48, 55-75, 70-85, 93-128 и 130-160 км. На одном из профилей, приведенном в работе А.Г.Гайданова с авторами [10], ясно различаются несколько обособленных групп очагов, которые, по мнению Ю.М.Пущаровского, "вообще невозможно объединить в единую фокальную зону" [41, с. 164]. Конинг [72], позже Харрингтон [71] показали, что нормальные, промежуточные и глубокофокусные землетрясения не распространяются вдоль зон, погружающихся от океанов под континенты. Они, скорее, приурочены к более или менее горизонтальным зонам, которые с глубиной по направлению к континенту сдвигаются кулисообразно. Если это так, то здесь, возможно, проявлена многоэтажная ректадукция плит. Основываясь на представлении, что граница раздела Азиатского континента и Тихого океана некогда представляла собой сверхглубинный близвертикальный разлом [19, 64 и др.] (сдвиг ?), можно предположить, что наклонное положение она приобрела вследствие ректадукции плит со стороны континента с нарастанием суммарной амплитуды к поверхности планеты и (или) со стороны океана, напротив, с увеличением этой амплитуды с глубиной. Сходный механизм формирования наклона сейсмофокальных зон предложен Т.К.Злобиным [19].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработанные в рамках концепции тектонической расслоенности литосферы ректадукционные геодинамические модели, на наш взгляд, позволяют решить ряд важнейших проблем, четко очерченных

учением о геосинклиналях, но не решенных с позиций фиксизма. Вместе с тем, в разработанных моделях использовался ряд основных положений плитной тектоники и, прежде всего, горизонтальное скольжение литосферных плит, обусловленное возможным спрединговым механизмом. Однако в рассматриваемых структурах, согласно нашим представлениям, компенсация раздвигания плит происходила не путем их субдуктирования, а путем преобразования горизонтальных смещений в вертикальные с формированием чешуйчато-надвиговых сооружений. При этом первопричиной растяжения литосферы мы считаем тектонические (пассивный рифтогенез), а не мантийные процессы. Тесная пространственно-временная и генетическая совокупность формирования структур растяжения (РГ) и сжатия (ГАС) с синхронным развитием, соответственно, базитового вулканализма и интрузивного базит-гипербазитового магматизма не позволяет рассматривать эти структуры как террейны, сформированные друг от друга независимо. В этом отношении мы стоим ближе к геосинклинальной гипотезе синхронного развития смежных негативных и позитивных структур, если эту гипотезу дополнить предложенными мобилистскими механизмами, обусловленными мантийными конвекционными и адвекционными течениями и сдвиговым геодинамическим режимом развития восточной окраины Азиатского континента [53-57].

Установлено, что по частным СВ левым сдвигам зоны перехода континентальные блоки смещены на десятки и сотни километров, а суммарная амплитуда по Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой системе предполагается до нескольких тысяч километров [56, 57, 73]. Многократная активизация сдвиговых смещений, прежде всего, в позднем мезозое-кайнозое привела к широкому развитию различных форм сдвиговых дислокаций, которые значительно перестроили допозднемезозойский структурный рисунок края континента и создали новые структуры [55, 56]. Анализ показывает, что разобщенные сдвигами и со сдвиговыми раздвигами, погруженные в пределах окраинных морей фрагменты континентальной коры разного возраста представляют собой части некогда цельных, прослеживающихся из глубины Азиатского континента древних структур. Поэтому, несмотря на столь значительные горизонтальные смещения, эти, порой кажущиеся "экзотическими" фрагменты (микроконтиненты) нельзя считать террейнами, сформированными за тысячи километров от края Азиатского континента и затем прилепленными к нему.

Рассмотренные континентальные рифты на первых стадиях развития как бассейны осадконакопления возможно были достаточно широкими, соразмерными с современными окраинными морями. В

дальнейшем они были “сплющены” и приобрели форму узких линейных структур. Однако величины растяжения литосферы были относительно небольшими, что не позволило континентальным рифтам перерости в обширные океаны. В этом отношении мы разделяем принципы умеренного мобилизма, достаточно детально обоснованные исследователями Казахстана [1, 44 и др.]. Разработанные ректадукционные геодинамические модели, на наш взгляд, могут быть использованы при решении, прежде всего, проблем континентального рифтогенеза.

Тектонические процессы, отраженные в ректадукционных геодинамических моделях в тесной совокупности со сдвиговыми геодинамическими процессами, по-видимому, были проявлены на всей окраине Азиатского континента, включая и его сверхглубинную границу с Тихоокеанской плитой. Обосновывая свои представления о тектогенезе и его роли в проявлениях магматизма и рудообразования окраине Азиатского континента, не считаем, что все эти проблемы решены нами окончательно и однозначно. Необходимо дальнейшее комплексное изучение этих весьма сложных процессов. При этом важно иметь ввиду, что “...геотектоника, как никакая другая наука ...нуждается в достаточности фактических обоснований, логичности и непротиворечивости построений, но как естественная наука она не приемлет жестких организационных рамок одностороннего исследования, не допускающего свободы творческого поиска ...”[47, стр. 112].

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит Л.М.Парфенова за многолетнюю поддержку и внимание к моим исследованием. Автор признателен В.А.Бажанову, С.С.Зимину, Г.Л.Кирилловой, Г.Б.Левашеву, А.В.Олейникову за обсуждение и критические замечания, которые были по возможности учтены при окончательной редакции цикла статей, посвященных рассматриваемой проблеме. Автор благодарен В.Г.Хомичу за тесное сотрудничество в обсуждении и помошь в решении поставленных проблем.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абдулин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С. Тектоника Сакмарской Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата, 1977. 239 с.
2. Апрелков С.Е., Декина Г.И., Попруженко С.В. Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна реки Пенжины // Тихоокеан.геология.1997. №7. С. 46-57.
3. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапьев С.В. Глубинное строение Приморья. М.:Наука, 1976. 90 с.
4. Бельтенев Е.Б., Плотников И.А. Особенности и некоторые проблемы тектоники Приамурья // Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан, 1974. С. 89-100.
5. Берсенев И.И. Как образовалось Японское море? // Природа. 1972. № 2. С. 52-59.
6. Борец В.В., Мардерфельд Б.Е., Чернявский Г.А. К результатам глубинных магнитотеллурических зондирований на Дальнем Востоке // Изв.АН СССР. Физика Земли. 1975. № 4. С. 91-96.
7. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан.геология. 1994. № 6. С. 83-96.
8. Вулканические пояса Востока Азии / Отв.ред.А.Д.Щеглов). М.: Наука, 1984. 504 с.
9. Вэнью Ч., Дан Ч., Юнгуй Ч. И др. Характеристические особенности мезозойской и кайнозойской эры и динамическая модель литосферы района сбросовых глыб на севере Китая // Геол.обозрение. 1983. № 1. С. 33-41.
10. Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д., Строев П.А. Некоторые новые данные о глубинном строении земной коры переходных областей от океанов к материкам // Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1970. С. 54-65.
11. Геология СССР. Т. 32. Приморский край. М.: Наука, 1969. 690 с.
12. Геологическая карта Приморского края. 1:1 000 000 / Авт.-сост. Л. Ф. Назаренко; Ред.: В. А. Бажанов, Ю. Н. Олейник. 1986.
13. Гнибиденко Г.С. Связь тафрогенеза с формированием седиментационных бассейнов Охотской плиты // Строение и динамика зон перехода от континента к океану. М., 1986. С. 126-136.
14. Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский терреины (южный Сихотэ-Алинь) - фрагменты раннемеловой Азиатской окраины // Тихоокеан.геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 13-25.
15. Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. Л.: Наука, 1977. 248 с.
16. Дворецкий И.Х. Латинско-русский словарь. М.: Рус. яз., 1976. 1096 с.
17. Заварицкий А.Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях // Изв.АН СССР. Сер. геол., 1946. № 2. С. 3-12.
18. Злобин Т.К. Сопоставление сейсмотектонических параметров сейсмичности в распределении гипоцентров землетрясений с глубинным строением юга Курильской островной дуги // Тихоокеан.геология. 1982. № 5. С. 100-102.
19. Злобин Т.К. Вероятный механизм образования наклона сейсмофокальных зон / ДВО АН СССР. Препринт. Южно-Сахалинск, 1988. 34 с.
20. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского терреина - наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан.геология. 1994. № 6. С. 74-82.
21. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев И.В., Наговская Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М.: Наука, 1967. 384 с.

- 22.Каплун В.Б. Геоэлектрический разрез верхней мантии Западного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан.геология. 1996. № 4. С. 77-87.
- 23.Каплун В.Б. Предварительные результаты глубинного магнитотеллурического зондирования по профилю п.Облучье - оз.Гасси (Хабаровский край) //Тихоокеан. геология. 1998. № 2. С. 122-135.
- 24.Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 1993. № 5. С. 32-42.
- 25.Кириллова Г.Л., Турбин М.Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области. М.: Наука, 1979. 116 с.
- 26.Коваленко С.В. Нижнемеловые вулканогенно-осадочные отложения среднего Сихотэ-Алиня // Петрохимия магматических формаций вулканических зон Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
- 27.Коваленко С.В., Давыдов А.И. Новые данные о строении и возрасте древних метаморфических комплексов Сихотэ-Алиня // Докл.АН СССР. 1990. Т. 315, №4. С. 929-933.
- 28.Копылков В.Р., Старжинский С.С., Баринов Н.Н. Результаты магнитотеллурических исследований в Приморье // Электромагнитные зондирования. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1976.
- 29.Красный Л.И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980. 159 с.
- 30.Красный Л.И. Глобальная система геоблоков. М.: Недра, 1984. 224 с.
- 31.Мартынюк М.В. Соотношение эффузивного и интрузивного магматизма в мезо-кайнозойской истории Восточно-Сихотэ-Алинского синклиниория (в пределах Анюйского блока): Автoref.дис....канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1972. 29 с.
- 32.Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А. Геология Приморского края. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. Ч.І. Стратиграфия. 66 с.; Ч. ІІ. Интрузивные образования. 29 с.
- 33.Никитина А.П. Позднепалеозойские фузулиниды Кавалеровского и Ольгинского районов и их биостратиграфическое значение: Автoref.дис....канд.геол.-минер. наук / ВСЕГЕИ. Владивосток, 1971. 22 с.
- 34.Обуэн Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). М.: Мир, 1967. 302 с.
- 35.Олейник Ю.Н., Рязанцева М.Д. Раннемеловой магматизм в восточном обрамлении Ханкайского массива // Тихоокеан.геология. 1994. № 5. С. 59-66.
- 36.Островные дуги. М.: ИЛ., 1952. 174 с.
- 37.Парfenov L.M. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоях северо-востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Статья 1. Мезозояды Верхояно-Чукотской области // Тихоокеан.геология. 1983. № 3. С. 3-22.
- 38.Порай-Кошиц А.М., Ноздрина А.А., Хализов А.Л., Шимелевич М.И. Об интерпретации данных магнито-вариационного профилирования в Приморском крае // Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток, 1980. С. 124-126.
- 39.Поспееv A.B. Электропроводность земной коры и мантии по профилю Чара-Ванино // Тихоокеан.геология. 1987. № 6. С. 109-112.
- 40.Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона (по геофизическим данным). Владивосток, 1980. С. 43-53.
- 41.Пущаровский Ю.М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 222 с.
- 42.Сахно В.Г. Наданъхада-Бикинский пояс // Вулканические пояса Востока Азии. М., 1984. С. 169-172.
- 43.Сахно В.Г., Матюнин А.П., Максимов С.О. и др. Пояса континентального магматизма //Тихоокеанская окраина Азии. М., 1991. С. 72-129.
- 44.Сеитов Н.И. Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана (принцип умеренного мобилизма). Алматы, 1988. 111 с.
- 45.Смирнов А.М. Проблемы субстрата Тихоокеанского подвижного пояса //Геология докембра и тектоника Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С. 76-87.
- 46.Старжинский С.С. О геоэлектрическом разрезе Южного Приморья по данным магнитотеллурических зондирований // Тихоокеан. геология. 1983. № 3. С. 88-90.
- 47.Суворов А.И. К вопросу о парадигмах в геотектонике // Геотектоника. 1998. № 2. С. 106-112.
- 48.Сухов В.И., Феклович Р.П. Умлекано-Огоджинский вулканический пояс, история формирования, геологоструктурное районирование, металлогенез // Проблемы геологии и металлогенеза вулканических поясов. Владивосток: Кн. изд-во, 1968. С. 54-56.
- 49.Тараканов Р.З., Левый Н.В. Палиастеносферная модель верхней мантии Земли по сейсмологическим данным // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176, № 3. С. 571-574.
- 50.Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
- 51.Терехов М.И. Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива. М.: Наука, 1979.
- 52.Уткин В.П. Реконструкция сдвигов Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 4. С. 955-958.
- 53.Уткин В.П. Геодинамические условия формирования окраинно-континентальных вулканических поясов // Вулканические пояса Востока Азии. М., 1984. С. 328-352.
- 54.Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 166 с.
- 55.Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и их роль в проявлениях магматизма и рудообразование Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода // Автoref.дис....д-ра геол.-минер. наук. Владивосток, 1988. 54 с.
- 56.Уткин В.П. Сдвиговые дислокации как геодинамический процесс, определивший структуру Тихоокеанской окраины Азии // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. М., 1989. С. 185-217.
- 57.Уткин В.П. Глобальные сдвиговые системы и горизонтальные перемещения континентов //Вестн. ДВО РАН. 1994. № 4. С. 23-37.
- 58.Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулканические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 1: Горст-аккреционные системы и рифто-грабены // Тихоокеан.геология. 1996. № 6. С. 44-72.

- 59.Уткин В.П. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулкано-плутонические пояса юга Дальнего Востока России. Статья 2. Вулкано-плутонические пояса: структурно-вещественные характеристики и закономерности формирования // Тихоокеан. геология. 1997. № 6. С. 58-79.
- 60.Филиппов А.Н. Формационный анализ мезозойских отложений западного Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 200 с.
- 61.Хайн В.Е., Михайлов А.Е. Общая геотектоника. М., 1985. 327 с.
- 62.Хайн В.Е. Геотектоника на новом переломе своего развития // Геотектоника. 1996. № 6. С. 38-42.
- 63.Цзан Шаоянь, Ян Цзюньлянь. Распределение внутриглубинных землетрясений в Северном Китае и их физическое объяснение // Тихоокеан. геология. 1991, № 5. С. 56-63.
- 64.Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи // Земная кора. М., 1957. С. 187-205.
- 65.Шульдинер В.И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ. М.: Недра, 1982. 266 с.
- 66.Ishihara S., Sasaki A., Shibata K. et al. Characteristics of Cretaceous magmatism and related mineralization of the Lower Yangtze Area Eastern China // Rep. Intern. Res. And Develop. Coop. ITIT Projects. 1985. N8113. P.23-48.
- 67.Qi J., Huang B. Discussion on the magma evolution model of Longshuikeng ore district, province Jiangxi // Bull. JGMR. 1986. V. 7, N 1. P. 37-51.
- 68.Storti F., McCloy K. Influence of syntectonic sedimentation on thrust wedges in analogue models. Geology, November 1995. V. 23, N 11. P. 999-1002.
- 69.Utkin V.P. Wrench Faults of Sikote-Alin and Accretionary and Destructive Types of Fault Dislocation in the Asia-Pacific Transition Zone // The Tancheng-Lujiang wrench fault system. Chichester,England: John Wiley and Sons. 1993. 279 p.
- 70.The geology of China. Oxford: Clarendon press, 1986. 303 p.
- 71.Harrington H.I. Deep focus earthquakes in South America and their possible relation to continental drift / In: Munyar, A.G. (Ed.), Palar wandering and continental drift, Soc. Keen. Paleont. Mineral., Publ. 1963, 10. P. 55-73.
- 72.Koning L.P.G. Earthquakes in relation to their geographical distribution and focal depth, Koninke. Hed. Akad. Wetenschap., Proc., Series B, 1952. P. 55, 60-77, 174-206, 263-392.
- 73.Xu, J.W., Tong W.X., Zhu, G., Lin, S.F.& Ma, G. F. An outline of the pre-Jurassic tectonic framework in East Asia // J. Southeast Asian Earth Sci. 1989. 3(1-4). P. 19-45.

Поступила в редакцию 25 мая 1999 г.

Рекомендована к печати А.А. Брублевским

V.P. Utkin

Horst-accretionary systems, rift-grabens and volcanic-plutonic belts of the south of the Russian Far East. Article 3. Geodynamic models of synchronous development of horst-accretionary systems and rift-grabens

Within the southeastern margin of Asia, NE-trending horst-accretionary systems alternating with rift-grabens are established. The synchronous formation of these both positive and negative structures occurred in the Jurassic - Early Cretaceous. Rectaduction models have been worked out within the framework of a concept of tectonic layering of the lithosphere. The models interpret geodynamically the synchronous development of rift-grabens as extension structures being favourable for occurrence of synsedimentary basite volcanism, and horst-accretionary systems as compression structures imposing basite-ultrabasite and anatectite intrusive magmatism. The supposition is substantiated that rift-grabens in the east are a continuation of latitudinal intracontinental interblock suture zones.

СТРУКТУРНЫЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ НЕОГЕНОВЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ
ОБРАЗОВАНИЙ, АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ НА ЮЖНОМ
САХАЛИНЕ

В.С.Рождественский, С.М.Сапрыгин

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Сейсмическая активность на Южном Сахалине связана с зонами продольных разломов субмеридионального простирания (взбросы, сбросы), разграничающих хребты и межгорные впадины, и поперечных, трансорогенных разломов северо-западного (левые сдвиги) и северо-восточного (правые сдвиги) простирания. Наблюдаемая система активных разломов соответствует стереотипу трещин, возникающих при субширотном и диагональном (по азимуту 305°) горизонтальном сжатии. Вдоль западного борта Сусунайской межгорной впадины сейсмическая активность в среднечетвертичное время сместились от Тымь-Поронайского разлома, секущего плиоцен-раннечетвертичную и среднечетвертичную поверхности выравнивания, к Апреловскому, смещающему позднеплейстоценовые и голоценовые образования. Нижнеплейстоценовые отложения Сусунайской впадины залегают согласно с плиоценовыми образованиями молассовой формации (марумская свита). Так как палеосейсмодислокации, свидетельствующие о катастрофических голоценовых землетрясениях, известны на всей территории острова, включая асейсмичные в настоящее время районы, с целью установления повторяемости землетрясений и долговременного прогноза сейсмической опасности необходимо изучение активных разломов на всей площади Сахалина и окружающих акваторий.

Смещение разломами четвертичных отложений и палеосейсмодислокации отмечены в разных районах Сахалина [8,12,15,16], тем не менее широкое изучение активных разломов до Нефтегорского землетрясения 1995 г. практически не проводилось. На геологических картах обычно показывались разломы, перекрытые четвертичными отложениями.

Крупнейший город острова Южно-Сахалинск расположен вблизи Тымь-Поронайского (Центрально-Сахалинского) разлома, вдоль которого за последние 100 лет отмечались землетрясения интенсивностью до 7 баллов.

С целью оценки сейсмической опасности для Южно-Сахалинска и его окрестностей нами были проведены геологические исследования в западной части Сусунайской долины, показавшие недооценку роли активных разломов в формировании геологической структуры этого района. Предполагалось, что в западном борту Сусунайской депрессии полого залегающие отложения марумской свиты (верхний миоцен-плиоцен), относимые к молассовой формации, несогласно перекрыты горизонтально залегающими четвертичными отложениями. Такая ситуация показана на изданных ВСЕГЕИ геологических кар-

тах Сахалина м-ба 1:500 000, м-ба 1:200 000 [8], на изданной ИНТЕРА в Англии на русском и английском языках геологической карте м-ба 1:500 000 [7].

При проведении поисков углеводородов вдоль западной границы Сусунайской впадины с предгорьями Мицулевского хребта сейсмическим профилированием была установлена потеря прослеживаемости сейсмических горизонтов, что позволило В.В.Рыбак-Франко и П.П.Темрюкову предположить присутствие Апреловского разлома (рис.1). Как активный, Апреловский разлом впервые описан В.К.Кучаем [13], который отметил в долине реки Апреловки надвиг верхнемиоцен-плиоценовых отложений марумской свиты на голоценовые отложения надпойменной террасы.

После катастрофического Нефтегорского землетрясения стала очевидной необходимость изучения активных разломов вблизи г.Южно-Сахалинска.

На первой стадии исследований нами были отдешифрированы аэрофотоснимки м-ба 1:20 000 и космические снимки м-ба 1:600 000. В полевой период были выполнены геологические маршруты по основным рекам района (рис.2) и составлена геологоструктурная карта (рис.3).

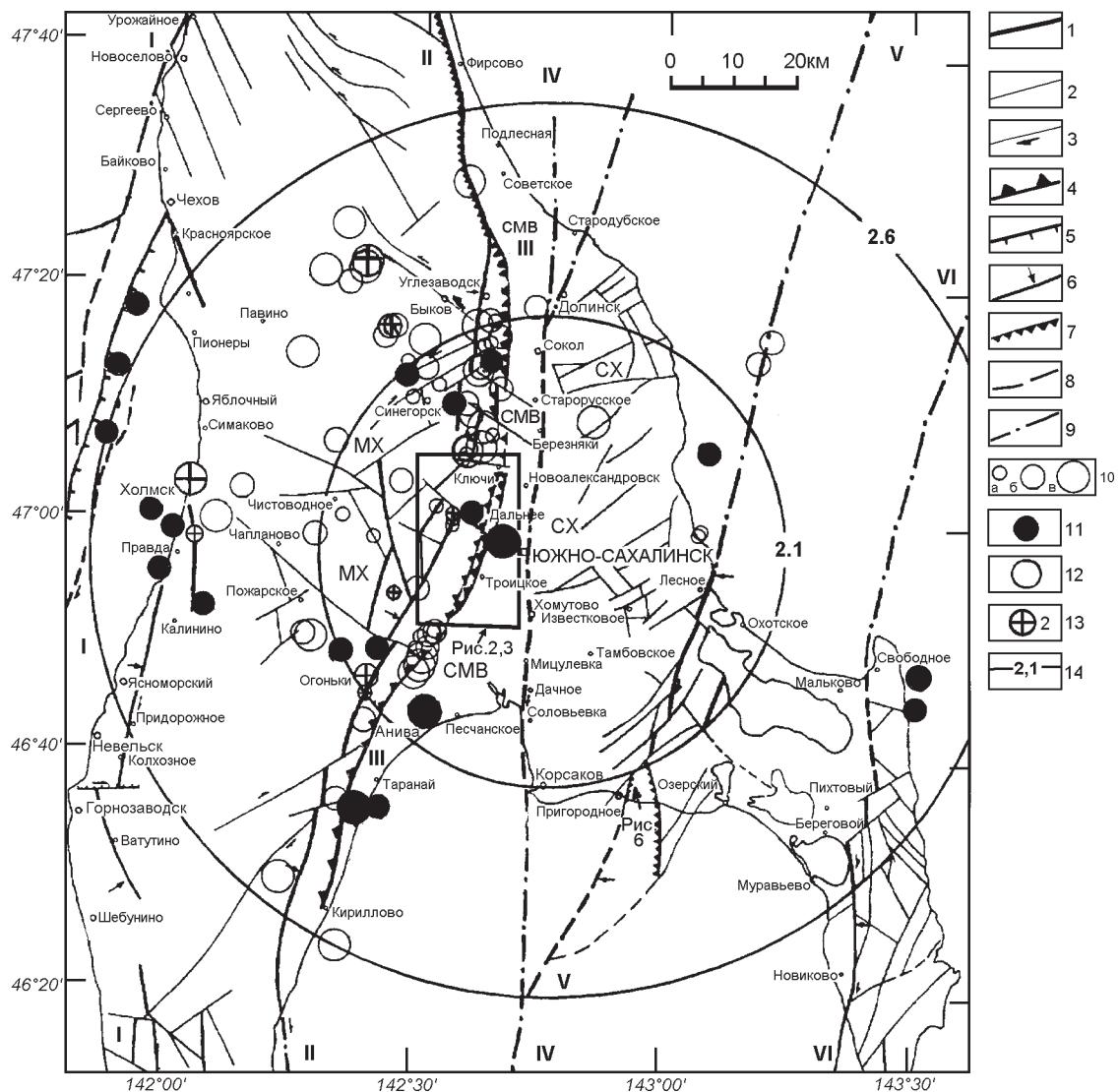


Рис.1. Разломы Южного Сахалина и эпицентры мелкофокусных землетрясений.

1 - региональные разломы; 2 - локальные разрывы; 3 - сдвиги; 4 - взбросы и надвиги; 5 - сдвиги, трансформированные во взбросы (стрелка показывает направление взброса); 7 - обновленные взбросы и зоны сжатия сдвигов; 8 - погребенные разрывы; 9 - предполагаемые разрывы; 10 - эпицентры землетрясений, зарегистрированные системой IRIS-2; магнитуда землетрясений: а - $M < 2.5$; б - $2.5 < M < 3.0$; в - $3 < M < 4$; эпицентры землетрясений, зарегистрированные сейсмостанцией Южно-Сахалинска: 11 - $4 < M < 5$; 12 - $5 < M < 6$; 13 - землетрясения, зарегистрированные системой IRIS-2 и группой станций DATA MARK; 14 - дальность регистрации землетрясений станцией IRIS-2 в зависимости от величины магнитуды.

Основные разломы: I-I - Западно-Сахалинский; II-II - Тымь-Поронайский; III-III - Апреловский; IV-IV - Сусунайский; V-V - Мерейский; VI-VI - Тонино-Анивский.

CMB - Сусунайская межгорная впадина, CX - Сусунайский хребет, MX - Мицулевский хребет Западно-Сахалинских гор.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

Наиболее древние отложения, выходящие на поверхность в районе исследований, относятся к быковской свите (турон-кампан). Отложения быковской свиты слагают совместно с отложениями красноярковской свиты (кампан-маастрихт-дат) склоновую часть Западно-Сахалинского антиклинария, нарушенную Тымь-Поронайским разломом. Быковская

свита сложена пластичными, неустойчивыми при размыве аргиллитами и глинистыми алевролитами, красноярковская - песчаниками и алевролитами.

На отложениях красноярковской свиты в западном крыле антиклинария со значительным размывом, но без углового несогласия, залегает пачка переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников палеогенового возраста (такарадайская свита).

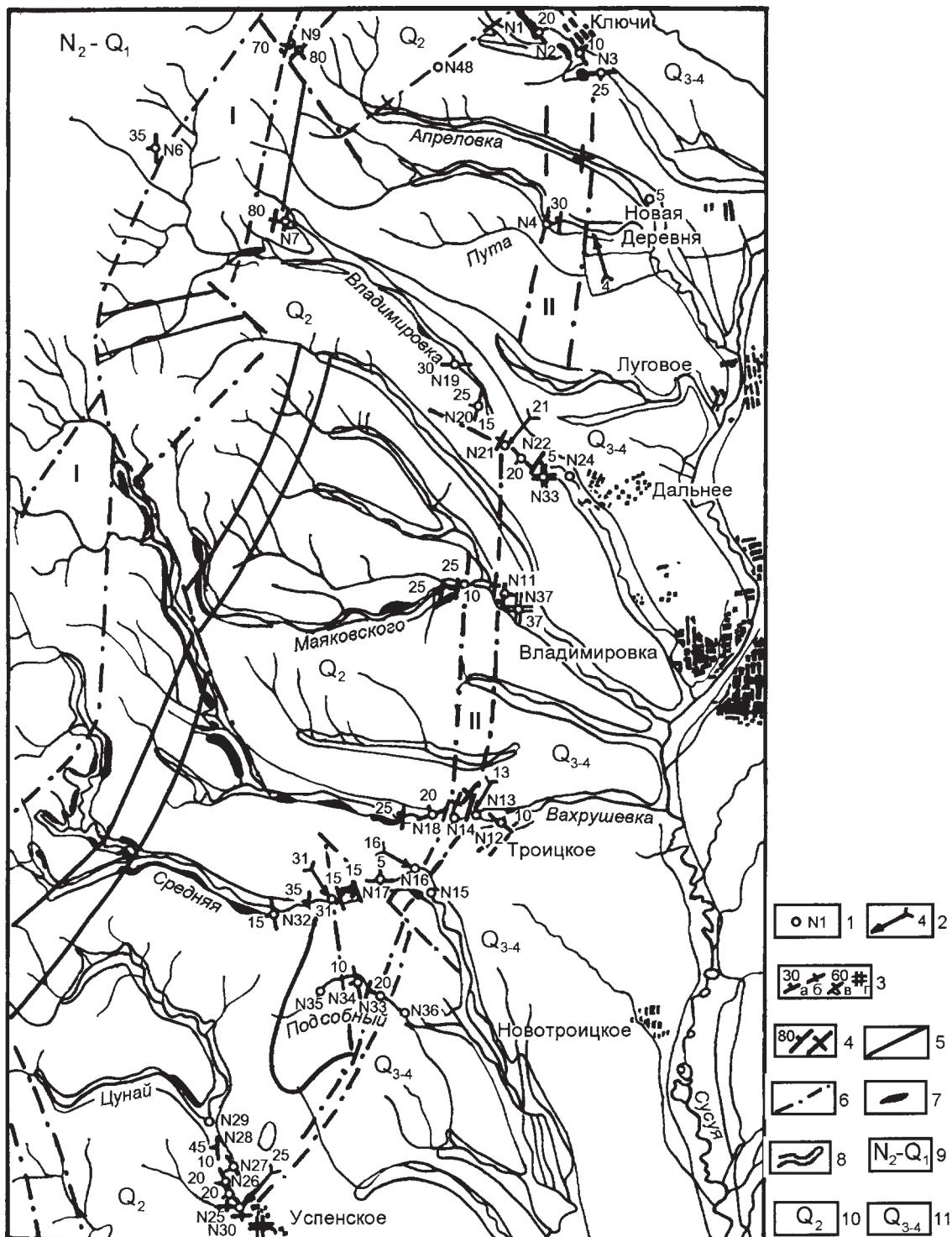


Рис.2. Карта фактического материала и четвертичных отложений.

1 - точки наблюдения и их номера; 2- местоположение и номера зарисовок обнажений активных разломов (см. рис.5). 3- элементы залегания слоев: а - наклонное, б - вертикальное, в- опрокинутое, г- горизонтальное. 4- элементы залегания разломов: а- наклонное, б- вертикальное. 5-контакты свит по данным дешифрирования аэрофотоснимков (а/с). 6- разломы по данным дешифрирования а/с. Четвертичные отложения по данным дешифрирования а/с: 7- позднеплейстоценовые отложения 18-20 и 6-12 м аллювийальных террас. 8 - голоценовые отложения поймы и надпойменной террасы; 9 - Горная зона. Плиоцен-раннечетвертичная поверхность выравнивания; 10- Предгорная зона. Среднечетвертичная поверхность выравнивания. 11- Позднечетвертичная-голоценовая аккумулятивная аллювиально-озерная равнина. I-Зона Тымь-Поронайского разлома, II- Зона Апреловско-Ключевского разлома.

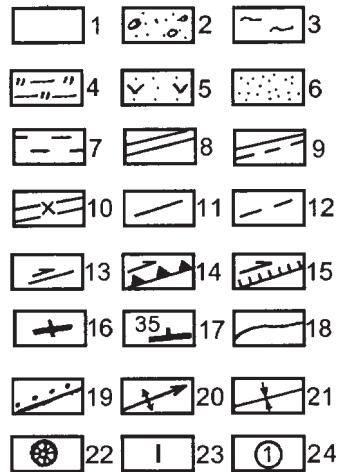
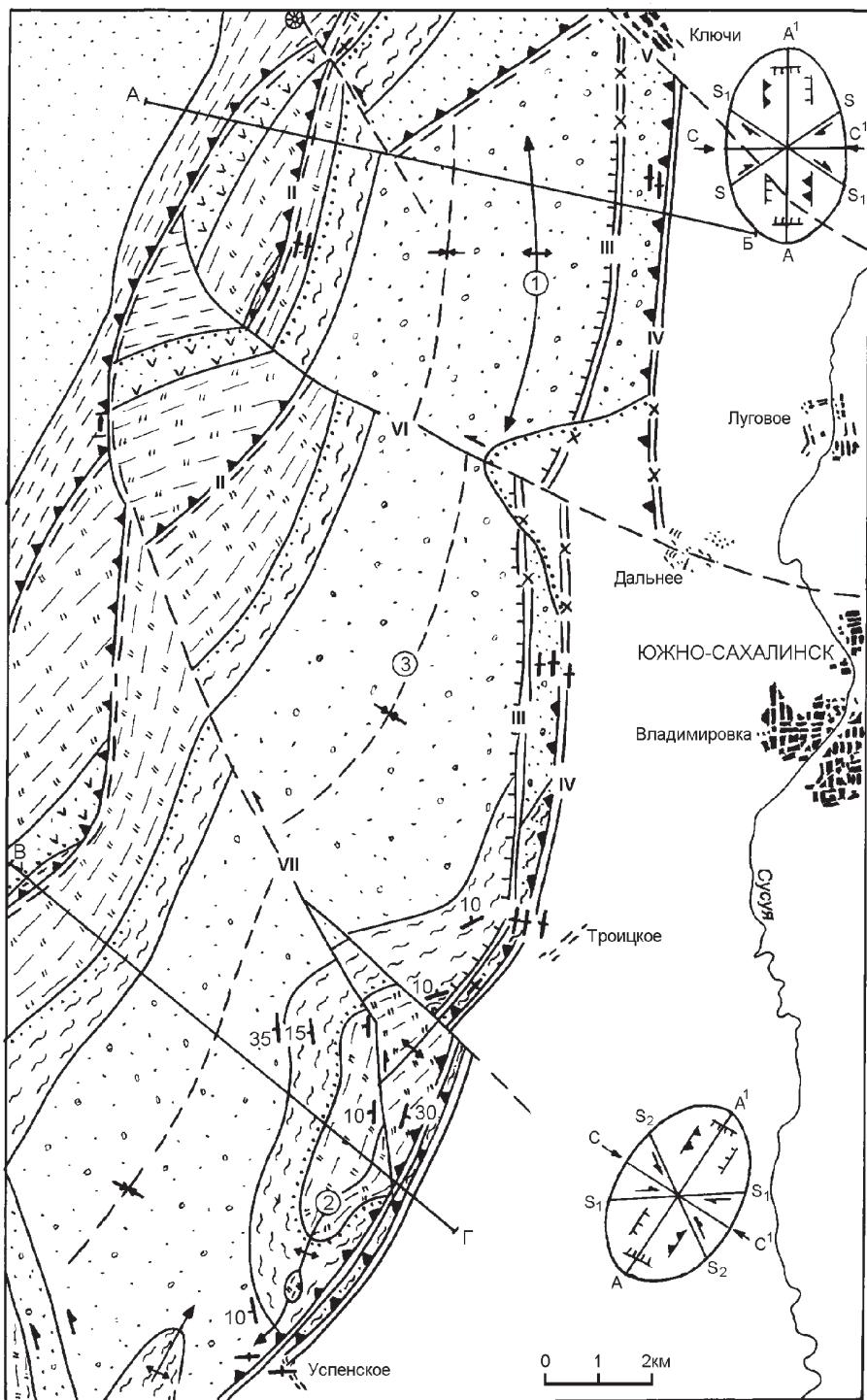
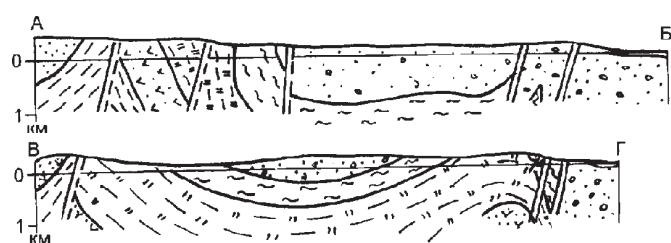


Рис.3. Геолого-структурная карта.

1- Верхнечетвертичные-голоценовые отложения. Пески, глины, гравий и галечники; 2- верхнемаруя姆ская подсвита (плиоцен-плейстоцен). Песчаники, песчанистые глины с галькой и гравием, с линзами лигнитов, галечники; 3 - нижнемаруя姆ская подсвита (верхний миоцен). Песчаники, алевролиты с известковыми конкрециями, диатомовые алевролиты, гравелиты, конгломераты; 4 - холмская свита (нижний миоцен). Кремнистые аргиллиты и алевролиты, песчаники, туфопесчаники, цеолитовые туфы; 5 - гастелловская и аракайская свиты нерасчлененные (эоцен-олигоцен). Песчаники, известковые песчаники, ракушняки, алевролиты, туфы, туффиты; 6 - красноярковская свита (кампан-дат). Песчаники и алевролиты с мергелистыми конкрециями; 7 - быковская свита (турон-ранний кампан). Аргиллиты и глинистые алевролиты с мергелистыми конкрециями. Сейсмогенные зоны активных разломов. Разломы продольные (краевые): 8 - активные (зона Апрелевского разлома); 9 - активные (зона Тымь-Поронайского разлома); 10 - предполагаемые и скрытые под четвертичными отложениями. Разломы поперечные (транзорогенные): 11 - активные сейсмогенные, 12 - предполагаемые и скрытые под четвертичными отложениями. Типы разломов: 13 - сдвиги, 14 - взбросы, надвиги и взбросо-сдвиги, 15 - сбросы и сбросо-сдвиги; 16 - тектониты зон смятия и зоны «крутых углов» вдоль крупных разломов; 17 - элементы залегания слоев; 18 - согласные контакты; 19 - несогласные контакты; 20 - оси активных (воздымающихся) антиклиналей; 21 - оси активных (прогибающихся) синклиналей; 22 - грязевый вулкан; 23 - номера разломов; 24 - номера складок. Разломы: I - Тымь-Поронайский Западный, II - Тымь-Поронайский Восточный, III - Ключевской, IV - Апрелевский, V - Верхнесусунайский, VI - Владимиировский, VII - Вахрушевский. Складки: 1 - Новодеревенская, 2 - Троицкая, 3 - Маяковская. А-Б и В-Г- геологические разрезы.



В восточном крыле антиклиниория меловые отложения надвинуты на палеоген-неогеновые по Тымь-Поронайскому разлому. Лишь на отдельных участках на образованиях быковской свиты залегают с угловым несогласием отложения гастелловской свиты, которые рассматриваются как стратиграфический аналог такарадайской.

В основании гастелловской свиты отмечен базальный горизонт конгломератов, мощностью от 20 до 50 м. Выше базального горизонта свита сложена песчаниками с редкими прослоями алевролитов и ракушняков. В верхней части свиты появляются прослои туффитов, и отложения гастелловской свиты постепенно сменяются образованиями аракайской свиты, представленными псевфитовыми и псаммитовыми туфами среднего, реже кислого состава.

Аракайская свита согласно перекрывается холмской свитой (ранний миоцен), которая сложена крепкими и плотными, тонкозернистыми кремнистыми алевролитами и аргиллитами с прослоями окремненных песчаников, туфопесчаников и цеолитовых туфов.

На холмской свите с угловым несогласием залегают отложения маруямской свиты, подразделяемые нами на две подсвиты. В основании нижней подсвиты повсюду наблюдается базальный конгломерат или гравелит, мощностью от 3 до 10 м. Выше располагается пачка песчаников и гравелитов с прослоями алевролитов, мощностью до 300 м. Пачка песчаников перекрывается пачкой (200-300 м) диатомитовых алевролитов, с прослоями глинистых алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов. В обеих пачках нижней подсвиты обнаружена фауна моллюсков, форамиинфер, радиолярий, позволяющая определить ее возраст как позднемиоценовый [8].

В основании верхнемаруямской подсвиты со значительным размывом залегает горизонт конгломератов. Нижняя часть подсвиты (200-400 м) сложена песчаниками и песками, с прослоями конгломератов, гравелитов и алевролитов. Возраст пачки определяется как плиоценовый [8].

Верхняя пачка, мощностью до 600 м, представлена в нижней части слабо сцементированными глинистыми песчаниками, песками и глинами с рассеянной галькой и гравием, с тонкими (0,05-0,3 м) прослоями лигнитов и пепловых туфов. В верхней части пачки преобладают глины и глинистые пески с рассеянной галькой и гравием, конгломераты, сцементированные окислами железа, и галечники. Литологически пачка не отличается от вышележащих плейстоценовых отложений.

Смена морских отложений лагунными и озерно-аллювиальными, лигнитообразование, вымирание плиоценовой теплолюбивой фауны и флоры и появление моллюсков, характерных для современ-

ных лагун дальневосточных морей, появление пресноводного комплекса диатомовых водорослей, раннеплейстоценовых радиолярий и споро-пыльцевых комплексов, по мнению многих исследователей, изучавших как четвертичные [2], так и неогеновые [21] отложения, позволяют проводить границу между плиоценовыми и четвертичными образованиями по подошве верхней лагунно-континентальной пачки маруямской свиты.

Однако из-за литологического однообразия разреза верхнемаруямской подсвиты и отсутствия палеомагнитных и других специальных исследований по определению возраста осадков установить границу между плиоценовыми и плейстоценовыми отложениями в настоящее время вряд ли возможно. Поэтому верхняя подсвита выделяется нами как переходная плиоцен-плейстоценовая толща.

Для расчленения плиоценовых и четвертичных отложений большое значение имеют палеомагнитные исследования. Границу между плиоценом и плейстоценом 24 сессии Международного геологического конгресса (МГК) 1972 г. рекомендуется проводить на уровне палеомагнитного эпизода Олдувей (1,8, по последним уточненным данным - 1,64 млн лет назад) эпохи обратной намагниченности Матуяма шкалы Кокса [22].

Отложения верхней части маруямской свиты в восточной части побережья залива Терпения характеризуются обратной намагниченностью [2], то есть относятся к эпохе Матуяма и могут быть отнесены, по рекомендации МГК (1972), к раннему плейстоцену. Однако нижняя граница плейстоцена, принятая Геологической службой СССР, проводилась значительно выше - по палеомагнитной инверсии Матуяма-Брюнес (Брюнес - современный хрон с нормальной полярностью) с абсолютным возрастом границы 0,7 млн лет.

Таким образом, большая часть нижнеплейстоценового разреза Сахалина с абсолютным возрастом 0,7-1,64 млн лет была включена в маруямскую свиту, возраст которой рассматривается как позднемиоцен-плиоценовый [8].

Этому решению способствовало широко распространенное среди геологов, изучавших Сахалин, представление о резком несогласии между плиоценовыми и нижнеплейстоценовыми отложениями [3,18], обусловленном проявлением сахалинской фазы альпийской складчатости между плиоценом и плейстоценом [14].

Наши наблюдения показывают, что с резким угловым несогласием на отложениях маруямской свиты залегают позднеплейстоценовые отложения террас. Четвертичные отложения, выполняющие Сусунайскую межгорную впадину, залегают в едином согласном разрезе с образованиями маруямской сви-

ты, возраст верхней части которой также является плейстоценовым. Зона предгорий Западно-Сахалинских гор, сложенная марумской свитой, граничит с Сусунайской долиной по тектоническому контакту, смещающему позднечетвертичные и даже, местами, голоценовые отложения (рис.3, 4).

Максимальная мощность четвертичных отложений наблюдается в осевой части Сусунайской депрессии. Нижнеплейстоценовые отложения согласно залегают на нерасчлененных плиоцен-плейстоценовых образованиях верхней подсвиты марумской свиты. В устьевых частях долины отмечаются лагунные фации, представленные песчанистыми глинами и суглинками с линзами галечников. В центральной части депрессии лагунные отложения переходят в континентальные, представленные аллювиальными и пролювиальными галечниками и гравием с линзами песков и глин, мощностью до 40 м.

Среднеплейстоценовые отложения сложены осадками озерно-аллювиального и лагунного происхождения. Наибольшая мощность (до 60 м) отмечается в осевой части депрессии. Литологически они представлены глинами, песками и суглинками с линзами гравия и галечников.

Верхнеплейстоценовые отложения представлены четырьмя горизонтами. В устьевых частях Сусунайской долины это морские (первый и третий горизонты) и озерно-аллювиальные (второй и четвертый горизонты) образования. В центральной части депрессии они фациально замещаются лагунными, озерно-аллювиальными и аллювиально-пролювиальными осадками, мощностью до 65 м (см. рис.4).

В четвертичных отложениях Сусунайской межгорной впадины А.Н.Александровой [2] выделяются несколько циклично чередующихся горизонтов

грубообломочных и тонкозернистых образований. По скважине глубиной 250 м в пос. Новотроицкое от раннего плейстоцена до голоцена можно выделить до 7 циклов, каждый из которых начинается грубозернистыми образованиями (галечники, гравий) и заканчивается тонкозернистыми (глины, алевриты, суглинки). Образование горизонтов грубозернистых отложений объясняется глобальными похолоданиями, вызывающими оледенение и регрессию мирового океана, при потеплении наблюдается трансгрессия и формирование горизонтов тонкозернистых отложений. Похолодание подтверждается данными споропыльцевых анализов. Следы оледенения обнаружены на Сахалине в верхнечетвертичных отложениях.

При такой трактовке происхождения цикличности не учитывается неравномерность поднятия и эрозионные циклы формирования террас в горных районах. Для сопоставления циклов террасообразования в горах и циклов осадконакопления в межгорной впадине необходимо точное определение возраста четвертичных отложений и специальные геоморфологические исследования, не проводившиеся на Южном Сахалине. Однако примерное сопоставление четвертичных отложений террас и межгорной впадины все же возможно.

В исследуемом районе отмечаются две основные поверхности выравнивания: плиоцен-раннечетвертичная, высотой 400-700 м, и среднечетвертичная, высотой 150-200 м, и несколько уровней речных террас: позднеплейстоценовые, высотой 18-20 м и 10-12 м, раннеголоценовые, высотой 4-6 м, и позднеголоценовая надпойменная терраса, высотой 0,5-2 м [1, 2].

Отложения верхнеплейстоценовых террас, высотой 18-20 и 10-12 м, видимо, соответствуют двум

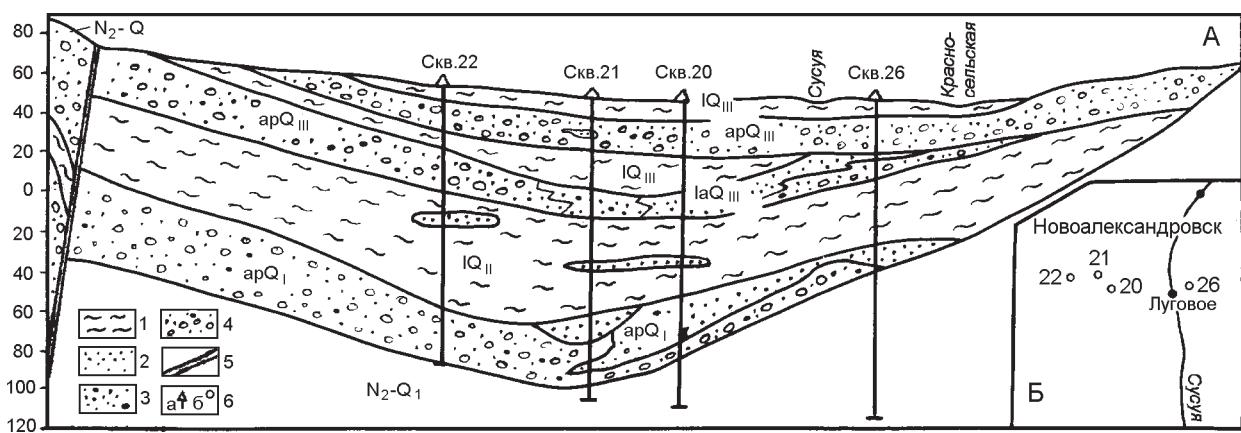


Рис .4. Схематический геологический разрез четвертичных отложений средней части Сусунайской межгорной впадины (А) и схема размещения скважин (врезка, Б), по [2] с дополнениями авторов.

1 - глины, суглинки, иногда с линзами торфа; 2 - пески; 3 - гравий с песком; 4 - галечники с гравием и песком; 5 - Апреловский разлом; 6 - буровые скважины: а) на разрезах, б) на врезке.

N₂-Q₁ - плиоцен-плейстоценовые отложения, apQ₁ - аллювиально-пролювиальные нижнеплейстоценовые отложения, IQ_{II} - лагунные среднеплейстоценовые отложения, apQ_{III}, IQ_{III}, laQ_{III} - верхнеплейстоценовые отложения.

циклам в верхнечетвертичных образованиях Сусунайской впадины, а террасы, высотой 4-6 м, соответствуют раннеголоценовому циклу впадины.

Двадцати- и двенадцатиметровые террасы обычно цокольные, располагаются в средней части бортов речных долин. Максимальная мощность аллювиальных отложений не превышает 3-4 м. Они представлены галечниками (2-2,5 м), перекрытыми суглинками или супесями (1-1,5 м). Примерно такое же строение имеют чехлы 6 м цокольных террас. Двухметровые надпойменные террасы часто аккумулятивные. При наличии цоколя мощность аллювиального чехла обычно не превышает 1-2 м. Для всех видов террас и поймы характерны две фации отложений: русловая, представленная галечником с гравием и песком, и пойменная, представленная глинями, суглинками и супесями. Абсолютный возраст древесины, отобранный в отложениях 1-2 м надпойменной террасы на южной окраине села Ключи, 4140+80 лет (опр. ГИН РАН) [13], что соответствует позднему голоцену.

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Основные региональные разломы Южного Сахалина (см. рис. 1) - Западно-Сахалинский (восточная ветвь), Центрально-Сахалинский, включающий две зоны: западную-Тымь-Поронайскую и восточную-Апреловскую; Сусунайский, Мерейский и Тонино-Анивский. Землетрясения, зарегистрированные в 1992-1996 гг. системой IRIS-2 и группой станций DATAMARK [11] и с 1906 г. сейсмостанцией Южно-Сахалинска показывают, что все разломы, за исключением Сусунайского и Тонино-Анивского, сейсмически активны в настоящее время (см. рис. 1). Смещения четвертичных отложений, включая голоценовые, отмечены в зонах Апреловского (рис. 5) и Мерейского (рис. 6) разломов. Большинство эпицентров землетрясений сосредоточены западнее Центрально-Сахалинского разлома или непосредственно в его зоне.

В исследуемом районе нами выделяются два основных типа активных разломов: краевые разломы, разграничающие горные хребты и межгорную впадину, и поперечные по отношению к хребтам и впадине, трансортогенные разломы, часто используемые речными долинами (см. рис. 3).

К краевым относится Тымь-Поронайский разлом, представленный двумя ветвями: западной и восточной, разделенными линзовидными тектоническими блоками, шириной 2-3 км. Плоскости сместителей обеих ветвей разлома наклонены на запад под углами 60-80°. Основная, западная ветвь разлома обычно выражена в рельефе в виде уступа высотой до 50-80 м. Она либо проходит в верхнемеловых образованиях быковской свиты, либо приводит в со-

прикоснение верхнемеловые отложения с палеоген-неогеновыми. Восточная ветвь разлома прослеживается в неогеновых отложениях холмской свиты и сопровождается широкой (1-2 км) зоной «крутых углов», в которую вовлечены верхнемиоценовые отложения нижней части маруямской свиты, имеющие вблизи разлома опрокинутое залегание.

Тымь-Поронайский разлом смещает плиоцен-раннечетвертичную и среднечетвертичную поверхности выравнивания. Вдоль плоскости основной, западной зоны разлома наблюдается пластичная смазка в виде аргиллитов быковской свиты. Наличие многочисленных углекислых и сероводородных источников, грязевого вулканизма и аномально высокое давление подземных вод, отмеченное в буровых скважинах, способствуют быстрому снятию тектонических напряжений. В настоящее время активность разлома выражается грязевым вулканизмом и небольшими землетрясениями, интенсивностью до 5-6 баллов.

Значительно большую сейсмическую опасность имеет зона Апреловского разлома, включающая два сближенных разрыва: Апреловский и Ключевской, разделенных зоной «крутых углов», шириной от 0,5 до 1,3 км. В юго-западной части района эти разрывы сближаются и сливаются в единый разлом (см. рис. 3). На сейсмических профилях разлом на всем своем протяжении отмечается как единый, в виде вертикальной или крутопадающей на запад зоны, шириной до 2,5 км, потери прослеживаемости сейсмических горизонтов (В.В.Рыбак-Франко, устное сообщение).

Апреловский разлом хорошо выражен в рельефе в виде тектонического уступа, высотой от 20 до 40 м, представляющего собой четкую границу между зоной предгорий и аллювиально-озерной аккумулятивной равниной. В зоне предгорий развита среднечетвертичная поверхность выравнивания, со средней высотой над уровнем моря 150-200 м. Высота над уровнем моря плоской поверхности аллювиальной равнины 20-60 м. Позднечетвертичные террасы, высотой 18-20 м и 10-12 м, и раннеголоценовые, высотой 4-6 м, отмечаются в зоне предгорий и не прослеживаются восточнее Апреловского разлома в пределах аллювиальной равнины. Бровки 20 м позднечетвертичных террас находятся в западном блоке вблизи от зоны разлома на абсолютной высоте +100 м, в то же время, в межгорной впадине подошла верхнечетвертичных отложений, соответствующих этому эрозионному циклу, опущена до отметок -10,-20 м (см. рис.4). При разнице отметок в 120 м и продолжительности плейстоцен-голоценового периода 200 000 лет средняя скорость движения составляет 0,6 мм/год, современная скорость

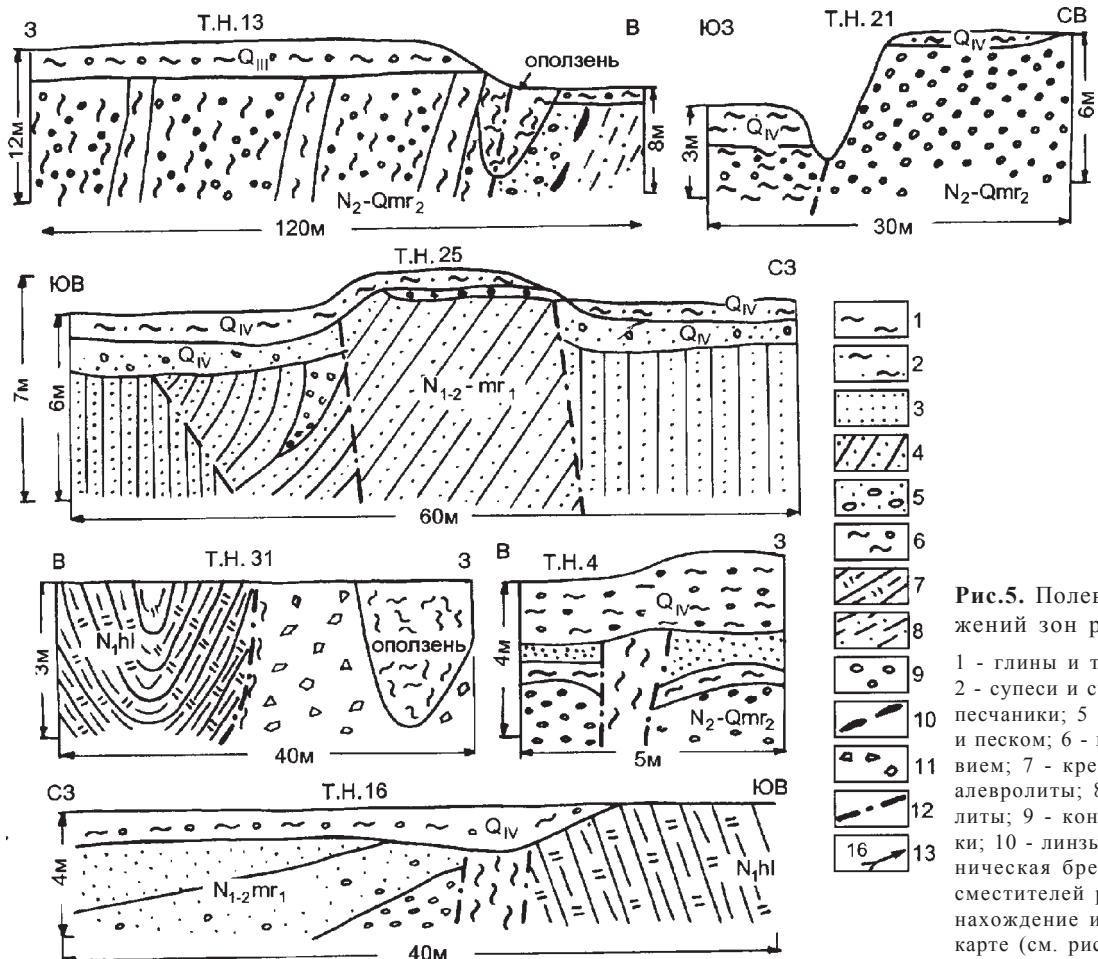


Рис.5. Полевые зарисовки обнаружений зон разломов.

1 - глины и тектонические глинки;
2 - супеси и суглинки; 3 - пески; 4 - песчанники; 5 - галечники с гравием и песком; 6 - глины с галькой и гравием; 7 - кремнистые аргиллиты и алевролиты; 8 - глинистые алевролиты; 9 - конгломераты и галечники; 10 - линзы лигнитов; 11 - тектоническая брекчия; 12 - плоскости смещителей разломов; 13 - местонахождение и номер обнажения на карте (см. рис. 2).

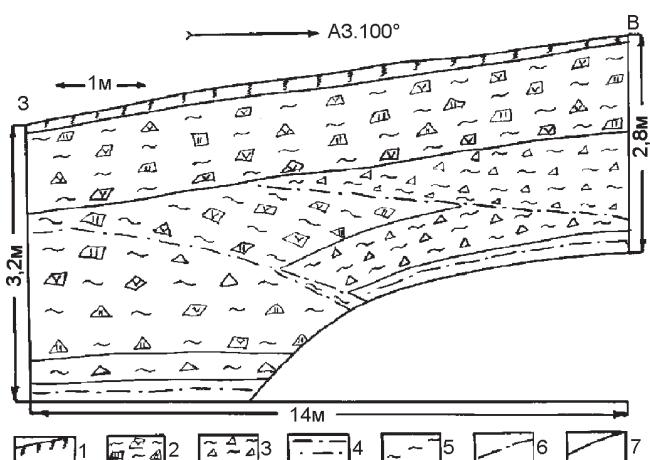


Рис.6. Палеосейсмодислокации в зоне Мерейского разлома.

1 - почвенно-растительный слой; 2 - коричневато-бурый суглинок с угловатыми глыбами, размером от 0,1 до 0,6 м в поперечнике, сургучно-красных и зеленых яшм, реже встречаются мелкие обломки (0,05-0,1 м) бурых эфузивов; 3 - светло-серый элювиально-делювиальный суглинок, с мелкими (1-3 см) обломками глинистых алевролитов быковской свиты; 4 - светло-серые глинистые алевролиты быковской свиты; 5 - тектоническая глинка; 6 - разрывы; 7 - литологические контакты.

поднятия Западно-Сахалинских гор, усредненная за последние 25 лет - 2-4 мм/год [10].

Кроме двадцатиметровых террас разлом смещает отложения 12-ти и 6-ти метровых террас и позднеголоценовые отложения первой надпойменной террасы. Повсюду плоскость разлома круто (под углом 75-85°) падает на запад.

Расположенный западнее Апреловского Ключевской разлом, так же как и Апреловский, почти вертикален. В т.н.16 (см. рис.5) этот разлом является сбросом, вдоль которого отложения марумской свиты (западный блок) приведены в соприкосновение с отложениями холмской свиты (восточный блок). Мощность голоценовых отложений четырехметровой террасы в зоне разлома увеличивается.

На большей части площади этот разлом, видимо, является круто падающим на запад сбросом, однако плоскость разлома иногда приобретает восточное падение и разлом превращается во взброс. В этом случае наблюдается почти вертикальное выдавливание тонкой (ширина 0,5-1,3 км) пластины пород, заключенных между Апреловским и Ключевским разломами. В юго-западной части района (бас-

сейн р. Цунай), где Апреловский и Ключевской разломы сливаются в одну зону, можно наблюдать почти вертикальное выдавливание блока песчаников маруямской свиты, шириной всего лишь 20 м, при этом в перекрывающих отложениях шестиметровой террасы образовался горстообразный, хорошо выраженный в рельефе выступ, высотой 1-1,5 м, с пониженной мощностью четвертичных отложений (см. рис.5, т.н. 25).

Вдоль Ключевского разлома наблюдается разветвленная сеть оврагов и расширение речных долин, обусловленное присутствием широкой зоны передробленных пород. В северной части района отмечено правостороннее смещение на 0,8-0,9 км водоразделов и водотоков (реки Пута, Магомедка), видимо связанное с изменением наклона блоков в крыльях разлома. Отмечается также небольшой (до 20 м) тектонический уступ в рельефе. В 5-6 км севернее пос. Ключи и в 10 км юго-западнее пос. Успенское Апреловский и Ключевской разломы сливаются с Тымь-Поронайским в практически единую зону, шириной 4-6 км, Центрально-Сахалинского разлома.

Поперечные трансорогенные разломы Верхнесусунайский, Владимировский и Вахрушевский (см. рис.3), по сравнению с продольными, выделяются менее уверенно. К этим разломам часто приурочены участки речных долин, имеющие северо-западное направление. При этом юго-западные борта приразломных долин в позднетретичное-голоценовое время обнаруживают тенденцию к поднятию, вдоль них наблюдаются уступы цокольных террас, а северо-восточные борта в то же время опускаются, цокольные террасы отсутствуют и наблюдается усиленная аккумуляция голоценовых отложений, погребающихся на этих участках зоны активных продольных разломов.

Скопление эпицентров землетрясений по линиям Анива-Холмск, Синегорск-Ключи (см. рис.1), видимо, свидетельствует об их приуроченности к поперечным разломам северо-западного простирания.

Судя по смещениям геологических границ, поперечные трансорогенные разломы северо-западного направления являются левыми сдвигами с амплитудой бокового смещения до 1,5-2 км (см. рис.3). Зоны этих разломов плохо обнажены и изучены только в двух точках (см. рис.5, т.н. 21, 31).

Парагенез активных разломов, формирующихся в изученном районе в современное время, включает разломы северо-западного (левые сдвиги), северо-восточного (правые сдвиги) и субмеридионального и северо-восточного (крутые сбросы и взбросы) простирания. Ориентировка речных долин в предгорьях и горах, видимо соответствующая направлению трещин растяжения, обнаруживает два преобладающих направления: северо-западное в юж-

ной части района и субширотное в северной. Подобный парагенез разломов не отвечает стереотипу трещин, возникающих в зонах правосторонних субмеридиональных сдвигов, который в региональном плане является характерным для структуры Сахалина в целом [16].

Наблюдаемая система активных разломов соответствует стереотипу трещин, возникающих при субширотном горизонтальном сжатии (северная часть района) и при диагональном сжатии примерно по азимуту 305 (южная часть района). Направление неотектонических напряжений, определенное по расположению активных разломов и складок (см. рис.3, эллипсоид напряжений), соответствует расположению осей деформации, установленных в районе при геодезических исследованиях горизонтальных смещений [6] и сейсмологических наблюдениях [5].

Землетрясения, происходившие близ Южно-Сахалинска, сейсмологи [17,19] связывали с Тымь-Поронайским разломом (Синегорское землетрясение, 1964 г.) и с Сусунайским разломом (Владимирское землетрясение, 1960 г.).

Сусунайский разлом намечается зоной больших градиентов силы тяжести (гравитационным уступом) вдоль русел рек Сусуя-Большой Такой. Он проявляется также резкой сменой геоэлектрического разреза в фундаменте иискажением кривых ВЭЗ. Однако при сейсмических исследованиях в кайнозойских образованиях разлом не прослеживается. Напротив, установлен постепенный подъем кровли фундамента межгорной впадины с запада на восток, вплоть до его выхода на поверхность в Сусунайском хребте [19].

Эпицентр Владимирского землетрясения, по инструментальным данным, располагается в районе пос. Хомутово, то есть примерно в зоне Сусунайского разлома, глубина гипоцентра 10 км, $M=4,5$ [19]. Однако по макросейсмическим данным (то есть по интенсивности поверхностных разрушений) эпицентр этого землетрясения с максимальной интенсивностью 7 баллов располагается в районе пос. Дальний в зоне Апреловского разлома. Изосейсты вытянуты в меридиональном направлении вдоль простирания разлома.

Очаг Синегорского землетрясения (глубина гипоцентра 5 км, $M=3,7$, интенсивность до 5 баллов) связан с зоной Тымь-Поронайского разлома. Изосейсты ориентированы вдоль простирания его зоны.

Вдоль разломов северо-западного простирания непосредственно вблизи Южно-Сахалинска за период инструментальных наблюдений с 1906 г. по настоящее время землетрясений не наблюдалось. Однако с разломами этого направления связаны землетрясения в 25-30 км южнее Южно-Сахалинска в районе Лютогской депрессии. Характерными являются

Анивские землетрясения 1951 г. с $M=5,5$ и 1964 г. с $M=5,0$. Изосейсты этих землетрясений, интенсивностью до 7 баллов, вытянуты в северо-западном направлении, вдоль зоны поперечного транзорогенного разлома. Такую же природу, видимо, имеют землетрясения в 20-50 км севернее Южно-Сахалинска, в районе пос. Синегорск-Быков (см. рис.1). На острове Монерон и вдоль западного побережья острова изосейсты большинства землетрясений вытянуты в северо-восточном направлении.

Таким образом, землетрясения могут быть связаны с активными разломами всех трех основных направлений, но, судя по степени дислоцированности плиоцен-четвертичных отложений (зона «крутых углов»), наличию тектонического уступа высотой до 40 м в рыхлых отложениях и разрывов, смещающих террасовые отложения, вплоть до голоценовых, и создающих уступы в рельфе (см. рис.5), наибольшая сейсмическая активность в позднечетвертичное-голоценовое время наблюдается в зоне Апреловского разлома.

В среднечетвертичное время в поднятие была вовлечена западная часть молассового прогиба, расположенная между Тымь-Поронайским и Апреловским разломами. Осевая часть прогиба сместилась к востоку, а основная зона сейсмической активности - от Тымь-Поронайского к Апреловскому разлому. Рост антиклиналей и прогибание синклиналей демонстрируются изгибами среднечетвертичной поверхности выравнивания.

В позднем голоцене воздымаются не только Западно-Сахалинские горы и зона предгорий между Тымь-Поронайским и Апреловским разломами, но и вовлекается в поднятие западный борт позднечетвертично-голоценовой аллювиальной равнины. Восточнее основной зоны Апреловского разлома наблюдаются линейные трещины (см. рис.5. т.н. 4), сопровождаемые незначительными (1-1,5 м) уступами в равнинном рельфе. Все реки в западном борту депрессии врезаны в поверхность аллювиальной равнины на глубину 2-4 м. В то же время, реки, стекающие с Сусунайского хребта, не имеют вреза в четвертичные образования аллювиальной равнины. В Западно-Сахалинских горах и предгорьях идет интенсивная глубинная эрозия, в бортах рек отмечается несколько уровней цокольных террас, в долинах некоторых рек (Цунай, Средняя) вблизи от Апреловского разлома русловые отложения отсутствуют и реки текут по коренным породам маруямской и холмской свит. Для рек Сусунайского хребта характерны наложенная аккумуляция и отсутствие цокольных террас.

Таким образом, позднемиоцен-четвертичный молассовый прогиб в процессе своего развития смещался в направлении с запада на восток, поэтому,

как показывают материалы сейсмического профилирования и бурения, в основании молассовой формации в восточном направлении появляются все более и более молодые горизонты, вплоть до позднечетвертичных, непосредственно перекрывающих образования фундамента в восточной части прогиба (см. рис. 4). Это говорит о том, что в позднечетвертичное-голоценовое время разломы вдоль линии сочленения Сусунайского хребта с Сусунайской впадиной не обновлялись или обновлялись незначительно.

Многочисленные наблюдения над коровыми землетрясениями показали, что магнитуда (энергия) землетрясения прямо пропорциональна степени консолидации геологических образований и размерам разделяемых разломами геологических блоков [9]. Чем длиннее отдельные сегменты активных разломов и больше глубина их заложения, тем больше магнитуда сейсмического толчка. В Сусунайской межгорной впадине складки в слабо консолидированных отложениях осадочного чехла (кайнозойских и меловых) дисгармоничны по отношению к образованиям фундамента и, учитывая общую мощность мел-кайнозойских отложений, не прослеживаются на глубину свыше 5-12 км. Длина отдельных активных сегментов зон Тымь-Поронайского и Апреловского разломов также не превышает 7-12 км. В сейсмогенных зонах такого типа [9], при глубине очагов землетрясений, равной глубине заложения структур, то есть равной в изученном районе 5-12 км, максимальная магнитуда землетрясений равняется обычно 5-6, а интенсивность непосредственно в зонах разломов на слабых грунтах может достигать 8-9 баллов.

На Японских островах активные разломы в зависимости от средней скорости смещений блоков подразделяются на 3 класса: А - со скоростью смещений до нескольких метров за 1000 лет; В - со скоростью смещений 0,1-1 м за 1000 лет; С - со скоростью смещений 0,01-0,1 м за 1000 лет [23].

К классу В этой классификации близок Верхнепильтунский разлом Северного Сахалина, в зоне которого произошло Нефтегорское землетрясение с $M=7,2$. Предполагается, что вдоль разломов класса В, со средней скоростью смещения блоков 0,8 мм/год, землетрясения с магнитудой 7 могут происходить в среднем каждые 2000 лет. В зоне Верхнепильтунского разлома определение возрастов погребенных почв позволило обнаружить следы трех сильных землетрясений, сопоставимых с Нефтегорским [4], произошедших 1000, 1400 и 1800 лет назад.

На Южном Сахалине в зоне Мерейского разлома (см. рис.1) в горных выработках в правом борту реки Волчье (левый приток реки Мерея) также обнаружены горизонты погребенного делювия, свидетельствующие о голоценовых землетрясениях (см.

рис.6). Вдоль этого разлома мезозойские (триас – нижний мел) яшмы и эфузивы надвинуты на верхнемеловые (турон – кампан) аргиллиты быковской свиты [20]. В 10 м ниже по склону долины от зоны основного надвига располагаются две тектонические трещины, выполненные тектонической глинкой, вдоль которых наблюдается надвигание верхнемеловых аргиллитов и элювиальных отложений, содержащих обломки аргиллитов, на делювиальные образования, содержащие обломки мезозойских яшм и эфузивов. Общая амплитуда надвига около 4 м (см. рис.6). Трещины перекрыты слоем современных делювиальных отложений, мощностью до 1 м. Дальнейшее изучение зоны Мерейского разлома, в частности определение возраста горизонтов погребенно-го делювия, особенно важно, так как вблизи от зоны разлома, в устье р. Мерей (пос. Пригородное) предполагается строительство нефтяного терминала, включающего завод по сжижению газа и нефтеплавильной причал.

Следует отметить, что значительные палеосейсмодислокации, свидетельствующие о землетрясениях интенсивностью 10-11 баллов отмечаются не только в районах Сахалина, обычно рассматриваемых как сейсмоопасные, но и вдоль разломов, секущих образования фундамента на п-ове Шмидта, в Восточно-Сахалинских горах и на Тонино-Анивском полуострове [12, 15]. Эти разломы в настоящее время не являются сейсмически активными или значительно менее активны по сравнению с разломами Западного и Северного Сахалина, секущими мел-кайнозойские отложения осадочного чехла. Низкая современная сейсмичность, видимо, объясняется значительными промежутками, измеряемыми тысячами лет, между катастрофическими землетрясениями. Однако не исключено, что некоторые разломы Восточного Сахалина находятся в стадии подготовки катастрофического землетрясения. Поэтому с целью установления периодичности землетрясений и долговременного прогноза сейсмоопасности необходимо изучение активных разломов на всей территории острова и окружающих акваторий.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований авторы пришли к выводу об отсутствии на Сахалине фазы складчатости на границе плиоцена и плейстоцена. Складчатость в изученном районе была обусловлена движениями блоков вдоль активных разломов и мигрирует с запада на восток в связи с возникновением новых, более молодых разломов вдоль сочленения Мицулевского хребта и Сусунайской межгорной впадины, смещающейся в восточном направлении. В осевой части впадины четвертичные отложения залегают согласно с неогеновыми. Наблюдае-

мая система продольных и поперечных активных разломов соответствует стереотипу трещин, возникающих при субширотном и диагональном (по азимуту 305°) горизонтальном сжатии.

В соответствии с типом и размерами неотектонических геологических структур (складок, разломов) предполагаемая максимальная магнитуда землетрясений в зоне сочленения Западно-Сахалинских гор и Сусунайской депрессии не менее 6, а интенсивность на слабых грунтах может достигать 8-9 баллов.

Несмотря на низкую современную сейсмичность Восточного Сахалина, наличие значительных палеосейсмодислокаций свидетельствует о проявлении в позднем голоцене катастрофических землетрясений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают признательность областной Администрации в лице губернатора И.П. Фархутдинова и вице-губернатора И.П. Малахова за финансирование исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров С.М. О.Сахалин. История развития рельефа Сибири и Дальнего востока. М.: Наука, 1973. 182 с.
2. Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 190 с.
3. Алексейчик С.Н., Гальцев-Безюк С.Д., Ковальчук В.С., Сычев П.М. Тектоника, история геологического развития и перспективы нефтегазоносности Сахалина. 1963. 275 с. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 217).
4. Арефьев С.С., Плетнев К.Г., Татевосян Л.А. и др. Предварительные результаты эпицентральных наблюдений Нефтегорского землетрясения 27(28) мая 1995г.(Инф.-аналит. бюлл. федер. сист. сейсмолог. наблюдений и прогноза земл.). Спец. выпуск, 1995. С. 36-48.
5. Балакина Л.М. Механизм очага Монеронского землетрясения и его афтершоков // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока, Владивосток:ДВНЦ, 1976. С. 88-98.
6. Василенко Н.Ф., Богданова Е.Д. Горизонтальные движения земной поверхности в зоне Центрально-Сахалинского глубинного разлома // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 45-49.
7. Геологическая карта Сахалина 1:500000. Англия, GeoQuest, ИНТЕРА (на англ. и рус. языке). 1994.
8. Геология СССР. Т. 33, о. Сахалин. М.: Недра, 1970. 429 с.
9. Губин И.Е. Генезис и прогноз землетрясений // Физика земли. 1996. № 10. С. 3-21.
10. Карта современных вертикальных движений земной коры о. Сахалин 1:1250000. М.: ГУГК СССР, 1981.
11. Краева Н.В. Исследования сейсмичности на юге о. Сахалина в 1992-96гг. по данным IRIS-2, Южно-Сахалинск, 1997. Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. 5. Очаги сильных землетрясений Дальнего Востока. С. 125-132.

- 12.Кучай В.К., Полунин Г.В. Предельная интенсивность землетрясений Сахалина по палеосейсмологическим данным // Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 112-115.
- 13.Кучай В.К. Современная орогенная структура южной части о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 1987. № 1. С. 50-57.
- 14.Плешаков И.Б. Альпийская складчатость в Сахалино-Камчатской области // Сов. геология. 1938. № 6. С. 85-89.
- 15.Рождественский В.С. Геологическое строение и тектоническое развитие п-ова Шмидта (о.Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1988. № 3. С. 62-71.
- 16.Рождественский В.С. Роль сдвигов в формировании структуры о. Сахалин // Геотектоника. 1982. № 4. С. 99-111.
- 17.Сейсмическое районирование Сахалина / СахКНИИ, Владивосток, АН СССР ДВНЦ 1977. 70 с.
- 18.Сергеев К.Ф.О тектонической природе поднятия Западно-Сахалинских гор // Тихоокеан. геология.1982. № 1. С. 75-84.
- 19.Соловьев С.Л., Оскорбин Л.С., Ферчев М.Д. Землетрясения на Сахалине. М.: Наука, 1967. 172 с.
- 20.Стрельцов М.И., Рождественский В.С. Активные разломы Курило-Охотского региона, Сахалина, Приморья и Приамурья // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М., 1995. С. 387-407.
- 21.Точилина С.В., Вагина Н.К., Попова И.М., Ремизовский В.И. Верхний кайнозой Южного Сахалина // Международная программа геологической корреляции. Проект 246. Владивосток, 1988. С. 76.
- 22.Cox.A.Geomagnetic reversals // Science. 1969. V. 163. N 3864.
- 23Maps of Active Faults in Japan with an Explanatory Text. University of Tokyo Press. 1992. P. 71.

Поступила в редакцию 23 марта 1998 г.

Рекомендована к печати А.А.Врублевским

V.S. Rozdestvenskiy, S.M. Saprygin

Structural relationships between Neogene and Quaternary deposits, active faults and seismicity on South Sakhalin

Seismic activity on South Sakhalin is related to the zones of longitudinal faults (reverse and normal faults) of submeridional orientation separating the ridges and intermountain depressions, and NW transverse transform (sinistral) and NE (dextral) strike-slip faults. The observed system of the active faults corresponds to a stereotype of fractures resulting from sublatitudinal and diagonal (azimuth 305°) horizontal compression. In the Middle Quaternary the seismic activity shifted along the western edge of the Susunai intermountain depression from the Tym-Poronai fault crossing the Pliocene-Early Quaternary and Middle Quaternary leveling planes, to the Aprelovsky fault displacing the Lower Pleistocene and Holocene assemblages. The Lower Pleistocene deposits occur conformably with the Pliocene ones, forming a single molassic assemblage. Since paleoseismic dislocations testifying to the catastrophic Holocene earthquakes are known over the entire island territory including aseismic regions, it is necessary to study active faults over the entire area of Sakhalin Island and in the surrounding sea areas in order to determine earthquake recurrence and develop an extended-period seismic hazard forecast.

СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ ЛЕСНОВСКОГО НАДВИГА (СЕВЕРНАЯ КАМЧАТКА)

М.Н. Шапиро*, А.В. Соловьев**

*Объединенный институт физики Земли РАН, г. Москва

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

Лесновский надвиг на перешейке Камчатки - часть коллизионного шва, отделяющего верхнемеловые комплексы Ачайваем-Валагинской палеодуги от одновозрастных терригенных комплексов континентального склона Северо-Восточной Азии. Образование современной структуры шовной зоны началось с глубинных надвигов в аллохтонном комплексе, нижние пластины которого сложены зелеными сланцами и гипербазит-габбровыми телами. На границах пластин формировались зоны бластомилонитов с асимметричными складками, указывающими на движение пластин с востока на запад. Деформации происходили в условиях высокого прогрева коры, унаследованного от активной стадии развития дуги. Позднее эти пластины были выведены на поверхность и вместе с менее глубинными частями аллохтона шарированы на подводную окраину континента, перекрытую терригенным флишем. Автохтонный комплекс смят в сложную систему мелких разноориентированных складок, отражающую деформацию пластичной слоистой толщи в условиях некоторого преобладания субширотного сжатия. Вдоль поверхности смесятеля развиты низкотемпературные милониты с хорошо выраженным структурами Риделя, указывающими на смещение аллохтона на северо-восток параллельно фронту надвига. Наиболее вероятное объяснение такой кинематики - смена надвигов северо-восточными левыми сдвигами на заключительных стадиях коллизии.

ВВЕДЕНИЕ

В результате процессов коллизии вдоль северных окраин Тихого океана сформировались системы протяженных тектонических швов - важнейших элементов современной структуры периоцеанических складчатых областей. Одним из крупнейших швов Северо-Восточной Азии является Ватыно-Андиановский шов, протягивающийся от Олюторской зоны до южных отрогов Срединного хребта Камчатки (Рис. 1). Он разделяет комплексы позднемеловой континентальной окраины и одновозрастные комплексы Ачайваем-Валагинской островной дуги [3, 9, 17, 19], сформированные в океане на расстоянии около 2000 км от континента и причлененные к нему в кайнозое [10, 12]. Северная часть этого шва впервые была описана в Олюторской зоне как Ватыно-Вывенский надвиг [11]. Затем шов был прослежен южнее, на перешейке Камчатки, где назван Лесновским надвигом [18]. Продолжение этого шва наблюдается в южной части Срединного хребта Камчатки, где он отделяет верхнемеловые островодужные комплексы ирунейской и кирганикской свит от развитых западнее терригенных толщ верхнего мела и до-позднемеловых метаморфических пород. Изучение структуры и кинематики Ватыно-Вывенской части шва было проведено ранее [13, 14]. Данное исследование посвящено Лесновскому надвигу на перешейке Камчатки, где выходы докайнозойских пород образуют Лесновское поднятие.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЛЕСНОВСКОГО ПОДНИТИЯ

Лесновское поднятие с северо-запада обрамлено Западно-Камчатско-Корякским вулканогенным поясом, сложенным преимущественно эоценовыми вулканитами кинкильской свиты, а с юго-востока - Центрально-Камчатским вулканическим поясом, где ведущая роль принадлежит миоценовым и плиоценовыми вулканитам (Рис. 2).

В пределах Лесновского поднятия вулканогенно-осадочные комплексы верхнемеловой ирунейской свиты шарированы по Лесновскому надвигу на северо-запад, где перекрывают терригенные флишоидные толщи лесновской серии (верхний мел - палеоцен(?)) [2, 18, 15]. В основании аллохтона локально развиты гипербазит-базитовые интрузии и сланцево-кварцитовые метаморфические образования проблематичного генезиса и возраста.

Возраст ирунейской свиты обоснован главным образом находками иноцерамов из группы *Inoceramus schmidti* [2] и, в меньшей степени, определениями радиолярий [15], а также сопоставлениями с верхнемеловыми толщами Олюторской зоны [3]. Верхние горизонты ирунейской свиты, по всей видимости не выходят за пределы самых низов палеоценена, так как хорошо датированные верхний палеоцен и нижний эоцен Паланского района Камчатки, где известны выходы типичной ирунейской свиты, представлены угленосными континентальными молассами [4, 5].

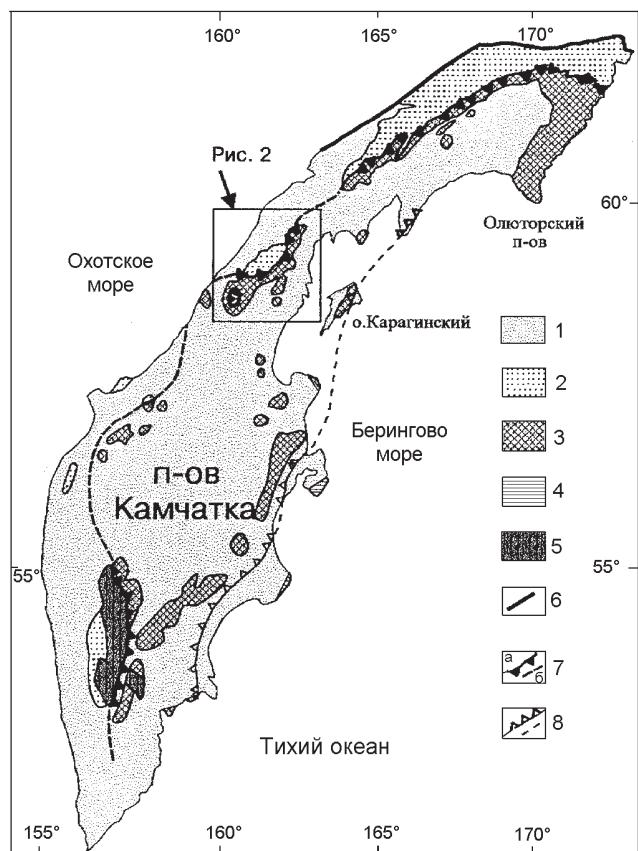


Рис. 1. Ватыно-Андриновский шов в структуре Олюторско-Камчатской области

1 - кайнозойские осадочные и вулканические породы; 2-4 - меловые комплексы: 2 - терригенные, 3 - кремнисто-вулканогенные Ачайвам-Валагинской палеодуги, 4 - кремнисто-вулканогенные восточных полуостровов (Кронотской палеодуги); 5 - доверхнемеловые метаморфические породы; 6 - система разрывов на северо-западной границе Олюторско-Камчатской области; 7 - Ватыно-Андриновский шов (а - наблюдаемый, б - под покровом кайнозоя); 8 - шов на юго-восточной границе Ачайвам-Валагинской зоны (надвиг Гречишкина).

Данные о возрасте лесновской серии весьма противоречивы. Есть указания на находки сантон-кампанских иноцерамов в ее кремнистых породах [2]. Между тем, кремнистые породы не типичны для лесновской серии. Они встречаются здесь только в виде экзотических глыб непосредственно под Лесновским надвигом [20]. В них действительно есть обломки призматических слоев, а также найдены бедные комплексы кампан-маастрихтских радиолярий. Однако природа экзотических глыб в лесновской серии дискуссионна, и они могут оказаться как древнее, так и моложе флишевого матрикса. Бентосные агглютинированные фораминиферы из лесновской свиты определены как маастрихт-датские [2]. В северной части Лесновского поднятия во флише, отнесенном к лесновской серии, найден эоценовый нанопланктон [15]. Лесновская серия по своему структурному положению и литологическому составу хорошо сопоставляется с флишевыми толщами Укэляйтской зоны Корякского нагорья, которые имеют возрастной диапазон от середины позднего мела до раннего эоцена включительно [8, 14], а также с верхнемеловыми терригенными толщами южной части Срединного хребта, которые перекрыты палеоценовой черепановской серией [5]. К юго-западу от Лесновского поднятия на побережье Охотского моря также известны верхнемеловые терригенные толщи, близкие по составу к лесновской серии (верхняя часть омгонской серии). Палеоцен и нижний эоцен представлены здесь угленосными молассами и субаэральными вулканитами [5]. Исходя из всей совокупности данных мы считаем, что возраст лесновской серии вероятнее всего ограничен поздним мелом и ранним палеоценом, но не можем полностью исключить присутствие в ней нижних горизонтов эоцена.

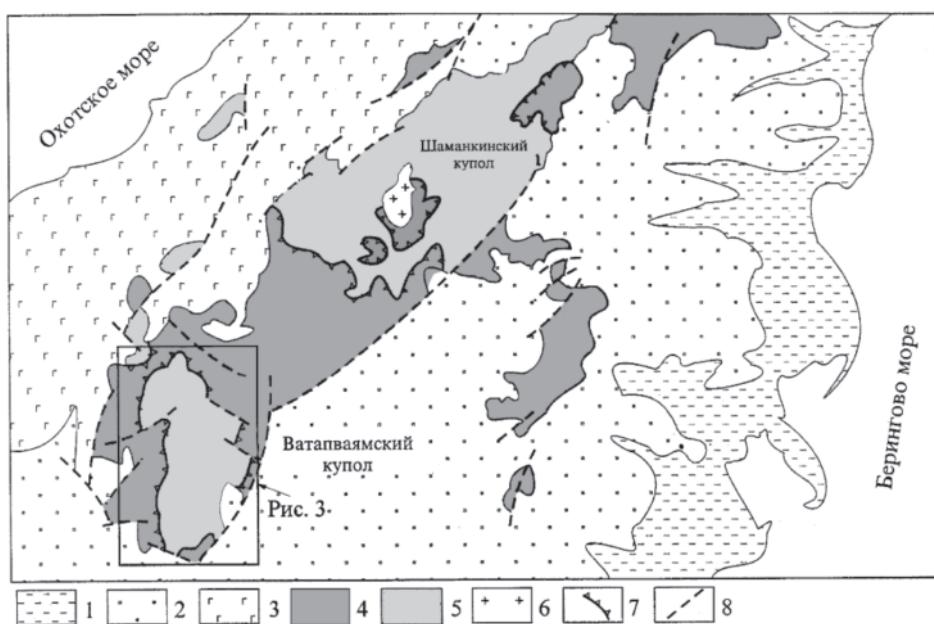


Рис. 2. Строение перешейка Камчатки.

1 - четвертичные отложения; 2 - Центрально-Камчатский вулканический пояс; 3 - Западно-Камчатский вулканический пояс; 4,5 - выходы мела: 4 - ирунейская свита, 5 - лесновская серия; 6 - Шаманкинский массив среднезоценовых гранитов; 7 - Лесновский надвиг; 8 - прочие разрывы.

Наиболее древняя толща неоавтохтона - кинильская свита, сложенная субаэральными вулканитами, по разным оценкам, основанным на немногочисленных изотопных определениях и на соотношениях с другими кайнозойскими толщами, имеет возраст от раннего до среднего эоцена [18, 4]. Таким образом, наиболее вероятный возрастной интервал:

формирования Лесновского надвига заключен в пределах от позднего палеоцена до раннего эоцена.

Внутренняя структура Лесновского поднятия определяется прежде всего морфологией Лесновского надвига, поверхность сместителя которого осложнена многочисленными, часто крутыми перегибами. В целом она образует два купола:

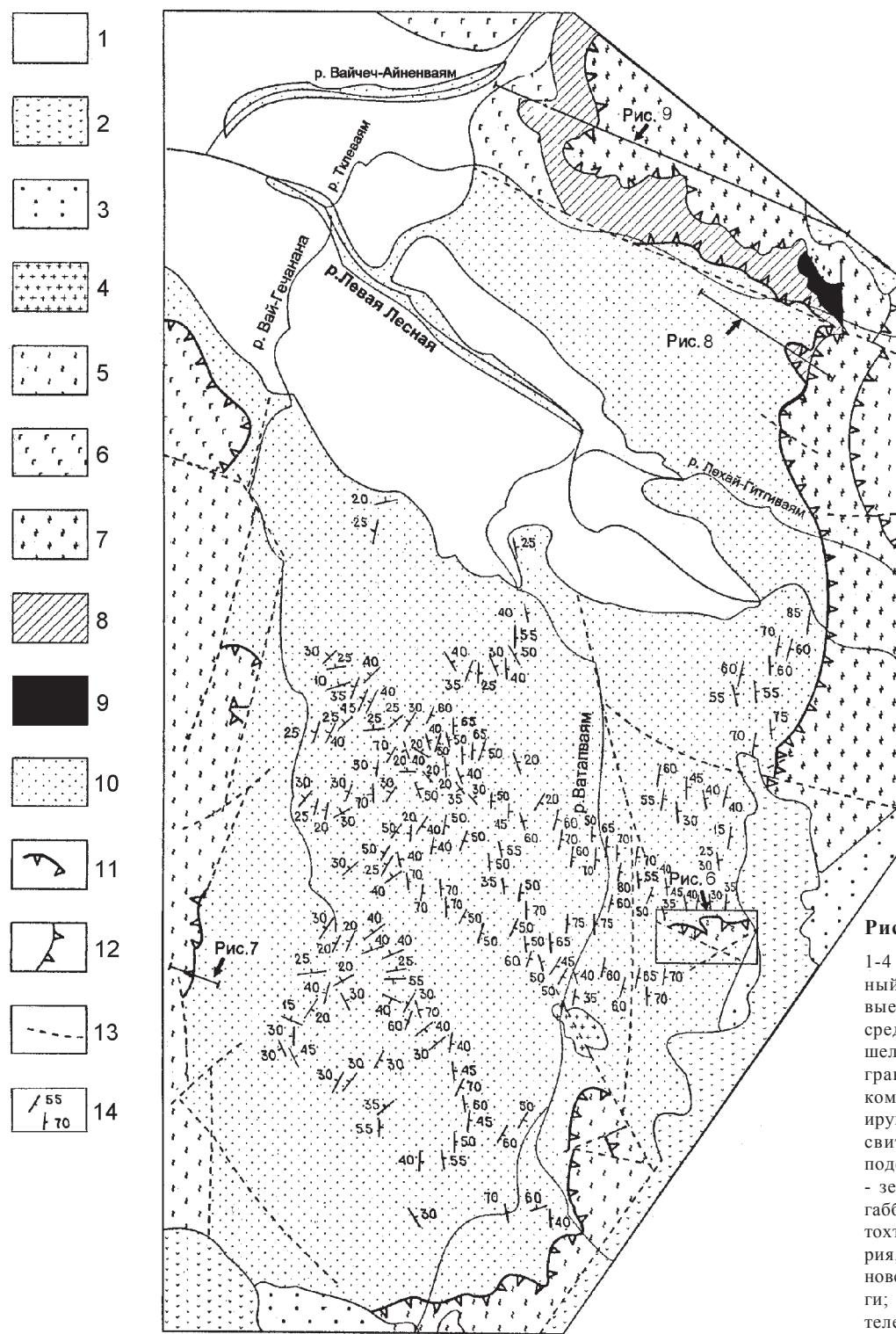


Рис. 3. Ватапвайамский купол.

1-4 - неоавтохтон: 1 - четвертичный аллювий, 2 - мио-плиоценовые субаэральные вулканиты, 3 - средний эоцен, снатольская свита: шельфовые осадки, 4 - миоценовые гранодиориты; 5-9 - аллохтонный комплекс: 5,6 - кампан-маастрихт, ирунейская свита: 5 - верхняя подсвита: туфы, кремни; 6 - нижняя подсвита: подушечные базальты; 7 - зеленые сланцы и кварциты, 8 - габброиды, 9 - перидотиты; 10 - автохтон: верхний мел, лесновская серия, терригенный флиш; 11 - Лесновский надвиг; 12 - прочие надвиги; 13 - разрывы с крутым сместилем, 14 - ориентировка кливажа.

Шаманкинский на севере и Ватапваемский на юге, с выходами лесновской серии в ядрах и ирунейской свиты на крыльях (см. рис. 2). Наши данные относятся к крыльям Ватапваемского купола. Он представляет собой субмеридиональную антиформу длиной 35 и шириной 15 км (Рис. 3). Ядро складки сложено лесновской серией, а на крыльях выходят аллохтонные комплексы пород. На западе и на юге это собственно ирунейская свита, а на северо-востоке к ним добавляются образования гипербазит-базитового состава и метаморфические породы, преимущественно зеленые сланцы и кварциты. Наиболее древние породы неоавтохтона Ватапваемского купола относятся к снатольской свите среднего эоценена и сложены песчаниками и конгломератами [2]. Возникновение купола произошло после формирования Лесновского надвига: в промежутке между средним эоценом и поздним миоценом, так как на его восточном крыле неоавтохтонная снатольская свита практически повторяет наклон сместителя, а миоплиоценовые эфузивы залигают горизонтально.

МЕТОДИКА

При изучении деформации автохтона и аллохтона в обнажениях замерялись и вычислялись ориентировки поверхностей слоистости и кливажа, оси и осевые поверхности складок. Для построения круговых диаграмм и анализа данных использовались программы Spheristat v1.1 © Frontenac Wordsmiths (1990) и Quickplot v. 1.0 © D. van Everdingen, J. van Gool (1990). Все структурные элементы показаны в проекции на нижнюю полусферу на равноплощадной сетке Шмидта (рис. 4, все кроме е), для плоскостных структур представлены их нормали (полюса) (рис. 4а, б, в). Шарниры некоторых складок вычислены как линии пересечения плоскостей крыльев (рис. 4в) [25]. При построении изолиний плотностей распределения точек использовался метод В.Камба и его модификация [26]. При анализе распределения точек использовался метод собственных векторов [7, 24].

Для определения направлений относительных перемещений по разрывам (надвигам) мы использовали метод анализа внутренних осей вращения [21]. Метод основан на предположении, что идеализированная разломная зона, сформированная в условиях прогрессивной деформации простого сдвига, имеет моноклинную симметрию (рис. 5). В качестве кинематических индикаторов используются мезоструктурные элементы, несущие информацию о вращательной компоненте деформации, такие как асимметричные складки (рис. 5а) и структуры Риделя (рис. 5б). Структура Риделя - это парагенез плоскостных мезоструктурных элементов, формирующийся при деформации простого сдвига. Экспериментальное изучение структур Риделя показало, что смеще-

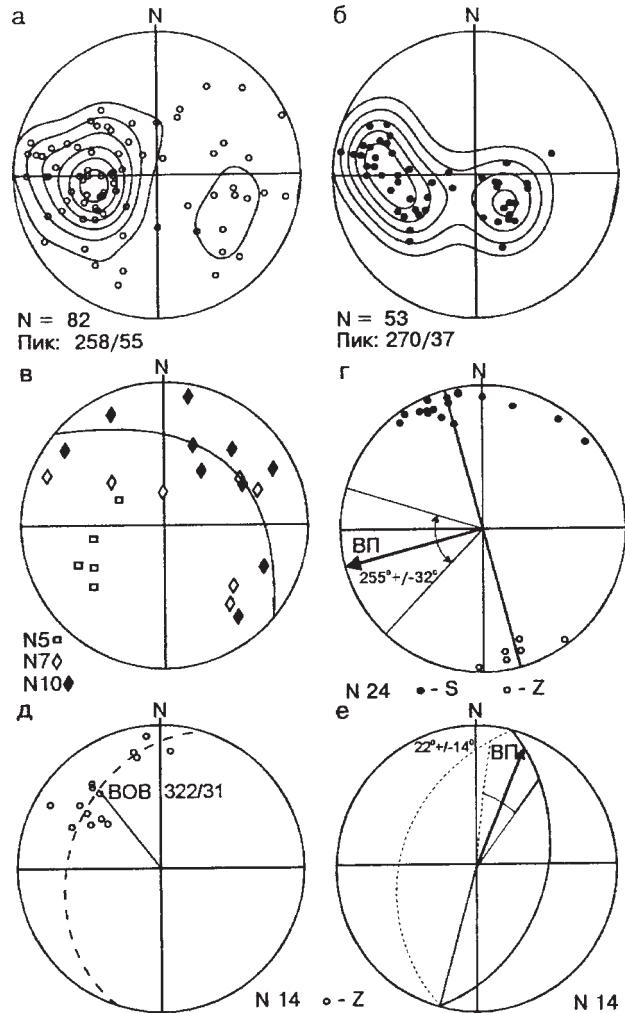


Рис. 4. Диаграммы структурных исследований в пределах Ватапваемского купола.

На всех диаграммах (кроме е) проекции структурных элементов показаны на нижней полусфере (сетки Шмидта). N - количество структурных элементов, использованных в расчетах. а - диаграмма полюсов слоистости отложений лесновской серии (нормальные и опрокинутые залегания не разделены); б - диаграмма полюсов кливажа в отложениях лесновской серии; в - диаграмма полюсов осевых поверхностей (незалипые квадраты) и шарниров складок (залипые ромбы - по замерам в обнажениях, незалипые ромбы - вычисленные) в отложениях лесновской серии; г - кинематическая диаграмма для асимметричных складок в сланцево-кварцитовой толще, залипые круги - оси складок с S - асимметрией, незалипые круги - оси складок с Z - асимметрией, ВП - реконструированный вектор перемещения, дугой показан угол доверия; д - кинематическая диаграмма внутренних осей вращения (ВОВ) для структур Риделя в зоне Лесновского надвига, численное значение - "средняя" ось, пунктирная дуга большого круга соответствует "средней" поверхности надвига в точке наблюдений; е - кинематическая диаграмма ориентировки синоптического вектора перемещения (ВП) в плоскости Лесновского надвига (сплошная дуга большого круга - проекция на верхнюю полусферу, пунктир - на нижнюю), дугой (ВП) показан угол доверия.

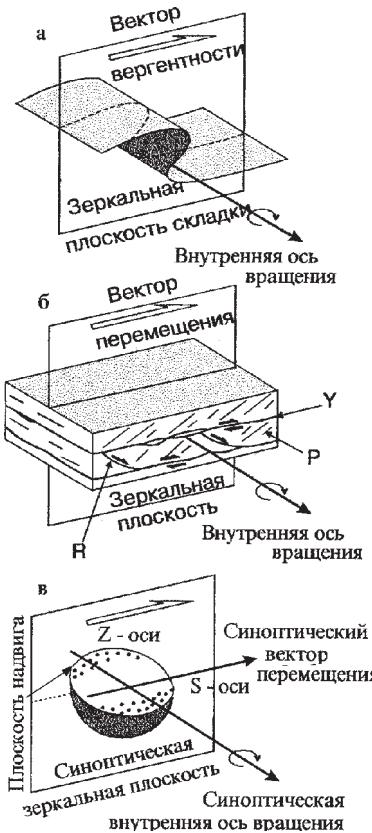


Рис. 5. Внутренние оси вращения, показывающие ориентировку и асимметрию складок (а) и структур Риделя (б). в - стереограмма, показывающая гипотетическое распределение частных внутренних осей вращения около среднего направления, названного синоптической осью вращения [21]. В структурах Риделя (б): Y - главная поверхность смесятеля, R - вторичные оперяющие разломы, наклоненные в направлении перемещения. P - сколовые трещины или кливаж, наклоненные в противоположном направлении.

ния происходят по трем плоскостным элементам - Y, P, R, формирующимся в зоне хрупкого сдвига, а симметрия этих элементов действительно связана с моноклинной симметрией деформации [23]. Плоскость симметрии разломной зоны может быть найдена из геометрии структурных элементов, наблюдаемых в этой зоне, а линия пересечения найденной плоскости симметрии с плоскостью разлома определяет вектор перемещения, причем за направление этого вектора принимается направление перемещения висячего крыла относительно лежачего.

Ориентировка любой асимметричной складки или структуры Риделя может быть представлена внутренней осью вращения, несущей информацию о направлении вращения (см. рис. 5а, б). Вращение может быть обозначено как "S" или "Z" - вращение против или по часовой стрелке, если смотреть по направлению падения осевого вектора. В первом случае в плоскости, нормальной к оси, асимметричные складки будут иметь S-образное сечение, а во втором - Z-образное.

Для асимметричных складок внутренняя ось вращения эквивалента оси складки (см. рис. 5а). Для структур Риделя внутренняя ось вращения параллельна линии пересечения Y-поверхности с P или R (см. рис. 5б). Таким образом, внутренняя ось вращения может быть рассчитана из измеренных ориен-

тировок Y, P и R. На рис. 5в показано гипотетическое распределение внутренних осей вращения в сдвиговой зоне с моноклинной симметрией. Все оси должны лежать около общей плоскости, параллельной ориентировке разломной зоны, в которой они сформировались. Моноклинная симметрия распределения осей описывается зеркальной плоскостью, которая лежит перпендикулярно плоскости разрыва и разделяет оси на две группы: S и Z. Синоптический вектор перемещения висячего крыла является линией пересечений плоскости симметрии и плоскости разломной зоны. Найденный таким образом синоптический вектор показывает среднее направление перемещения в зоне разрыва. Синоптическая внутренняя ось вращения лежит в плоскости этого разрыва и перпендикулярна плоскости симметрии, а частные оси вращения рассеяны вокруг синоптической. Более детально методика определения положения зеркальной плоскости и ориентировки вектора перемещения как в современных координатах, так и в плоскости надвига, а также статистические оценки полученных направлений подробно рассматривались в работе [21].

СТРУКТУРА ВАТАПВАЯМСКОГО КУПОЛА

Автохтон

Слагающая автохтон лесновская серия - это терригенный флишоид повсеместно сильно деформированный, смятый в мелкие складки, часто с хорошо развитым кливажом. Ориентировки слоев в наиболее обнаженной, южной части Ватапваймского купола имеют очень широкий разброс, но при этом несколько преобладает слоистость с падением на воссток, что может говорить о преимущественном развитии складок, опрокинутых на запад (рис. 4а). Осевые поверхности 4-х складок, изученных в северной части купола, наклонены на северо-восток (субпараллельно локальному простирианию смесятеля Лесновского надвига), а одной - на юго-восток (рис. 4в). Замеренные в обнажениях и вычисленные ориентировки шарниров складок северной части купола имеют весьма широкий разброс, по-видимому группируясь вокруг дуги большого круга, наклоненного на северо-восток, субпараллельно северо-восточному крылу купола. При этом можно наметить две группы этих складок: с субгоризонтальными шарнирами северо-западного и юго-восточного падения и с крутыми шарнирами северо-восточного падения, что говорит о подвижках как перпендикулярных (в плане) локальному простирианию надвига (ЗЮЗ-ВСВ), так и параллельных ему. Впрочем есть единичные замеры складок и других ориентировок.

Кливаж в породах лесновской серии южной части Ватапваймского купола выглядит более упорядоченным и имеет преимущественно субмеридиональное простириание (рис. 3, 4б). В восточной и цен-

тральной частях купола кливажные поверхности наклонены преимущественно на восток с углами от 20° до 80°. В западной части купола преобладают пологие (20-35°) наклоны на северо-запад. На границе этих двух доменов встречаются горизонтальные ориентировки кливажа.

Зона Лесновского надвига

Основные черты строения сместителя Лесновского надвига были описаны А.Е.Шанцером и др.[18]. От истоков р.Пустой на северо-востоке до бассейна Паланы на юго-западе вдоль границы лесновской серии и ирунейской свиты протягивается непостоянная по мощности (от первых метров до первых сотен метров) зона осадочного меланжа, брекчий и мILONитов. Эта зона хорошо обнажена на крыльях Ватапваймского купола: крутом западном и пологом юго-восточном. На некоторых участках восточного крыла хорошо видно, что поверхность сместителя дискордантна по отношению к структурам автохтона и аллохтона (рис. 6).

Внутреннее строение зоны Лесновского надвига на западном крыле купола хорошо видно в верховьях р. Гнуунвайм (правый приток р. Паланы) (рис. 7). Сместитель надвига и слои в автохтоне и аллохтоне имеют здесь примерно одинаковую ориентировку: наклонены на запад-северо-запад (280°-330°) под углом от 40° до 60°. Под надвигом в зоне мощностью около 150-200 м лесновская серия превращена в мегабрекчию, где обрывки слоев, как правило, сохраняют северо-западные падения, но не протягиваются больше чем на 0.2-0.5 м. В этот матрикс погружены относительно изометричные глыбы темно-серых андезидацитовых туфов и черных стекловатых кремней, иногда образующих однородные брекчии из кремнистых обломков в туфовом цементе, а иногда - чередование мощных и нечетко ограниченных слоев. Размер этих глыб достигает 50-70 м, но чаще встречаются глыбы до 10 м в поперечнике. На контакте этих глыб с вмещающим флишем наблюдаются зеркала скольжения. Подобные "экзотические" глыбы широко распространены в поднадвиговой зоне Лесновского поднятия. Ранее в их составе были опи-

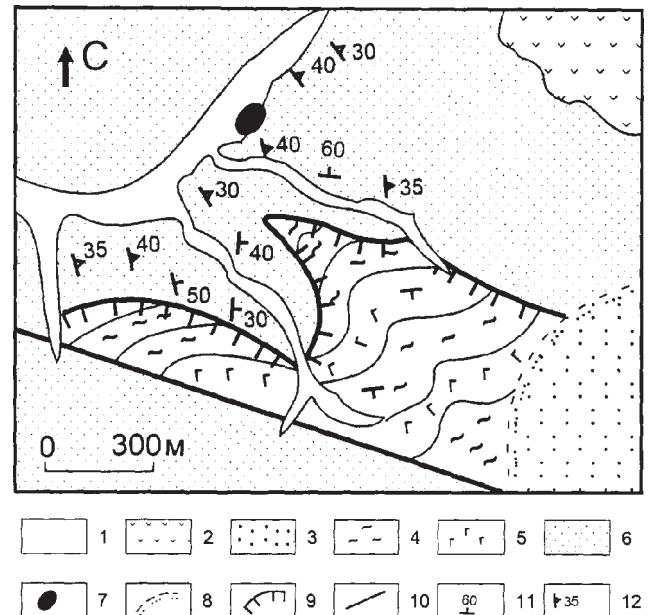


Рис. 6. Строение зоны Лесновского надвига в верховьях правого притока р. Ватапвайм.

1-3 - неоавтохтон: 1 - четвертичный аллювий, 2 - миоплиоценовые вулканиты, 3 - снатольская свита (средний эоцен): песчаники; 4,5 - аллохтон: ирунейская свита: 4 - туфы и кремни, 5 - базальты; 6,7 - автохтон: 6 - лесновская серия, 7 - крупная экзотическая глыба подушечных базальтов; 8 - несогласие в основании снатольской свиты (предположительно); 9 - Лесновский надвиг; 10 - сброс; 11,12 - элементы залегания: 11 - пластов, 12 - кливажа.

саны псефитовые туфы с обломками раковин иноцерамов, серые и красные кремни, а также высокотитанистые афировые подушечные базальты [20]. Непосредственно под надвигом в зоне мощностью 20-25 м матрикс брекчии теряет признаки стратификации, и большая часть фрагментов песчаных слоев приобретает изометричную форму. Для этой зоны характерны почти сферические глыбы массивных средне- и крупнозернистых песчаников размером до 2-3 м, хотя для лесновской серии в целом мощные прослои массивных песчаников не характерны.

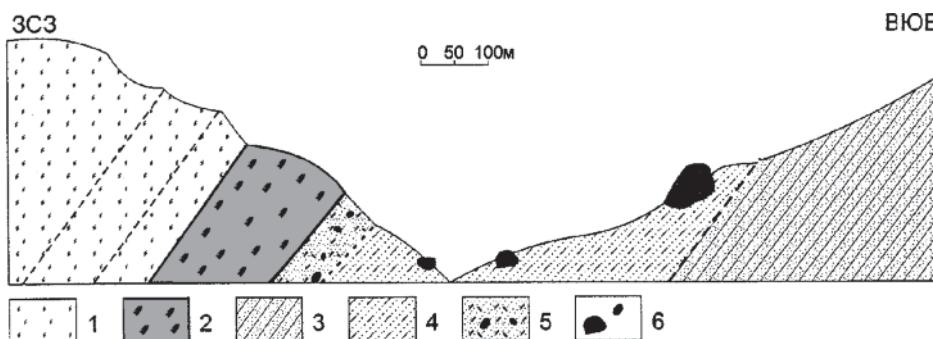


Рис. 7. Строение зоны Лесновского надвига в верховьях р. Гнуунвайм.

1 - аллохтон, ирунейская свита; 2 - зона мILONитов; 3-6 автохтон, лесновская серия: 3 - слабо дислоцированный флиш, 4 - зона с обрывками пластов, сохраняющими общую ориентировку, 5 - зона, где обрывки пластов ориентированы хаотически, 6 - экзотические глыбы туфов, кремней и песчаников.

Структурно выше начинается зона "пестрых миллионитов", в которых чередуются тонкие (1-10 мм) линзы-полоски темно-серого и черного материала, происходящего, по-видимому, из лесновской серии и серо-зеленого, связанного с переработкой туфов ирунайской свиты.

Выше зоны "пестрых миллионитов" начинаются выходы ирунайской свиты, сложенной здесь чередованием мелкозернистых зеленых туфов и светлых зеленовато-серых кремней. На первых 100 м этого разреза пласти и маломощные пачки кремней, как правило, будинированы.

В "пестрых миллионитах" наблюдались все элементы структур Риделя, представляющих собой сдвиговые зоны мощностью от 0.05 до 0.5 м и прослеживающиеся в обнажении на расстояние от 0.5 до 20 м. Ограничивающие эти зоны трещины субпараллельны общей ориентировке миллионитов и интерпретируются как Y поверхности. Между ними широко развит кливаж P, ориентированный косо по отношению к поверхностям Y. Пересекающие кливаж трещины R наблюдаются реже. Внутренние оси вращения (линии пересечения локальных поверхностей Y и P) имеют северо-западное или, реже, северное падение (рис 4д) и указывают на вращение по часовой стрелке (Z-оси). В современных координатах синоптический вектор перемещения висячего крыла, рассчитанный в соответствии с методом [21], в плоскости надвига направлен на северо - северо-восток ($22^\circ \pm 14^\circ$).

Аллохтонный комплекс

Основной объем аллохтона Лесновского поднятия сложен ирунайской свитой, которая описана в ряде работ [2, 6]. На западе поднятия она имеет двулученное строение с преобладанием подушечных базальтов и яшм в нижней части и тонкообломочных туфов и кремней - в верхней, но непосредственно на крыльях Ватапваемского купола их взаимоотношения не наблюдались. Для ирунайской свиты, в составе которой здесь преобладают массивнослоистые породы, не характерны мелкие (сантиметры - первые метры) складки, и очень редко наблюдаются в обнажениях складки с размахом крыльев от первых метров до первых десятков метров. Крупные складки в ирунайской свите Северной Камчатки в целом имеют северо-восточное простиранье, но вблизи от Лесновского надвига залегание слоев в ирунайской свите, как правило, близко к ориентировке его сместителя с крутым западным падением на западном крыле Ватапваемского купола и пологим падением на юго-восток на юге восточного крыла.

В северной части восточное крыло Ватапваемского купола вновь становится более крутым. Здесь в основании аллохтона структурно ниже обычных туфов и кремней ирунайской свиты появляется толща зеленых сланцев и кварцитов с полосчатостью и

сланцеватостью, преимущественно параллельной основному сместителю Лесновского надвига. Контакт этой толщи с ирунайской свитой - тектонический. Большая часть сланцев имеет кварц-альбит-эпидот-хлорит-серicitовый состав, часто встречаются породы с актинолитом и, реже, с гранатом. В обломках сланцев нередко наблюдаются очень мелкие сжатые складки с осевыми плоскостями, параллельными сланцеватости, однако в коренных обнажениях подобные структуры не найдены. Протолитом сланцев и кварцитов была слоистая туфогенно-кремнистая толща, близкая по составу к ирунайской свите и включающая характерные для этой свиты горизонты красных кремней, сохранивших свою окраску и при превращении в кварциты. Увеличиваясь в мощности, сланце-кварцитовая толща прослеживается вдоль Лесновского надвига на север, на правый берег р. Левой Лесной, а затем в верховья р. Тклеваям (см. рис.3). К северу от Ватапваемского купола выходы кварцito-сланцевой толщи прослеживаются на расстояние свыше 3-х км, сменяясь выходами пород ирунайской свиты. Непосредственно севернее рассматриваемого района, в бассейне р. Гнунугуваям, в поле развития ирунайской свиты часто встречаются расланцованные туфы и окварцованные кремни, близкие по составу и структуре к сланцам и кварцитам на северо-восточном крыле Ватапваемского купола. Вместе с тем, постепенные переходы от сланцев к неметаморфизованным туфам непосредственно в обнажениях не наблюдались.

В верховьях р. Тклеваям структурно ниже сланцевой толщи залегают средне- и мелкозернистые амфиболизированные габбро, реже пироксениты и небольшие тела слюдистых перидотитов. В габброидах неоднократно описывались ксенолиты роговиков по слоистым породам с ориентировкой полосчатости, не совпадающей с ориентировкой полосчатости в интрузивном матриксе. Нижний контакт габброидов - тектонический. Залегание габброидов на лесновской серии хорошо видно на водоразделе р.р. Лехай-Гигиваям и Тклеваям (рис. 8). Здесь ниже почти горизонтального сместителя надвига и маломощных, плохо обнаженных миллионитов развита мегабрекчия с глыбами туфов кремней и базальтов в матриксе из деформированных аргиллитов и песчаников. На правобережье р. Тклеваям хорошо виден контакт между габброидами и перекрывающими метаморфическими сланцами (рис. 9). В зоне контакта мощностью от 7-8 до 20-30 м виден переход от расланцованных габбро через полосчатые амфиболиты и тонкополосчатые бластомилониты, в которых чередуются полоски амфиболитового и кварц-альбит-хлоритового состава, к вышележащим сланцам. Некоторые из амфиболитовых полосок содержат мелкий гранат. По всей вероятности, это синмета-

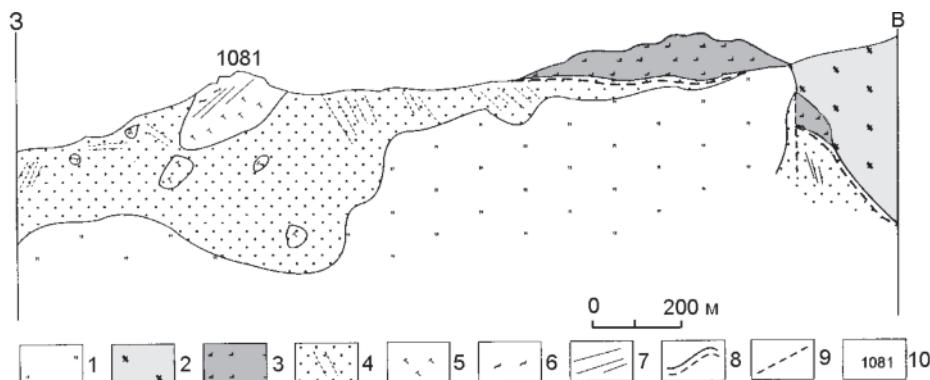
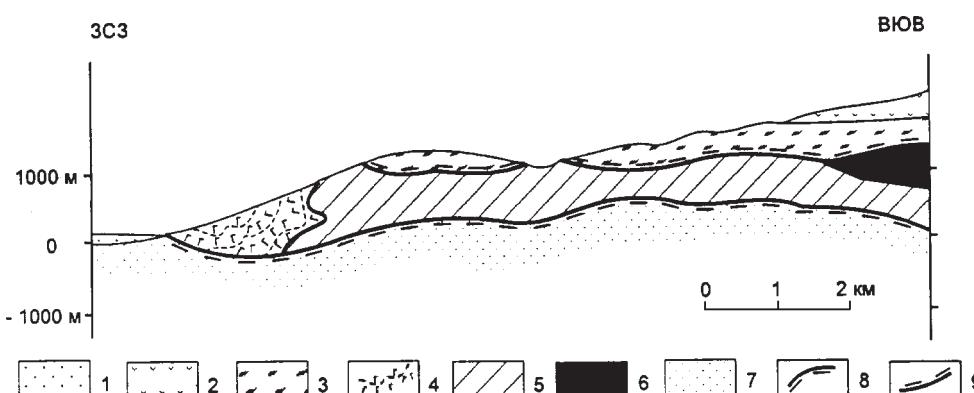


Рис. 8. Строение зоны Лесновского надвига на водоразделе р.р. Лехай-Гитгиваям и Тклеваям (зарисовка обнажений).

1 - осыпи и задернованные склоны; 2,3 - аллохтон: 2 - зеленые сланцы, 3 - амфиболизированные габбро; 4-7 - автохтон: 4 - лесновская серия с видимыми простирациями пластов; 5-7 - экзотические глыбы, сложенные: 5 - туфами, 6 - аргиллитами, 7 - черными кремнями; 8 - Лесновский надвиг; 9 - прочие разрывы; 10 - топографические отметки.



морфический тектонический контакт. Полосчатость в зоне этого контакта наклонена на СВ под углами 15°-45°. Есть признаки того, что метаморфические сланцы и туфы ирунайской свиты подстилаются гипербазит-габбровыми телами на всем междуречье Тклеваяма и Гнунугуваяма, так как в прирусловых частях Вайчеч-Айненвайма и Гнунугуваяма описаны секущие общую тектоническую структуру габбро-гипербазитовые тела, ограниченные вертикальными разломами, хорошо выраженные в виде современных положительных структур и морфологически напоминающие прорези.

В западной части водораздела р.р. Тклеваям и Вайчеч-Айненвайм гипсометрически ниже габброидов залегает толща подушечных афировых и плагиофировых базальтов, круто наклоненная на восток и находящаяся в опрокинутом залегании. Близкие по составу толщи севернее, в бассейнах р.р. Правая Лесная, Шаманка и Энингвайм описывались в нижней части ирунайской свиты. Несмотря на то, что зона контакта габброидов и базальтов относительно хорошо обнажена в водораздельной части хребта, точное положение контакта определить трудно, так как ближайшая к базальтам часть габброидного массива сложена мелкозернистыми диабазами, близкими по составу к самим базальтам, а базальты в большинстве случаев представлены хорошо раскристаллизо-

ванными афировыми массивными разностями и отличаются, прежде всего, подушечной отдельностью, которая наблюдается не всегда. Во всяком случае, габбро не отделены от базальтов заметной тектонической зоной или базальным горизонтом и, вероятнее всего, имеют с ними интрузивный контакт. Гипсометрически ниже базальтов в руслах р.р. Тклеваям и Вайчеч-Айненвайм выходит лесновская серия, но сместитель Лесновского надвига здесь не обнажен.

На границе габброидов со сланцами в бластомилонитовой зоне и в нижней части собственно сланцевой толщи наблюдались многочисленные мелкие асимметричные складки, субгоризонтальные шарниры которых имеют субмеридиональное простижение (рис.10). На поверхностях сланцеватости

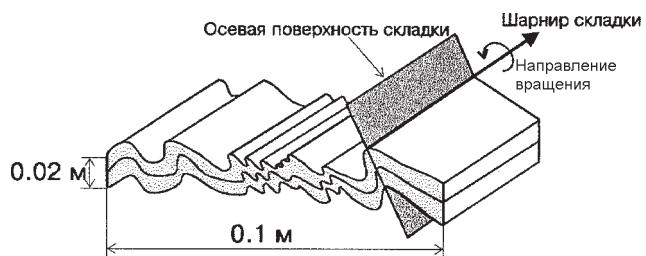


Рис. 10. Морфология мелких складок в бластомилонитах на границе кварцito-сланцевого комплекса и пластины габброидов.

часто видна штриховка, параллельная этим шарнирам и обусловленная широким развитием микроскладок той же ориентировки. Оси складок, наклоненные к северу, указывают на вращение против часовой стрелки (S-оси), а наклоненные к югу - по часовой стрелке (Z-оси). Это означает, что перемещение верхней пластины (сланцы) относительно нижней (габброиды) происходило в западном направлении. Рассчитанный синоптический вектор перемещения ориентирован на запад - юго-запад ($255^\circ \pm 32^\circ$) (см. рис. 4г).

ОБСУЖДЕНИЕ

На северо-восточном крыле Ватапваемского купола наблюдаются два крупных тектонических нарушения: собственно Лесновский надвиг, по которому аллохтонный комплекс, включающий ирунейскую свиту, метаморфиты и габброиды, надвинут на лесновскую серию, и надвиг в аллохтонном комплексе, по которому метаморфические сланцы контактируют с габброидами. Прямых данных о хронологических соотношениях движений по этим разрывам у нас нет, и эти соотношения требуют обсуждения.

Основную трудность представляет датировка движений на границе габбро и метаморфитов, так как прямые данные о возрасте этих комплексов отсутствуют, а их соотношения с ирунейской свитой надежно не установлены. Мы предполагаем интрузивный контакт габброидов с базальтами, отнесенными к нижней подсвите ирунейской свиты. Если это предположение правильно, то гипербазит-габброльный комплекс не может быть более древним, чем кампанский. Это заключение подкрепляется сопоставлением габбро и гипербазитов Лесновского поднятия с более изученными и крупными позднемеловыми габбро-гипербазитовыми интрузиями приуроченными к другим участкам Ватыно-Андиановского шва. Так, Б.А.Марковский [2], основываясь на петрографическом сходстве, относит габбро и гипербазиты Лесновского поднятия к левоандриановскому интрузивному комплексу, выделенному на восточных склонах южной части Срединного хребта. Здесь эти интрузии датируются концом мела - началом палеогена [16]. Крупные габбро-гипербазитовые интрузии близкого состава приурочены к висячему крылу Ватыно-Вывенского надвига в Олюторской зоне. Есть данные о генетической и хронологической близости этих интрузий к верхним (маастрихт-датским) вулканогенным комплексам аллохтона [1]. Если исходить из этих сопоставлений, то наиболее вероятный возраст внедрения рассматриваемых габброидов - маастрихт-даний.

Для оценки возраста метаморфитов кварцито-сланцевой толщи сопоставления с другими частями региона практически ничего не дают. В Олюторской

зоне метаморфические комплексы в основании мелового аллохтона отсутствуют. На юге Срединного хребта Камчатки они, напротив, широко развиты, но существуют взаимоисключающие интерпретации как возраста протолита, так и возраста метаморфизма. В этих условиях общее литологическое сходство метаморфических пород Лесновского поднятия с ирунейской свитой и перемежаемость рассланцеванных и нерассланцеванных туфов в полях ирунейской свиты к северу от Ватапваемского купола остаются единственными критериями, позволяющими предполагать, что кварцито-сланцевая толща - это метаморфизованный аналог ирунейской свиты. Если исходить из строения неметаморфизованных разрезов этой свиты, то наблюдаемый объем сланцев, вероятнее всего, сформирован за счет средней части ее разреза, имеющей кампан-маастрихтский возраст. Метаморфизм этих пород, по-видимому, относится к самому концу мела - началу палеогена. Таким образом, наиболее вероятные интервалы метаморфизма сланцев и внедрения гипербазит-габброльных интрузий приблизительно одинаковы.

Тектонический разрыв на границе габброидов и метаморфитов по своей морфологии и кинематике является надвигом с движением висячего крыла на запад относительно лежачего. Надвигание проходило в условиях повышенных температур и давлений с формированием бластомилонитов и преобразованием верхней части габброльного массива в полосчатые амфиболиты. Однако вниз от надвига этот метаморфизм быстро ослабевает, и большая часть габброидов испытывает лишь амфиболизацию без существенных структурных изменений. Не метаморфизованы и базальты, прорванные (?) габброидами. Таким образом, по отношению к габброидам - это локальная зона динамотермального метаморфизма. Природа метаморфизма сланцевой толщи не установлена. Судя по широкому ее распространению и большой мощности - это региональный метаморфизм, не связанный непосредственно с надвигом, вдоль которого происходит лишь совмещение метаморфических и интрузивных пород. Но нельзя исключить и того, что метаморфизм связан с надвиганием неметаморфизованных ирунейских пород на крупный массив еще не остывших габбро и гипербазитов, который и был источником тепла. В последнем случае надвигание было близким по времени к становлению габбро-гипербазитового комплекса в самом конце мела. Если же сланцы - это продукт регионального метаморфизма, их надвигание могло происходить и существенно позднее - в палеоцене или даже начале эоцена.

Шарьирование интенсивно деформированного аллохтонного комплекса на лесновский автохтон произошло в интервале между концом маастрихта

(наиболее вероятный возраст верхних горизонтов лесновской серии и ирунейской свиты) и серединой эоцен (верхний возрастной предел подошвы неоавтохтонной кинкильской свиты). Следовательно, интервалы возможных движений по Лесновскому надвигу и надвигу внутри аллохтонного комплекса перекрываются. Однако минеральные новообразования в породах лесновской свиты и в милонитах на ее границе с аллохтоном имеют низкотемпературный характер, и метаморфизм здесь значительно менее глубок, чем на границе залегающих структурно выше габброидов и сланцев. Из этого следует, что движения на границе габброидного и метаморфического комплексов, происходившие на более глубоком уровне, закончились до того, как оба комплекса вместе были выведены наверх на последнем этапе шартирования.

Вопрос о направлении движения по основному смеcителю Лесновского надвига оказался достаточно сложным. С одной стороны, этот надвиг протягивается на северо-восток вдоль перешейка Камчатки на 150 км. Еще на 400 км в этом же направлении протягивается продолжающий его Вывенский надвиг в Корякском нагорье [1, 3, 11, 13]. Непосредственно наблюдаемое, поперечное к шву перекрытие автохтонных флишевых толщ аллохтоном достигает первых десятков километров. Обычно предполагается, что для формирования столь значительного перекрытия движение аллохтона должно было происходить преимущественно в направлении, поперечном к общему простианию коллизионного шва, т.е. с юго-востока на северо-запад. С таким движением аллохтонных масс и сжатием, перпендикулярным коллизионному шву, связывается обычно и деформация пластичных осадочных толщ автохтона.

Однако далеко не все особенности структуры автохтона и смеcителя Лесновского надвига соглашаются с этой простой схемой. В милонитах, развитых вдоль смеcителя Лесновского надвига, прямые кинематические индикаторы - структуры Риделя - указывают на движение аллохтонного комплекса на север - северо-восток, вдоль регионального простириания линии надвига. Это полностью согласуется с данными, полученными севернее, в Олюторской зоне, в южной части Ватыно-Вывенского надвига [13, 14]. При подвижках, параллельных фронту надвига, могли также формироваться складки с субгоризонтальными шарнирами в лесновской серии на севере Ватапвяямского купола (рис.4в). Другая часть развитых здесь складок (с крутыми шарнирами), вероятно, образована при движениях по сдвигам, перпендикулярным фронту надвига. Но обе эти системы складок сформированы в условиях сжатия, параллельного общему простианию фронта Лесновского надвига (ЮЗ-СВ). В южной части Ватапвяямского

куполя слоистость автохтона ориентирована почти хаотично, и только статистический анализ позволяет предполагать некоторое преобладание субмеридиональных складок, опрокинутых к востоку. Более упорядоченно ведет себя здесь кливаж, имеющий субмеридиональное простирание и указывающий на деформацию в условиях субширотного сжатия. Но и в ориентировках кливажных поверхностей есть особенность, требующая объяснения: противоположные наклоны кливажа на западном и восточном крыльях Ватапвяямского купола. Если предположить, что большая часть замеренных поверхностей соответствует кливажу осевой плоскости в системе субмеридиональных складок, то необходимо либо сделать вывод о том, что вергентность складок в разных частях автохтона может быть противоположна по направлению, либо предполагать сильный изгиб кровли автохтона в процессе роста Ватапвяямского купола. При этом кливажные поверхности, первоначально имевшие преимущественный наклон на восток, на восточном крыле купола не изменили направления, но стали более крутыми, а на западном приобрели пологий наклон в противоположную сторону.

По-видимому, складчатая структура автохтона отличается сложностью, отражающей, с одной стороны, неоднородность поля напряжений в пластичной флишевой толще, а с другой - наложение нескольких стадий деформации, которая могла продолжаться в течение очень длительного времени, начавшись до коллизии островной дуги с окраиной Евразии, достигнув наибольшей интенсивности во время этой коллизии и продолжаясь после ее прекращения. Поэтому кинематика формирования отдельных складок в автохтоне может и не иметь прямой связи с направлением перемещения аллохтонных масс. Только статистический анализ данных, относящихся к значительным площадям выхода автохтона, может выявить наиболее устойчивые особенности геометрии складчатых структур лесновской свиты.

Определенная автономность движений в пластичном автохтоне, их относительная независимость от движений аллохтона могут отражаться и на кинематике сдвига на границе автохтонного и аллохтонного комплексов. В этом одно из возможных объяснений необычных ориентировок структур Ригеля в милонитах Лесновского надвига. Не следует забывать, что эти структуры являются индикатором относительных движений, и неподвижность автохтона - это лишь условие, принятное для удобства анализа. Вместе с тем, следует еще раз подчеркнуть, что анализ этих структур в трех очень удаленных друг от друга точках Лесновского и Вывенско-Ватынского надвигов привел к одному и тому же результату: смещение аллохтонного комплекса относительно автохтона оказалось направлено на северо-восток [13].

Если это не случайное совпадение, то это означает, что на какой-то, скорее всего последней, стадии коллизии Ачайваем-Валагинской дуги с Евразией дуга испытала левосдвиговое смещение вдоль тектонического шва.

Таким образом, в становлении современной структуры коллизионного шва, отделяющего на перешейке Камчатки комплексы позднемеловой острогной дуги от одновозрастных комплексов континентальной окраины, можно наметить несколько последовательных стадий, хронология которых требует дополнительных исследований. Первые подвижки фиксируются в аллохтонном комплексе Лесновского надвига, когда в относительно глубинных и высокотемпературных условиях кварцито-сланцевый комплекс надвигается на гипербазит-габбровый массив, прорывающий нижние горизонты ирунайской свиты. Возможно, что формирование этого разрыва и не связано с коллизией, а происходило еще в основании активной дуги на ее пути к континенту. Только на следующем этапе - формировании собственно Лесновского надвига - эти комплексы выводятся на поверхность и, вместе с менее глубинными частями аллохтона, перемещаются на северо-запад поверх смятых в складки терригенных толщ лесновской серии. На поздних стадиях коллизии условия фронтального надвигания, по-видимому, сменяются формированием транспрессионных структур и перемещением острогонного комплекса на северо-восток вдоль континентальной окраины. Такая кинематика, скорее всего, была обусловлена направлением движения Тихоокеанской плиты относительно Евразии [22]. Заложение Алеутской дуги и резкое изменение дрейфа Тихоокеанской плиты в середине эоцена привели к прекращению коллизии, но деформация сместителя Лесновского надвига и пластичного флишевого аллохтона продолжаются и позднее, вплоть до конца миоцена.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Б.И. Слядневу и Б.А. Марковскому за сотрудничество при проведении полевых работ в 1997 году, а также А.В. Ландеру за обсуждение результатов и помочь при оформлении статьи. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект N98-05-64525).

ЛИТЕРАТУРА

1. Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Хейфец А.М. Тектоника северной части Олюторской зоны // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М., 1987. С. 161-183.
2. Геологическая карта СССР. 1 : 1 000 000 (новая серия). Лист О-57, (58) - Палана. Объяснительная записка. Л., 1989. 105 с.
3. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 167 с.
4. Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
5. Гладенков Ю.Б., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). М.: ГЕОС, 1997. 367 с.
6. Григорьев В.Н., Шapiro М.Н. Верхнемеловые вулканиты перешейка Камчатки // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С.58-66.
7. Дэвис Дж.С. Статистический анализ данных в геологии. М.: Недра, 1990. В 2 кн. Т. 1. 318 с. Т. 2. 427 с.
8. Ермаков Б.В., Супруненко О.И. Строение и условия формирования позднемеловых и миоценовых флишевых образований Корякско-Камчатской области // Сов. геология. 1975. № 12. С. 53-65.
9. Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Формирование аккреционной структуры Восточной Камчатки в позднем мезозое - раннем кайнозое // Геотектоника. 1992. № 4. С. 97-112.
10. Коваленко Д.В. Палеомагнитные исследования острогонных комплексов Олюторской зоны, о-ва Каратинского и тектоническая интерпретация результатов // Геотектоника. 1990. № 2. С. 92-101.
11. Митрофанов Н.П. Ватынский тектонический покров в Центрально-Корякской складчатой зоне // Геология и геофизика. 1977. № 4. С. 144-149.
12. Печерский Д.М., Шapiro М.Н. Палеомагнетизм верхнемеловых и палеогеновых вулканогенных серий Восточной Камчатки: доказательства абсолютных перемещений древних зон субдукции // Физика Земли. 1996. № 2. С. 2-35.
13. Соловьев А.В. Геологическое строение и кинематика Ватыно-Вывенского надвига (Корякское нагорье). Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М.: Ин-т литосферы РАН, 1997.
14. Соловьев А.В., Брэндон М.Т., Гарвер Дж.И., Богданов Н.А., Шapiro М.Н., Леднева Г.В. Коллизия Олюторской острогонной дуги с Евразиатской континентальной окраиной: кинематические и возрастные аспекты // Докл. АН. 1998. Т. 360, № 5. С. 666-668.
15. Федорчук А.В., Извеков И.Н. Новые данные о строении северной части Срединного хребта Камчатки // Изв. РАН. Сер. геол. 1992. № 12. С. 147-151.
16. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочная базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
17. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
18. Шанцер А.Е., Шapiro М.Н., Колосков А.В., Челебаева А.И., Синельникова В.Н. Эволюция структуры Лесновского поднятия и прилегающих территорий в кайнозое (Северная Камчатка) // Тихоокеан. геология. 1985. № 4. С. 66-74.
19. Шapiro М.Н. Позднемеловая Ачайваем-Валагинская вулканическая дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58-70.

- 20.Шапиро М.Н., Федоров П.И. Базальты в меловых терригенных толщах Срединного хребта Камчатки // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 5. С. 22-29.
- 21.Cowan D.S., and Brandon M.T., A symmetry-based method for kinematic analysis of large-slip brittle fault zones: American Journal of Science. 1994. V. 294. P. 257-306.
- 22.Engelbreton, D.C., Cox, A. and Gordon, R.G., Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Am. Bull. Spec. Pap. 1985. №. 206. 59 p.
- 23.Logan J.M., Friedman M., Higgs n., Dengo C. and Shimamoto T. Experimental studies of simulated gouge and their application to studies of natural fault zones, in Proceeding of Conference VIII on Analysis of Actual Fault Zones in Bedrock // U.S. Geological Survey Open-File Report. 1979-1239. P. 305-343.
- 24.Mardia K.V. Statistics of directional data // Academic Press Ltd. London, 1972. 357 p.
- 25.Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of modern structural geology. v. 2: fold and fractures // Academic press. 1987. P. 700.
- 26.Robin P-Y.F., Jowett E.C. Computerized density contouring and statistical evaluation of orientation data using counting circles and continuous weighting functions // Tectonophysics. 1986. V. 121. P. 207-223.

Поступила в редакцию 2 февраля 1998 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

M.N. Shapiro, A.V. Solovyov

Structure and evolution of the Lesnaya Thrust (North Kamchatka)

The Lesnaya thrust exposed in the Kamchatka Isthmus is a part of a larger collisional thrust dividing the Upper Cretaceous complexes of the Achayavayam-Valaginsky paleoarc from coeval terrigenous complexes of the Northeastern Asia continental slope. The present-day thrust structure originated with the formation of deep thrusts in an allochthonous complex, whose lower nappes are composed of green schists and hyperbasite-gabbroic bodies. Blastomylonitic zones with asymmetric folds indicating westward nappe movements formed at nappe boundaries. Deformations occurred under conditions of high crustal warming inherited from the active stage of the arc development. Later these nappes together with shallower allochthon parts were exhumed and thrust onto the underwater continental margin overlain by terrigenous flysch. The autochthon complex is distinguished by small variously oriented folds forming a complicated system that indicates plastic deformation of a bedded sequence, which resulted from a slightly dominant sublatitudinal stress. Readel structures, well developed in low-temperature mylonites occurring along planes of displacement indicate northeastward movements of the allochthon parallel to the thrust front. Such kinematics is most likely to be the result of change of the northeastward thrusting by sinistral strike-slip motions at the terminal collisional stage.

СТРАТИГРАФИЯ, СЕДИМЕНТОЛОГИЯ

УДК [564.53:551.763.1] (571.6)

РАННЕМЕЛОВЫЕ АММОНИТЫ СИХОТЭ-АЛИНСКОЙ СИСТЕМЫ И ИХ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ И БИОГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

И.И. Сей, Е.Д. Калачева

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

Приводится краткая характеристика, данные о возрасте и изображения ряда раннемеловых аммонитов, номинально фигурирующих в стратиграфических схемах и работах по стратиграфии нижнего мела Сихотэ-Алиня. Параллельно с аммонитовой для установленных стратоуровней дается последовательность бухиевых комплексов. Выявленный впервые на территории Сихотэ-Алиня барремский *Pseudohaploceras* аналогичен подобным аммонитам СВ Китая. С учетом китайского материала описан новый вид *P. chinense*. Рассматривается характер раннемеловой морской фауны Сихотэ-Алиня, в которой аммонитовые ассоциации представлены главным образом тетиическими элементами, а бентосные – бореальными, определяя экотонный тип морских сообществ региона.

Основой геологических исследований самого разного характера и масштаба и в первую очередь геологического картирования является надежная, палеонтологически обеспеченная стратиграфическая база. Это положение одинаково важно как для районов с нормально стратифицированными породами, так и для районов с очень сложным геологическим строением и геологической историей, к которым в полной мере относится Сихотэ-Алинская система. Последняя, как считается в настоящее время [4, 13 и др.], имеет аккреционную природу и состоит из террейнов расслоенных аккреционных призм. В этой ситуации предлагается отказаться от “примата стратиграфических методов”, “а в качестве основных единиц при картировании принять тектоно-стратиграфические комплексы [4, с. 92]. Такое предложение для столь сложно построенной территории в принципе представляется целесообразным, однако без использования биостратиграфического метода, без учета палеонтологического материала – макро- и микрофоссилий – вряд ли возможна корректная расшифровка структуры того или иного террейна и истории его формирования.

Раннемеловой этап является одним из важнейших в истории развития Сихотэ-Алинской системы. Начало раннего мела здесь характеризуется высокой тектонической активностью – наряду с накоплением терригенных формаций идет процесс формирования

олистостромовых толщ, который сопровождается образованием крупных аллохтонных пластин [5]. Поэтому надежная палеонтологическая документация сформированных в это время тектоно-стратиграфических комплексов представляется крайне важной, и это относится как к микро-, так и макрофоссилиям. Но с сожалением следует констатировать, что описание и изображение меловой макрофауны, и в первую очередь аммоидей, с территории Сихотэ-Алиня, как в опубликованных, так и в рукописных работах практически отсутствуют.

В сводных и специальных работах и главным образом в схемах, принятых на стратиграфических совещаниях [8], приводятся списки аммонитов и двустворчатых моллюсков, в том числе столь существенных для стратиграфии как бухииды и иноцерамиды, но без соответствующих публикаций ценность этих списков резко снижается.

Авторами в небольшой статье [9] были изображены и описаны несколько аммонитов из нижнего мела Среднего Сихотэ-Алиня. Мы считаем необходимым также опубликовать описания еще ряда раннемеловых аммонитов, образцами или изображениями которых располагаем и которые фигурируют в статьях, монографиях и стратиграфических схемах. Помимо стратиграфической значимости для геологического картирования и тектонических построений они представляют несомненный интерес в плане палеозоогеографических реконструкций.

Аммониты низов мела на территории Сихотэ-Алинской системы установлены в северной части этой структуры в пределах Хунгарийского террейна, по А.И. Ханчуку [13]. Следует однако оговорить, что на Дальнем Востоке, а именно в Приморском крае, аммонитовый комплекс основания меловой системы известен на территории Ханкайского массива или, в свете последних построений, Ханкайско-Буреинской аккреционной системы. Здесь, на восточном берегу Уссурийского залива отложения чигановской свиты содержат *Pseudosubplanites* cf. *grandis* (Mazenot), *P. aff. combesi* Le Hegarat, *P. sp.*, *Berriasella ex. gr. jacobi* Maz., *Dalmasiceras* sp. nov., которые определяют самую нижнюю зону берриасского яруса – зону *jacobi/grandis* европейской шкалы [11].

В Хунгарийском террейне из низов мелового разреза на р. Гобилли (бассейн р. Анюй) происходит аммонит, отнесенный Е.П. Брудницкой к *Pectinatites* sp. ind. (cf. *P. fedorovi* Mesezhnikov) (рис. 1). Его особенностью является специфическая скульптура, состоящая из частых, тонких, тесно расположенных и слегка изогнутых ребер, в основном двураздельных, с различным характером и местом ветвления. К концу оборота ребра становятся несколько более широкими и редкими, но особенности ветвления сохраняются. Такой тип ветвления характерен для рода *Substeuroceras* Spath, и данный образец мы идентифицируем как *Substeuroceras* cf. *kellumi* Imlay, сопоставляя его с экземплярами этого вида, описанными Р. Имлеем из Мексики [18, с. 50, табл. 14, фиг. 1,2] и Калифорнии [19, с. 42, табл. 10, фиг. 19, 20]. Не очень качественная фотография аммонита сопровождается рисунком, более четко отражающим особенности скульптуры (табл. 1, фиг. 1а, б). Представители рода *Substeuroceras*, как и зона *Substeuroceras koeneni* Аргентины, в настоящее время относятся к нижнему берриасу* [31, 36].

По р. Гобилли, но не в одном местонахождении с указанным аммонитом встречены бухии: *Buchia hyatti* (Pavl.), *B. tenuicollis* (Pavl.), *B. trigonoides* (Lah.), *B. cf. russiensis* (Pavl.), *B. cf. lahuseni* (Pavl.), *B. fischeriana* (Orb.) (определения Е.П. Брудницкой и Л.Д. Третьяковой). Судя по списку, этот комплекс является верхневолжским. Согласно современным представлениям, верхневолжский подъярус принадлежит к меловой системе и сопоставляется с нижним берриасом [7, 12, 36], что совпадает с аммонитовой датировкой.

Также в бассейне р. Гобилли (р. Таунга) найден фрагмент оборота крупного аммонита, первона-

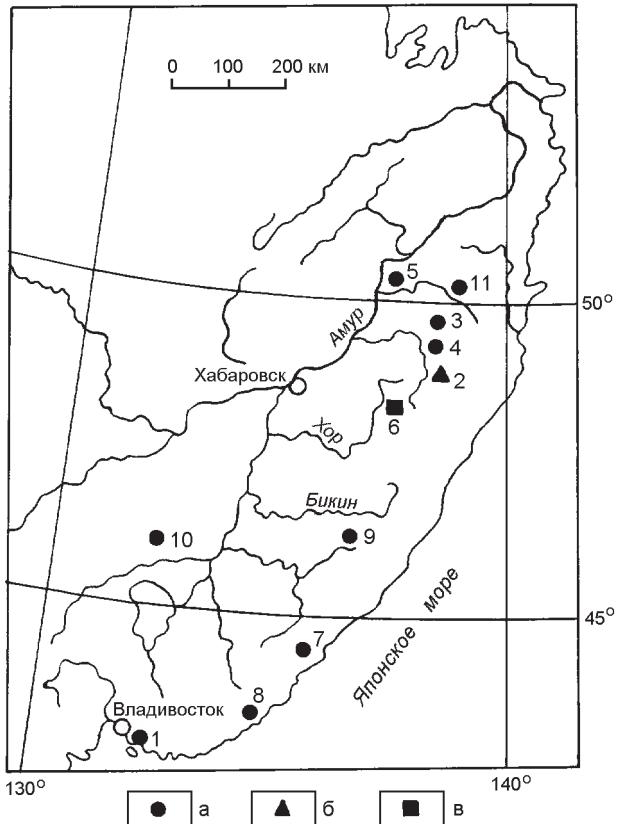


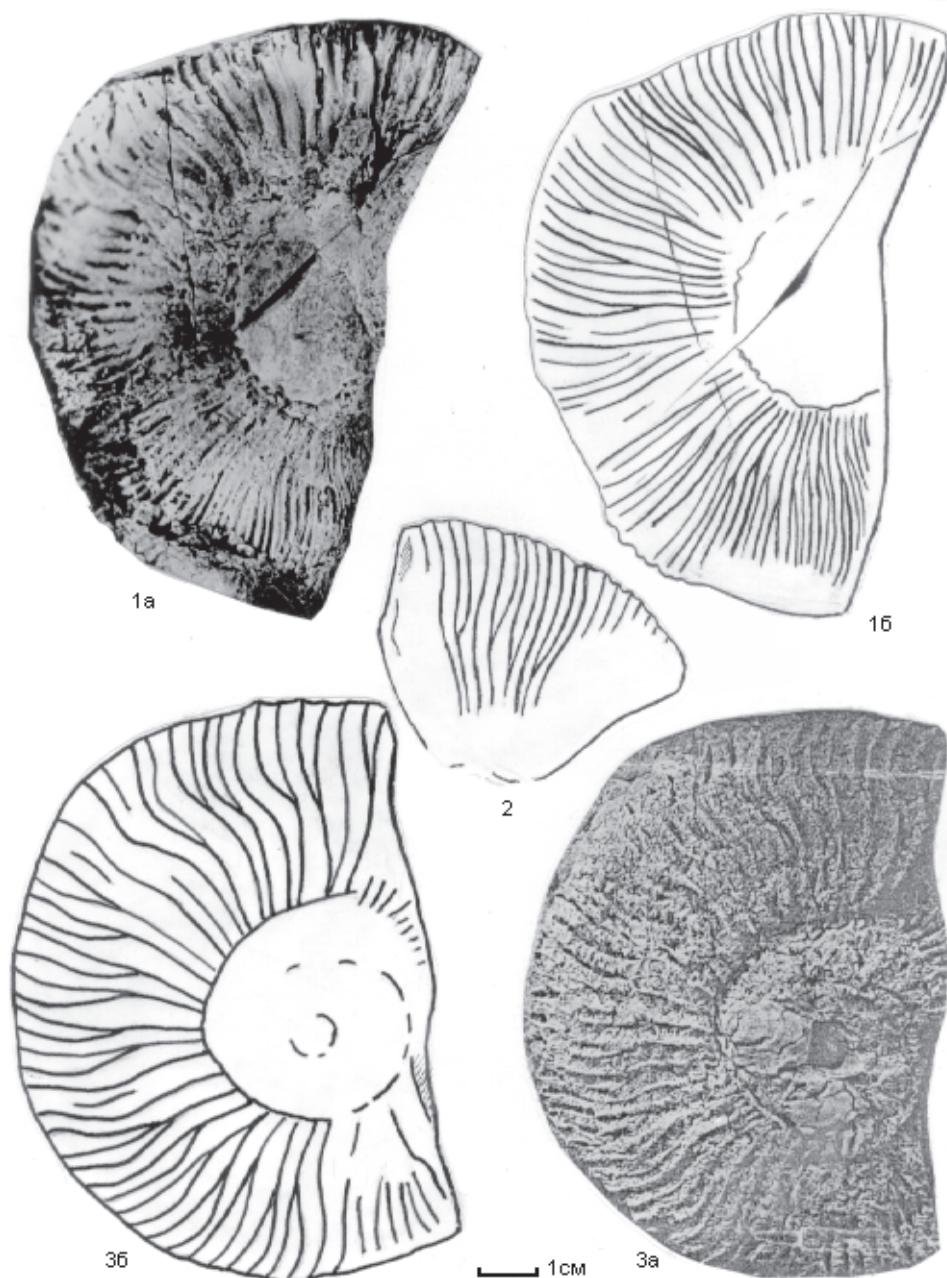
Рис. 1. Схема местонахождений нижнемеловых аммонитов (берриас-баррем).

1 – Южное Приморье, Уссурийский залив: *Pseudosubplanites*, *Berriasella*, *Dalmasiceras* (низы берриаса). 2 – басс. р. Анюй, р. Гобилли: *Substeuroceras*, *Parodontoceras* (ниж. берриас), 3 – верховья р. Джаур: *Fauriella* (ниж. берриас), 4 – басс. р. Анюй, р. Таунга: *Spiticeras*, *Fauriella*, *Berriasella*? (верх. берриас), 5 – правобережье р. Амур, ст. Пивань: *Sarasinella* (ниж. валанжин), 6 – басс. р. Хор, р. Кабули: *Homolsomites* (верх. валанжин – низы готерива), 7 – Дальнегорский р-н: *Olcostephanus* (верх. валанжин), *Neocomites* (“средний” валанжин), 8 – р. Черная: *Neocomites* (верх. валанжин), 9 – басс. р. Арму: *Pseudohaploceras* sp. nov. (баррем), 10 – СВ Китай, пров. Хэйлунцзян: *Pseudohaploceras* sp. nov. (баррем), 11 – басс. р. Гур: *Crioceratinae*? (? ниж. готерив – ниж. апт). Аммониты: а – тетические, б – тихоокеанские, в – бореальные.

* Общепринятого деления берриаса на подъярусы не существует. Под нижним берриасом мы понимаем зоны *B. jacobi/P. grandis* и *Tirnovella occitanica*, под верхним – зону *Fauriella boissieri* европейской шкалы.

чально обозначенного Е.П. Брудницкой как *Parodontoceras* ? sp. ind., затем как *Pectinatites*. Однако первое определение представляется более правомерным. По типу скульптуры образец сходен с *Substeuroceras* и, в то же время, близок к фрагменту *Parodontoceras reedi* (Anderson) из Британской Колумбии [21, табл. 1, фиг. 3]. Два этих рода, по данным М. Верма и Г. Вестермана, достаточно близки и не всегда могут быть разграничены [34, с. 228], поэтому мы сохраним первоначальное определение – *Parodontoceras* sp. ind. за этим аммонитом (табл. 1, фиг. 2), наиболее вероятный возраст которого ранний берриас.

Таблица 1.

Фиг. 1 а, б. *Substeuroceras cf. kellumi* Imlay.

Р. Гобилли, бассейн р. Анюй. Сборы И.П. Бойко, 1965. Нижний берриас.

Фиг. 2. *Parodontoceras* sp. ind.

Р. Таунга, бассейн р. Анюй. Сборы С.Л. Штейнберга, 1965. Нижний берриас.

Фиг. 3 а, б. *Fauriella ex gr. floquinensis* Le Hegarat.

Верховье р. Джар, бассейн р. Гур. Сборы Н.П. Макеева, 1970. Нижний берриас.

К нижнему берриасу, скорее всего, принадлежит также аммонит из верховьев р. Джар, предварительно определенный Н.П. Лупповым как *Berrisella* aff. *gallica* Maz. и фигурирующий в дальнейшем в качестве *B. (Fauriella)* aff. *gallica* [14] и *Fauriella* aff. *gallica* [8]. Но от *F. gallica* [28, с. 140, табл. 23, фиг. 3, 4] он существенно отличается размерами, характером навивания и особенно типом скульптуры. Этот своеобразный крупный аммонит с высоким внешним оборотом обладает четкими, тонкими, серпообразно

изогнутыми, умеренно частыми ребрами, разделенными более широкими промежутками. Ребра двураздельные и простые, ветвление происходит вблизи середины боковых сторон, точка ветвления не фиксирована. В ряде случаев ребра попарно соединяются на пупковом крае.

Из известных фауриелл этот образец, как нам представляется, наиболее близок к *Fauriella floquinensis* Le Hegarat [23, с. 156, табл. 47, фиг. 4.5] из нижнего берриаса Франции, который также обладает

крупной раковиной и довольно редкими ребрами, в том числе и на внутренних оборотах. Пучки и бугорки появляются у него только на жилой камере, которая у нашего экземпляра, скорее всего, не сохранилась. В результате мы сближаем его с указанным видом, определяя, не без доли условности, как *Fauriella ex gr. floquinensis* (табл. 1, фиг. 3а, б). В одном местонахождении с аммонитом и вблизи него встречены верхневолжские бухии – *B. fischeriana*, *B. unschensis*, *B. terebratuloides*, *B. aff. B. okensis*, подтверждая раннеберрийский возраст аммонита.

Следующий стратиграфический уровень с аммонитами и бухиями установлен в бассейне р. Таунги. Первоначально встреченные здесь аммониты были обозначены как *Craspedites?* sp. ind. и *Surites?* sp. ind., позднее они были переопределены (без описаний и изображений) Е.А. Калининым. Первый он идентифицировал, по нашему мнению вполне справедливо, как *Spiticeras (S.) multiforme* Djanelidze, хотя в литературе он фигурирует лишь как *Spiticeras (S.)* sp. [1,8]. Аммонит представляет собой небольшую полуинволютную раковину с характерной спиральцерасовой скульптурой из коротких рельефных первичных ребер и отходящих от них пучков из 3-4 более тонких вторичных ребер. Имеется отчетливый пережим (табл. 2, фиг. 6). Вид *S. (S.) multiforme* известен из Южной Европы [15, с. 143, табл. 7, фиг. 3; 20, с. 68, табл. 3, фиг. 3] и, по данным Ле Эгара [23, с. 232], происходит из верхнего берриаса.

Второй образец (*Surites?*), отнесенный Е.А. Калининым [1] к роду *Tirnovella*, является частью небольшого аммонита с невысоким внешним оборотом и с попарно соединенными на пупковом крае,

серпообразно изогнутыми двураздельными ребрами с бугорками в основании. Такой тип ребристости характерен для двух беррийских родов – *Tirnovella* и *Fauriella*. Но первый, как правило, обладает более инволютной раковиной с высоким внешним оборотом. По высоте оборота и ширине пупка данный образец скорее сопоставим с фауриеллами и может быть определен как *Fauriella* sp. ind. (табл. 2, фиг. 7).

Из бассейна р. Таунги Е.А.Калининым [1, 8], кроме того, приводится *Berriasella* sp. Но из-за фрагментарности материала, составляющего часть внутренних оборотов аммонита с тонкими прямыми двураздельными и простыми ребрами, образец может быть обозначен только как *Berriasella*? (табл. 2, фиг. 4).

Вместе с указанными аммонитами, по данным Е.А. Калинина, встречены бухии – *B. okensis* (Pavl.) и *B. volgensis* (Lah.), что предполагает принадлежность комплекса к нижней части верхнеберрийского подъяруса. В бассейне р. Таунги, судя по изображениям бухий в рукописных работах, присутствуют и более высокие слои верхнего берриаса с *B. uncitoides* (Pavl.), *B. tolmatschowi* (Sok.) и *B. inflata* (Lah.).

Валанжинские аммониты в пределах Северного Сихотэ-Алиня представлены еще более скучно. Имеется возможность охарактеризовать только экземпляр из пиванского разреза на правобережье р. Амур (Горинский террейн), известный как *Polyptychites*, затем трансформированный в *Kilianella* [1, 8]. Но этот крупный аммонит в отличие от килианелл имеет инволютную раковину с высоким внешним оборотом, сравнительно узким пупком и очень крупными припупковыми бугорками с отходя-

Фиг. 1-3. *Pseudohaplloceras chinense* sp. nov. 1, 2 – китайские аммониты из СВ Китая, провинция Heilongjiang, формация Qihulin, группа Lungzhagou [Liang Zhong-fa, 1982, табл. 1, фиг. 3, 5 = *Arctocephalites (Cranocephalites) hulinensis* sp. nov.]. 3. Голотип: ф – ядро, б – отпечаток. Экз. 160/12949, ЦНИГР музей, г. С.-Петербург. Бассейн р. Арму, р-н пос. Молодежное. Баррем.

Фиг. 4. *Berriasella*? Р. Таунга, бассейн р. Ануй. Сборы Л.Д. Третьяковой, 1969. Верхний берриас.

Фиг. 5. *Olcostephanus* sp. juv. Бассейн р. Рудной. Сборы Н.К. Жарниковой, 1984. Валанжин.

Фиг. 6. *Spiticeras (Spiticeras) multiforme* Djanelidze. Р. Таунга, бассейн р. Ануй. Сборы Л.Д. Третьяковой, 1969. Верхний берриас.

Фиг. 7. *Fauriella* sp. ind. Р. Таунга, бассейн р. Ануй. Сборы Л.Д. Третьяковой, 1969. Верхний берриас.

Фиг. 8. *Sarasinella* cf. *varians* (Uhlig). Р. Амур, напротив г. Комсомольска (р-н пристани Пивань). Сборы А.А. Капицы и Л.Д. Третьяковой, 1965. Нижний валанжин.

Фиг. 9 а, б. *Neocomites* sp. а – нат. вел.; б – х2. Бассейн р. Рудной. Сборы Н.К. Жарниковой, 1984. Верхний валанжин.

Фиг. 10 а, б. *Neocomites neocomiensis* (Orbigny). Р. Черная. Сборы В.П. Михновича, 1958. Коллекция Н.С. Воронец, № 6401, ЦНИГР, Музей, г. С.-Петербург. Валанжин.

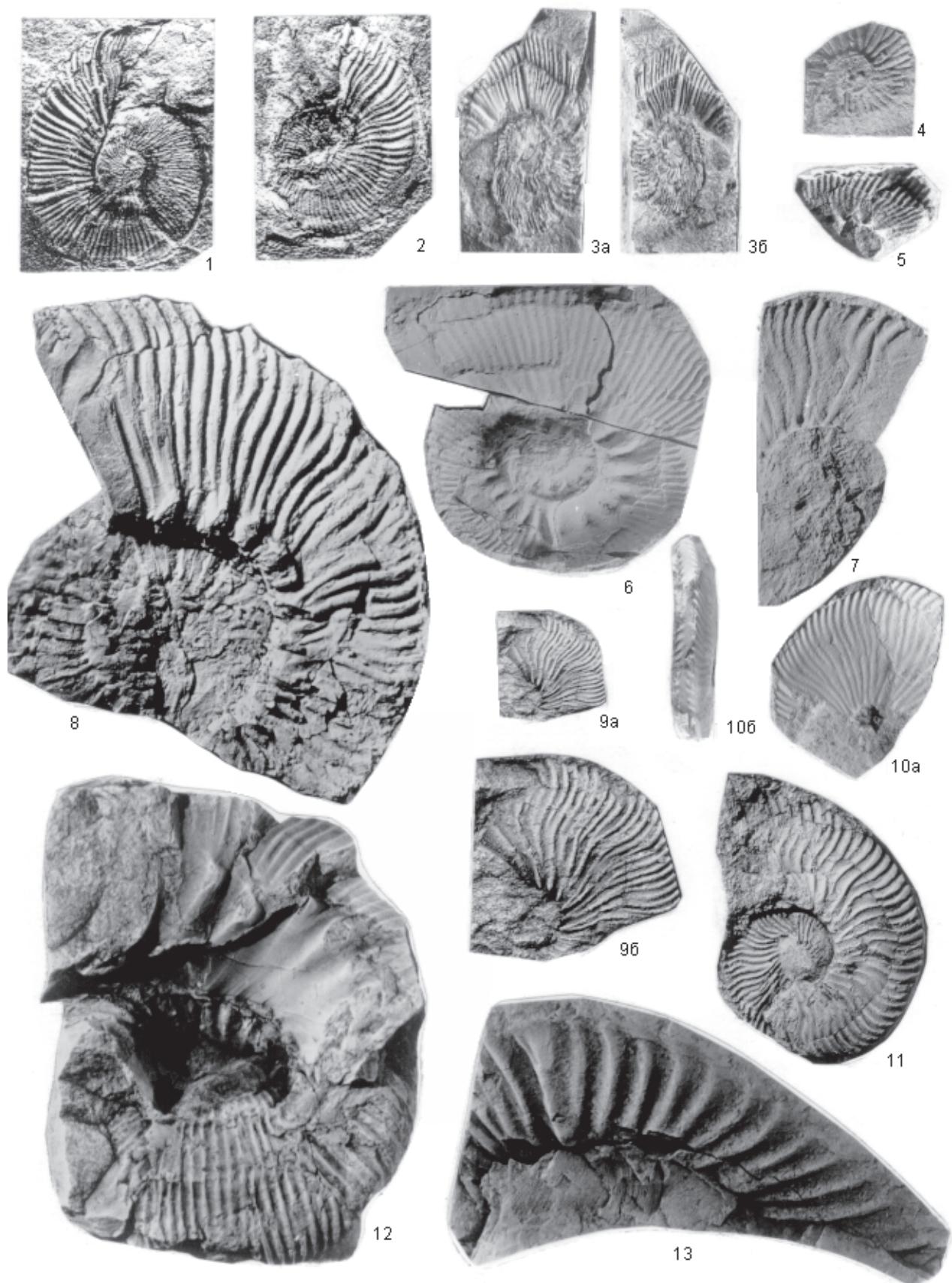
Фиг. 11. *Neocomites teschenensis* (Uhlig). Бассейн р. Монастырки, Дальнегорский р-н. Сборы П.В. Маркевича, 1958. Валанжин.

Фиг. 12. *Olcostephanus* cf. *quadriradiatus* Imlay. Бассейн р. Рудной, ключ Тигровый. Сборы Ю.Т. Гурулева, 1959. Верхний валанжин.

Фиг. 13. *Crioceratinae*? Фрагмент оборота аммонита, ранее определявшегося как *Phymatoceras* или *Namatoceratidae*.Правобережье р. Гур, верховья ручья Дарви. Сборы В.Н. Плиева, 1954. Готерив-апт?

Все изображения, кроме особо указанных, даны в натуральную величину.

Таблица 2.



щими от них в виде пучков 2-3 грубыми ребрами. По этим признакам данный образец, как мы считаем, следует отнести к роду *Sarasinella*. По форме раковины и типу скульптуры он близок к *S. varians* Uhlig [33, с. 236, табл. 81, фиг. 3] и может быть определен как *Sarasinella cf. varians* Uhlig (табл. 2, фиг. 8). Stratigraphический уровень вида не установлен. Род *Sarasinella* охватывает весь валанжин и низы готерива. Е.А. Калинин помещает [1] аммонит в нижневаланжинские слои с *Bucha keyserlingi*, но не исключен и его поздневаланжинский возраст.

Более высокую стратиграфическую позицию вероятно занимают слои с *Homolsomites* sp., обнаруженные Е.А. Калининым в бассейне р. Кабули, приток р. Хора (Хунгариjsкий террейн). Для валанжина этого района им установлена такая последовательность: слои с *B. keyserlingi* и *B. cf. inflata* нижнего валанжина, слои с *B. crassicollis* и *B. sublaevis* верхнего валанжина и слои с *Homolsomites* sp. и *B. aff. sublaevis* верхов валанжина – низов готерива [2]. Описание Сихотэ-Алинского *Homolsomites* не было опубликовано*, о чем можно сожалеть, т. к. он является одним из немногих бореальных элементов в раннемеловой аммонитовой фауне региона.

Говоря о Северном Сихотэ-Алине, следует упомянуть еще об одном “известном” аммоните. Речь идет об образце из бассейна р. Гур, определенном Г.Я. Крымгольцем как тоарская *Lillia* sp. (= *Phymatoceras*). По имеющейся фотографии позднее мы сугубо условно отнесли его к семейству *Nannatoceratidae* (тоар-байос). Предположение, что этот аммонит может иметь более молодой возраст, было высказано еще в 60-х годах А.А. Капицей и Л.Д. Третьяковой. Он представляет или часть оборота крупного эволюционного аммонита с резким разворотом спирали раковины, или часть развернутого аммонита с широкими, редко расставленными ребрами, соединенными попарно вблизи пупкового края, и одним глубоким пережимом (табл. 2, фиг. 13). Таксономическую принадлежность аммонита определить затруднительно, но его меловой возраст весьма вероятен. Близкий тип ребристости имеют некоторые представители подсемейства *Crioceratinae* (нижний готерив – нижний апт), хотя возможны и другие таксономические сопоставления.

Несколько лучше валанжинские аммониты представлены на юго-востоке Сихотэ-Алинской системы в пределах Прибрежного или Таухинского террейнов. Часть из них, как уже говорилось, была опубликована ранее [9], но мы повторяем их изображения с краткой характеристикой и уточненными определениями.

В первую очередь это “*Stephanoceras ex gr. umbilicus*” из бассейна р. Рудной (кл. Тигровый), который долго определял среднеюрский возраст горбушинской свиты (серии). По данным В.А. Михайлова [4, 6], он происходит из терригенных образований неоавтохтона, с размывом залегающих на аллохтонной пластине пород горбушинской серии. Характерные особенности аммонита – широкие, округлые, объемлющие обороты, глубокий с отвесными стенками пупок, высокие, в виде удлиненных треугольников первичные ребра, заканчивающиеся бугорками с пучками тонких ребер, – свидетельствуют о принадлежности его к роду *Olcostephanus*. На видовом уровне он наиболее близок к *Q. quadriradiatus* Imlay [17, с. 554, табл. 5, фиг. 1, 2] из верхнего валанжина Мексики и идентифицирован нами как *Olcostephanus cf. quadriradiatus* Imlay (табл. 2, фиг. 12).

Также с территории Дальнегорского района (бассейн р. Монастырки) В.Н. Верещагиным был определен *Neocomites cf. neocomiensis* (Orb.). По сравнению с видом *neocomiensis* данный аммонит отличается более эволюционной раковиной, более грубыми и редкими ребрами с утолщениями вблизи центрального края (табл. 2, фиг. 11) и принадлежит, как мы считаем, к *Neocomites teschenensis* (Uhlig) [30, с. 32, табл. 3, фиг. 13]. В европейских разрезах этот вид обычен в верхах нижнего и низах верхнего валанжина.

Neocomites из стратотипа таухинской свиты на р. Черной в южной части Прибрежного террейна фигурирует в различных работах под различными названиями – *N. aff. occitanicus*, *N. aff. retowski*, *N. ussuricensis*. Благодаря инволютной уплощенной раковине с высокими объемлющими оборотами, узкому закрытому пупку, тонкой густой ребристости данный образец вполне может быть отождествлен с *Neocomites neocomiensis* (Orb.) (табл. 2, фиг. 10а, б). Этот вид распространен в верхах нижнего и, в основном, в верхнем валанжине.

В нашей коллекции имеется аммонит из более молодых – барремских отложений, определенный нами как *Pseudohaploceras*. Он происходит из бассейна р. Арму в районе пос. Молодежное (Журавлевский террейн). Данный аммонит помимо стратиграфической значимости интересен тем, что он аналогичен аммонитам из формации Qihulin группы Lungzhagou СВ Китая. Последние, в свое время [24, 35], рассматривались как юрские и были отнесены к *Arctocephalites*, *Stenocadoceras* и другим родам батсского возраста, а из вышележащих формаций Yunshan и Donganzhen тогда же были определены оксфорд-киммериджские бухии.

Знакомство с типичными бореальными *Arctocephalitinae* и бухиями дало нам основание усомниться в корректности определений и прийти к заключению о принадлежности фауны из СВ Китая к нижне-

* Статья депонирована в ВИНТИ.

му мелу. “*Arctocephalites*” и ряд других аммонитов мы отнесли к баррем-аптским *Pseudohaploceras*, бухиды из вышележащих формаций – к *Aucellina*, о чем информировали в 1987 г. китайских коллег. Впоследствии эти определения и выводы о возрасте подтвердились. Сначала большинство аммонитов из СВ Китая были отнесены к баррем-кампанским *Desmoceratacea* [22], а затем “*Arctocephalites*” и ряд других родов были описаны в качестве барремских *Pseudohaploceras cf. liptoviense* (Zeuschner) [16].

Анализ нашего образца и многочисленных изображений *Pseudohaploceras* из СВ Китая показал, что эти аммониты при определенном сходстве с *P. liptoviense* заметно отличаются, главным образом, типом скульптуры и могут быть, как мы считаем, отнесены к новому виду, описание которого дается ниже.

Род *Pseudohaploceras* Hyatt, 1900

*Pseudohaploceras chinense** sp. nov.

Табл. 2, фиг. 1-3.

Arctocephalites peideense: Liang, 1982, табл. 1, фиг. 6, 7.

Morphoceras longzhaogouense: Liang, 1982, табл. 1, фиг. 3.

Lobokosmoceras? peideense: Liang, 1982, табл. 1, фиг. 4.

Paracadoceras sp.: Liang, 1982, табл. 1, фиг. 5.

Stenocadoceras sp.: Liang, 1982, табл. 1, фиг. 9.

Arctocephalites (Cranocephalites) hulinense: Wang, 1983, табл. 1, фиг. 1-8.

Desmoceratacean Group A (табл. 1, фиг. 1-3); Group B (табл. 1, фиг. 4-6, 9): Kelly et al., 1994.

Pseudohaploceras cf. liptoviense (Zeuschner): Futakami et al., 1995, с. 82, фиг. 3, А-Ф; табл. 1, фиг. 3-10.

Голотип. Экземпляр № 160/12949, ЦНИГР музея, г. Санкт-Петербург. Бассейн р. Аму, район пос. Молодежный. Баррем.

Материал. Один образец – неполное ядро и отпечаток. Характеристика вида дается с учетом аналогичных аммонитов из СВ Китая. Все образцы деформированы (раздавлены).

Описание. Раковина, скорее всего, уплощенная, средних размеров – 35-45 мм, редко – до 75 мм, на ранних и средних оборотах инволютная с узким неглубоким пупком, на поздних – более эволютная за счет разворота спирали раковины. Стенки пупка вероятнее всего отвесные. Скульптура включает ребра, валики и пережимы. Многочисленные ребра чет-

кие, тонкие, частые, слегка изогнутые, они особенно тонкие и густые на ранних оборотах. Ребра попарно или одиночно отходят непосредственно от пупкового края, часть из них вблизи середины боковых сторон раздваивается. На последнем обороте появляются слегка изогнутые или прямые ребра-валики, сопровождаемые узкими неглубокими пережимами. Величина и число их варьирует (максимум 4 на 1/2 оборота), у отдельных экземпляров могут отсутствовать. Изменчивость в типе навивания и особенно характере ребристости весьма велика.

Сравнение. Рассматриваемые аммониты при сходстве с экземплярами *Pseudohaploceras liptoviense* (Zeuschner) из верхнего баррема Австрии [32, табл. 17, фиг. 17, 18; табл. 18, фиг. 1, 3, 5, 6] имеют, по-видимому, более уплощенные раковины со ступенчатым пупком в отличие от воронкообразного пупка у австрийских образцов. Основное отличие заключается в характере скульптуры. Австрийские образцы несут намного более крупные и резко изогнутые валики. Промежуточные ребра у них обычно появляются значительно выше пупкового края в виде неправильных изогнутых пучков. Припупковая часть сглажена, что характерно и для более ранних оборотов. Те же отличия по сравнению с описываемыми аммонитами имеет *Pseudohaploceras japonicum* [29, с. 28, табл. 2, фиг. 4, 5].

Возраст. Баррем Сихотэ-Алиня и Северо-Восточного Китая.

Таким образом, в пределах Сихотэ-Алинской системы палеонтологически конкретными образцами документируются отложения нижнего и верхнего берриаса, нижнего и верхнего валанжина, верхнего валанжина – низов готерива и баррема (верхнего?).

Стратиграфическая последовательность этой фауны показана на рис. 2.

Рассмотренные аммонитовые ассоциации и сопутствующие им двустворчатые моллюски свидетельствуют, что в раннем мелу в пределах Дальневосточного региона, как и в юрское время, морская фауна имела ярко выраженный эктонный характер. Это связано с положением региона на границе Бореальной и Тетической областей и Тихоокеанской зоохории, ранг которой менялся в различные временные отрезки. Аммонитовая фауна в эту эпоху состояла, в основном, из представителей тетических сообществ при ограниченном участии бореальных и тихоокеанских элементов.

Аммонитовый комплекс начала раннего берриаса из Южного Приморья, включающий *Dalmasiceras*, *Pseudosubplanites* и *Berriasella*, является весьма необычным для Востока России и сопредельных стран и может рассматриваться как аналог западнотетических сообществ [10]. Два первых рода извест-

* Название по местонахождению большинства аммонитов этого вида

		А м м о н и т ы					Б у х и и			
		Готерив		Баррем		Ярус				
		Валанжин	Ниж.	Верх.	Ниж.	Верх.	Ниж.	Верх.	Подъярус	
<i>Pseudohaploceras chinense</i> sp. nov.										
Берриас	Верхний	<i>Homolsomites</i> sp.			<i>Olcostephanus</i> cf. <i>quadriradiatus</i> , <i>Neocomites neocomiensis</i> ,		<i>иоцерамиды</i>			
							<i>B. crassicollis</i>	<i>B. sublaevis</i>		
Берриас	Нижний	<i>Neocomites teschenensis</i> , <i>Sarasinella</i> cf. <i>varians</i> , <i>Thurmanniceras jenkinsi</i>					<i>B. keyserlingi</i>			
		<i>Spiticeras (S.) multiforme</i> , <i>Fauriella</i> sp. ind., <i>Berriasella</i> ?					<i>B. tolmatschowi</i>	<i>B. uncitoides</i>		
		<i>Substeuroceras</i> cf. <i>kellumi</i> , <i>Parodontoceras</i> sp. ind., <i>Fauriella</i> ex gr. <i>floquiensis</i>					<i>B. volgensis</i>	<i>B. okensis</i>		
					<i>Pseudosubplanites</i> cf. <i>grandis</i>		<i>B. aff. B. okensis</i>			
					<i>Berriasella</i> ex gr. <i>jacobi</i>		<i>B. unschensis</i>	<i>B. terebratuloides</i>		
					<i>Dalmasiceras</i> sp. nov.		<i>B. piocchii</i>	<i>B. fischeriana</i>		
							<i>B. trigonoides</i>			

Рис. 2. Комплексы раннемеловых аммонитов (берриас – барем) и бухий (берриас-готерив) в Сихотэ-Алинском и Буреино-Ханкайском регионах.

ны главным образом на юге европейского континента. Что касается берриаселл, то помимо Приморья они известны также в Южном Тибете [25]. На остальной территории Восточного Тетиса их присутствие в большинстве случаев вызывает сомнение.

Среди немногочисленных раннеберриасских аммонитов присутствуют характерные тихоокеанские таксоны – *Substeuroceras* и *Parodontoceras*, к которым добавляется южноевропейская *Fauriella*. В позднем берриасе здесь зафиксированы только представители тетических сообществ – тетический космополит *Spiticeras*, *Fauriella* и проблематичная *Berriasella* (?).

Тетический облик характерен для аммонитовой фауны Сихотэ-Алиня и в валанжинское время. На родовом уровне она представлена пантетическими *Sarasinella*, *Neocomites*, *Olcostephanus*, вероятно присутствие *Thurmanniceras*. В то же время, сопоставление на видовом уровне дает разброс от американ-

ских *Olcostephanus quadriradiatus* и *Thurmanniceras jenkinsi* до гималайских и европейских *Sarasinella varians* и *Neocomites teschenensis*. На этом тетическом фоне отмечаются отдельные boreальные “пришельцы” *Homolsomites* и предположительно *Tollia*.

В начале готерива возможно продолжали существовать хомолсомитесы и некоторые олкостефаниды. В целом же готерив-барремское время на Востоке России характеризуется резкой тектонической активностью, которая сопровождалась, как предполагается, перестройкой морских бассейнов [3]. Тем не менее, сихотэ-алинское аммонитовое сообщество сохраняет свой тетический облик. Установленный здесь *Pseudohaploceras*, как и аналогичные аммониты с близлежащей территории СВ Китая, о которых шла речь выше, являются типичными тетическими элементами. Сихотэ-Алинский аммонит, таким образом, напрямую трассирует направление теплого

течения, обусловившего расселение *Pseudohaploceras* на севере Китая, что подтверждает палеогеографические построения М. Матсукавы и его коллег [26]. К представителям южных фаун относятся и упоминаемые из баррема Сихотэ-Алиня *Haplocrioceras* и *Crioceratites* (C.) [8, 27].

В основном тетическая аммонитовая фауна в берриасе – начале готерива на всей территории Сихотэ-Алинской системы, включая Южное Приморье, существовала на фоне бореального бентоса, представленного почти исключительно бореальными бухиями, которые, по всей видимости, образовывали местами поселения высокой популяционной плотности. Этот феномен, скорее всего, связан с широкой толерантностью бухий к температурным условиям. В отличие от стенотермных аммонитов они могли обитать в достаточно теплых водах, отличаясь при этом от своих высокоширотных аналогов часто меньшим габитусом. Такие экотонные сообщества с участием бухий, обладающих высоким стратиграфическим потенциалом, являются одними из ключевых при решении вопросов бореально-тетической корреляции, в том числе – проблемы юрско-меловой границы.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что стратиграфические построения нельзя считать надежными, если они не обеспечены палеонтологическими публикациями – описанием и изображением фауны. Только на основании таких материалов возможна точная возрастная корреляция отложений и детальный анализ фоссилий, позволяющий установить пути миграции фауны и выяснить аллохтонные фаунистические сообщества, что необходимо при воссоздании палеотектонических и палеогеографических обстановок и построении геодинамической модели Сихотэ-Алиня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Калинин Е.А. Faунистические слои нижнего мела на севере Сихотэ-Алиня как основа унификации местных и вспомогательных стратиграфических подразделений // Тезисы докладов IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. Хабаровск, 1990. С. 239-240.
2. Калинин Е.А. Слои с *Buchia* валанжина бассейна р. Хор (Северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1990. № 6. С. 78-85.
3. Кириллова Г.Л. Корреляция меловых событий на Востоке России с глобальными событиями // Тихоокеан. геология. 1997. Т. 16, № 6. С. 3-20.
4. Михайлов В.А. Корреляция тектоно-стратиграфических комплексов Юго-Восточного Сихотэ-Алиня // Стратигр. Геолог. корреляция. 1997. Т. 5, № 4. С. 85-94.
5. Михайлов В.А., Врублевский А.А., Юшманов Ю.П. Строение и условия становления покровных структур Прибрежной зоны (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1987, № 1. С. 83-91.
6. Михайлов В.А., Волохин Ю.Г., Парняков В.П., Олейник Л.М. О возрасте и объеме горбушинской серии Прибрежной зоны Сихотэ-Алинской складчатой области // Тихоокеан. геология. 1989. № 4. С. 70-78.
7. Постановления межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. СПб., 1997. Вып. 29. С. 5-7.
8. Решения IV межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья (Хабаровск, 1990 г.). Хабаровск: ХГГП, 1995. 124 с.
9. Сей И.И., Калачева Е.Д. Нижнемеловые аммониты среднего Сихотэ-Алиня // Ярусные и зональные шкалы Бореального мезозоя СССР. М., 1989. С. 139-145. (Тр. ИГГ СО АН СССР. Вып. 722).
10. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфические критерии границы юрской и меловой систем для территории России: Служебно-информационная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 1993. 60 с.
11. Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия и фауна верхней юры и низов мела Южного Приморья (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 2. С. 75-88.
12. Сей И.И., Калачева Е.Д. Граница юрской и меловой систем в Бореальной области (Биостратиграфия, Бореально-Тетическая корреляция) // Стратиграфия. Геолог. корреляция. 1997. Т. 5, № 1. С. 42-59.
13. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
14. Худолей К.М. О границе юрской и меловой систем на Дальнем Востоке // Пограничные ярусы юрской и меловой систем. М., 1984. С. 107-114. (Тр. ИГГ СО АН СССР. Вып. 644).
15. Djanelidze A. Les Spiticeras de sud-est de la France // Mem. Carte Geologique Detaillee France. Impr. Nationale, Paris. 1922. 255 p.
16. Futakami M., Matsukawa M., Chen P., Cao Z., Chen J. Barremian ammonites from the Longzhaogou Group in eastern Heilongjiang, north-east China // Jour. Geol. Japan. 1995. V.101, N 1. P. 79-85.
17. Imlay R. Ammonites of the Taraises formation of northern Mexico // Bull. Geol. Soc. Amer. 1939. V.50, N 1. P.1-78.
18. Imlay R., Jones D. Ammonites from the Buchia zones in Northwestern California and Southwestern Oregon// U.S. Geol. Surv. 1970. Prof. Pap. 647-B. P.1-59.
19. Immel H. Die Kreideammoniten der Nordlichen Kalkalpen // Zitteliana. 1987. N 15. P.3-163
20. Jeletzsky Y.A. Jurassic-Cretaceous boundary beds of Western and Arctic Canada and the problem of the Tithonian-Berriasian stages in the boreal realm // Geol. Assoc. Canadea. 1984. Spec. Pap. N 27. P. 175-255.
21. Keely S.R.A., Wang Y.G. and Zhang J. A revised Cretaceous age for ammonites, originally identified as Middle Jurassic, from eastern Heilongjiang, China // Acta Palaeontol. Sinica. 1994. V. 33. P. 509-517.
22. Le Hegarat G. Le Berriasien du Sud-East de la France. Lyon. 1973. 576 p.

- 24.Liang Z.G. Middle Jurassic ammonites from eastern Heilongjiang province // Bull. Shenyang Inst. Geol. Min. Res., Chinese Acad. Geol. Sci. 1982. N 5. P. 63-72.
- 25.Liu Guifang and Wang Sien. A new advance in study of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Himalayas, Xizang (Tibet) // Prof. Paper Stratigr. Palaeontol. (Beijing), 1987. N 17. P. 143-166.
- 26.Matsukawa M., Kalinin Yu. A., Futakami M. and Chen P. Paleogeography and paleocurrent of the Barremian strata in Japan, NE China and Sikhote-Alin (Russia) // Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. 1993. N 105. P. 71-81.
- 27.Matsukawa M., Takahashi O., Hayashi K., Ito M. and Konovalov V. Early Cretaceous Paleogeography of Japan, based on tectonic and faunal data // Mem. Gool. Soc. Japan. 1997. N 48. P. 29-42.
- 28.Mazenot G. Les Paleohoplitiidae Tithoniques et berriasiens du sud-est de la France // Soc. Geol. France Mem. 41. new ser. 1939. V. 18. 303 p.
- 29.Obata I., Matsukawa M., Tanaka K., Kanai Y. and Watanabe T. Cretaceous cephalopods from the Sanchu area, Japan // Bull. Nath. Sci. Mus. Tokio, Ser. C. 1984. V. 10, N 1. P. 9-37.
- 30.Sayn G. Ammonites valangiennes du Sud-Est de la France // Mem. Soc. Geol. France. Paleontologie. 1907. Tome 15. P. 29-26
- 31.Tavera J.M. Les ammonites del Tithonico superior-Berriascense de la Zona Subbetica (Cordilleras Beticas). Tesis Doct. Univ. Canada, 1985. 381 p.
- 32.Uhlig V. Die Cephalopoden der Wernsdorfer Schichten // Denkschr. K. Acad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. Wiena, 1883. Tom 46. P. 127-290.
- 33.Uhlig V. The fauna of the Spini shales // Paleont. Indica, ser. XV, Calcutta. 1903-1910. Tom 4. 365 p.
- 34.Verna H., Westermann G.E.G. The Tithonian (Jurassic) ammonite fauna and stratigraphy of Sierra Catorce, San Luis Potosi, Mexico // Bull. Amer. Paleontology, 1973. V. 63, N 277. 320 p.
- 35.Wang Yi-gang. Some Bathonian ammonoids from E. Heilongjiang // Fossils From the Middle-Upper Jurassic and Lower Cretaceous in eastern Heilongjiang Province. China. Part 1. Heilongjiang Sci. Technol. Publishing House, Harbin. 1983. P. 100-104.
- 36.Zeiss A. Comments on a tentative correlation chart for the most important marine provinces at the Jurassic-Cretaceous boundary // Acta Geol. Hungarica. 1986. V. 29, N 1-2. P. 27-30.

Поступила в редакцию 9 октября 1998 г.

Рекомендована к печати Л.И.Попеко

I.I.Cei, Ye.D.Kalacheva

Early Cretaceous ammonites of the Sikhote-Alin system and their biostratigraphic and biogeographical implications

The paper presents a brief characteristic and data on the age and portraiture of some Early Cretaceous ammonites nominally appearing in stratigraphic schemes and works on stratigraphy of the Lower Cretaceous in the Sikhote-Alin. At the same time, a sequence of buchia assemblages is offered for the recognized stratigraphic levels. The Barremian *Pseudohaploceras*, for the first time identified in the Sikhote-Alin, is analogous to similar ammonites from northeastern China. The new species *P. chinense* has been described with allowance made for Chinese data. The character of the Early Cretaceous marine fauna of the Sikhote-Alin is examined, in which ammonite associations are represented mainly by Tethyan elements; and benthonic ones, by Boreal elements, determining an ecotone type of marine communities in the region.

НОВЫЕ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ДАННЫЕ ПО ДЕВОНУ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

A.B.Куриленко, Ю.С. Бретштейн**, К.С.Бутин**

*Государственное геологическое унитарное предприятие "Читагеолсъемка", г. Чита

**Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

Для девонских отложений Монголо-Охотской складчатой области впервые определены криноиды нижнего – среднего лохкова, а также получены первые предварительные палеомагнитные данные. Выявлены литологические и палеонтологические различия в характере разрезов лево- и правобережья р. Онон Восточного Забайкалья, ранее относимых к макаровской толще среднего - верхнего девона. Эти данные позволяют расчленить макаровскую толщу на два разновозрастных стратиграфических подразделения. Одно из них, на правобережье, предлагается рассматривать в качестве макаровской толщи нижнего девона. Отложения левобережья выделены в новую аратунгинскую толщу среднего - верхнего девона. На основе температурных чисток с применением графоаналитических методов тестирования выделены высокотемпературные характеристические компоненты естественной остаточной намагниченности I_n . Выявлены низкие (приэкваториальные) палеошироты формирования терригенных пород аргунского террейна в девонское время. Рассчитанная позиция палеополюса совпадает с траекторией кажущегося его движения для Северо-Китайского геоблока в среднем палеозое.

ВВЕДЕНИЕ

Биостратиграфическое и палеомагнитное изучение девонских отложений Монголо-Охотского складчатого пояса, представляющего собой коллаж разнородных по возрасту и генезису террейнов, является крайне важной задачей, как в связи с широким распространением здесь пород среднего палеозоя, часто с недостаточно надежными фаунистическими определениями, так и ввиду полного отсутствия палеомагнитных данных по девону для данного региона на момент написания статьи. Полученные в последнее время результаты по палеозою для смежных районов [2,3,13,22] свидетельствуют о довольно значительных широтных смещениях террейнов складчатых поясов, обрамляющих Сибирскую и Северо-Китайскую платформы, относительно их современного положения на протяжении всего ранне-среднего палеозоя и наличии достаточно индивидуальных особенностей в их палеоширотных позициях в геологическом времени и пространстве. Принципиальным, однако, является установление по палеомагнитным данным факта формирования породных комплексов подавляющего большинства этих террейнов в низких субтропических (приэкваториальных) палеоширотах на протяжении времени от кембрия до девона включительно.

Целью данной работы являлась комплексная задача сопоставления (корреляции) и, по возможно-

сти, расчленения девонских толщ в пределах аргунского (далее - аргунско-мамынского, по [8]) террейна Монголо-Охотского складчатого пояса (Макаровский стратотипический разрез) на основе совместного (параллельного) использования биостратиграфического и палеомагнитного методов. Применение последнего осложнялось рядом негативных обстоятельств, обусловленных, главным образом, очень слабой намагниченностью пород и их нестабильностью при температурной чистке. И хотя сравнение возрастных параметров базировалось на определенной условности сравнения разноранговых характеристик - биостратиграфических (качественных) и палеомагнитных (статистических) - с различной методологической базой построения и градации возрастной шкалы, тем не менее, как будет показано ниже, получена вполне приемлемая и удовлетворяющая в первом приближении сходимость полученных результатов, лежащая в пределах ошибки определения каждого из методов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

На территории Монголо-Охотского складчатого пояса впервые обнаружен комплекс фауны, фиксирующей наиболее древние, пограничные с силуром горизонты девона. Органические остатки представлены, в основном, криноидями, которые в массовом количестве встречены в низах большене-

верской свиты Верхнего Приамурья и в макаровской толще правобережья р. Онон Восточного Забайкалья. Основу комплекса составляют морские лилии рода *Scyphocrinites*. До выявления данных местонахождений самой восточной точкой их распространения был Центральный Казахстан, где сцифокринитесы установлены в нижней части айнасуйского горизонта (нижний лохков). Сцифокринитесы обладали способностью свободно плавать в открытом море. Данные криноиды несли цирровые лоболиты, которые служили плавательным аппаратом при планктонном образе жизни животного [18]. Это приспособление позволило им распространиться на значительную территорию. Найдены их в Забайкалье указывают на отчетливую связь между данным регионом, Казахстаном, Подолией и Польшей на границе силура и девона.

Найдены сцифокринитесы, имеющие небольшое вертикальное распространение, позволили установить границу силура и девона в Восточном Забайкалье и на Дальнем Востоке, расчленить макаровскую свиту, ранее относимую к живету - раннему фану, на две разновозрастные толщи и датировать нижнюю из них ранним - средним лохковом.

Морские отложения девона, относимые до настоящего времени к макаровской свите, распространены на северо-востоке Аргунско-Мамынского массива. Выходы их установлены на левобережье реки Онон юго-восточнее села Ононское и на правобережье - по пади Макарова (Рис.1). Впервые свита выделена В.И. Лучицким в 1954 году и условно отнесена к раннему карбону [11]. В 1957-58 годах В.А. Амантовым и О.Н. Зориной на левобережье реки Онон по пади Свинечная обнаружена обильная позднеживет-

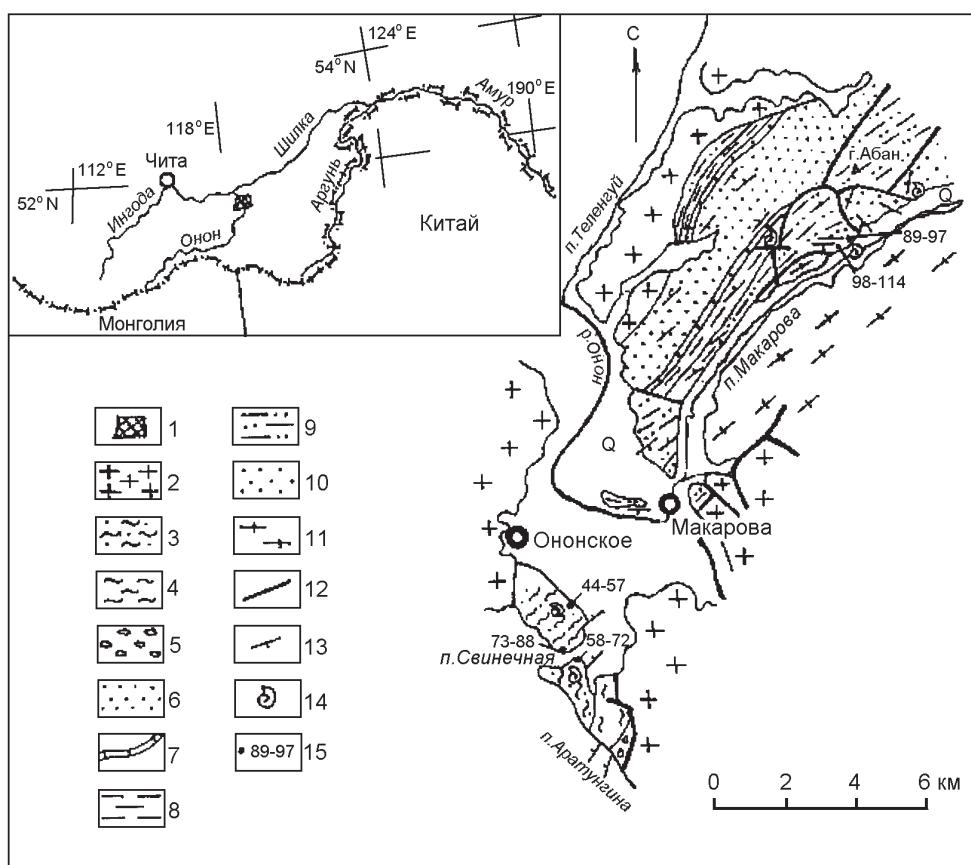


Рис 1. Схематическая геологическая карта окрестностей сел Макарова и Ононское (Восточное Забайкалье).

1 - район исследований; 2 - раннепермский ундинский интрузивный комплекс; 3-5 - средний - верхний девон, живет- ранний фран, аратунгинская толща : 3 - глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, 4- серицитовые сланцы, 5 - серицит - кварцевые сланцы, кварцитовидные и аркозовые алевролиты, песчаники, дресвяники, гравелиты, конгломераты; 6-10 - нижний девон, нижний- средний лохков, макаровская толща, 6-7 - верхняя подтолща: 6 - кварцевые алевролиты, 7 - известняки; 8-9 - средняя подтолща: 8 - глинистые сланцы, известковистые алевролиты с прослойями темных известняков, 9 - глинистые сланцы, алевролиты, песчаники (до гравелитов); 10 - нижняя подтолща: песчаники; 11 - метаморфические образования; 12 - разломы; 13 - элементы залегания; 14 - места находок фауны; 15 - места отбора образцов на палеомагнитные исследования и их номера

ская фауна брахиопод, криноидей, мшанок и трилобитов. Свита в целом была датирована средним - поздним девоном [1]. В настоящее время, в соответствии с современными требованиями стратиграфического кодекса, свита переведена в ранг толщи.

В 1992 году Е.Е. Барабашевой по пади Макарова были впервые найдены фаунистические остатки. Изучение криноидей из этой коллекции позволило А.В. Куриленко установить, что возраст вмещающих фауну отложений отвечает раннему - среднему лохкову. В результате полевых исследований, проведенных К.С. Бутиным и А.В. Куриленко в 1993 году, выявлены различия в характере разрезов право- и левобережья реки Онон. Фаунистические остатки на левобережье определены как живет - раннефранские.

Макаровская толща представлена песчанико-сланцевыми породами с прослоями известняков. По данным К.С. Бутина, в ее разрезе выделяется три подтолщи. (см. рис. 1).

Нижняя подтолща состоит из песчаников светло-серых, полевошпат-кварцевых, мелко-, среднезернистых, массивных, редко с тонкой горизонтальной слойчатостью, с единичными горизонтами черных глинистых сланцев. Поле распространения представляет собой тектонический блок. Принадлежность песчаников к нижней части разреза толщи обосновывается их структурным положением. Установленная мощность подтолщи 1000 метров. Фауна, представленная криноидеями, неопределенна вследствие плохой сохранности.

В составе средней подтолщи - сланцы черные глинистые, часто алевритистые, с пачками коричневатых известковистых алевролитов, с горизонтами песчаников (до гравелитов). Верхи разреза - глинистые сланцы с тонкими прослоями темных известняков. Выходы наблюдаются в юго-восточном и северо-западном крыльях синклиналии. Мощность подтолщи составляет более 1000 метров.

В нижней части подтолщи обнаружены обильные отпечатки дискретных остатков криноидей и фрагментов сеток мшанок. Остатки приурочены к пачке черных глинистых сланцев с прослоями коричневатых известковистых алевролитов. Захоронение хаотичное или в виде линз по плоскостям напластования. Криноиды встречаются, чаще всего, в виде отпечатков сочленовых поверхностей члеников стеблей, реже табличек чашечек. Таксономический состав беден. Все определимые остатки принадлежат виду *Scyphocrinites marianna* Yakovlev. В Центральном Казахстане они установлены в нижней части айнасуйского горизонта (нижний лохков) и выделены в зону *Pennatocrinus subpennatus* - *Scyphocrinites*. Зона является пограничной для силура и девона Северного Прибалхашья и южной окраины Карагандинской области. За пределами Казахстана зона прослежива-

ется в пограничных слоях скальского и борщовского горизонтов в Подолии (слои Тайна борщовского горизонта) и установлена в кровле верхнего силура Юго-Западной Польши [15].

В верхней части подтолщи выявлен еще один уровень с немногочисленными фаунистическими остатками. Преобладают отпечатки стеблевых фрагментов криноидей. Среди них доминируют *Scyphocrinites ex gr. marianna* Yakovlev. Реже встречаются *Mediocrinus aff. medius* (Yeltyschewa), *Tolenicrinus lenticularis* (Stukalina), *Costatocrinus bicostatus* (Stukalina), *Anthinocrinus radialis* Stukalina, *Tastjicrinus* sp. Все определенные формы характерны для айнасуйского и кокбайтальского горизонтов (нижний - средний лохков) Центрального и Восточного Казахстана. Криноиды *Mediocrinus medius* известны, кроме того, в томъчумышском горизонте (нижний лохков) Салаира. В Верхнем Приамурье аналогичный комплекс морских лилий встречен в низах большеневерской свиты нижнего девона, где наблюдается ее непосредственное залегание на омутнинской свите силура.

Верхняя подтолща макаровской толщи выполняет центральную часть синклинальной структуры. На средней подтолще залегает согласно. Граница между подтолщами фиксируется сменой углисто-карbonатно-глинистой ассоциации пород кремнисто-карbonатно-кварцевой. Низы верхнемакаровской подтолщи - розоватые кварцевые и известково-кварцевые алевролиты, глинисто-кремнистые породы. Последние находятся в переслаивании с серыми известняками. Выше преобладают кварцевые и кремнистые породы с маломощными прослоями известняков. Видимая мощность подсвиты около 700 метров.

Отложения, входившие ранее в состав макаровской свиты и выделяемые авторами в аратунгинскую толщу, слагают тектонический блок на левобережье реки Онон в бассейне падей Свинечная и Аратунгина. Они имеют терригенный состав и залегают моноклинально с падением на северо-запад. Аратунгинская толща представляет собой крупный трансгрессивный ритм с конгломератами в основании, имеющими тектонический контакт с раннепермскими интрузивными породами ундинского комплекса. Обломочный материал - хорошо окатанная галька кварцитов из более древних образований. Выше - чередование пачек дресвяников, гравелитов, песчаников аркозового состава, сланцев кварцитовидных и серицитовых общей мощностью 690 м, представляющих собой переотложенные коры химического выветривания. Материал разной степени зрелости. Высокозрелые породы свидетельствуют о длительности перерыва, предшествовавшего формированию аратунгинской толщи. Основная часть толщи - темно-

серые глинистые сланцы, алевролиты и песчаники. Общая мощность примерно 2600 метров.

Органические остатки выявлены на двух стратиграфических уровнях. Нижний представляет собой горизонт глинистых сланцев и алевролитов мощностью около 30 метров, вскрытый карьером в приусьеевой части пади Аратунгина и прослеженный в юго-западном направлении на 750 метров. В низах горизонта найдены остатки криноидей *Pentapterocrinus* sp. Представители данного рода характерны для среднего девона Салаира [6]. В более высоких частях горизонта обнаружены многочисленные фаунистические остатки. Криноидеи в данном слое представлены отпечатками стеблевых члеников и фрагментов стеблей. Наиболее характерными формами являются *Ononicrinus gracilis* (Yeltyschewa et Yu. Dubatolova) и *Ononicrinus galinae* Kurilenko sp. nov. Последний выделен из состава *Ononicrinus gracilis*, т.к. его отличает ряд характерных особенностей. Данный род обычен для возрастных аналогов животского яруса среднего девона Забайкалья, Дальнего Востока, Горного Алтая и Монголии [9, 10]. Кроме вышеперечисленных, в нижней подтолще определены криноидеи *Floricrinus primaevus* (Sisova in: Yu. Dubatolova, Yeltyschewa et Modzalevskaya), *Amurocrinus imatschensis* (Yeltyschewa et Yu. Dubatolova), *Amurocrinus* sp., *Hexacrinites?* *biconcavus* Yeltyschewa et Yu. Dubatolova, известные из нижнего и среднего девона России и Казахстана. Ю.А. Дубатолова считает эти формы одними из самых характерных для живота Дальнего Востока и Горного Алтая [4,5].

Второй фаунистический горизонт находится на левом борту долины реки Онон в двух километрах юго-восточнее села Ононское. Фауна приурочена к кровле пачки песчаников и сосредоточена в 10-15-сантиметровом прослойке алевролитов. Здесь найдены многочисленные брахиоподы, криноидеи, реже трилобиты, кораллы, мшанки, двустворки и гастроподы. Криноидеи распространены в виде отпечатков члеников и фрагментов стеблей. Несмотря на их многочисленность, видовой состав беден. Среди них А.В. Куриленко определены *Amurocrinus imatschensis* (Yeltyschewa et Yu. Dubatolova), *Hexacrinites?* *mamillatus* Yeltyschewa et Yu. Dubatolova, *Imatschicrinus* sp., единичные *Ononicrinus gracilis* (Yeltyschewa et Yu. Dubatolova). Все вышеперечисленные виды широко распространены в аналогах животского яруса Верхнего Приамурья, Зейско - Депского района и Горного Алтая. Возраст аратунгинской толщи признается живот – раннефранским с учетом данных по брахиоподам.

Изучение разрезов, относимых ранее к макаровской свите, выявило различия в литологическом составе и комплексах содержащихся в них фаунистических остатков. Стратотипичные отложения на

правобережье реки Онон содержат впервые обнаруженные криноидеи лохковского яруса. В породах, развитых на левом берегу реки Онон, определена фауна живот - раннефранского яруса. Полученные геологические данные фиксируют перерыв в основании более молодой аратунгинской толщи. В связи с этим, авторы предлагают отнести данные выходы к различным стратиграфическим подразделениям. А именно, в качестве макаровской толщи рассматривать образования раннего - среднего лохкова по пади Макарова. Отложения же с фауной живота и раннего франа на левом берегу реки Онон выделить в аратунгинскую толщу.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

С целью независимой оценки и сопоставления возраста девонских разрезов макаровской и аратунгинской толщ с девонскими отложениями других регионов было проведено палеомагнитное изучение описанных выше фаунистически охарактеризованных отложений девона на право- и левобережье р. Онон. Изучением было охвачено 5 объектов (2 для макаровской и 3 для аратунгинской толщ), представленных алевропесчаниками, глинистыми сланцами и песчаниками, в целом отражающих преобладающий состав обеих выделенных выше подтолщ (см. рис. 1).

Отбор ориентированных образцов осуществлялся вручную, ориентировка маркируемых плоскостей производилась с помощью горного компаса. Из каждого штуфа выпиливались кубики размером 2 x 2 x 2 см. Не менее 2 из них впоследствии были подвергнуты ступенчатому терморазмагничиванию в лабораториях ИТИГ ДВО РАН и ОИГГИМ СО РАН. Для исключения воздействия внешних магнитных полей на образцы во время их нагрева использовались специальные печи с трехслойными пермалловыми экранами системы В. П. Апарина (ИФ СО РАН, Красноярск) с остаточным внутренним магнитным полем менее 10 нТ. Измерительные приборы помещались в кольца Гельмгольца. Из печки к магнитометру образцы переносились в контейнерах из пермаллоя. Количество ступеней чистки было различным, в среднем 8 - 10 (от 200 до 600 градусов Цельсия). После каждого цикла нагрева измерялась естественная остаточная намагниченность I_n (на рок-генераторе JR-4) и их магнитная восприимчивость χ (на каппаметре KLY-2), последняя - с целью косвенного контроля минералогических изменений в образцах в ходе термоистки. Носители намагниченности определялись с помощью термомагнитного анализа остаточной намагниченности насыщения $I_{ts}(T)$. Следует отметить, что вследствие чрезвычайно малой концентрации феримагнитных минералов в осадочных породах (находящихся преимущественно

в виде суперпарамагнитных частиц) интерпретируемые термомагнитные кривые $I_{rs}(T)$ удалось получить для немногих образцов.

Обработка результатов термохистики осуществлялась с использованием пакетов графо-аналитических прикладных компьютерных программ Р. Энкина, С. В. Шипунова и А. Н. Диденко. Для выделения характеристических компонент I_n широко использовался метод пересечения кругов перемагничивания в высокотемпературной части спектра (блокирующих температур T_b) - метод Холлса [20] и, в меньшей мере - компонентный анализ [21]. В качестве меры относительной представительности выделяемых высокотемпературных (свыше 350-400°) компонент, по соотношению I_n^t/I_n^{20} определялась доля вязкой (маггемитовой) компоненты в составе последней. Для иллюстрации полученных результатов использованы стандартные формы отображения палеомагнитных данных - диаграммы Зийдервельда [23], графики терморазмагничивания $I_n(T)$ и стереограммы распределения I_n на сфере [12].

Основные результаты петро- и палеомагнитного изучения пород макаровской толщи заключаются в следующем. По данным термомагнитного анализа основными носителями I_n в породах являются магнетит и маггемит. Значительную долю намагниченности в тонкодисперсных разностях осадочных пород, которые характерны для большинства разрезов, несут примеси суперпарамагнитных (маггемитовых) частиц. Они часто затушевывают вклад в I_n структурированных магнетитовых зерен, по размерам близких к одно- и псевдооднодоменным. Следует указать на неблагоприятные, в целом, условия диагностики ферромагнитной фазы тонкодисперсных осадочных пород ввиду чрезвычайно низкой ее концентрации, обуславливающей и низкую их намагниченность. Значения I_n , как правило, не превышают десятые, реже первые единицы мА/м, которые в процессе нагревов (часто уже после 300-350°) составляют величину порядка десятых и даже сотых

Таблица 1. Параметры палеомагнитных характеристик пород макаровской и аратунгинской толщ.

Объекты	Возраст	ϕ°	λ°	Аз.°	Уг.°	I_n^{20}	χ^{20}	I_n^t/I_n^{20}
макаровская свита	D ₁	116,1	51.5	152.5	21.3	0.46(0.56) 0.1-2.6	152(72) 54-214	0.31(0.17) 0.08-0.68
аратунгинская свита	D ₂₋₃	116.1	51.4	308.7	63.8	0.45(0.42) 0.01-1.8	147(32) 93-164	0.42(0.24) 0.09-0.94
среднее	D					0.45(0.47) 0.01-2.6	149(45) 54-214	0.38(0.22) 0.08-0.94

Примечание. λ , ϕ - координаты (вост. долгота и сев. широта) места отбора; Аз. и Уг. - средние азимут и угол падения пород; I_n^{20} , χ^{20} : в верхней строке - средние начальные значения естественной остаточной намагниченности I_n и магнитной восприимчивости χ (в скобках - дисперсия), в нижней строке - пределы значений (для I_n в мА/м, для χ - в 10^{-6} ед. СИ); I_n^t/I_n^{20} - в верхней строке - отношение средней величины I_n после нагрева до 350-400°C к первоначальной величине I_n (в скобках - дисперсия), в нижней строке - пределы значений.

mA/m. На термокривых $I_s(T)$, имеющих (особенно в начальном интервале нагрева) вогнутую форму, типичную для парамагнетиков, лишь на конечных интервалах кривой наблюдается прямолинейный градиентный спад, характеризующий блокирующую температуру зерен магнетита, незначительная концентрация которых в породе, вероятно, и обусловливает вклад в стабильную часть I_n . По этой же причине не удалось снять и удовлетворительные по качеству кривые $I_{rs}(T)$ - величина последней часто не превышала уровня аппаратурных шумов. Основные петромагнитные характеристики исследованных пород приведены в таблице 1.

В целом, как указывалось выше, большинство изученных пород характеризуются малой начальной величиной I_n (NRM), а также во многих случаях недостабильностью к нагревам в процессе термохистики, вследствие чего примерно треть образцов после анализа полученных данных была отбракована. Можно отметить достаточно часто наблюдаемые низкие отношения величины I_n^t/I_n^{20} для большинства изученных разрезов. Стабильная высокотемпературная компонента I_n (350-400° и выше), не связанная с вторичными минералами-носителями вроде маггемита, обычно составляет 0.1 - 0.3 доли общей величины I_n . Магнитная восприимчивость не превышает для песчано-сланцевых пород первые сотни 10^{-6} ед. СИ.

На рис. 2 приведены типовые графики $I_n(T)$ и векторные диаграммы Зийдервельда. Как видно, форма кривых размагничивания I_n часто определяется вкладом в I_n низкотемпературной (вязкой) и маггемитовой составляющих (резкий спад величины I_n до температуры 350-400°C). Вследствие низких первоначальных значений I_n и большого разброса ее направлений вблизи блокирующих температур T_b (траектории вектора I_n в конце термохистики не приходят строго в начало координат на диаграммах Зийдервельда), для выделения высокотемпературной стабильной компоненты в основном применялся метод

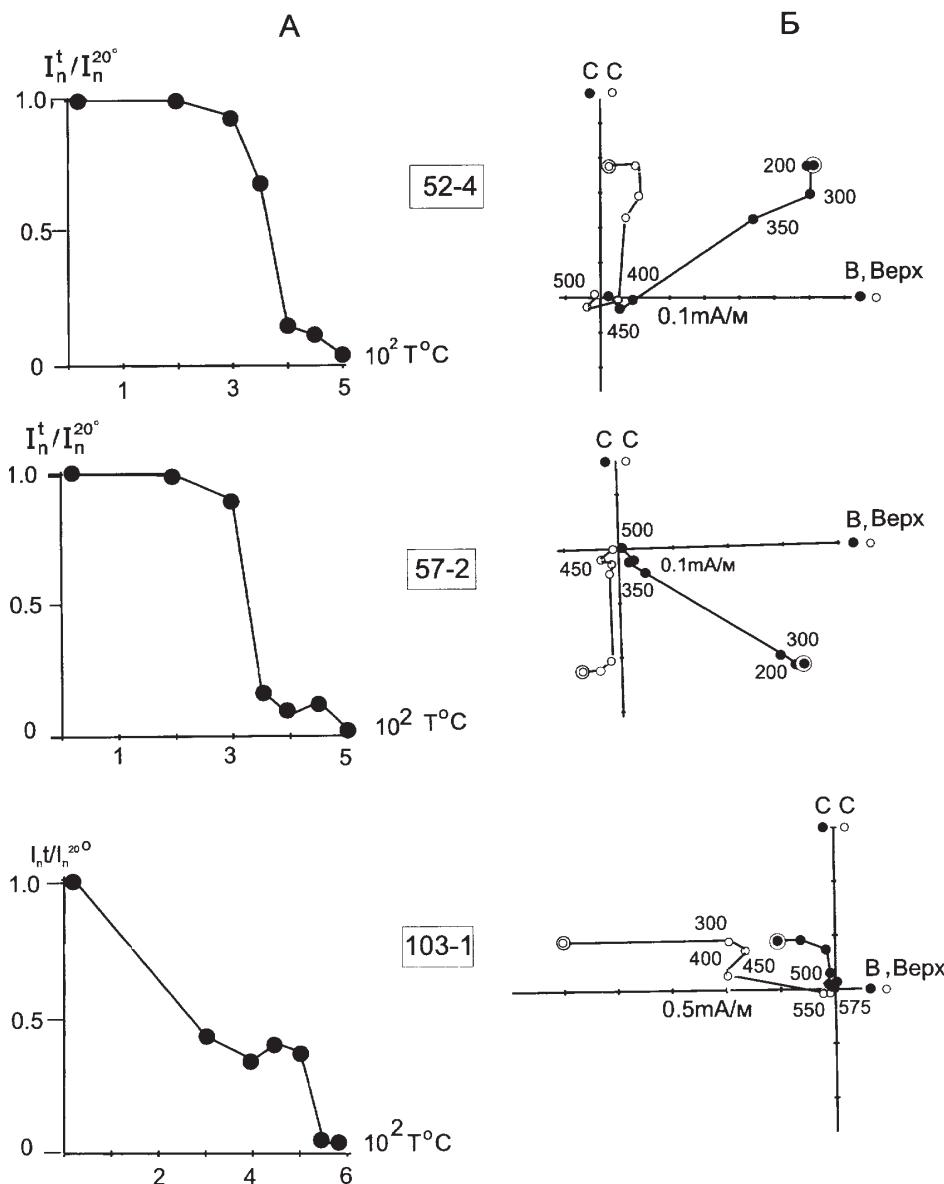


Рис. 2. Типовые графики $I_n(T)$ - (А) и векторные диаграммы размагничивания I_n - (Б).

Залипые (полые) значки на диаграмме Зийдервельда - проекции векторов I_n на горизонтальную (вертикальную) плоскости. Двойные кружки - начальные положения векторов I_n .

Таблица 2. Предварительные палеомагнитные характеристики девонских отложений Забайкалья (р. Онон)

Свита	возраст	λ°	ϕ°	n / N	D°	I°	K	α_{95}°	ϕ_m°	Φ°	Λ°	dp°	dm°
макаровская	D ₁	116.1	51.5	17/25	48.3 59.2	25.4 28.7	2.4 5.7	27.6 16.3	13.4 15.3	35.7 30.9	232.6 221.1	16.0 9.9	29.7 17.9
аратунгinskaya	D ₂₋₃	116.1	51.4	35/44	55.5 47.7	-1.5 14.3	6.7 6.8	19.0 9.9	-0.8 7.3	20.1 31.0	234.7 237.1	5.0 5.2	10.0 10.1
среднее	D			52/69	49.3 50.7	6.0 19.4	3.9 6.2	11.0 8.4	3.0 10.0	26.6 31.6	238.2 232.5	5.5 4.6	11.0 8.8

Примечание. ϕ - координаты места отбора; n/N - количество независимо ориентированных образцов, участвующих в статистике, к общему количеству изученных образцов; D, I - склонение и наклонение среднего вектора выделенной высокотемпературной характеристической компоненты намагниченности; K - кучность распределения единичных векторов I_n ; (α_{95} - радиус круга доверия для среднего вектора I_n ; фм, Φ , Λ (dp, dm) - геомагнитная широта (палеоширота) района, широта и долгота (полуоси овала погрешности определения) палеомагнитного полюса. Верхняя (нижняя) строчки - значения в географической (стратиграфической) системе координат.

пересечения плоскостей (кругов) перемагничивания в высокотемпературной части спектра T_b . Хотя по указанным выше причинам (очень слабая естественная остаточная намагниченность, измеряемая на пределе чувствительности аппаратуры) круги перемагничивания не всегда достаточно показательны (рис.3) и дают большой разброс на сфере при значениях α_{95} , иногда достигающих 20 и более градусов, тем не менее отмечается закономерное пересечение кругов в СВ румбах стереографической проекции (рис. 4), что трудно посчитать случайностью.

Результаты выделения таким способом характеристической компоненты I_n представлен в таблице 2.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как следует из совместного анализа биостратиграфических и палеомагнитных данных, временной (позиционный) тренд изученных толщ на шкале геологического времени, в целом, совпадает. Вместе

с тем, следует отметить, что для пород обеих толщ по палеомагнитным данным получены сравнительно близкие, статистически неразличающиеся результаты, определяемые лишь параметрами точности определения склонения и наклонения вектора I_n , что может быть обусловлено, наряду с геолого-геофизическими причинами, также неодинаковым количеством отобранных и участвующих в статистике штуфов для макаровской и аратунгинской толщ. Близость значений D и I с перекрывающимися угловыми доверительными интервалами на сфере, по всей видимости, определяется как временной близостью и непрерывностью формирования I_n пород рассматриваемых толщ, в целом, так и разрешающей точностью палеомагнитного метода в данных условиях («трудный» для палеомагнитных исследований состав пород, невозможность применения ряда полевых тестов, в частности, из-за однородности элементов залегания пород в разрезах аратунгинской толщи).

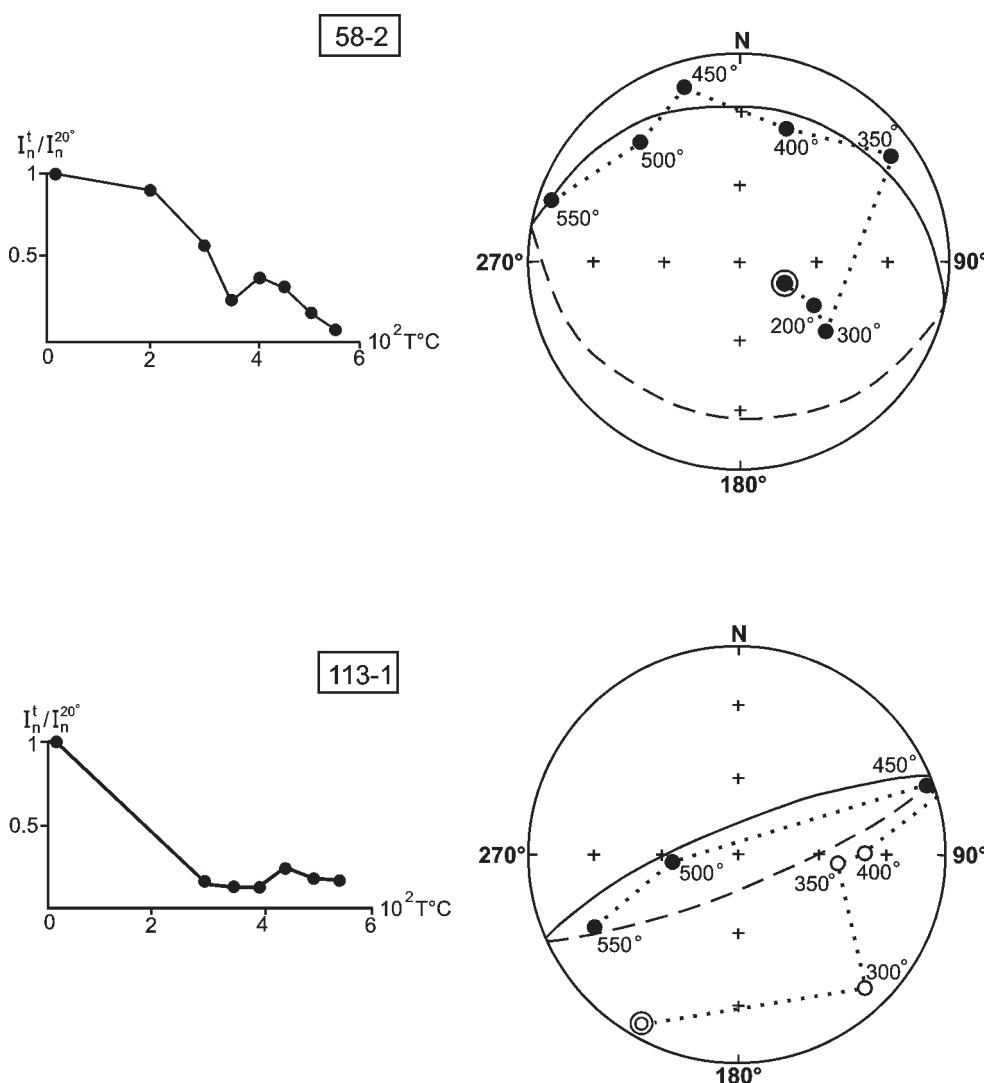


Рис. 3. Пример графиков $I_n(T)$ и стереограмм с кругами перемагничивания по результатам ступенчатого терморазмагничивания образцов.

Сплошные (штриховые) линии на стереограммах - проекции плоскостей перемагничивания на нижнюю (верхнюю) полусферу. Стратиграфическая система координат.

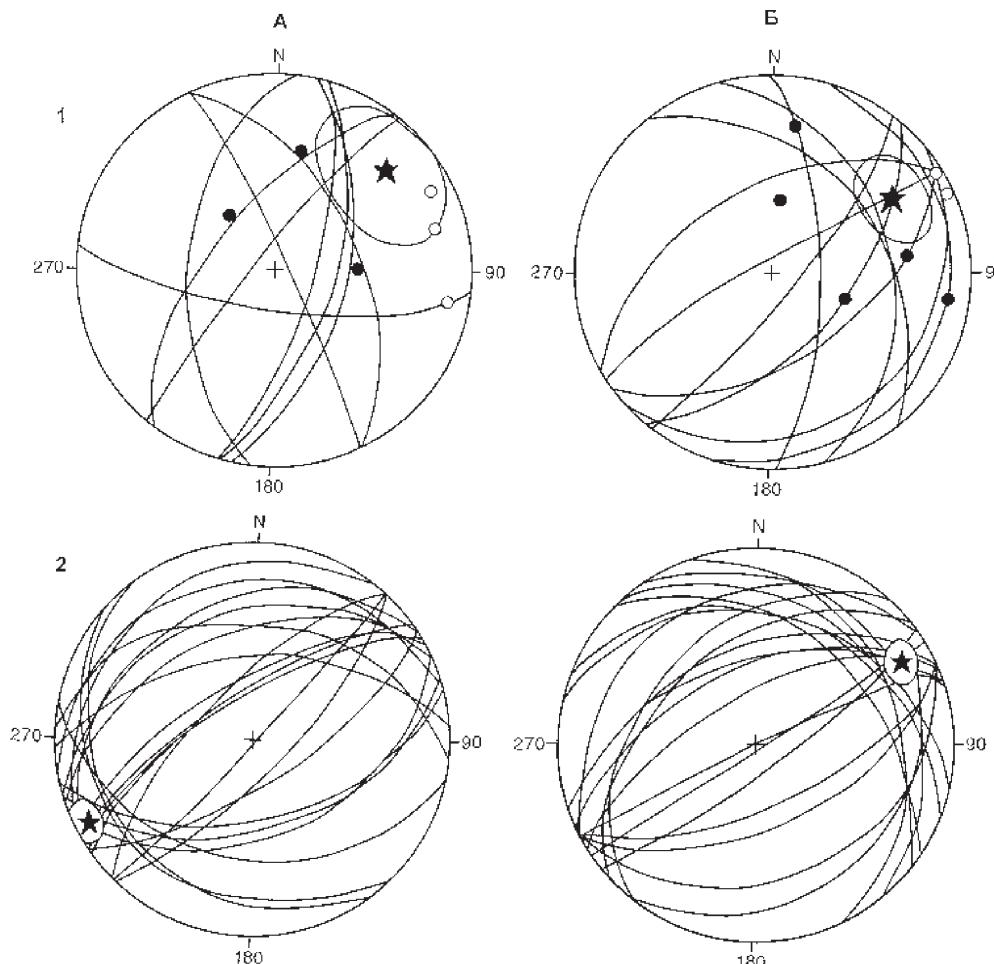


Рис. 4. Распределения направлений высокотемпературных компонент векторов I_n в современной (А) и древней (Б) системе координат.

Темные (светлые) кружки - проекции векторов I_n на нижнюю (верхнюю) полусферу. Звезда - среднее направление векторов I_n , определенное на основе компонентного анализа и методом пересечения кругов перемагничивания в высокотемпературной части спектра T_b (с овалом доверия для $p = 0.95$). 1, 2 - макаровская и аратунгинская толщи, соответственно.

Различные модификации теста складки [16, 19] для пород макаровской и, особенно, аратунгинской толщ (а также при объединении всех образцов) дают неопределенный результат, что может свидетельствовать как о возможной синскладчатости I_n [17], так и о присутствии суммы до- и постскладчатой компонент намагниченности. Средние направления I_n в географической (современной) и стратиграфической (древней) системе координат достаточно близки. Не исключено, что в породах указанных толщ выделена метахронная намагниченность, привязка которой к определенному временному этапу пока затруднительна. На данной, начальной стадии изучения пород девона полученные палеомагнитные результаты следует считать предварительными, и вопрос о первичности выделенной высокотемпературной характеристической компоненты остается открытым до более надежного обоснования (в частности, дополнительными полевыми тестами).

Вместе с тем, судя по полученным значениям палеошироты, можно предварительно заключить, что формирование выделенных высокотемпературных компонент I_n терригенных пород макаровской и аратунгинской толщ происходило в низких приэкваториальных широтах, что согласуется с большинством палеомагнитных данных по террейновым комплексам складчатых поясов Сихотэ-Алиня, Монголии, Саян и Кузнецкого Алатау [2, 3, 13]. Вместе с тем, судя по обнаруженному набору фауны, абсолютно достоверных палеонтологических индикаторов формирования исследованных отложений в низких палеоширотах пока не обнаружено. Некоторые литературные данные по палеобиогеографии [7, 14] указывают даже скорее на умеренные палеошироты формирования аналогичных породных комплексов в девоне. Проблема подобных расхождений требует дополнительного изучения.

Определенные по высокотемпературной компоненте I_n позиции палеополюса для обеих толщ с удовлетворительной точностью совпадают с данными по Северному Китаю [22] и близки к результатам, полученным ранее для девона Юго-Западного Приморья [2]. С учетом угловой погрешности определения позиции палеополюса перекрываются (с китайскими), либо расположены несколько южнее (относительно приморских), но, в целом, не выходят за пределы среднепалеозойского (430-350 млн лет) отрезка траектории кажущейся миграции палеополюса для

Определенные по высокотемпературной компоненте I_n позиции палеополюса для обеих толщ с удовлетворительной точностью совпадают с данными по Северному Китаю [22] и близки к результатам, полученным ранее для девона Юго-Западного Приморья [2]. С учетом угловой погрешности определения позиции палеополюса перекрываются (с китайскими), либо расположены несколько южнее (относительно приморских), но, в целом, не выходят за пределы среднепалеозойского (430-350 млн лет) отрезка траектории кажущейся миграции палеополюса для

Северо-Китайской платформы (СКП), что трудно посчитать случайным (рис.5). При этом следует учесть немногочисленность и дискретность самих исходных данных, на которых базируется эта кривая, а также не забывать о различной точности определения геологического возраста пород сравниваемых регионов (особенно при его градации до эпох), которую мы вынуждены пока оставить за рамками наших сопоставлений и рассуждений. Отметим также, что, в отличие от [2, 13], нами в этой работе, вслед за [3 и 22], в качестве направлений прямой полярности для девона принятые ВСВ и ВЮВ румбы склонения векторов I_n (здесь и далее для различных регионов сопоставляются данные по «когерентным» полярностям), что не меняет общих позиций сравниваемых объектов относительно палеоэкватора.

Таким образом, даже учитывая предварительный характер полученных палеомагнитных данных, можно с определенным основанием говорить о большей территориальной близости в девоне аргунско-мамынского блока (террейна) к Северо-Китайской платформе, нежели к Сибирскому кратону. По всей видимости, в начале девона они располагались на палеоширотах на 7 - 15 градусов к северу от СКП,

при этом «тандем» забайкальских террейнов был повернут против часовой стрелки относительно микроконтинентов и складчатых зон Южной Монголии (Южно-Гобийской, Заалтайской) на 50-100 градусов (в зависимости от конкретного сравниваемого монгольского блока - Улан-Дел-Ула, Дзолена или Гурван-Сайхана [13]). Учитывая неоднозначность и, в целом, различную точность определения возраста пород сравниваемых объектов (Забайкалья, Монголии и Северного Китая), а также использование при анализе данных результатов, полученных по различным породам с возможно не всегда однотипными и равнозначно выделенными характеристическими компонентами, на данном этапе предварительных исследований говорить о более конкретных кинематических параметрах движения отдельных блоков пока преждевременно.

Главное заключается в том, что при любом варианте принятия направления полярности для среднего палеозоя, в целом, отмечается удовлетворительное сходство полученных палеомагнитных данных (палеоширот) для девонских пород Монголо-Охотии с ранее опубликованными позициями девонского полюса для смежных регионов, что может свидетель-

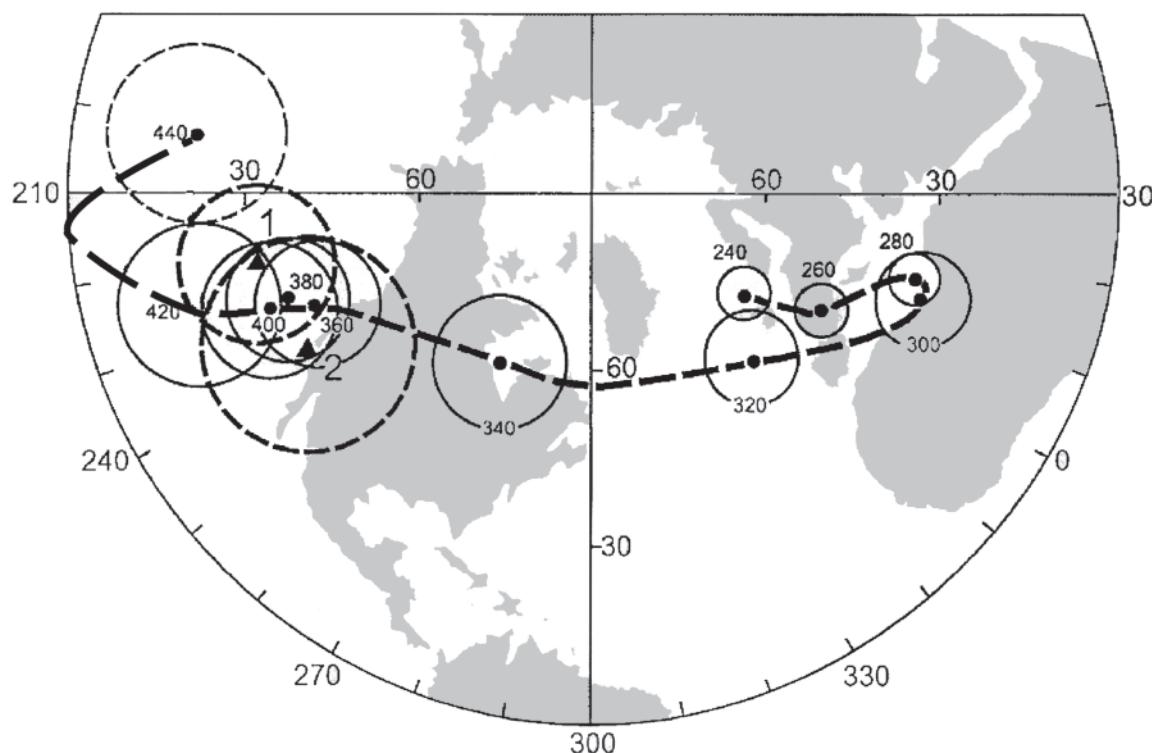


Рис. 5. Позиции палеополюса, полученные для девона Восточного Забайкалья

1, 2 (треугольники) - макаровская и аратунгинская толщи; штриховая линия с точками (реперными возрастами) - траектория кажущегося движения палеополюса (ТКДП) для Северо-Китайской платформы по [3] в интервале 440 - 240 млн лет. Круги доверия вокруг точек (треугольников) - для $r = 0.95$.

ствовать, в частности, о расположении аргунского террейна Забайкалья в девоне в низких приэкваториальных широтах на северо-восточной периферии Гондваны.

Таким образом, приведенные выше результаты свидетельствуют о том, что, несмотря на специфику исследований и методологические различия в критериях оценки возраста породных комплексов по биостратиграфическим и палеомагнитным данным, обоими независимыми методами получено хорошее согласие в определении общих возрастных границ макаровской и аратунгинской толщ девона в рамках палеозойской геохронологической шкалы.

ВЫВОДЫ

1) Впервые в пределах территории Монголо-Охотского складчатого пояса на основе характерной фауны установлены наиболее низкие горизонты девона.

2) Особенности литологического состава и характерные комплексы фауны позволили расчленить морские отложения девона на два самостоятельных комплекса – макаровскую толщу нижнего девона и аратунгинскую толщу среднего-верхнего девона.

3) Получены первые предварительные палеомагнитные характеристики девонских отложений Забайкалья. Выявлены низкие (приэкваториальные) палеошироты формирования этих терригенных пород, относимых к аргунскому (аргунско-мамынскому) террейну. Рассчитанные позиции палеополюса, отражающие время формирования характеристической намагниченности макаровской и аратунгинской толщ, близки к траектории кажущегося его движения для Северо-Китайской платформы в среднем палеозое.

4) Для более обоснованного (с помощью различных полевых тестов) определения девонских полюсов в Забайкалье требуются дополнительные исследования, в т. ч. - с изучением широкого круга разнообразных литолого-петрологических комплексов пород.

Авторы признательны Л. П. Старухиной (ГУГП «Читагеосъемка») за благожелательное содействие в проведении полевых работ и постоянную поддержку комплексных геолого-геофизических исследований, а также Р. Энкину (Геологическая служба Канады), А. Н. Диденко (ОИФЗ РАН им. О. Ю. Шмидта) и С. В. Шипунову (ГИН РАН) за предоставленную ими возможность использования компьютерных прикладных программ для обработки данных.

Работа выполнена при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 98-05-65089).

ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В.А. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья //Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья. Л., 1963. С. 3-14. (Тр. ВСЕГЕИ; нов. сер. Т. 81.).
- Бретштейн Ю. С., Гурарий Г. З., Печерский Д. М. Палеомагнетизм палеозойских пород террейнов Юго-Западного Приморья // Тихоокеан. геология. 1997. N 4. С. 41-63.
- Диденко А. Н. Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского пояса: Дис.... д-ра геол.-минер. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 378 с.
- Дубатолова Ю.А., Елтышева Р.С., Модзалевская Е.А. Морские лилии девона и нижнего карбона Дальнего Востока. М.: Наука, 1967. 80 с.
- Дубатолова Ю.А. Морские лилии раннего и среднего девона Алтая и Кузбасса. М., 1971. 159 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР; Вып. 124).
- Дубатолова Ю.А. Новые виды криноидей шандинского горизонта Северо-Восточного Салаира //Стратиграфия и палеонтология девона и карбона. М.: Наука, 1982. С. 73-83. (Тр. ИГиГ АН СССР; Вып. 483.).
- Зимина В. Г. Средне-позднепалеозойская флора Юга Дальнего Востока / ДВО АН СССР. Владивосток, 1991. 72 с.
- Карсаков Л. П., Малышев Ю. Ф. Докембрийские блоки Амурского региона //Общие проблемы геологии и металлогении Юга Дальнего Востока СССР. Благовещенск, 1991. С.71-77.
- Куриленко А..В. Особенности морфогенеза стеблей девонских антинокринид Забайкалья и Дальнего Востока //Эволюция жизни на Земле. Материалы I-го Междунар. симпоз., 24-28 нояб. 1997 г. Томск, 1997. С. 69.
- Куриленко А..В. Особенности морфогенеза девонских антинокринид Забайкалья //Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 1999. Т.72, вып.1. С. 87
- Лучицкий И.В. Геологическое строение низовий и среднего течения р. Онон// Очерки по геологии Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Вып.17. С.3-31.
- Палеомагнитология / А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова и др. Л.: Недра, 1982. 312 с.
- Печерский Д. М., Диденко А. Н. Палеоазиатский океан. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
- Попеко Л. И., Беляева Г. В. , Натальин Б. А. и др. Палеобиогеографическая зональность палеозоя и геодинамика Юга Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1993. N 5. С. 19-30.
- Стукалина Г.А. Морские лилии нижнего и среднего девона Казахстана // Биостратиграфия нижнего и среднего девона Джунгаро – Балхашской провинции. Новосибирск, 1991. С.147-207.
- Шипунов С. В. Новый тест складки в палеомагнетизме (реабилитация теста выравнивания) // Физика Земли. 1995. N 4. С. 67-74.
- Шипунов С. В. Синскладчатая намагниченность: оценка направления и геологическое приложение // Физика Земли. 1995. N 11. С. 40-47.
- Яковлев Н.Н. О находке лоболитов в СССР и о биологическом значении их // Ежегодник Всесоюзного пале-

- онтологического общества. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. XIV. С.18-31.
- 19.Bazhenov M. L., Shipunov S. V. Fold test in paleomagnetism as a parameter estimation problem // Earth and Planet. Sci. Lett. 1991. V. 104, N 16. P.16-24.
- 20.Halls H. C. The least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1976. V. 45. P.297-304.
- 21.Kirschvink J. L. The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data // Geophys. J. Roy. Astr. Soc. 1980. V. 62. P. 699-718.
- 22.Zhao X., Coe., Wu H., Zhao Z. Silurian and Devonian paleomagnetic poles from North China and implications for Gondwana // Earth Pl. Sci. Lett. 1993. V. 117. P. 497-506.
- 23.Zijderveld J. D. A. AC demagnetization of rocks: analysis of results / Collinson D.WW., Creer K. M. (eds) // Methods in Paleomagnetism. Amsterdam, Elsevier Publ. Co. P.254-286.

Поступила в редакцию 19 июня 1999 г.

Рекомендована к печати Л.И.Попеко

A. V. Kurilenko, Yu. S. Bretshtain, K. S. Butin

New biostratigraphic and paleomagnetic data on the Devonian in the western Mongol-Okhotsk fold belt

For the first time crinoids of the Lower-Middle Lohkovian were determined in the Mongol-Okhotsk fold system. Some lithological and paleontological differences were revealed in the section of the left and right banks of the Onon River, Eastern Transbaikal region, which formerly had been related to the Makarovskaya unit of the Middle-Upper Devonian. The above-mentioned facts allow us to subdivide the Makarovskaya unit into two stratigraphic division of different age. One of them, located on the right bank, is likely to be regarded as the Makarovskaya suite of the Lower Devonian. Deposits on the left bank are considered to be a new Aratunginskaya suite of the Middle-Upper Devonian. The first preliminary paleomagnetic data have been obtained as to the Devonian in the western part of the Mongol-Okhotsk fold belt. They are confirmed by high-temperature cleanings with extraction of characteristic components. Low (near-equatorial) paleolatitudes of the terrigenous rock formation in the Devonian have been ascertained which are consistent with biogeographical data. The calculated paleopole position coincides with the trajectory of its apparent movement for the North China geoblock in the Middle Paleozoic.

БИТУМИНОЗНЫЕ УГЛИ И СЛАНЦЫ ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА

B.B. Крапивенцева, В.Г. Варнавский*, В.Е. Кузнецов***

*Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск

**Дальгеофизика, г. Хабаровск

Юга Дальнего Востока России обладает значительными потенциальными ресурсами бурых и каменных углей. Здесь широко развиты палеоген-неогеновые бурые и нижнемеловые каменные битуминозные угли (Хабаровское, Базовское, Мухенское месторождения, Буреинский каменноугольный бассейн в Хабаровском крае, Свободное, Тындинское и др. месторождения в Амурской области, Бикинское, Павловское месторождения, Раздольненский каменноугольный бассейн в Приморском крае).

На юго-востоке Сибирской платформы среди рифей-кембрийских осадочных комплексов значительное распространение имеют горючие сланцы и битуминозные известняки. Изученные битуминозные угли и горючие сланцы рассматриваются в сравнительном плане с битуминозными углами Восточного Китая как нетрадиционные объекты и возможные источники углеводородного сырья для энергетики и химической промышленности будущего.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема топливно-энергетических ресурсов является наиболее острой из экономических проблем Дальнего Востока. Ведущее место в ее решении отводится энергетическим углям. В то же время, край обладает значительными потенциальными ресурсами бурых и каменных углей, позволяющими покрыть дефицит в энергетических углях и избавиться от дорогостоящих привозных углей.

Геологические предпосылки для этого имеются. Общие ресурсы бурых и каменных углей в Хабаровском крае оцениваются в 34.832 млрд т, из них 1.797 млрд т для открытой добычи, включая 1.376 млн т бурых и 421 млн т каменных углей [22]. В Амурской области общие ресурсы углей составляют 73 млрд т, в том числе подготовленных к промышленному освоению - 2.4 млрд т. Однако изученность перспективных угленосных структур и площадей очень низкая.

Кроме использования бурых и каменных углей как энергетического топлива, к перспективным направлениям, в качестве резерва энергетики и химической промышленности будущего, относится использование и переработка битуминозных углей и горючих сланцев, широко распространенных среди осадочных, в том числе угленосных формаций.

Учитывая состав и качество битуминозных углей и сланцев, рекомендуется использовать их путем наземной газификации, гидрогенизации, а также для производства горного воска, полукокса и целого ряда других химических веществ.

БИТУМИНОЗНЫЕ УГЛИ ПРИАМУРЬЯ И ПРИМОРЬЯ

В пределах южной части Хабаровского края и Амурской области битуминозные угли встречены, в основном, в составе угольных пластов и вмещающих их пород в буроугольных месторождениях олигоценового и миоценового возраста, реже - в составе нижнемеловых углей Буреинского каменноугольного бассейна. К рассматриваемым углям относятся в первую очередь угли группы гумолитов и сапрогумолитов, соответственно классов липоидолитов и сапрогелитолитов (по классификации ВСЕГЕИ) [11].

На северо-западе Амурской области они встречены на Свободном и Тыгдинском буроугольных месторождениях, а на юге Хабаровского края - в юго-восточной части Среднеамурской (Хабаровское, Базовское, Мухенское и др. месторождения) и в Бикинской (Бикинское месторождение) впадинах. Битуминозные угли Приамурья очень сходны между собой, а также с сапрогелитолитами буроугольных месторождений Приморья олигоценового возраста, таких как Осиновское, Павловское, и сопредельных районов Северо-Восточного Китая (рис. 1).

Угли класса сапрогелитолитов, подкласса сапрогелитов, выделяясь по своим макро- и микроскопическим признакам и химическим свойствам, имеют незначительное по сравнению с гумолитами распространение и установлены среди последних в олигоценовых-миоценовых бурых углях марки 2Б Среднеамурской и Бикинской впадин [9]. Среднее их содержание в угольных пластах не превышает 1%. На

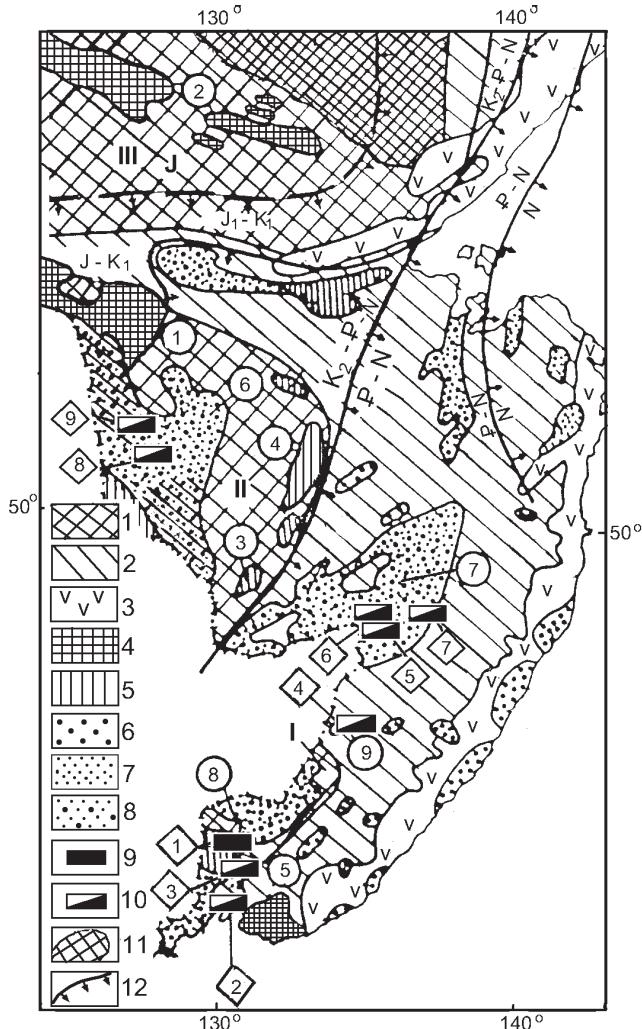


Рис. 1. Схема размещения угленосных областей Юго-Востока России.

Основные структурные элементы:

1 - платформы и срединные массивы (римские цифры на схеме): I - Ханкайский; II - Буреинский; III - Восточно-Сибирская; 2 - области позднепалеозойской и мезозойской складчатости; 3 - Восточно-Азиатский вулканогенный пояс; 4-8 - Угленосные площади, бассейны и районы с угленосными толщами существенно Юрского и Юрско-раннемелового (4), раннемелового (5), палеогенового (6), неогенового (7), палеогенового и неогенового (8) возраста; (цифры в кружках): 1 - Верхнеамурский, 2 - Южно-Якутский, 3 - Лондоко-Бирская, 4 - Буреинский, 5 - Раздолыненский, 6 - Амуро-Зейский, 7 - Среднеамурский, 8 - Приханкайский, 9 - Бикинская.

Месторождения каменных (9) и бурых (10) углей (цифры в квадратах): 1 - Липовецкое, 2 - Артемовское, 3 - Павловское, 4 - Бикинское, 5 - Хабаровское, 6 - Базовое, 7 - Мухенское, 8 - Свободное, 9 - Тыгдинское. 11 - Область распространения рифей-венд-кембрийских терригенно-карбонатных битуминозных сланцев в Аяно-Майском районе. 12 - Условные границы зон существенно Юрского, Юрско-раннемелового, раннемелового-палеогенового-неогенового, палеогенового и неогенового угленакопления.

Хабаровском месторождении в отдельных угольных пластах оно достигает 65,2% (рис.2). На Бикинском месторождении они установлены преимущественно в нижних пластах углей олигоценового возраста, составляя 1,32-5,16% мощности угольной массы. Мощность пачек сапрогелитолитов - 0,05-2,1 м, чаще 0,1-0,2 м.

Внешне сапрогумолиты выделяются отчетливо и представлены матовыми, реже полуматовыми углами бурого, темно-бурого, иногда буровато-черного цвета с более или менее однородной и редкоштриховой структурой и массивной текстурой. Они имеют неровную или плитчатую отдельность, полураковистый или неровный излом, большую плотность и вязкость. В тонкой пластинке угли загораются и тлеют с запахом жженой резины. По соотношению микрокомпонентов они относятся к одному типу - альгогелитов. Углеобразующим в последнем является сапро-витро-десмит, определяющий, в основном, битуминозность этих углей. Липоидные компоненты (микроэксинит, резинит и реже суберионито-аттрит) играют незначительную роль (до 10%).

Небольшое содержание липоидных компонентов, как и единичных водорослей, не могло обусловить те особые химические свойства, которыми сапрогелиты отличаются от других подклассов и типов углей. Сильно разложившиеся водоросли обнаруживаются только при увеличении в 400-600 раз. Включения водорослей наблюдались в углях Хабаровского и Бикинского месторождений, в последнем - в количестве от 0,5 до 2,4%.

Анализ химического состава сапрогелитоловидов свидетельствует, что они по сравнению с гелитолитами характеризуются повышенным выходом летучих (56,46-73,48%), повышенными содержаниями углерода (до 75,27%) и водорода (6,28-8,1%). Теплотворная способность сапрогелитоловидов значительно больше, чем у гелитолитов (6828-7376 ккал/кг). Максимальную теплотворную способность (до 7376 ккал/кг) имеют полуматовые сапрогелитоловиды, а матовые - несколько меньшую (6828-7358 ккал/кг) при повышенном выходе летучих (до 73,48%) [11].

Угли класса липоидолитов встречаются в бурых марки 1Б углях Свободного буроугольного месторождения раннемиоценового возраста, а также в западной части Буреинского каменноугольного бассейна в составе других углей.

На Свободном месторождении угли класса липоидолитов, выделенные условно, принимают значительное участие в сложении угольных пластов I и II. Суммарное среднее содержание их изменяется от 31,2 (пласт I) до 35,5% (пласт II), максимальное содержание (до 75%) отмечено в пласте II в центральной части месторождения (рис. 3). В пласте III в южной части месторождения, где они образуют верх-

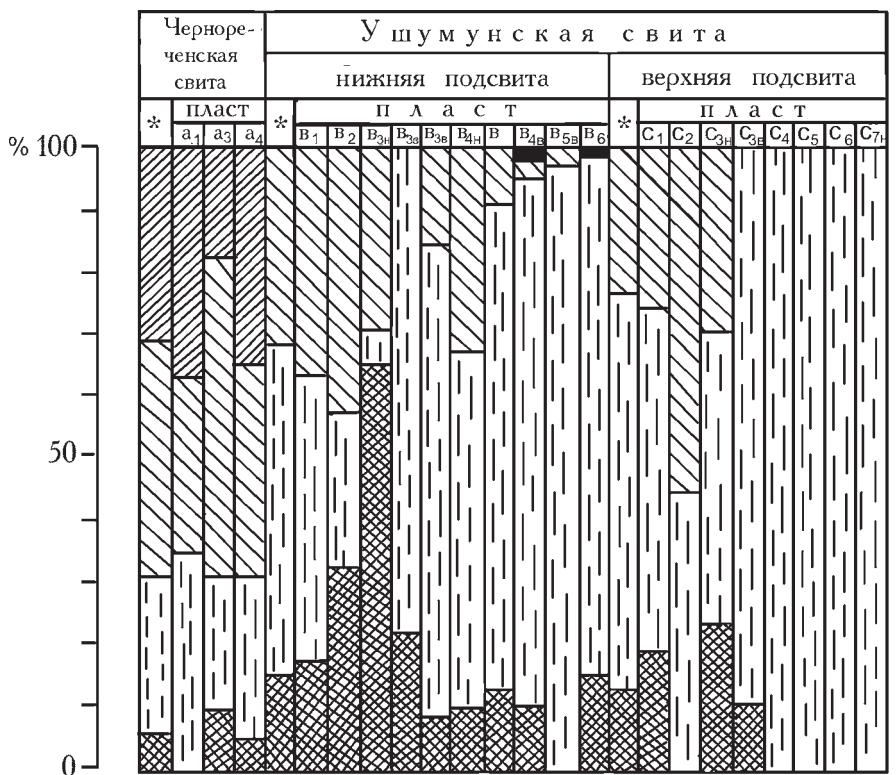
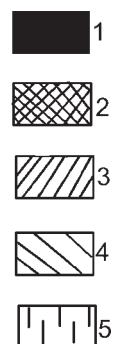


Рис. 2. Доля сапрогелитолов в угольной массе угольных пластов Хабаровского буроугольного месторождения.

1 - тусклоблестящий витрено-
ый уголь; 2 - сапропелево-гу-
мусовый (сапрогелитоли-
тый) уголь; 3 - полублестящий
уголь; 4 - полуматовый уголь;
5 - матовый уголь; * - среднее
содержание по свите, подсвите.



нюю, реже среднюю часть, их содержание падает до 16%. Мощность пачек липоидолитов изменяется здесь от 0,20 до 1,80 м, максимальная мощность до 7,5 м отмечена в средней и верхней частях угольного пласта II. Залегают эти угли среди гелитолитов, реже образуют прослои во вмещающих породах [12]. По внешнему виду липоидолиты отличаются преобладанием светло-коричневых разностей (около 50%). В равном соотношении с ними (примерно по 25%) находятся коричневые и серовато-коричневые угли. Большая часть липоидолитов обладает однородной структурой и массивной, реже неясно-слоистой текстурой. Благодаря землистому облику и однородно-

сти строения угли имеют неровный излом и неправильную (кусковатую) форму отдельности. В плотных разностях наблюдается волнистая поверхность раскола, напоминающая полураковистый излом. Из минеральных примесей в них наиболее часто наблюдаются белесые глинистые включения. Расположение органических и неорганических включений чаще беспорядочное. Зольные разности встречаются среди серовато-коричневых углей. В целом угли плотные и вязкие (для данной стадии углефикации), среди зольных - нередко очень плотные и вязкие.

Угли класса липоидолитов выделяются преимущественно под микроскопом и отчасти по внеш-

скв. 633

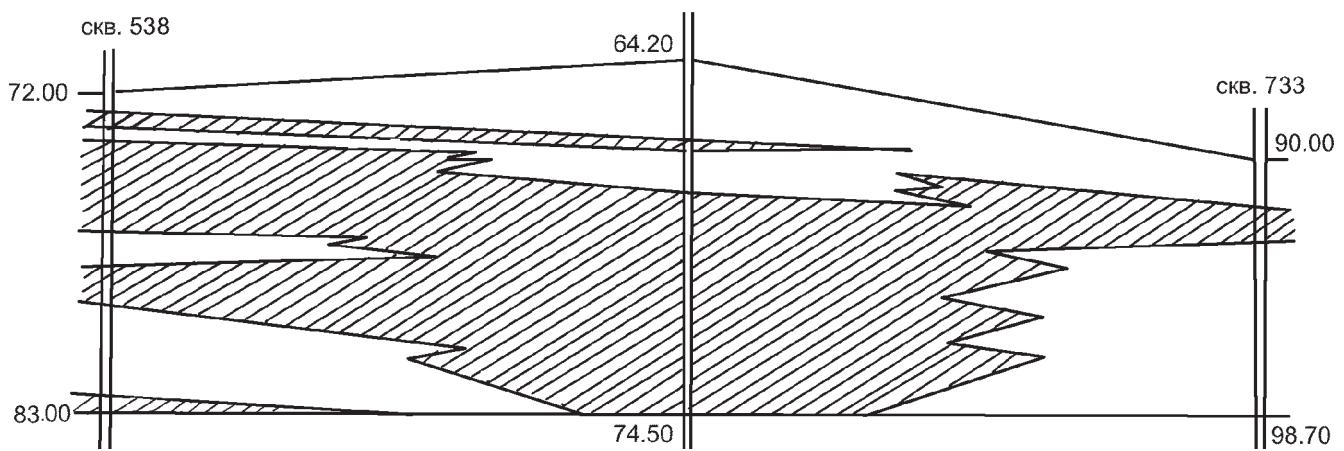


Рис. 3. Свободное буроугольное месторождение. Пример распространения в разрезе и доля участия липоидолитов (заштриховано) в сложении II пласта угля.

Таблица. Характеристика углей группы сапрогумолитов класса сапрогелитолитов и гумолитов класса липоидолитов [11-13].

Месторождение, участок	Углефикация	Возраст	Групповой петрографический (мацеральный) состав, %				Химический состав W ^a
			Vt(H)*	F(I)	L	Vt(H)+Alg(Lal)	
Хабаровское	2Б	P ₁₋₃ -N ₁	2.6-12.0	3.7-7.7	2.0-8.7	80.9-88.3	4.93-11.12
Базовское	2Б	-	-	-	-	-	9.11-12.12
Мухенское	2Б	-	19.6-39.2	-	1.6-5.3	55.5-78.8	7.24**
Бикинское	2Б	-	10.0-33.0	-	4.8-10.2	54.4-82.5	1.28-11.59
Свободное	1Б	N ₁	6.2-31.2	3.0-38.8	2.0-8.8	50.8-66.0	7.07-11.0
Участки междуречья Нырты-Ургала и Большого Иорика – Малого Иорика Буреинского бассейна	Д	K ₁	27.7-48.6	2.2-0.6	50.9-66.9	-	-
Химический состав %							
Месторождение, участок	A ^d	St ^d	V ^{daf}	C ^{daf}	H ^{daf}	Q _s ^{daf} ккал/кг	Q _s ^{daf} МДж/кг
Хабаровское	14.84-39.58	0.27-0.34	59.21-67.0	70.35-71.14	7.02-7.56	6837-7358	28.65-30.83
Базовское	34.26-43.48	-	60.26-62.73	-	-	-	-
Мухенское **	21.46	-	63.81	63.68	6.56	6926	29.02
Бикинское	12.16-41.65	0.49-0.62	59.13-73.48	69.13-72.04	6.28-8.10	6828-7376	28.61-30.91
Свободное	6.17-12.49	0	61.88-71.14	67.87-71.72	6.40-7.46	6750-7487	-
Участки междуречья Нырты-Ургала и Большого Иорика – Малого Иорика Буреинского бассейна	22.19-50	-	40.31-50.14	73.43-80.17	5.32-5.94	7100-7659	29.75-32.09

Примечание. * В скобках даны индексы групп мацералов, согласно ГОСТ 12112-78, 1987 г. [8]. ** Приведены только единичные определения. Прочерк – подсчёты и химические анализы не проводились.

нему виду в куске. В большей мере (50-75%) они сложены желтой бесструктурной или слабоструктурной основной массой, условно относимой к липоидо(суберинито)-десмиту, и в меньшей (25-50%) - гелифицированными, фузинизированными и собственно липоидными (экзинитом, суберинитом и др.) компонентами.

Угли класса липоидолитов отличаются от сапрогелитолитов повышенным содержанием микрокомпонентов группы фузинита, несколько меньшим суммарным содержанием компонентов группы витринита и основной массы, а по химическому составу - небольшой зольностью (до 12,5%), повышенным в среднем выходом летучих (61,88-71,14%) и повышенной (для данной стадии углефикации) теплотворной способностью (6750-7487 ккал/кг) (табл.). Сапрогелитолиты и липоидолиты генетически отнесены к фации топяных болот, имевших связь с озером. Липоидолиты Свободного месторождения характеризуются по сравнению с гелитолитами повышенной калорийностью и битуминозностью, повышенным выходом смол и воска. Выход первичной смолы составляет в целом для углей Свободного месторождения 14-21%, т.е. несколько больше по сравнению с другими бурыми углами Приамурья, в частности с бикинскими (7,69-16%). Значительное распространение липоидолитов по площади месторождения позволяет более уверенно говорить о практических

возможностях их использования в качестве сырья для химической промышленности [25].

От известных палеогеновых и неогеновых углей, расположенных в Хабаровском и Приморском краях, угли Свободного месторождения, в том числе и липоидолиты, отличаются не только меньшей степенью углефикации (1Б), но и внешним обликом и химическим составом. Микроскопически при относительно равном содержании, но иногда при несколько большей степени разложения лигниноцеллюлозных тканей они в первую очередь характеризуются присутствием значительного количества (в среднем 66%) малозольной желтой основной массы, большим содержанием фузена и значительным участием липоидолитов в сложении угольных пластов (в среднем по всем пластам до 50%). В углях других месторождений липоидолиты отсутствуют, а установленные в них сапрогелитолиты составляют не более 1%, и лишь в отдельных пластах Хабаровского месторождения их содержание достигает в среднем 10% [14]. Тем не менее, ряд признаков говорит о сходстве выделенных условно липоидолитов Свободного месторождения с сапрогелитолитами Среднеамурской и Бикинской впадин. Определение точными методами природы желтой основной массы липоидолитов Свободного буроугольного месторождения и уточнение их классификационного положения в связи с возможным неэнергетическим их использованием - задача дальнейших исследований.

В Буреинском каменноугольном бассейне суббитуминозные угли группы гумолитов, класса липоидолитов, подкласса липоидотитов встречены в составе длиннопламенных углей в его западной части [13]. Они участвуют (от 1,1 до 20,7%) в сложении как верхних, так и нижних угольных пластов ургальской, солонийской и дубликанской свиты позднеюрского-раннемелового возраста (в среднем по двум участкам, составляя 8,6 и 2,9%). Максимальные их содержания (20,7 и 17,2%) характерны для нижних угольных пластов Ургал-1 (междуречье Нырты-Ургала) и Ur-1 (междуречье Большого Иорика-Малого Иорика).

Липоидотиты представлены одним типом. Это матовые (52%) и полуматовые (48%) линзовидно-полосчатые угли с редкотонкоштрихованой основой. Иногда встречаются почти однородные их разновидности. От битуминозных бурых углей Приамурья сапропелево-гумусового ряда и липоидолитов Свободного буруоугольного месторождения они отличаются не только большим метаморфизмом (марки Д), но, в первую очередь, резко повышенным содержанием собственно липоидных микрокомпонентов (резинита, экзинита, кутинита, реже суберинита), составляющих 50,9-66,9% (в среднем 57%). Кроме того, их отличает большее, чем в бурых углях, содержание микрокомпонентов группы витринита (в среднем 41-42%). Зольность их (в среднем 31-32%), как и для большинства углей Буреинского бассейна, значительна. Выход летучих по сравнению с бурыми углами гораздо ниже за счет повышения степени их метаморфизма, но выше, чем во всех других типах углей в этом бассейне. Гелитолипоидотиты характеризуются также повышенным содержанием водорода (в среднем 5,57%) и высокой теплотворной способностью (в среднем 7430 ккал/кг) по сравнению с гелитолитами [13]. Ввиду незначительного распространения по площади суббитуминозные угли Буреинского бассейна представляют лишь научный интерес.

В Приморском крае известно около 100 месторождений и проявлений каменных и бурых углей. Промышленное значение имеют месторождения каменных углей мелового и бурых углей палеоген-неогенового возраста [25]. Некоторые угли Приморья, в том числе и битуминозные, исследовались в течение ряда лет с точки зрения пригодности их для комплексного газотехнологического использования не только в лабораторных условиях, но и в опытно-промышленном масштабе по схемам, уже реализованным в промышленности [15].

Угли Артемовского месторождения неоднократно подвергались технологическим исследованием. Еще в середине 30-х годов во Всесоюзном научно-исследовательском институте газа и жидкого топлива артемовский уголь был газифицирован в опыт-

ном газогенераторе в кипящем слое на парокислородном дутье. Газификация прошла с положительным результатом. Поскольку в полученном газе содержалось повышенное количество метана, он не был признан качественным сырьем для химической промышленности, а был рекомендован для использования в качестве отопительного газа при обогреве сущильных устройств, нагревательных печей и т.п. [15].

В 1947 г. в г.Лейпциг была отправлена партия артемовского угля, где в Горной академии проводилось его химическое исследование. Было установлено, что уголь непригоден для полуоксования из-за малого выхода смолы (4,5%) и низкого ее качества. Одновременно с этим было дано заключение о возможности использования артемовского угля для получения газа (для городских целей) методом газификации под давлением по способу Лурги и методу Фишера-Тропша в газогенераторах высокой производительности.

Подгородненское каменоугольное месторождение раннемелового возраста разрабатывается с начала 90-х годов. В составе углей преобладают угли класса гелитолитов. Угли относятся к марке Т [25]. В 1944 г. подгородненский уголь был подвергнут опытной газификации на водяной газ в промышленном газогенераторе. Несмотря на высокую зольность испытываемого угля, был получен водяной газ с довольно высокой теплотой сгорания - 2500 ккал/м³. Для получения бытового газа из подгородненского угля рекомендовалось использовать метод метанирования с целью повышения теплоты сгорания газа до необходимого уровня - 4000 ккал/м³. Так как запасы Подгородненского месторождения невелики, рекомендовалось использовать в качестве резерва тощие угли Суражевского месторождения [15].

В Раздольненском бассейне наиболее изучено и освоено Липовецкое месторождение, эксплуатируемое с 1909 г. Угли Липовецкого месторождения имеют раннемеловой возраст и относятся к марке Д [9]. В их составе преобладают угли класса липоидолитов, сложенные смоляными тельцами (резинитом), так называемые рабдописситы [25]. Раздольненские липтобиолитовые угли (рабдописситы) неоднократно обращали на себя внимание как возможное сырье для получения искусственного жидкого топлива и других продуктов углехимической промышленности, так как при полуоксации они дают от 17 до 30% дегтя в расчете на горючую массу. В истории освоения Липовецкого месторождения известны два случая практического использования углей для химической переработки. В 20-е годы, начиная с 1922 г., в пос. Липовцы работал опытный завод, оборудованный одной непрерывно действующей вертикальной ретортой типа Ролле. Перегонка на жидкое

топливо и масла подвергался рядовой уголь. Из 100 т необогащенного угля получили 6400-7200 кг дегтя, из которого отгоняли 320 кг "красного масла". Получаемые на заводе продукты детально описаны, в ряде работ отмечалась высокая ценность липовецкой смолы как сетепропиточного средства [5, 17]. В 1944-1945 гг. на Дальзаводе во Владивостоке работала установка по полукоксованию рядового угля Липовецкого месторождения. Она состояла из тоннельной печи периодического действия с внутренним обогревом и производительностью 20 т угля в сутки. За время эксплуатации установки было переработано 2620 т угля [18]. Продукты полукоксования находили разнообразное применение. Полукокс использовался полностью как энергетическое бездымное топливо, пек (с высокой температурой плавления) - для городского строительства. Бензино-лигроин (1370 кг на 100 т угля) находил сбыт как "бензин военного времени" в автохозяйстве Дальзавода. Кроме указанных продуктов из липовецких углей получали керосин, парафиновое масло и феноляты. Керосин употреблялся как растворитель для промывки деталей механизмов, парафиновое масло - как поглотитель для газового бензина. Продукты переработки липовецких углей находили применение и в медицине. Феноляты передавались в лабораторию Приморского главного аптечного управления, где из них производилась черная карболка для дезинфекции. Там же получали креозот и лизол для медицинских целей [16].

Промышленная переработка липовецкого липтобиолита с целью получения отопительного газа в течение 40 лет производилась на Кипарисовском стекольном заводе Приморского края. Отопительный газ получался в газогенераторах, работавших на воздушном дутье. Производился газ с тепловой способностью 1000-1200 ккал, что было вполне достаточно для плавления стекольной шихты [15,25].

В качестве побочного продукта газификации углей получался деготь, который накапливался в колодцах. В течение 1 месяца газогенераторы перерабатывали 300 т липовецкого угля. При 2%-ном выходе смолы общее количество накапливающегося при газификации дегтя составляло около 6 т/мес.

Проведенные работы позволили еще в 1961 г. рассмотреть несколько вариантов местного газоснабжения на базе углей Подгородненского, Артемовского и Липовецкого месторождений.

Приведенные выше примеры практического нетопливного использования липтобиолитовых углей Раздольненского бассейна не исчерпывают всех возможностей этого направления [25]. Свидетельство тому - результаты многих опытных работ по получению всевозможных материалов из смолы ли-

повецких рабдописситов и использованию их в различных отраслях народного хозяйства. Большая заслуга в этом принадлежит С.С.Томских, которая более 20 лет занималась разработкой этой проблемы. Под ее руководством и при непосредственном участии проведена большая работа и накоплен положительный опыт по рациональному комплексному использованию природного органического сырья липовецких рабдописситов [19,20]. По ряду направлений результаты работ С.С.Томских доведены до практического внедрения в производство некоторых предприятий и служб Главвладивостокстроя, треста "Подземстрой", Дальневосточного морского пароходства, объединения "Дальхимпром", Океанского фанерного завода [20].

Все имеющиеся данные однозначно свидетельствуют о необходимости нетопливной переработки углей Раздольненского бассейна, о возможности создания в крае соответствующего вида химической промышленности. В настоящее время, несмотря на уникальность раздольненских липтобиолитовых углей и содержание в них ценных компонентов, они используются только в качестве энергетического топлива.

С 1985 г. объединением "Приморгеология" начато планомерное изучение раздольненских углей как сырья для технологической переработки, однако практических шагов для реализации этих углей в промышленности до сих пор нет.

БИТУМИНОЗНЫЕ УГЛИ И ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

В сопредельных районах Восточного Китая нет крупных месторождений собственно битуминозных углей и горючих сланцев (точнее, сапропелевых и гумусово-сапропелевых углей и сапропелево-глинистых пород: битуминозных углистых и слабоуглистых аргиллитов и алевропелитов). Обычно они приурочены к мезозойским, чаще кайнозойским месторождениям каменных и бурых углей.

Так называемые "горючие сланцы" Северо-Восточного Китая представляют собой тонкозернистые или глинистые породы, насыщенные в большинстве случаев тонкорассеянным углистым и сапропелевым веществом, дающим небольшое содержание "битумов". Несмотря на низкое качество, они, как показывает практика их промышленного использования, могут успешно перерабатываться для получения жидкого топлива и других продуктов.

Кроме того, в Восточном Китае встречаются битуминозные угли, сложенные смоляными тельцами, так называемыми рабдописситами - аналогами рабдописситовых углей Липовецкого месторождения на юго-западе Приморского края. В Восточном Китае они встречаются на севере Ханкайской впадины среди

нижнемеловых месторождений каменного угля Баоцинской зоны в 40 км юго-западнее г. Баоцин.

Валанжин-альбские месторождения Баоцинской зоны выделяются очень большой мощностью угленосной толщи (до 4000 м) и большим количеством угольных пластов (до 20) часто небольшой мощности (0,5-1 м). Иногда наряду с тонкими встречаются и очень мощные пласти (до 85 м) сложного строения. Наряду с гелитами и липоидогелититами здесь встречаются и смоляные липтобиолиты (рабдописситы) средней зольности, марки Д.

Более широко в Восточном Китае распространены кайнозойские битуминозные (сапропелевые и гумусово-сапропелевые) угли и "горючие сланцы", в частности в Муданьцзянской впадине [14].

Об угленосности и составе углей из кайнозойских отложений Ханкайской впадины на территории Восточного Китая известно мало. Однако можно предположить, что среди комплекса широко развитых аллювиально-озерных и руслово-пойменных отложений палеоген (олигоценового?) неогенового возраста здесь развивались также болотные фации, аналогичные известным на территории Приморского края России, где к развитым в пределах Ханкайской впадины олигоцен-миоценовым отложениям приурочено несколько значительных месторождений бурых углей.

По данным Туй Юймина с соавторами [24], палеогеновые угленосные формации с приуроченными к ним горючими сланцами сформировались в период между двумя вулканическими циклами и располагаются, главным образом, в краевых зонах вулканических областей. Поскольку накопление их ограничено и во времени, и в пространстве, они характеризуются небольшой мощностью, как в целом (2-40 м), так и отдельных угольных пластов (0,6-14 м). Примером являются формации Лицзытоу и Лаоутай, сложенные угольными пластами и горючими сланцами в палеогеновом бассейне Фушунь, где ниже залегают базальты.

Изучение горючих битуминозных сланцев Фушуньского месторождения олигоценового возраста показало, что они очень сходны с сапрогелититами Приамурья и Приморья: матовые, однородные, большой плотности [11]. В тонких пластинках они загораются от спички и горят коптящим пламенем с запахом жженой резины. В ультрафиолетовом свете в них отмечается большее, чем в сапрогумолитах Приамурья, количество светящихся точек. Для Фушуньских сланцев также характерна тонкая отсортированность органического и неорганического материала. Органический материал представлен гелифицированным атритом (14-21%), единичными фузанизированными обрывками растительных тканей, обрывками кутинита (0,2-1,3%), а также светло-жел-

тыми включениями без признаков внутренней микроструктуры (0,3-1%). Последние, по-видимому, представляют собой остатки водорослей неопределенного рода. Цементирующими компонентом является сапропелево-известковисто-глинистая основная масса (78-84%). Включения водорослей, вместе с сапропелевой частью основной массы, по-видимому, и дают характерное точечное голубовато-зеленоватое свечение [11].

Состав Фушуньских горючих сланцев (уд. вес 1,8-2,68 (2,17)* следующий (%): зола - 69,09-84,61(77,8); вода 2,3-9,5 (5,39); полукохс - 78,2-92,8 (86,3); летучие - 11-29,5 (17,28); азот - 0,21-0,74 (0,44); нефть - 4,29-15,33; остаток - 74,66-85,33; летучие вещества: газ при сгорании - 3,18-6,02; летучие без воды - 14,67-25,34; связанный углерод - 8,22-14,87; азот - 0,377-0,843; зола - 59,82-75,52 [27].

Фушуньские горючие сланцы давно служат в КНР сырьем для получения нефти методом экстрагирования при сухой перегонке [27]. По-видимому, их можно отнести к пиробитуминозному типу горючих сланцев или к собственно горючим сланцам [10].

Таким образом, между битуминозными углями и горючими сланцами Приамурья, Приморья и Восточного Китая имеется много общего, хотя последние в Приамурье менее изучены. Эта общность, в первую очередь, является генетической, так как рассматриваемые угли в большинстве своем относятся к двум классам - липоидолитов и сапрогелитолов. В Восточном Китае, как и в Приморье (Раздольненский бассейн), липоидолиты, а также имеющиеся здесь липтобиолиты представлены смоляными углями - рабдописситами. В Амурской области на Свободном буроугольном месторождении липоидолиты - угли с преобладанием желтой бесструктурной основной массы до конца не выясненного состава. В сложении пластов углей липоидолиты составляют в среднем около 33%.

Заслуживает внимания дальнейшее изучение возможно битуминозных углей и углистых прослоев кындальской свиты (K_1-K_2) Буреинского каменноугольного бассейна, как аналогов горючих сланцев свиты далацзы, развитых среди отложений мезозойских впадин Гиринской провинции Восточного Китая, а также сапрогелитолов и углистых пород Среднеамурской впадины, особенно в связи с возобновлением в последние годы в Приамурье поисково-разведочных и тематических работ на нефть и газ.

Повышенный интерес представляют также битуминозные угли, горючие сланцы Приморья и в первую очередь - рабдописситы Раздольненского бассейна.

* Здесь и далее в скобках дано среднее содержание

БИТУМИНОЗНЫЕ ПОРОДЫ И ГОРЮЧИЕ СЛАНЦЫ УЧУРО-МАЙСКОГО БАССЕЙНА

Первые сведения о наличии горючих сланцев, битуминозных карбонатных пород и нефтепроявлений в пределах Аяно-Майского района Хабаровского края были получены в 1937 году, благодаря работам В.З.Скорохода [6].

Анализ накопленных материалов однозначно свидетельствует, что площади распространения рифей-венд-кембрийских терригенно-карбонатных комплексов в бассейнах рек Учур, Аим, Мая, Юдома Аяно-Майского района обладают реальными перспективами на выявление крупных промышленных скоплений горючих сланцев и углеводородного сырья. Наиболее интересная в этом отношении территория находится в долине реки Маи вниз от приусадебных частей её притоков Нет и Челасин до места впадения в реку Юдома. Эта территория распространения рифей-венд-кембрийских комплексов выделяется в качестве Учуро-Майского нефтеносного бассейна (УМНБ).

В начале шестидесятых годов проводились тематические исследования по изучению разрезов нефтегазоносных комплексов пород, проявлений нефти по рр. Мая, Юдома и др., гидрогеологии региона в связи с нефтегазоносностью [3,4,26]. В 30-е годы на западном склоне Лахандинской структуры пробурена нефтеисковая скважина глубиной около 600 м, вскрывшая на глубине 513 м кавернозные доломиты, каверны которых были заполнены нефтью. По всему разрезу скважины отмечаются разного типа нефтепроявления [7].

Наиболее перспективной представляется верхнепротерозойская малгинская свита майской серии, сложенная плитчатыми пелитоморфными, иногда мергелистыми известняками с прослоями и горизонтами (мощностью до 50 и более метров) черных горючих сланцев и битуминозных известняков [6]. Отложения свиты испытывают значительные колебания мощности от 100-150 м в западной части территории до 250-300 м восточнее Нельканского надвига.

Породы вышележащих ципандинской и лахандинской свит содержат точечные скопления нефти, битумов, асфальбитов, а также отдельные прослои битуминозных известняков и черных аргиллитов. В западной части района ципандинская свита обладает мощностью 370-400 м, лахандинская – 300-500 м, а в восточной - мощность первой увеличивается до 600 м, второй – до 800-900 м.

Отложения позднего протерозоя (кандацкая свита) сложены прибрежно-морскими терригенными породами. Часто по разрезу свиты встречаются темно-серые битуминозные песчаники, издающие при нагревании резкий запах битума, и содержащие включе-

ния и мелкую вкрапленность горючей серы. Мощность свиты колеблется от 400 м до 1700 м.

Карбонатные отложения нижнего кембра также содержат прослои битуминозных алевролитов, горючих сланцев, битуминозных известняков. Общая мощность кембрийских отложений изменяется от 130 до 850 м, чаще - в пределах 300-700 м. Породы нередко содержат до 0,2% битумов нефтяного ряда.

Таким образом, общей особенностью разреза Учуро-Майского бассейна является широкое развитие битуминозных карбонатно-терригенных формаций, сходных с куонамской битуминозной формацией Сибири, заметная обогащенность их органическим веществом. Это обстоятельство позволяет отнести данные образования к формациям доманикоидного типа, характеризующимся особыми условиями образования [1, 2].

Палеонтологические исследования показали, что основным источником органического вещества карбонатно-сланцевых формаций позднего докембра в Сибири были автотрофы - сине-зеленые планктонные водоросли с появлением в конце позднего рифея и в венде также более сложных форм водорослей и первых многоклеточных бесскелетных организмов. В кембре появляются красные и зеленые водоросли, а также скелетная фауна - хиолиты, археоциаты, брахиоподы, трилобиты. Совместная седimentация карбонатно-терригенного материала и органического вещества является ведущим фактором накопления доманикоидных формаций [1].

Фациально-палеогеографический анализ формаций показал, что доманикоидные отложения формировались в условиях палеовпадин морского дна. Обогащение накапливавшихся осадков органическим веществом происходило в трансгрессивные и регressive стадии осадконакопления [2,3].

Кроме высоких перспектив нефтегазоносности района, отмеченных многими исследователями, самостоятельный интерес в Учуро-Майском бассейне представляют и горючие сланцы. Они приурочены к разрезам многих свит позднего докембра и кембра и широко распространены по площади района. Выходы их на дневную поверхность отмечались в многочисленных обнажениях в среднем течении р. Маи, в низовьях р. Юдомы.

Битуминозные горючие сланцы Учуро-Майского бассейна совершенно не изучены в отношении пригодности и возможности использования их в качестве сырья для энергетической или химической промышленности. Сочетание их в разрезе с многочисленными проявлениями нефти и газа говорит в пользу высокой оценки и перспектив нефтегазоносности этой территории [21,23]. Однако и сами по себе эти горючие сланцы несомненно представляют боль-

шой интерес как в научном плане, так и для их практического применения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье показана значительная распространенность битуминозных разностей угля в угленосных комплексах Приамурья и Приморья и битуминозных пород, горючих сланцев в Учуро-Майском районе, несомненная целесообразность их выявления, комплексного изучения и раздельного (от энергетических углей) освоения, рациональной переработки. Значительная доля участия битуминозных углей в строении угольных пластов свидетельствует, что ресурсы их в рассматриваемом регионе огромны.

Тем не менее, проблема их выявления, изучения, оценки углеводородного сырья на рассматриваемой территории не разрабатывается. Битуминозные угли в общей массе угольных пластов выделяются не всегда, геолого-экономическая оценка их обычно не проводится, в балансе запасов они не учитываются. Не учтены ресурсные возможности и горючих сланцев, значимость которых в экономике России будет возрастать по мере исчерпания нефтяных и газовых ресурсов.

Очевидна необходимость ведения работ в двух основных направлениях: по битуминозным углям и горючим сланцам.

По битуминозным углям угленосных комплексов - необходимо выявление, изучение, учет особой строкой в балансе запасов, с последующей их раздельной (от энергетических углей) отработкой и комплексным рациональным использованием. В настоящее время первоочередного внимания, в этой связи, заслуживают битуминозные угли Раздольненского угольного бассейна в Приморье, Свободного, Тыгдинского месторождения в Амурской области.

По горючим сланцам - выявление, изучение областей их распространения, прогнозный и более детальный подсчет запасов, оценка технологических особенностей извлечения, качества битума, рациональных путей освоения месторождений и использования сырья. Особого внимания на территории Хабаровского края заслуживают битуминозные горючие сланцы Аяно-Майского района.

ЛИТЕРАТУРА

- Бахтуров С.Ф. Битуминозные карбонатно-сланцевые формации Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1985. 125 с.
- Бахтуров С.Ф., Евтушенко В.М., Переладов В.С. Куонамская битуминозная карбонатно-сланцевая формация. Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988. 161 с.
- Бутенко Б.П., Варнавский В.Г. Условия формирования осадочного чехла юго-восточной части Сибирской платформы и перспективы его нефтегазоносности (на примере территории бассейна р.Мая) // Вопр. геологии осадочных формаций юга Дальнего Востока. Владивосток, 1973. С. 20-35.
- Варнавский В.Г. Горючие полезные ископаемые. Нефть, газ, горючие сланцы // Геология СССР. Т.XIX. Хабаровский край и Амурская область. Полезные ископаемые. М., 1976. С. 52-60.
- Витгейф Б.И. Липовецкие копи и значение их углей для Приморья // Советское Приморье. Владивосток, 1926. № 3-4. С. 26-31.
- Геология СССР. Т.XIX. Хабаровский край и Амурская область. Ч. I. Геологическое описание. М.: Недра. 1966. 736 с.
- Геология СССР. Т.XIX. Хабаровский край и Амурская область. Полезные ископаемые. М.: Недра. 1976. 271 с.
- ГОСТ 12 112-78,87. Угли бурые. Метод определения петрографического состава. М.:Изд-во стандартов, 1978, 1987. 20 с.
- ГОСТ 25543-88. Угли бурые, каменные, антрациты. Классификация по генетическим и технологическим параметрам. М.: Изд-во стандартов, 1988. 20 с.
- Жемчужников Ю.А., Гинзбург А.И. Основы петрологии углей. М.: Наука, 1985. 145 с.
- Крапивенцева В.В. Угли Среднеамурской и Бикинской впадин. М.: Наука, 1972. 135 с.
- Крапивенцева В.В. Особенности петрографического и качественного состава углей Свободного буруогольного месторождения // Вопросы литогенеза юга Дальнего Востока. М., 1977. С.60-77.
- Крапивенцева В.В. Угленосная формация Буреинского бассейна. М.: Наука, 1979. 148 с.
- Крапивенцева В.В., Китаев И.В. Битуминозные угли Приамурья и Восточного Китая// Проблемы угольной геологии Востока СССР. Владивосток, 1990. С.52-66.
- Мизь Н.Г., Старовойтов В.Е. Химико-технологическое использование углей Приморья // Проблемы угольной геологии Востока СССР. Владивосток, 1990. С. 48-51.
- Миронюк В.Ф. Об использовании фенолов первичной смолы в химико-фармацевтической промышленности края // Тр. ВХО им. Д.И.Менделеева. 1947. Вып.1. С. 13.
- Пентегов Б.П. Ископаемые угли Дальнего Востока // Производительные силы Дальнего Востока. Промышленность. Хабаровск; Владивосток, 1927. Вып.6. С. 151-164.
- Раковский В.Е., Томских С.С. Липтобиолиты. Владивосток, 1975. 180 с.
- Томских С.С. Влияние компонентов липтобиолитовой природы на структуру и свойства углепластиков // ХТТ. 1978. № 3. С.164-169.
- Томских С.С. Исследование термореактивных композитов и полимерных защитных покрытий в электромагнитном поле // Материалы 26-ой науч.- техн. конф. Владивосток, 1980. 98 с.
- Троян В.Б., Беспалов В.Я., Гагаев В.Н. и др. Оценка ресурсов нефти и газа Хабаровского края, перспективные объекты, основные направления ГРР до 2005 г. и на перспективу // Тез. докл. Науч.- практ. конф. Перспективы развития и освоения топливно-энергетической базы Дальневосточного экономического района, углеводородных ресурсов шельфа морей Северо-Востока и

- Дальнего Востока России. Хабаровск, 25-29 мая, 1998. С. 47.
22. Троян В.Б., Малыгин В.И., Емельянов Н.П., Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Результаты оценки угленосности осадочных бассейнов Хабаровского края, направления ГРР и перспективные объекты // Там же. Хабаровск, 25-29 мая 1998. С. 89-90.
23. Троян В.Б., Родионов С.М. Перспективы нефтегазоносности, важнейшие направления и объекты ГРР в Аяно-Майском районе Хабаровского края // Там же. Хабаровск, 25-29 мая, 1998. С. 48.
24. Туй Юймин, Ли Цзыцзунь, Пень Гелинь и др. Тектоническая эволюция угленосных бассейнов Северо-Восточного Китая// Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану / 1-ый Сов.-Кит. симп. (13-17 сент. 1987, г. Находка, СССР): Тез. докл. Владивосток, 1987. С.185-187.
25. Угольная база России. Т. V, кн. 1. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока (Хабаровский край, Амурская область, Приморский край, Еврейская АО). М. ЗАО “ГеоИнформарк”, 1997. 371 с.
26. Ярмолюк В.А., Варнавский В.Г. Перспективы нефтегазоносности Аяно-Майского района Хабаровского края // Сов.геология. 1964. № 6. С. 23-31.
27. Kunio Uwatoco. The oil shalle deposit of Fushun, Manchuria // Journal of the Faculty of Science of Hokkaido. Imperial University. Ser. IV. Geology and Mineralogy. 1931. V. 1, N 2.

Поступила в редакцию 20 января 1999 г.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

V.V. Krapiventseva, V.G. Varnavsky, V.E. Kuznetsov

Bituminous coals and shales of the southern Far East

Southeastern Russia is characterized by considerable potential coal reserves. In the region under consideration, Paleogene-Neogene brown coals and Lower Cretaceous bituminous coals are well developed (Khabarovsk, Bazovsky, Mukhen coal deposits, Bureya coal field in the Khabarovsk Territory, Svobodny and Tynda deposits in the Amur Region, and Bikin, Pavlovsky coal deposits and Razdolny coal field in Primorye). Combustible shales and bituminous limestones are widely distributed among Riphean-Cambrian sedimentary complexes in the southeastern Siberian platform (Khabarovsk Territory). They are compared with those of East China as non-traditional targets and possible hydrocarbon resources for the future power and chemical industry.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553.411(571.621)

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ МАЛОГО ХИНГАНА, ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ, ПРОБЛЕМА РУДНОГО ЗОЛОТА

Л.В. Эйриш*, Б.Г. Саксин**

*Амурский комплексный научно - исследовательский институт ДВО РАН, г. Благовещенск

** Институт горного дела ДВО РАН, г. Хабаровск

В статье кратко охарактеризованы геология и золотоносность Сутарского и Приамурского золотоносных районов Еврейской автономной области, в которых россыпи разрабатываются более ста лет, а рудные месторождения еще не открыты. С целью получения новых данных для оценки района на рудное золото оконтурены площади с некогда богатыми россыпями со слабо окатанным золотом, сростками золота с кварцем, самородками и др. признаками рудоносности. Реконструированы до глубины 6 км (по геофизическим данным) морфология раннепалеозойских гранитоидных массивов, что позволило сделать вывод о вероятной генетической связи золотоносности с этими гранитами и зоной их эндо- и экзоконтакта с углеродистыми терригенно-карбонатными толщами рифейского возраста. Рекомендовано геологическое и поисковое изучение этих зон на рудное золото, возможно стратиформного типа.

На Дальнем Востоке России заведомо промышленная золотоносность, россыпная и рудная, связана с мезозойскими и кайнозойскими геологическими структурами [5]. Более древнее золото фактически не изучено. Малый Хинган - один из немногих районов Дальнего Востока, где оруденение ассоциирует с древними комплексами. Золотоносные россыпи в приамурской части Малого Хингана разрабатываются уже более 100 лет, и все это время геологи задаются вопросами об источниках этих россыпей. П.К. Яворовский [12] считал, что золото связано с раннедокембрийскими структурами, Э.Э. Анерт [1] - с "темными" гнейсами, амфиболитами и секущими их жильными породами, М.И. Ициксон (1943 г.) и М.Г. Золотов (1956 г.) - с двуслюдянymi и турмалиновыми гранитами, Л.В. Эйриш (1959 г.), В.А. Злобин и Л.В. Выюшкова (1977 г.) - с раннепалеозойскими порфировидными гранитами и зоной их контакта с карбонатно-терригенными графитоносными толщами хинганской серии, а также с турмалиновыми гранитами. А.М. Жирнов золотое оруденение М. Хингана считает позднемеловым, полагая, что оно контролируется ортогональными системами разломов [2]. В этой же работе приведен более детальный обзор металлогенических исследований района. Предпринимавшиеся время от времени незначительные по объемам поиски рудного золота дали весьма скромные результаты: было выявлено одно рудопроявление (г. Лысая) и две геохимические аномалии зо-

лота в верховьях р.р. Широкой, Березовой и Манчжурки [11]. Несмотря на это, геологи продолжают настаивать на проведении в золотоносных районах М. Хингана прогнозных и поисковых работ [2,3,7,11], указывая на благоприятную геологическую обстановку, схожую с известными золоторудными районами Мира, а также на развитость инфраструктуры района: наличие горнодобывающей промышленности, железных дорог, судоходного Амура и пр.

ГЕОЛОГИЯ

В рассматриваемом районе (рис. 1, 2) выделяется четыре комплекса пород: раннепротерозойские метаморфические образования амурской серии, рифейские терригенно - карбонатные метаморфизованные осадочные толщи хинганской серии, прорывающие их крупные, преимущественно раннепалеозойские массивы гранитоидов двух основных фаз: первая - порфировидные биотитовые граниты и плагиограниты, калий - натровые, и вторая фаза - мелкозернистые двуслюдянные и турмалиновые граниты, калиевые. Четвертый комплекс - осадочные и вулканогенные образования мелового возраста.

Амурская серия, мощностью порядка 2 км, образована тремя свитами (снизу - вверх): туловчинской - биотитовые гнейсы с прослоями амфиболитов, мигматиты; дичунской свитой - амфиболиты и амфиболовые гнейсы с прослойками кристаллических сланцев и урильской - разнообразные альбит -

кварцево-двуслюдяные сланцы с гранатом, цоизитом, слюдистые кварциты. В хинганскую серию, мощностью 4-5 км, объединены свиты: союзненская (нижняя) - кристаллические сланцы, микрогнейсы, кварциты, графитистые и углистые кварциты и сланцы, пачки мраморов; дитурская (?) - мраморизованные известняки; игинчинская - песчано-глинистые сланцы, филлиты; мурандавская - доломиты; рудноносная карбонатно-сланцевая с железными (гематит, магнетит, родохрозит) рудами [8].

Породы амурской серии образуют ряд крупных складок с общим меридиональным и СВ простираем. В ядре антиклиналей вскрываются гнейсы туловчинской свиты, а на крыльях - амфиболиты дичунской и кристаллические сланцы урильской свиты. Породы хинганской серии слагают западное крыло Самарского (Хинганского) синклиниория, представленного серией складок шириной 1-4 км, осложненных складками более высоких порядков. Углы падения крыльев разнообразные. Гофрировка и плойчатость характерны для карбонатных пород. В западной части крыла складки широкие и опрокинутые на восток. Ближе к осевой части синклиниория развиты узкие и прямые складки. Взаимоотношения хинганской и амурской серий резко несогласные [8].

Осадочно-вулканогенные образования мела слагают приразломные наложенные впадины (прогибы) СВ простирания.

Для темы статьи наибольший интерес представляют гранитоидные массивы, в частности Амурский массив, являющийся частью Биджанского plutona [9], внедрившегося вдоль контакта амурской и хинганской серий. Его длина около 100 км, и ширина от 10-15 до 30 км. Массив неоднороден. Центральная его часть сложена порфировидными биотитовыми гранитами. Это серые массивные породы, содержащие крупные (1-3 см) таблитчатые вкрашенники микроклина. Порода содержит (в %): кварца 20-40, плагиоклаза № 30-33 15-30, микроклина 10-15, био-

тита 4-15. Из акцессорных обычны апатит и сфен. Характерна микроклинизация плагиоклазов, сопровождающаяся образованием мирмекита в альбитизированных каймах плагиоклазов и симплектита в слюдах. Абсолютный возраст биотита от 379 до 483 млн лет, а микроклина 171 млн лет (К - Ar метод). Химический состав пород представлен в таблице. Это калий - натровые гранитоиды с низкой степенью окисленности железа ($f = 0,03-0,13$), что подтверждает представление о значительной глубинности массива [9].

В западном эндоконтакте, шириной 1-3 км, гранит теряет свою порфировидную структуру, становится равномернозернистым, приобретает лейкорактовый облик и обогащается большим количеством пегматитовых шлировых обособлений, а также прожилками пегматитов, аplitов и лейкогранитов. Изменения гранитов у восточного контакта выражены слабо, граниты становятся лишь более мелкозернистыми. На контактах с карбонатными породами граниты контаминируются, образуются гибридные гранодиориты, диориты и габбродиориты.

Контактовое воздействие гранитоидов на породы хинганской серии проявилось не везде одинаково. На юге - это узкая зона мигматитов, а далее от нее - широкая полоса регионально-контактового метаморфизма амфиболитовой фации. В направлении к северу (бассейн р. Березовой) контактный метаморфизм проявился слабее и выражен узкой зоной роговиков и пятнистых сланцев. Гнейсы туловчинской свиты претерпели инъекционный метаморфизм. В приконтактовой зоне шириной 2-4 км развиты грубо- и тонкослоистые мигматиты, агматиты, теневые мигматиты, порфиробластические гнейсы, явления будинажа и птигматитовой складчатости.

Интенсивность и характер метаморфизма вмещающих пород со стороны Амурского массива определяются его формой и пространственным положением относительно рамы. Картировочные данные поверхности позволили трактовать массив как пли-

Таблица.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	$\frac{H_2O^{(+)}}{H_2O^{(-)}}$	Σ
1	66,65	0,07	17,46	0,35	2,55	0,05	0,84	2,84	3,97	3,2	<u>1,0</u> 0,1	99,48
2	67,06	0,59	17,05	0,10	3,36	0,05	0,80	2,75	3,05	4,06	<u>0,49</u> 0,1	99,46
3	69,01	0,34	16,89	0,41	2,67	0,08	0,54	0,03	3,90	2,54	<u>0,02</u>	99,43
4	68,63	0,34	16,39	0,60	2,69	0,06	0,85	2,77	3,07	3,69	<u>0,18</u>	99,27
5	74,05	0,21	15,08	0,02	1,26	0,02	0,20	0,81	2,61	4,65	<u>0,47</u> 0,02	99,40
6	73,11	0,20	15,68	0,42	0,85	0,02	0,17	0,71	2,94	4,89	<u>0,50</u> 0,08	99,57
7	70,04	0,24	16,88	0,37	0,48	0,04	0,20	2,46	2,45	4,87	<u>0,8</u> 0,08	99,05

Примечание. 1-4 - порфировидные биотитовые граниты; 5-7 - двуслюдяные и турмалиновые граниты

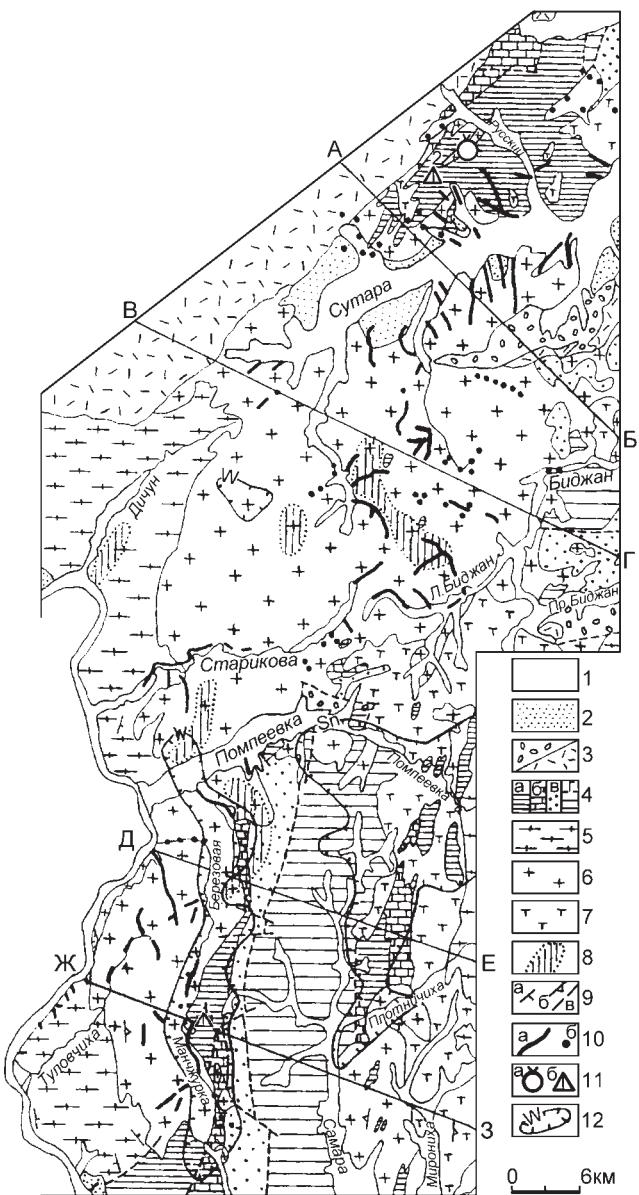


Рис. 1. Карта золотоносности приамурской части Малого Хингана.

1 - четвертичный аллювий. 2 - пески и галечники высоких террас. 3 - меловые песчано-конгломератовые (а) и вулканогенные (б) образования. 4 - хинганская серия рифея - нижнего кембрия (снизу - вверх): а) углеродистые метаморфизованные песчано-глинистые породы, кварциты, мраморы союзненской свиты; б) мраморизованные известняки дитурской (?) свиты; в) филлитизированные песчаники и алевролиты игинчинской свиты; г) доломиты, известняки, кремни, железистые кварциты, марганцевые руды (муранданская, рудоносная, лондоковская свиты). 5 - раннепротерозойские гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы амурской серии. 6 - раннепалеозойские порфировидные биотитовые граниты, калий-натровые. 7 - ранне- (средне-) палеозойские мелкозернистые двуслюдянные и турмалиновые граниты, калиевые. 8 - площади распространения даек порфировых пород мезозойского облика. 9 - положение сланцеватости в гнейсах амурской серии (а), первичной расслоенности (б) в гранитоидах, в - разломы. 10 - золотоносные россыпи (а) и шлихи с золотом (б). 11 - рудопроявление Лысая Сопка (а), участки маршрутных поисков с выявленными геохимическими аномалиями золота (б). 12 - шлиховые ореолы шеелита (W) и кассiterита (Sn).

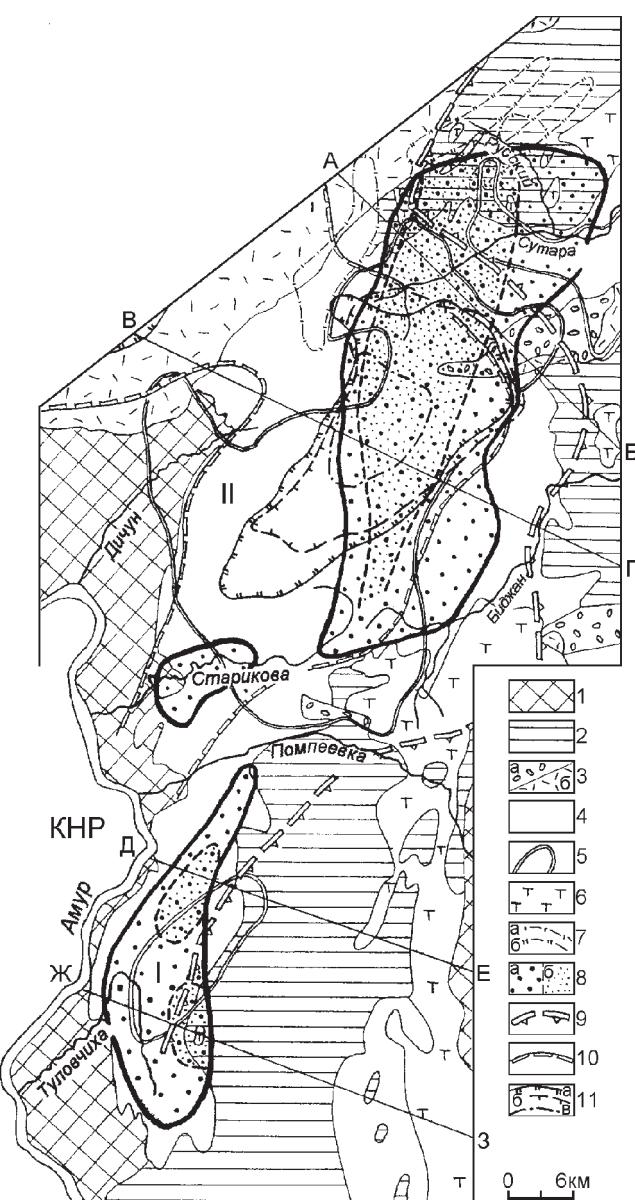


Рис. 2. Геологово-структурная карта с элементами металлогении золотоносных районов Малого Хингана.

1 - кристаллический фундамент, амурская серия, PR₁. 2 - терригенно-карбонатные и углеродистые комплексы хинганской серии (R-€₁). 3 - осадочные (а) и вулканогенные (б) прогибы (К). 4 - глубинные раннеорогенные гранитоиды плагиогранитной формации, микроклинитизированные, калиево-натровые (PZ₁). Массивы: Приамурский (I) и Сутаро - Биджанский (II). 5 - то же на глубине 6 км. 6 - среднеглубинные калиевые гранитоиды, мелкозернистые двуслюдянные, турмалиновые (PZ₁₋₂). 7 - то же на глубине 6 и 3 км (а, б). 8 - площади распространения россыпной золотоносности (а), б - участки с богатыми россыпями, с неокатанным золотом, самородками, рудными проявлениями и геохимическими аномалиями золота. 9 - области с повышенным уровнем наблюденного поля Δg (бергштрихи в сторону повышения поля). 10 - области с пониженным уровнем наблюдаемого поля Δg (бергштрихи в сторону понижения поля). 11 - области разуплотненных пород фундамента на глубинах 6 и 3 км (а, б) по данным гравиметрии и локальный минимум наблюденного поля Δg (в).

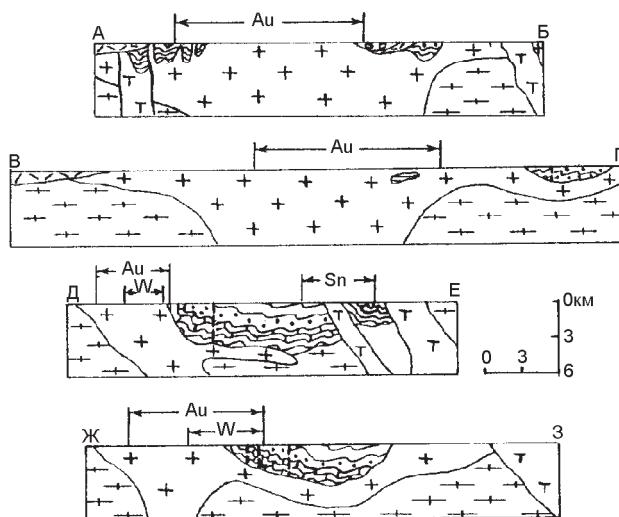


Рис. 3. Геологические разрезы к рис. 1, 2.

Условные обозначения на рис. 1

Стрелками показано местоположение золотоносности, шлиховых ореолов шеелита (W) и кассiterита (Sn).

тообразное тело, наклоненное на восток [9]. Гранитная плита мощностью несколько километров залегает на гнейсовом комплексе амурской серии (подошва массива) и уходит под хинганский синклиниорий (кровля массива).

С целью уточнения объемной морфологии массива Б.Г. Саксин проанализировал геофизические материалы: гравиметрические масштаба 1:200 000 - 1:1 000 000 и магнитометрические масштаба 1:50 000 - 1:200 000. Анализ базировался на комплексной интерпретации геофизических, геологических и петрофизических данных с применением методики объемного геолого-геофизического картирования [4,6]. Основой выявления геометрии изучаемых геологических структур служили объемные схемы геофизических полей в виде системы разрезов, построенных путем аналитического продолжения полей в нижнее полупространство (по методике Ф.И. Манилова и алгоритмам В.Н. Страхова), которые опираются на карту наблюденного поля. Для исследованной площади построены геолого-структурные карты трех уровней: поверхность, условные уровни 3 и 6 км. Условность состоит в том, что уровень соответствует глубине пересчета поля в нижнее полупространство и должен учитываться как приблизительно соответствующий этому глубинному геологическому срезу.

Построенные на основании полученных данных геологические разрезы (рис. 3) существенным образом изменили представление о морфологии Амурского гранитоидного интрузива. Они подтвердили общее налегание тела гранитоидов на амурс-

кую серию на западе и наличие терригенно - карбонатной кровли (хинганская серия) на востоке. Но в своей осевой части массив не наклонен на восток, а практически вертикально уходит на глубину в виде сужающегося корня. В приповерхностной части от него отходят дочерние силообразные лополиты, внедрившиеся между толщами амурской и хинганской серий. Подобная интерпретация морфологии Амурского гранитоидного массива многое объясняет в металлогении золота рассматриваемого района.

В зоне эндо - и экзоконтакта амурского массива с углеродистыми терригенно - карбонатными породами кровли почти повсеместно распространены золотоносные россыпи и шлиховые ореолы рассеяния золота и шеелита. Со стороны подошвы массива отсутствует какая - либо минерализация.

Двуслюдянные и турмалиновые граниты широко распространены в восточной части Самарского синклиниория. Они образуют крупные крутопадающие и наклоненные на восток массивы, пересекающие порфировидные граниты и содержащие их многочисленные ксенолиты. Это достаточно глубинные гранитоиды, часто гейсовидные, содержащие шлиры и жилы турмалиновых пегматоидных гранитов и пегматитов. В виде даек и небольших штоков они присутствуют и в западной части синклиниория в зоне контакта Амурского массива биотитовых гранитов с углеродистыми терригенно-карбонатными породами союзенской свиты, как на юге (р. Манчжурка), так и на севере в Сутарском районе. Это существенно калиевые (см. табл.) граниты с низкой степенью окисленности железа с редкометальной (оловянной) сопутствующей минерализацией (см. рис. 1).

РОССЫПИ

Сутарский (Сутаро - Биджанский) и Приамурский (Туловчишинский) золотоносные узлы расположены в приамурской части российского Малого Хингана в бассейнах рек Сутары, верховьев Биджана, Помпеееки, Березовой, Туловчихи, Манчжурки (см. рис. 1). Богатые золотоносные россыпи здесь интенсивно разрабатывались с 1889 по 1899 гг. За это время было добыто более 3,4 т золота, при среднем содержании 2,6 г/т. В дальнейшем добыча золота быстро снижалась и в 1915 г. составила 15,1 кг [1]. В советские годы эксплуатационные работы активизировались, в основном за счет переработки больших объемов песков и горной массы со сравнительно низкими содержаниями золота. По данным Э.Э.Анера, наиболее богатые россыпи отрабатывались по правобережью р. Сутары в бассейнах р.р. Еленинской, Талыгач, Воскресенской, в меньшей мере по левым притокам Сутары р.р. Переходной и Широкой. Богатые россыпи отрабатывались и по р. Манчжурке, а также незначительные по запасам, но богатые по со-

держанию россыпи по р.р. Старикива, Березовой и в верховьях р. Биджан.

В целом россыпи некрупные, сформированные, длиной 2-5 км, редко более. Мощность торфов 2-5 м, золотоносного пласта - 0,2-2,5 м. Золото в россыпях в основном мелкое (меньше 1 мм), часто пылевидное, пластинчатое, обычно тёртое, окатанное. Встречается и более крупное золото и даже самородки (до 30 г, р. Широкая), неокатанные и средней окатанности зерна в сростках с кварцем по р.р. Широкой, Переходной, руч. Генриховскому, Мал. Колыме, в низовьях р. Берёзовой (С.В. Денисов, Р.П. Головнина и др., 1991 г.). Полоса распространения подобного золота шириной 5-10 км протягивается в ЮЮЗ направлении на 100 км с разрывом в приодлинной части р. Помпееевки (см. рис.1).

Проба сутарского золота чаще всего 750-800. Далее к югу в бассейне р. Талагач и по руч. Генриховскому она снижается до 718 и даже 673, а в бассейне руч. Ашиканы и Ашинги (система Лев. Биджана) поднимается до 800. В Приамурском узле проба золота по р. Берёзовой - 714, по Манчжурке - 713 [1].

В.А.Злобин и Л.В.Вышукова (1977 г.) для левобережных россыпей Сутарского узла отмечают преобладание неокатанного "рудного" золота с друзовыми, гребенчатыми, губчатыми формами, нередко в срастании с кварцем, а также наличие неокатанных сульфидных минералов. В верховьях р.Переходной в районе бывшего Шахтowego прииска в каждом шлихе содержится по несколько крупных (0,5-1 см) псевдоморфоз лимонита по пириту кубической и пентагон - додекаэдрической и других комбинированных форм, характерных для продуктивных золоторудных формаций. В районе пос. Сутара сульфиды в шлихах представлены неокатанными, неокисленными зернами пирита величиной 0,2-0,5 см. Кроме того, в шлихах отмечается арсенопирит и резкое преобладание (до 80%) в обломочном материале жильного кварца, а в приплотиковой части россыпи наблюдались многочисленные обломки пиритизированных пород (кристаллических сланцев с сульфидно-кварцевыми прожилками).

Россыпи Приамурского узла характеризуются большей степенью окатанности золота и более мелкими его размерами. Неокатанное золото в ассоциации с пиритом и арсенопиритом отмечается редко, например, в среднем течении р. Берёзовой (О.А. Степанов, 1962 г.). В шлихах из аллювия верховьев р.р. Берёзовой и Манчжурки в пределах старых старательских отработок нами отмыты многие десятки мелких (0,3-0,6 мм, реже до 0,9-1,2 мм) зерен золота - дендритовидного, комковидного, чешуйчатого. Окатанность их хорошая и слабая (для мелкой фракции). Отмечаются сростки золота с кварцем. Проба золота из истоков Манчжурки - 930, Берёзовой - 821. Со-

вместно с золотом в шлихах определены единичные зерна пирита и арсенопирита, шеелита, марказита, гематита, барита. Основная масса - сфен и ильменит.

Центральная часть Сутарского россыпного узла приурочена к области распространения рыхлых отложений зейской свиты (неоген), в которые вложены речные террасы. Золотоносны как отложения зейской свиты, так и более молодые террасовые отложения. Считается, что одна группа россыпей образовалась за счёт перемыва отложений зейской свиты и террасовых отложений (правобережье р. Сутары), а вторая группа - за счет перемыва более ранних россыпей и коренных источников (р.р. Переходная, Широкая, руч. Генриховский и др.).

Россыпи Приамурского узла, расположенные за пределами террас р. Амур, вероятно в большей мере питаются от коренных источников, чем сутарские россыпи. Хотя и здесь есть геоморфологические предпосылки для обогащения золотом четвертичных долин. В пределах водораздельных пространств между Амуром и его левыми притоками (р.р. Помпееевка, Старикива, Берёзовая, Манчжурка и др.) широко развиты поверхности выравнивания, которые в прошлом вероятно были перекрыты аллювием. На это косвенно указывают широко представленные в долинах этих рек меандры, врезанные в коренные породы на глубину 200-300 м. Меандры - это признак зрелой гидросети уже сформированшейся аллювиальной депрессии, обычно с мощным раннечетвертичным аллювием, как это, например, наблюдается в соседней, Биджано - Амурской депрессии.

Таким образом, золотоносные россыпи Сутарского и Приамурского узлов формировались в благоприятных геоморфологических условиях, в значительной мере за счет перемыва мощного аллювия тектонически приподнятых межгорных депрессий. Это отдаляет нас от решения проблемы рудного золота Малого Хингана. В то же время, ряд особенностей россыпного золота: его сростки с кварцем, наличие слабо окатанных золотин и мелких самородков, а также присутствие среди минералов-спутников золота кристаллов пирита, арсенопирита, марказита, шеелита, барита, иногда неокатанных, свидетельствует о близости коренных источников.

РУДНЫЕ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА

Данные о рудном золоте получены на трех участках.

Рудопроявление Гора Лысая (Лысая Сопка) (рис. 4) расположено на водоразделе р.р. Русской и Переходной (см. рис. 1) среди раннепалеозойских мелкозернистых турмалиновых и двуслюдянных гранитов, прорывающих (инъецирующих) кристаллические сланцы союзненской свиты. Канавами здесь вскрыты маломощные (10-30 см) кварцевые жилы с

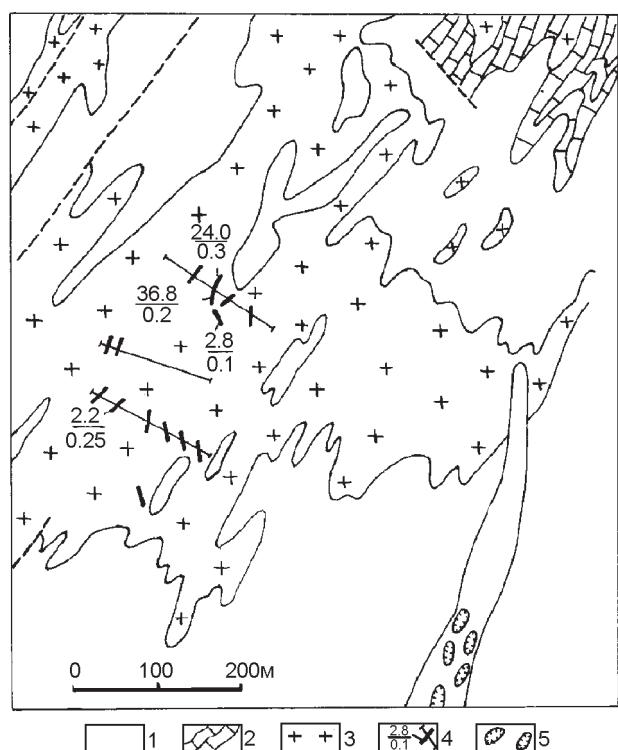


Рис. 4. Схематическая геологическая карта рудопроявления г. Лысой (Ю.Г. Морозов и др., 1985 г.).

1.2 - кристаллические сланцы (1) и мраморизованные известняки (2) союзенской свиты; 3 - турмалиновые и двуслюдянные граниты; 4 - вскрытые канавами жилы кварца, содержание золота в г/т (числитель), мощность в метрах; 5 - старателевые ямы.

содержанием золота 2,2 - 36,8 г/т. Протяженность жильного поля в СВ направлении 300 - 350 м, простижение жил также преимущественно СВ. Кварц белый, полупрозрачный, с жирным блеском и занозистым изломом, с включениями отдельных кристаллов пирита, арсенопирита, галенита. В двуслюдяных гранитах отмечались серии тончайших (1-8 см) сближенных прожилков кварца длиной до нескольких метров. Они обильно минерализованы пиритом, галенитом, арсенопиритом и сфалеритом. В зальбандах жил гранит интенсивно пиритизирован. Содержание золота в прожилках до 4,2 г/т. В кристаллических сланцах на контактах с гранитами развиты линзы незолотоносного кварца мощностью до 5 м. Кварц массивный, сливной, белый, серовато-белый, содержит вкрапленность пирита. Граниты рассланцованны и грейзенизированы, интенсивно турмалинизированы, серицитизированы, хлоритизированы. Судя по шлихам из протолочек выветрелых коренных пород, на всем участке развит сплошной ореол золота до весовых содержаний (данные А.М. Анашкиной, Е.П. Русановой и др.).

Геолого - опробовательские работы были проведены на двух участках: Манчжурском и Сутарском [11] (рис. 1-5, 6). На первом (см. рис. 6) выявлен гео-

химический ореол золота длиной более 1 км и шириной 100 - 500 м. Опробовались подпочвенные суглинки, содержание золота в пробах 0,01 - 0,06 г/т, серебра 0,1 - 0,4 г/т, цинка - сотые и висмута - тысячные доли процента. В штуфах гидротермальных гранитов содержание золота не более 0,6 г/т. Ореол приурочен к зоне контакта биотитовых микроклинизированных пластигииогранитов, часто порфировидных, с углеродистыми филлитами, слюдяно - кварцевыми сланцами и мраморами союзенской свиты. Граниты несут признаки постмагматической деформации и гидротермального изменения. Они катализированы, эпидотизированы, плагиоклазы соссюритизированы, биотит мусковитизирован, содержит прожилки гранулированного кварца.

На Сутарском участке (см. рис. 5), расположенным в истоках р. Широкой, где при отработке россыпи отмечались самородки и неокатанное золото в сростках с кварцем, в сходной геологической обстановке на крайнем юге участка выявлен геохимический ореол рассеяния с содержанием золота в пробах 0,006 - 0,08 г/т. Золоту сопутствует вольфрам и

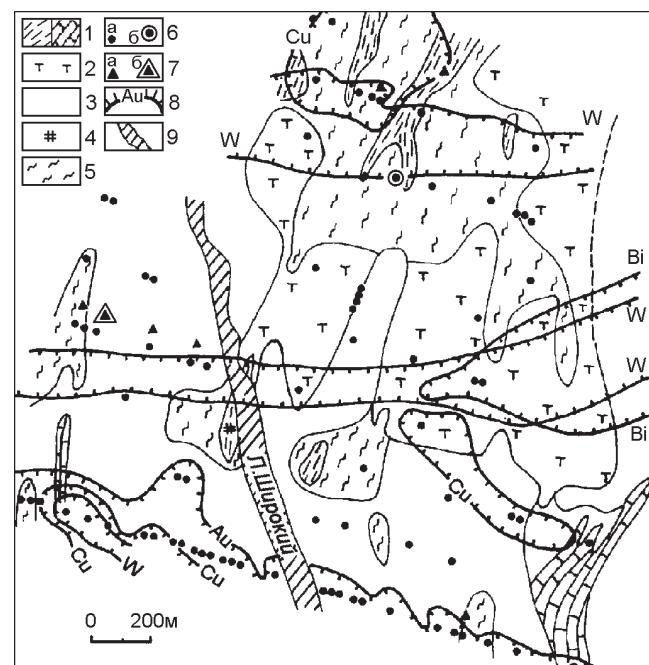


Рис. 5. Участок Сутарский. Схематическая геологическая карта с данными опробования.

1 - полевошпат - слюдяно - кварцевые сланцы (а) и средне - крупнокристаллические мраморы (б) союзенской свиты. 2 - турмалиновые разнозернистые (до пегматоидных) граниты. 3 - лейкократовые разнозернистые граниты и пегматоидные граниты. 4 - делювиальные обломки кварцевого порфира, пропилизированного (К). 5 - мигматиты.

6 - золото в спектропробах, содержание 0,006 - 0,6 г/т (а) и 1-2 г/т (б). 7 - золото в штуфных пробах, содержание 0,01-0,06 г/т (а) и 3 г/т (б). 8 - ореолы рассеяния Au, Cu, W, Bi. 9 - золотоносная россыпь.

медь в тысячных долях процента. Ореол золота не оконтурен. Содержание золота в штуфах гидротермальных до 3 г/т.

Завершая обзор, отметим, что на сопредельной территории Китая примерно в 50 км к ЮЗ от рассматриваемого района, т.е. на простирации древних толщ, расположено месторождение Дуанфеньшань, представленное стратiformными сульфидными телами среди докембрийских железистых кварцитов, слюдяных сланцев и мраморов. Следует упомянуть и о крупном мезозойском месторождении порфирового типа Туанцзигоу, расположенном на правобережье Амура напротив устья р. Помпевки. Оно представлено золото-кварц-сульфидными жилами, штокверками и вкрапленным оруденением в гипабиссальном интрузивном массиве гранодиорит-порфиров и плагиогранит-порфиров, а также во вмещающих их протерозойских кристаллических сланцах. Рудоносный массив образует совместно с эффе-

тивно - пирокластическими образованиями единую вулкано-плутоническую ассоциацию раннемелового возраста [7].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ

В приамурской части российского Малого Хингана (см. рис. 1) золотоносность тяготеет к зоне контакта раннеорогенного Амурского гранитного массива с толщами хинганской серии и охватывает широкий эндоконтакт и ближайшую кровлю, представленную углеродистыми карбонатно-терригенными породами союзненской свиты. На участках взаимодействия массива с более молодыми свитами хинганской серии золотоносность практически отсутствует. Стерильна в отношении какого-либо оруденения подошва массива (ложковые россыпи левобережья Амура обязаны перемычу амурских террас).

Еще одна важная особенность - золотоносность охватывает (кроме ближайшей кровли) осевую надкорневую часть Амурского массива и отсутствует на участках развития его силлообразных апофиз, удаленных от корневых частей интрузива (см. рис. 3).

На дневной поверхности Амурский гранитоидный массив образует единое поле, сужающееся на юге и расширяющееся на севере. На глубине 3 и особенно 6 км наблюдается разрыв сплошности этого поля (см. рис. 2, 3) с обособлением двух массивов - Приамурского и Сутаро-Биджанского, вертикально (либо крутонаклонно) сужающихся книзу. С этими массивами пространственно сопряжены два одноименных золотороссыпных узла. Это обстоятельство подтверждает генетическую связь золота россыпей с раннепалеозойскими гранитоидами. Следует подчеркнуть, что известные рудные проявления золота района (гора Лысая, Сутарское, Манчжурское) локализованы в поле развития союзненской свиты, являющейся кровлей Амурского гранитоидного массива и прорванной малыми телами турмалиновых гранитов.

Еще одна характерная особенность: золотоносность распространена со стороны западного борта Хинганского синклиниория и отсутствует на восточном. Это можно объяснить отсутствием на востоке корневых гранитных массивов (см. рис. 3, разрез Ж-З) и уничтожением золотого оруденения позднекорогенными гранитоидами - двуслюдяными и турмалиновыми, с которыми ассоциирует оловянное оруденение (см. рис. 1, 3).

В то же время, на участках с проявленным золотым оруденением отмечаются малые интрузивные тела турмалиновых и двуслюдяных гранитов, которые на горе Лысой (см. рис. 4) даже вмещают золоторудные жилы. Это обстоятельство усложняет проблему генезиса золотого оруденения района. Вероятно с этим интрузивным актом связана регенерация

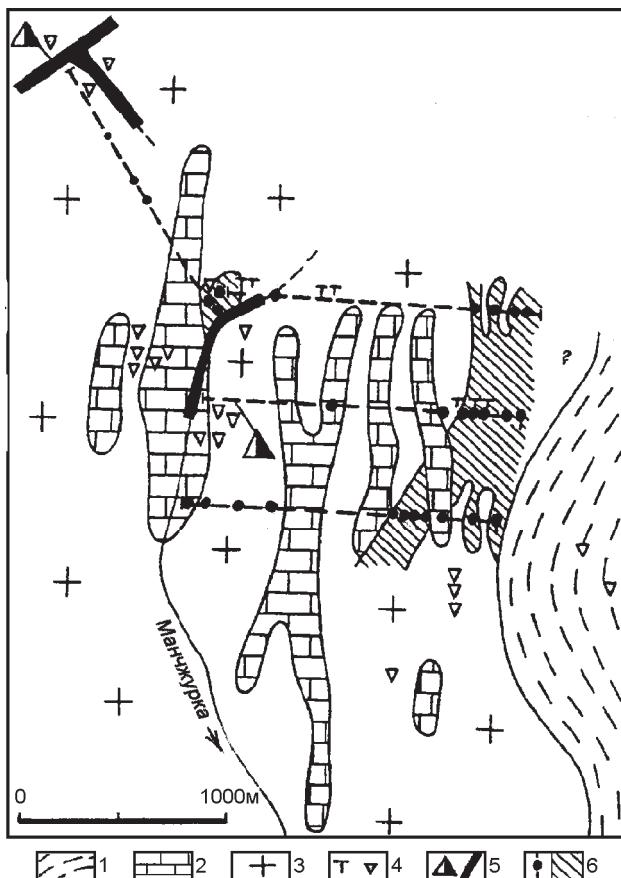


Рис. 6. Участок Манчжурский. Схематическая геологическая карта с данными опробования.

1 - углистые черные филлиты и слюдяно-кварцевые сланцы; 2 - мраморы; 3 - порфировидные биотитовые граниты, частично контаминированные; 4 - свалы турмалиновых гранитов, жильного кварца; 5 - золото в штуфных пробах (0,6 г/т), отработки золотоносных россыпей; 6 - профили геологических наблюдений и отбора спектропроб через 50 м, золотосодержащие пробы и ореол рассеяния золота (штриховка).

раннего оруденения, его метаморфизм и укрупнение выделений золота в рудах, что способствовало увеличению продуктивности последующего россыпно-образования.

Авторы убеждены в преимущественно древнем (раннепалеозойском) возрасте коренных источников золотоносных россыпей района. Однако этим не исключается возможность обнаружения в его пределах более молодых месторождений, поскольку на соседних территориях такие объекты уже выявлены (Прогнозное, Нони, Туанцзигу и др.). Регенерация древнего оруденения в условиях мезозойской тектономагматической активизации вполне вероятна. В этой связи представляют интерес гравитационные аномалии (минимумы), обычно контролирующие рудные районы [5]. Контрастный локальный минимум силы тяжести СВ простирации расположен в междуречье Дичуна и Стариковой. Он параллелен оси соседнего, Хингано - Олонойского вулканогенного прогиба мелового возраста и рассекает меридиональную полосу россыпной золотоносности Сутаро - Биджанского района. В пределах минимума развиты дайки порфировых пород мезозойского облика (см. рис. 2). На правобережье Амура на оси этой структуры расположены раннемеловые золоторудные месторождения порфирового типа (Туанцзигу и др.). В Приамурском золотороссыпном узле подобные гравитационные минимумы отсутствуют. Приведенные данные подтверждают представление о древнем возрасте золота Сутарского и Приамурского россыпных узлов, но не исключают на Малом Хингане мезозойских золоторудных месторождений субвулканического типа.

Проведенный металлогенический анализ Сутаро - Биджанского и Приамурского золотоносных узлов убеждает в том, что в рифе - раннем палеозое здесь формировалась золоторудная система (Малохинганская), характеризующаяся всеми характерными для нее особенностями [10]. Она зародилась в Хинганском миогеосинклинальном прогибе, где накапливались осадочные и вулканогенно - осадочные углеродистые терригенные и карбонатные (известники и доломиты), кремнистые и железистые формации, благоприятные для будущего гидротермального рудообразования (сорбирование золота, экранирование оруденения и пр.). Золоторудная система достигла зрелости в раннеорогенный этап развития байкалид района, когда формировались первичная складчатость и рудолокализующие антиклинали, внедрились продуктивные массивы гранитоидов повышенной основности с натровым типом щелочности, в эндо - и эзоконтактах которых возникло золотое оруденение. На этапе позднего орогенеза внедрились крупные линейные массивы калиевых гранитоидов - мелкозернистых двуслюдянных и турмалиновых, с которыми ассоциирует редкометалльное оруденение (оловянное и др.). Раннее золотое оруденение в этот период геологического времени могло быть регенерировано, либо уничтожено эндогенными и экзогенными процессами. Возможно, в это же время произошла микроклинизация гранитоидов первой фазы. Денудация регенерированного раннего оруденения с укрупненным золотом привела к формированию четвертичных россыпей золота.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ И РЕКОМЕНДАЦИИ

Возникает вопрос - как оценивать перспективы Сутаро - Биджанского и Приамурского золотороссыпных районов на рудное золото? По этому поводу есть разные мнения. Одни дают району восторженную оценку и рекомендуют проведение масштабных поисково - разведочных работ [2], другие его оценивают пессимистически, полагая, что золотоносные структуры достаточно глубоко эродированы. Авторы статьи занимают промежуточную (реалистичную, с их точки зрения) позицию на том основании, что золотоносная площадь на рудное золото еще фактически не изучена (кроме г. Лысой). Здесь не проведены площадные поиски с геохимией и горными работами, для большей части площади нет кондиционной геологической карты 1 : 50 000 масштаба. На перспективных площадях не изучалась литология и геохимия углеродистых терригенно - карбонатных пород как возможного вместилища стратиформного оруденения. Отсутствует необходимая геофизическая подготовка золотоносных площадей. Все это необходимо выполнить прежде, чем давать объективную оценку району на рудное золото. В то же время, и на нынешнем этапе изученности можно указать ряд благоприятных факторов:

- сходство геологической обстановки золотоносных территорий с известными районами Мира, в которых высокопродуктивное золотое оруденение, преимущественно стратиформного типа, связано с позднедокембрийскими миогеосинклинальными комплексами слабо метаморфизованных углеродистых терригенно - карбонатных и железистых пород [3, 7, 11];

- четкая приуроченность золотоносности к эндо - экзоконтактам гранитного массива с кровлей из углеродистых терригенно - карбонатных пород, благоприятных для стратиформного оруденения;

- наличие в зоне этого контакта многочисленных россыпей золота, иногда с обломками пиритизированных пород, с неокатанным золотом, самородками, сростками золота с кварцем, в ассоциации с гидротермальным пиритом, арсенопиритом, баритом, шеелитом и пр;

- наличие стратиформного золотого оруденения в соседнем Китае на простирации рассмотренных золотоносных структур.

Учитывая эти обстоятельства и тот факт, что до сих пор в Сутаро - Биджанском и Приамурском золотороссыпных районах площадные поиски, специализированные на рудное золото, не проводились, можно рекомендовать проведение таких работ в масштабе 1: 50 000, недорогих, с геохимическими видами опробования и горными работами для вскрытия коренных пород и заверки геохимических и иных аномалий, прослеживания рудных зон, с целью лито-геохимического изучения разрезов углеродистых терригенно - карбонатных пород и пр.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анерт Э.Э. Богатства недр Дальнего Востока. Хабаровск - Владивосток.: АО “Книжное дело”, 1928. 110 с.
2. Жирнов А.М. Локальный прогноз золотого оруденения на юге Буреинского массива, как основа постановок широкомасштабных поисков // Труды ассоциации “Дальнедра”. Хабаровск, 1992. Вып. 2. С. 76-85.
3. Жирнов А.М., Мельников В.Д. Металлогения золота Малого Хингана // Геология и геофизика. 1998. Т.39. № 4. С. 445-456.
4. Манилов Ф.И., Саксин Б.Г. Объемное геолого-геофизическое картирование. Владивосток.: ДВНЦ АНССР, 1984. 132 с.
5. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток.: Дальнаука, 1996. 352 с.
6. Саксин Б.Г. Геолого - геофизическая модель и оценка перспектив Хингано - Олонойского оловорудного района // Сов. геология. 1987. № 10. С. 60-66.
7. Хомич В.Г. и др. Благороднометалльное оруденение со-пределных территорий Дальнего Востока России и Северо - Востока Китая // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 3. С. 104-112.
8. Эйриш Л.В. Новые данные по геологии докембра и палеозоя юга Малого Хингана // Сов. геология. 1960. № 3. С. 9-16.
9. Эйриш Л.В. Межформационные гранитные интрузии Буреинского массива // Геоморфология, палеогеография, геология, полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1964. С. 39-47.
10. Эйриш Л.В. Золоторудные системы Дальнего Востока // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С. 67-80.
11. Эйриш Л.В. К вопросу о рудном золоте Малого Хингана // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, № 5. С. 94-96.
12. Яворовский П.К. Геологические исследования в Малом Хингане в 1902 г. // Геологические исследования золотоносных областей Сибири. СПб., 1904. 99 с.

Поступила в редакцию 13 января 1999 г.

Рекомендована к печати В.Г.Моисеенко

L. V. Eirish, B. G. Saksin

Gold potential of the Lesser Khingan, localization patterns, and the problem of ore gold

The paper briefly characterizes the geology and gold potential of the Sutara and Priamurie gold-bearing regions of the Jewish Autonomous Region, in which placers have been developed for over a century and ore deposits are not yet discovered. In order to obtain new data for evaluation of the region's ore gold potential, areas have been delineated with once rich placers with poorly rounded gold, gold-quartz intergrowths, nuggets, and other ore potential indicators. The morphology of Early Paleozoic granitoid massifs has been reconstructed down to a depth of 6 km (based on geophysical data), which made it possible to infer a likely genetic link of gold potential to these granites and a zone of their endo- and exocontact with carbonaceous terrigenous-carbonate units of Riphean age. Geological study and prospecting have been recommended with reference to ore gold potential, possibly stratiform-type, of these zones.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ОРЕОЛОВ РТУТИ С ПРОЯВЛЕНИЯМИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ТЕРРИТОРИИ КАМЧАТКИ

И.И. Степанов, В.М. Округин*, Р.А. Шувалов*, А.Д. Ананченко***

*Институт вулканологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский

**Объединение "Аэрогеология", г. Москва

Исследование распределения ртути на нескольких гидротермальных месторождениях Северной и Южной Камчатки показывает наличие четкой связи ее ореолов с золото-серебряной минерализацией. Ореолы Hg на изученных объектах сопровождают все известные рудные зоны, содержащие Au и Ag с разным уровнем содержания сульфидов. Во всех рассмотренных случаях Hg занимает в ряду вертикальной геохимической зональности Эммонса, как и следовало ожидать, одно из первых мест, и поэтому с ее помощью можно оценивать глубину эрозионного среза. Район месторождения Сергеевское представляется мало перспективным для поисков других эптермальных рудных месторождений. На флангах месторождений Аметистовое и Мутновское обнаружены аномалии ртути, возможно отражающие положение неизвестных рудных зон, находящихся в слепом залегании. Месторождение Родниковое, судя по компактным и контрастным первичным ореолам Hg, очень локально. Для выяснения ситуации на его флангах требуется провести изучение первичных ореолов и потоков рассеяния в северном и южном направлениях от выявленной продуктивной зоны. Изучение вторичных ореолов по верхним горизонтам пепловых образований при их мощности 1-2 м не имеет практического значения. Очевидно в отложениях пеплов молодого возраста не существует наложенных ореолов, поэтому их опробование с точки зрения поисков не информативно.

Учитывая высокую эффективность Hg в качестве элемента-индикатора, рекомендуется продолжить изучение литохимических ореолов Hg на известных рудных объектах и использовать ртутную литохимическую съемку при поисках гидротермальных рудных месторождений.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема обнаружения различных типов гидротермальных, в первую очередь золото-серебряных месторождений, находящихся в «слепом» залегании, не теряет своей актуальности и остроты. Геохимические методы поисков наряду с другими, например геофизическими, представляются для решения таких задач весьма эффективными. Особенно информативно изучение распределения ртути - элемента, принимающего активное участие в гидротермальном процессе [10].

Давно отмечено, что в зонах с активной гидротермальной деятельностью существуют контрастные ореолы Hg [10,16]. Исследования показали, что в силу своей низкой термостойкости и ярко выраженной химической инертности Hg накапливается в верхних горизонтах гидротермальных зон вблизи дневной поверхности в области пониженных температур (менее 180-200°C). Каков бы ни был источник этой ртути (мобилизация из вмещающих пород, поступление из неких глубинных источников, либо их сочетание), фактом остается наличие ее ореолов на всех

рудных объектах обсуждаемого типа [10]. Особую актуальность приобретает изучение ореолов Hg на территории Камчатки, характерные черты которой - современная гидротермальная активность, сопровождающаяся рудообразовательными процессами, и широкое распространение потенциально рудоносных зон с уже угаснувшими гидротермальными процессами различного возраста. Накопление и обобщение этого материала должно помочь разработке и совершенствованию эффективных методов поисков месторождений соответствующих типов как на Камчатке, так и в других районах.

К сожалению, практически во всех научных и производственных геологических организациях России распространена достойная осуждения политика в отношении правил сохранения и пользования первичным каменным материалом и коллекциями проб, в основе которой лежит непонимание важности их сохранности. Вследствие этого все отобранные геохимические пробы почти сразу же после анализа (не всегда достаточно полного и корректного) уничтожаются. Однако постоянное совершенствование ана-

литических методов и появление новых идей и поисковых критериев периодически приводит к необходимости повторного исследования объектов.

Банков проб, как правило, не существует. Все дубликаты либо быстро уничтожаются, либо находятся в таком состоянии, что пользоваться ими практически нельзя. Положение усугубляется чрезвычайно плохими условиями хранения керна, эталонных коллекций образцов различных типов поверхностных и, в особенности, подземных горных выработок, формально подлежащих бессрочному хранению. С развалом Геологической службы России (Министерства геологии бывшего СССР) и передачей ряда перспективных объектов в недропользование различным компаниям и организациям ситуация приобрела катастрофический характер. А ведь в 30-ые годы, сдавая в концессию знаменитые алтайские полиметаллические месторождения, Государство поставило условие - хранить весь первичный каменный материал. И в послевоенные годы советские геологи имели возможность работать с керном, оставленным в идеальном состоянии английскими концессионерами.

Сейчас же на Камчатке, за редкими исключениями, не существует более или менее полных коллекций геохимических образцов ни по одному из многочисленныхrudопроявлений или месторождений, которые должны были бы играть роль эталонов. Отсутствие банков проб существенно усложняет проведение исследований и вынуждает ограничиваться лишь отрывочными данными по объектам, принятым в качестве эталонных, что, в свою очередь, затрудняет интерпретацию полученных аномалий и оценку площадей, охваченных поисково-съемочными работами и, естественно, еще слабо изученных.

МЕТОДИКА ПОДГОТОВКИ ПРОБ

Изучались, главным образом, пробы коренных пород (первичные ореолы), частично - русловых (потоки рассеяния) и рыхлых (вторичные ореолы) образований. Пробы из русловых отложений и рыхлых образований (глубина отбора - 15-20 см) после естественной сушки на открытом воздухе при температуре 15-25°C пропускались через сито с ячейками диаметром 0.5 мм.

Пробы коренных пород дробились вручную. На анализ отбиралась фракция -0.5 мм.

МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Определение ртути проводилось на атомно-флюоресцентном фотометре МЕРКУРИЙ-3 с установкой УДР [8]. Ртуть извлекалась из горных пород в течение 45 сек при температуре около 650°C и накапливалась на спирали с золотым покрытием за счет ее диффузии из ламинарного конвективного по-

тока, отходящего из печи. Затем накопленная Hg поступала в фотометр для измерения.

Предел обнаружения элемента при массе пробы 150 мг - $3-5 \times 10^{-7}\%$. Воспроизводимость ($\delta_{\text{сл.}}$ < 1.2).

ОБЪЕКТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Были выбраны наиболее изученные золото-серебряные эпигермальные месторождения и рудопроявления, располагающиеся в различных геологоструктурных зонах - разновозрастных вулканических поясах Камчатки - Сергеевское, Аметистовое, Мутновское и Родниковое [1, 4, 5, 11, 13-15]. Их местоположение показано на врезке рис.1.

Сергеевское месторождение находится на крайнем северо-западе материковой части территории в пределах наиболее древнего Охотско-Чукотского вулканического пояса. Рудовмещающая Сергеевская купольная структура центрального типа, располагаясь во внутренней - Анадырской шовной зоне Охотско-Чукотского вулканического пояса, контролируется одним из ее главных разломов - Кубавеемским. На месторождении известно до 115 кварцевых жил с переменным соотношением адуляра и карбоната, приуроченных к диагональным (северо-западным, северо-восточным) и широтным нарушениям с углами падения от 30 до 90°. Из них только 20 несут промышленные содержания Au и Ag. Мощность жил меняется от 0.1 до 7 м при длине от $n \times 10$ м до 1800 м. По падению они прослежены на 500-550 м. Рудные тела характеризуются типичным для этого генетического типа месторождений, крайне неравномерным распределением полезных компонентов с ураганными содержаниями Au и Ag (1387.6 и 8924.0 г/т соответственно). Руды (сульфиды, сульфосоли, теллуриды и селениды Ag, самородное золото и, иногда, серебро) отличаются присутствием Se и Te (до 12-15 и 70-85 г/т соответственно). В отдельных рудных телах были установлены аномальные концентрации (до 4000 г/т) ртути [3, 6, 13, 14].

Аметистовое месторождение - одно из самых крупных и перспективных - располагается в 450 км к югу от Сергеевского в северо-западной части Камчатского перешейка в 50 км от Пенжинской губы. В геолого-структурном плане оно принадлежит Ичин-Уннэйвяямскому рудному району, в состав которого входит ряд рудоносных структур. Месторождение находится в центральной части Тклаваямского рудного поля, приуроченного к одноименной Тклаваямской вулкано-купольной структуре, одной из шести, входящих в состав Ичин-Уннэйвяямской вулкано-тектонической депрессии. Рудные жилы, а их установлено более 180, приурочены как к радиально-кольцевым трещинным зонам палеовулкана, так и к элементам региональных, преимущественно субширотных, разломов. Все жилы крутопадающие

и характеризуются мощностью 0.2-10 м и более и размерами по простиранию от 100 до 1400 м. Вертикальный размах оруденения не менее 400 м. Ряд рудных тел, находящихся в слепом залегании, обнаружен при проходке подземных горных выработок. Их минеральный состав очень разнообразен. Главную роль играют сульфиды Fe, Zn, Pb, Cu и As, сульфосоли Ag, включая Se-содержащий кан菲尔лит и самородные золото и серебро. В самородном золоте, по данным рентгено-спектрального микрозондового анализа, практически повсеместно присутствует Hg в количествах от $n \times 0.1$ до 15.6%. Обычно доля рудных минералов в кварц-карбонатной жильной массе не превышает 3-5%, но в отдельных участках некоторых рудных тел их количество достигает 15-25% и более. Золото и серебро распределены крайне неравномерно - от единиц до 2916 и 4056 г/т соответственно при запасах более 96.5 т Au и 240.3 т Ag [2, 4, 6, 11, 13, 14].

Мутновское и Родниковое месторождения находятся на юго-востоке полуострова в непосредственной близости от побережья Тихого океана. В структурном отношении они приурочены к зоне сочленения южных секторов двух разновозрастных вулканических поясов: Центрально-Камчатского и Восточно-Камчатского. Формирование современного активного Восточно-Камчатского вулканического пояса в условиях системы островная дуга - желоб, продолжающееся в настоящее время, привело к образованию многочисленных полигенных вулканических построек [5-7, 11-15].

Оба месторождения приурочены к палеовулканическим сооружениям плиоцен-раннеплейстоценового возраста, контролируемым системой субмеридиональных сбросов, и локализованы, по нашему мнению, в пределах одного рудного поля. Следует отметить, что месторождения не оконтурены ни по простиранию, ни на глубину. Достоверная информация имеется только для их центральных частей.

Родниковое месторождение находится в 50 км к югу от Петропавловска-Камчатского в пределах вулкано-тектонической структуры - Родникового палеовулкана, - расположенной в области сочленения Южно-Камчатской системы субмеридиональных сбросов с Карымшинской субширотной зоной повышенной проницаемости. Расстояние от южного фланга месторождения до первых продуктивных скважин Северо-Мутновского месторождения парогидротерм - крупнейшего на Южной Камчатке - не превышает 11-12 км [15].

Рудовмещающие породы - субвулканические диориты - образуют сравнительно крупное тело, считающееся глубоко эродированным периферическим магматическим очагом, питавшим палеовулкан. Рудные тела - субмеридиональные крутопадающие

жилы, сливающиеся с глубиной и по простиранию в единую жильную зону длиной 1430 м при мощности отдельных жил от 1 до 9 м. Зона прослежена на глубину 230-350 м. Главные рудные минералы: сульфиды, аргентит, сульфосоли Ag и самородное золото - образуют убогую вкрапленность (до 2-5%) в кварц-карбонатной жильной массе. Содержания Au и Ag меняются от единиц до сотен г/т при запасах 41.2 и 342.9 т, соответственно, [2]. Месторождение находится в области проявления современных гидротермальных процессов. Горячие зоны (до 95°C и более) вскрыты при проходке разведочных штолен. Субгоризонтальными скважинами, пройденными из штольни 1, выведена на поверхность термальная вода, по химическому составу близкая к Вилючинским гидротермам. В одной из штолен в зоне аномального теплового потока протекают процессы современного гидротермального минералообразования. Так за период с 1993 по 1997 гг. в этой зоне обнаружено более 15 новых для этого объекта минералов, главным образом сульфатов Mg, Ca и Fe. Здесь, как и в зоне разгрузки Вилючинских гидротерм, в метасоматитах происходит накопление значительных концентраций Hg [15].

Мутновское месторождение располагается в 10 км к югу от Родникового и приурочено к палеовулканической полигенной постройке сложного асимметричного строения - поздне-плейстоценовому Жировскому вулкану. Эта вулканическая структура, в отличие от Родниковой, моложе и менее эродирована [5, 7, 12, 15]. Вмещающие породы - эфузивно-пирокластические и субвулканические образования основного и, в меньшей степени, кислого состава с абсолютным возрастом 800-300 тыс. лет. Особая роль принадлежит диоритам, слагающим разнообразные по форме и размерам рвущие тела - фрагменты питающей системы вулкан - периферический магматический очаг, с которыми связаны также брекции и трубы взрыва [14, 15].

Известные рудные тела слагают центральную часть штокверково-жильной зоны размерами 3x4 км. Эта зона представлена мощной стволовой крутопадающей субмеридиональной жилой (названной "Определяющая"), серией более мелких оперяющих жил и многочисленными разноориентированными жилами и прожилками. Жила "Определяющая" отличается сложным внутренним кулисообразным строением, вергацией с раздувами до 20-30 м и пережимами. Она прослежена по простиранию на расстояние до 2650 м и изучена на глубину до 400 м. На территории месторождения наблюдаются многочисленные выходы горячих термальных источников. Горячие зоны и термальные воды вскрыты разведочными скважинами. При этом расстояние от центральной части жилы "Определяющая" до первых скважин Северо-Мут-

новского месторождения паро-гидротерм ($T = 223^{\circ}\text{C}$ и $P = 23$ атм.), на базе которых строится первая пилотная ГЕОТЭС мощностью до 25 Мвт, не превышает 2-3 км. Общие запасы месторождения оцениваются для Au до 28 т, Ag до 1600 т, Cu, Pb и Zn в сумме до 30 000 т при средних концентрациях Au и Ag - 2-4 и 8-12 г/т, соответственно. Минеральный состав руд отличается большим разнообразием. При этом четко выделяются два типа руд: малосульфидные золото-кварцевые (Северный фланг) с содержанием рудных минералов не более 1-5% и сульфидно-полиметаллические (Южный фланг), где доля рудных минералов достигает 25-50%.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Измеренные величины концентраций Hg в горных породах подверглись статистической обработке методом построения кумулятивных кривых. Основные аккумуляты показаны на рис. 1. Этот способ представления геохимических данных оказался в нашем случае очень эффективным. Сложные распределения легко разделяются на ряд составляющих, каждая из которых представлена соответствующим отрезком прямой, а все распределение имеет вид ломаной. Средняя концентрация по каждой составляющей, в первом приближении, определяется как абсцисса середины данного отрезка (см. таблицу), а за границы составляющих принимаются концы отрезков. При построении распределений на плане представляется естественным проводить изолинии по концентрациям, соответствующим граничным значениям между выделенными по данной совокупности проб составляющими.

Таблица. Количество проанализированных по объектам проб и средние значения концентраций Hg на интервалах, выделенных по кумулятивным кривым.

n (число проб на интервале)	$C_{\text{ср.}} (10^{-7}\%)$
м-ние Аметистовое (рыхлые образования) N=454	
30	9.5
340	25
78	72
6	190
м-ние Сергеевское (русловые отложения) N = 464	
80	2.6
288	6
80	13
16	23
м-ние Мутновское (коренные) N = 214	
14	8
36	15
52	29
57	60
34	160
14	510
7	3000
м-ние Аметистовое (русловые отложения)	
число фоновых проб - 71; число аномальных проб - 21	
$C_{\text{ср. фоновое}} = 260 \times 10^{-7}\%$; $S_{n-1} \text{ фона} = 124 \times 10^{-7}\%$;	
$C_{\text{max}} = 5400 \times 10^{-7}\%$	
Уч-к Вилючинский (р-н м-ния Родниковое) (пеплы вулкана Горелого)	
Число проб - 290; $C_{\text{фон}} < 10 \times 10^{-7}\%$	
М-ние Родниковое (коренные породы)	
число проб - 72; $C_{\text{фон}} = 25 \times 10^{-7}\%$; $C_{\text{max}} = 1900 \times 10^{-7}\%$	

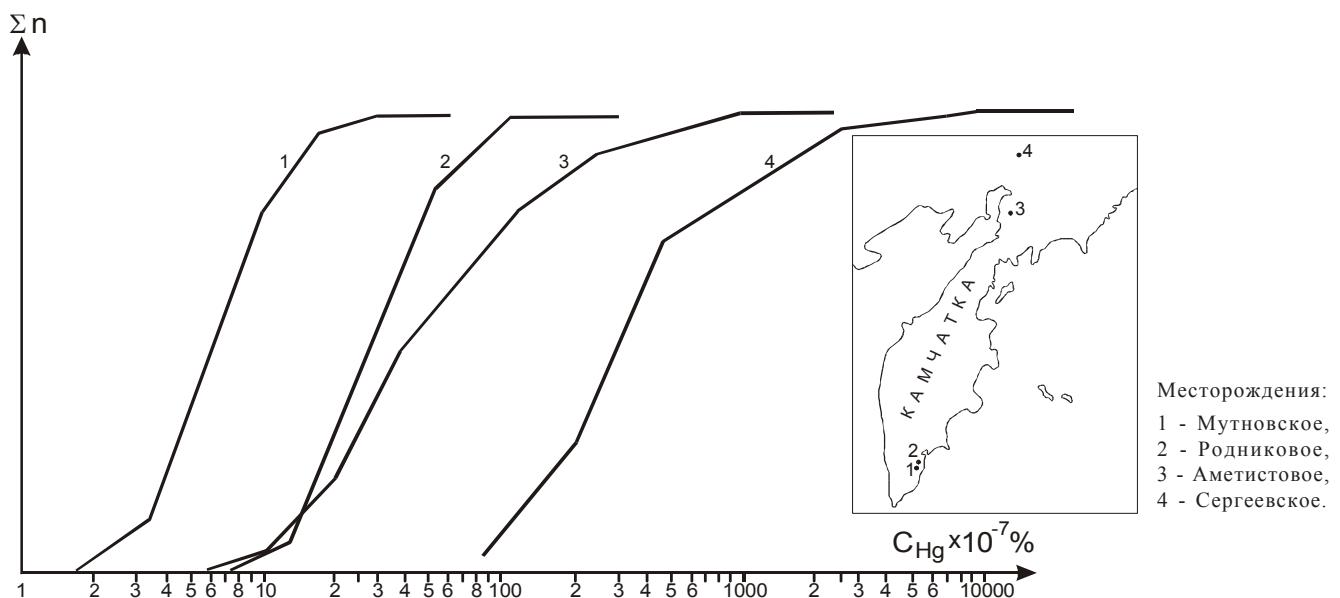


Рис. 1. Кумулятивные кривые.

1 - месторождение Сергеевское, русловое образования, 489 проб; 2 - месторождение Аметистовое, почвы и элювио-делювий, 454 пробы; 3 - месторождение Мутновское, коренные породы 210 проб; 4 - месторождение Аметистовое, русловые образования, 93 пробы).

Серьезную трудность представляет точная идентификация составляющих. В случае изучения распределений Hg ими, как правило, не могут быть геологические разности, поскольку ртуть практически индифферентна к ним вследствие химической инертности и специфической формы преимущественно рассеянного существования в породообразующих минералах [9, 10].

Наиболее вероятно, что выделенные составляющие отражают степень гидротермального воздействия на породы в данном месте. Можно предположить, что максимальным числом проб представлена "фоновая" составляющая, причем, как видно из приведенных данных, величины фона для коренных пород и рыхлых образований существенно различны, кроме того, эти величины и для однотипных проб могут сильно отличаться друг от друга в разных районах.

На месторождении Сергеевское по потокам рассеяния (съемка Сонина И.И. и Ананченко А.Д., "Аэрогеология") выявлены лишь одна слабая аномалия небольших размеров, располагающаяся вблизи известной зоны минерализации.

Месторождение Аметистовое (рис. 2) характеризуется наличием серии контрастных ореолов Hg. По потокам рассеяния (съемка Сонина И.И. и Ананченко А.Д., "Аэрогеология") выявляется контрастная аномалия по нескольким ручьям в направлении на юго-запад в нескольких км от известной рудной зоны. Вблизи самого месторождения заметных аномалий Hg по русловым отложениям не отмечено, однако здесь присутствуют интенсивные потоки рассе-

яния других металлов. В районе юго-западной аномалии кроме Hg зафиксированы также потоки рассеяния Ag.

На северо-западном краю известной зоны минерализации по четырем профилям, ориентированным в направлении юго-запад - северо-восток, длиной около 5 км каждый, по сети 500×50 м изучались вторичные ореолы рассеяния Hg. Вблизи середины профилей узким контрастным ореолом проявлены выходящие на поверхность жила "Изюминка", несущая промышленную минерализацию. На юго-западном окончании профилей располагаются две неширокие протяженные аномальные зоны северо-западного простирания, которые были выявлены ранее по геологическим особенностям. Они вскрыты канавами, но на глубину не изучены.

На южной Камчатке в районе месторождения Родниковое проведены комплексные работы по изучению вторичных и первичных ореолов Hg и потоков рассеяния. На самом месторождении опробованы коренные породы по ручью Спокойному, пересекающему северный фланг рудной зоны (общая длина этого профиля, продолженного в северо-западном направлении, составила около 5 км), и, частично, выходы коренных пород над рудной зоной, а также русловые образования по бортам ближайших долин.

В районе рудопроявления "Вилючинское", на территории площадью 6 км², перекрытой пепловыми образованиями мощностью около 2 м, (по сети 500×50 м) изучались вторичные ореолы рассеяния.

По коренным породам установлена контрастная узкая аномалия в области проекции на поверх-

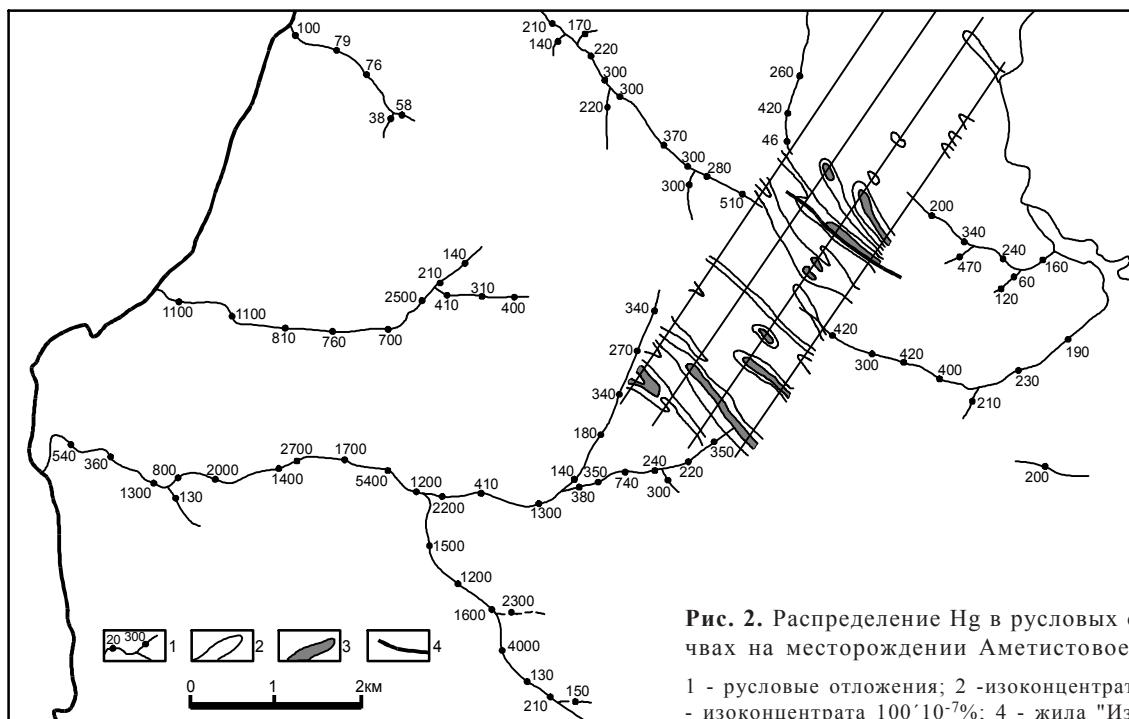


Рис. 2. Распределение Hg в русловых отложениях и почвах на месторождении Аметистовое.

1 - русловые отложения; 2 - изоконцентраты Hg - $50 \cdot 10^{-7}\%$; 3 - изоконцентраты $100 \cdot 10^{-7}\%$; 4 - жила "Изюминка".

ность известной рудной зоны месторождения Родниковое, но значимых аномалий Hg по первичным ореолам в других местах в пределах этой площади не выявлено. В верхнем горизонте пепловых образований никаких аномалий Hg даже над рудопроявлением «Вилючинское» не установлено.

На месторождении Мутновское (рис. 3) отбирались образцы коренных пород с шагом 50 м по всем основным водотокам. Съемкой покрыта большая часть площади, исключая труднодоступные верховья некоторых ручьев по периферии кальдеры.

Исключительно контрастная и локальная аномалия Hg отмечает известную рудную зону, выходящую на поверхность. Кроме этого установлен ряд ранее неизвестных геохимических аномалий. Имеющиеся (хотя и не достаточно полные) данные позволяют предположить, что разрозненные локальные аномалии являются фрагментами единой кольцевой зоны, тяготеющей к краям кальдеры. Выделена мощная линейная зона, ориентированная по диаметру кальдеры в северо-восточном направлении.

ОБСУЖДЕНИЕ

Месторождение Сергеевское отличается очень низким фоном Hg в русловых образованиях, а значит и в коренных породах - $6 \times 10^{-7} \%$. Обнаруженная ртутная аномалия мало контрастна и имеет незначительные размеры. Это свидетельствует либо о скромных масштабах гидротермальной деятельности, протекавшей на этой территории, либо об очень глубоком эрозионном срезе. Выявленная рудная зона локальна, и полученное распределение Hg дает основа-

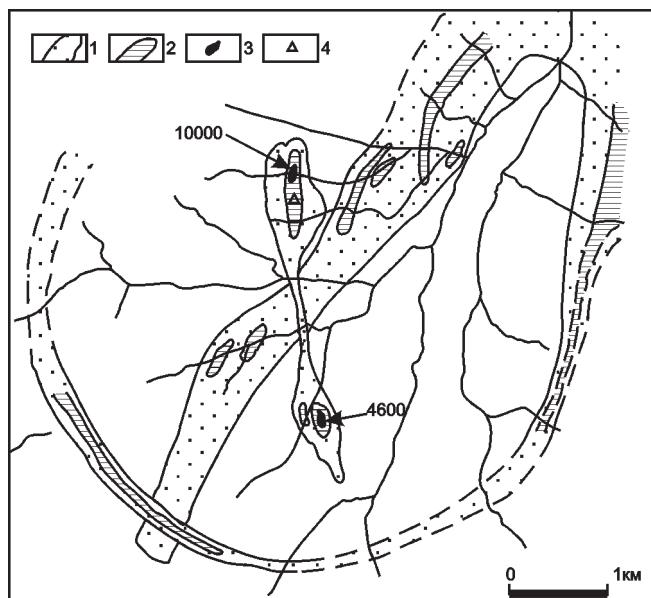


Рис. 3. Распределение Hg в коренных породах на месторождении "Мутновское".

1 - $30-100 \times 10^{-7} \%$; 2 - $100-500 \times 10^{-7} \%$; 3 - $>500 \times 10^{-7} \%$; 4 - выходы "Определяющая" на поверхность и зона окисления.

ние предполагать, что в пределах изученной площади других, аналогичных Сергеевскому, рудных объектов не существует.

Месторождение Аметистовое представляет намного больший интерес. Потоки рассеяния Hg в его районе отличаются очень высоким фоном - $260 \times 10^{-7} \%$ при максимальных значениях до $5400 \times 10^{-7} \%$. По-видимому, вся эта территория несет на себе следы бурно протекавших в свое время гидротермальных процессов, а поэтому она в высокой степени потенциально рудоносна. Распределение Hg в потоках рассеяния позволяет предположить, что эрозионный срез в северной части изученной площади более глубокий, чем в южной. Об этом же свидетельствуют как распределение других металлов, так и положение рудных зон.

Рудоносность южной части площади остается неизученной. Однако чрезвычайно высока вероятность того, что очень контрастные аномалии Hg по потокам рассеяния на этой территории, сопровождающиеся повышенными содержаниями Ag в некоторых точках, отражают положение еще неизвестной рудной зоны, не выведенной на современный эрозионный срез.

На юго-западном фланге по четырем пройденным профилям выявлено два протяженных ореола. По крайней мере один из них совпадает с известной жильной зоной, вскрытой поверхностными горными выработками. На глубину эти зоны также пока не изучены.

На северо-восточной части участка значимых аномалий Hg не отмечается, однако присутствуют ореолы других металлов. Это свидетельствует о более глубоком эрозионном срезе этой территории. Известные зоны с промышленной минерализацией частично выведены на поверхность.

На месторождении Родниковое фон Hg весьма низок и в коренных породах, и в рыхлых образованиях, представленных, главным образом, свежими пеплами расположенного вблизи вулкана Горелый. На большей части изученной территории аномалии в первичных ореолах редки, локальны и небольшой амплитуды. Поэтому, с точки зрения геохимии Hg, эта часть площади не перспективна для поисков гидротермальных рудных объектов. Наличие целого ряда современных зон разгрузки гидротерм свидетельствует о молодом возрасте геотермальной активности на данной территории. По-видимому, процесс рудообразования продолжается и в настоящее время. Современная гидротермальная активность имеет место и на самом месторождении Родниковое. Однако этот промышленный объект отражается весьма локальным и контрастным первичным ореолом в области проекции рудной залежи на дневную поверхность. По данным МГУ (Николаев Ю.Н., уст-

ное сообщение, 1996 г.), здесь же развиты контрастные и локальные вторичные ореолы Hg. Для выяснения перспективности флангов этого рудного объекта рекомендуется продолжить изучение первичных ореолов Hg и потоков ее рассеяния вдоль выявленных структур в южном и северном направлениях.

Отметим, что район месторождения Родниковое представляет значительный интерес в качестве одного из примеров протекающего на наших глазах процесса гидротермального рудообразования, и он может служить полигоном для исследования подобных процессов.

Большой интерес представляет Мутновское месторождение (см. рис. 4). Возможно, Родниковое и Мутновское месторождения относятся к единому рудному полю. Главное различие между ними заключается в возрасте и интенсивности проявления гидротермальных процессов, масштабах и условиях рудообразования.

Фон Hg в коренных породах на этом месторождении также весьма низок и близок к 10×10^{-7} %, однако, в отличие от Родникового, на нем зафиксировано много аномалий с очень большой амплитудой (до 1000×10^{-7} %). Известная рудная зона, выходящая на поверхность, отражается самой контрастной аномалией. Кроме нее обнаружено множество точек с повышенными содержаниями Hg, которые могут фиксировать еще неизвестные зоны. Во-первых, интересна прорисовывающаяся фрагментами по краю кальдеры кольцевая аномалия (к сожалению, по северному и, частично, юго-восточному краям кальдеры мы пока не имеем полной информации), по-видимому, трассирующая края зоны обрушения вулканической постройки. Повышенные содержания Hg свидетельствуют о происходивших здесь в свое время интенсивных гидротермальных процессах. И, во вторых, привлекающая наибольшее внимание аномалия, пересекающая известную рудную зону и кальдеру по диаметру северо-восточного направления. Так как ее направление совпадает с одним из структурных нарушений, просматривающихся визуально по особенностям рельефа и аэрофотоснимкам, эта аномалия может указывать на наличие на глубине слепого рудного тела - малосульфидных или Au-Ag - полиметаллических руд. Вероятность обнаружения в этом месте промышленных руд увеличивается благодаря наличию здесь элементов гравитационной аномалии (данные ПГО Камчатгеология).

ВЫВОДЫ

1. Результаты исследований, проведенных на территории Камчатки, подтверждают сделанный ранее вывод о том, что ртуть служит эффективным элементом-индикатором эпимеральных месторождений.

2. Ореолы Hg на изученных объектах сопровождают все известные золотоносные рудные зоны, несмотря на их различия в содержании сульфидов.

3. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что во всех рассмотренных случаях Hg занимает в ряду вертикальной геохимической зональности Эммонса, как и следовало ожидать, одно из первых мест. Поэтому с ее помощью можно оценивать глубину эрозионного среза.

4. Район месторождения Сергеевское представляется мало перспективным для поисков других эпимеральных рудных месторождений. Здесь либо эрозионный срез слишком глубок и рудные залежи уже уничтожены эрозией, либо, что более вероятно, гидротермальные зоны локальны и рудообразующие процессы в этом месте имели ограниченные масштабы, вследствие чего крупных месторождений не было образовано. Само месторождение Сергеевское - компактный объект с глубоким эрозионным срезом.

5. По-видимому, наиболее перспективен для поисков новых рудных зон юго-западный фланг месторождения Аметистовое. После проведения съемки по вторичным ореолам рассеяния и оконтуривания аномалий в их центрах целесообразно пробурить несколько оценочных скважин глубиной 200-300 м.

6. Месторождение Родниковое, судя по компактным и контрастным первичным ореолам Hg, очень локально. Для выяснения ситуации на его флангах рекомендуется продолжить изучение первичных ореолов и потоков рассеяния в северном и южном направлениях от выявленной продуктивной зоны. Изучение вторичных ореолов по верхним горизонтам пепловых образований при их мощности 1-2 м не имеет практического значения. Очевидно, в отложениях пеплов молодого возраста не существует наложенных ореолов (или они не успели образоваться), поэтому их опробование, с точки зрения поисков, геохимически не информативно.

7. Выходящая на поверхность рудная зона месторождения Мутновское отличается очень контрастным и локальным первичным ореолом Hg. Фланги этого месторождения перспективны для поисков новых рудных зон в пределах обнаруженных ореолов Hg. Наибольший интерес представляет зона северо-восточного простириания, протягивающаяся от изученной рудной зоны на северо-восток (ручьи Конек, Ветвистый, Кривоколенный и т.д.).

8. Рекомендуется продолжить изучение литохимических ореолов Hg на известных рудных объектах и использовать ртутную литохимическую съемку при поисках гидротермальных рудных месторождений, учитывая высокую эффективность Hg в качестве элемента-индикатора в первую очередь слепых рудных тел.

Авторы выражают благодарность сотрудникам отдела физико-химических методов исследований и минералогии, оказавших помочь в проведении работ: Новоселецкой Г.П., Полушкину С.В. и Самылову Н.И., участвовавшим в проведении полевых работ и опробовании, а также Чебровой Н.И., выполнившей значительную часть анализов на Hg.

Аналитическая часть работы выполнена в отделе физико-химических методов исследования и минералогии Института вулканологии ДВО РАН, деятельность которого была бы невозможна без финансовой поддержки Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 94-05-17739 и 95-05-16587).

ЛИТЕРАТУРА

1. Апрелков С.Е. и Жегалов Ю.В. О вулканических поясах Камчатки //Геотектоника. 1972. № 2. С. 102-109.
2. Беневольский Б.И. Золото России. Проблемы использования и воспроизведения минерально-сырьевой базы. М.: Изд-во журн. "Минеральные ресурсы России. Экономика и управление", 1995. С. 84.
3. Бочек Л.И., Сандомирская С.М., Чувкина Н.Г. и др. Новый селенсодержащий сульфид серебра, золота и меди - пенжинит $(Ag,Cu)_4Au(S,Se)_4$ // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113. Вып.3. С. 356-359.
4. Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. С. 19-44.
5. Петренко И.Д., Большаков Н.М., Структурная позиция и возраст золото-серебряного оруденения Южной Камчатки на примере Мутновского месторождения // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 100-111.
6. Поздеев А.И. Вулканические эпохи и вулканогенные по-
- яса Корякско-Камчатской области и их металлогенения // Принципы прогнозирования эндогенного оруденения в Восточно-Азиатских вулканических поясах. М., 1990. С. 266-275.
7. Сандимиров И.В., Пампуря В.Д., Сандимирова Г.П. и др. Возраст золото-полиметаллического оруденения Жировского вулкано-рудного центра (Южная Камчатка) // Докл. РАН. 1993. Т. 329, № 5. С. 637-639.
8. Степанов И.И. Патент Р.Ф. № 905784 с приоритетом от 18.03.1980 г.
9. Степанов И.И., Стажеев Ю.И., Мясников И.Ф. и др. Новые данные о формах нахождения ртути в горных породах и минералах // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266, № 4. С. 1007-1011.
10. Степанов И.И. Автореф. д-ра г.-м. наук. М.: ИМГРЭ, 1997.
11. Шеймович Ю.П., Патока М.Г. Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма. М.: Наука, 1989. 207 с.
12. Шеймович В.С., Карпенко М.И. К-Аг возраст вулканизма на Южной Камчатке // Вулканология и сейсмология. 1996. № 2. С. 86-90.
13. Щептьев Ю.М., Вартанян С.С., Орешин В.Ю. и др. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого океана. М.: ЦНИГРИ, 1989.
14. Liessman W., Okrugin V. Zur Lagerstattenkunde der Halbinsel Kamtschatka, Russland // Erzmetall. 1994. V. 47. N 6/7. P. 376-393.
15. Okrugin V.M. Mutnovsky geothermal field. Guidebook. Post-session field trip to Kamchatka, 8th International Symposium on Water-Rock Interaction. Vladivostok: FEGI, Russia, 1995. P.1-29.
16. Phelps D., Buseck P.R. Distribution of mercury in soils and anomalies formation in Yellowstone geochemical zone, Wyoming // Economic Geology. 1980. V. 75. P. 730-741.

Поступила в редакцию 18 августа 1998 г.

Рекомендована к печати Ю.И.Бакулиным

I. I. Stepanov, V. M. Okrugin, R. A. Shuvalov, A. D. Ananchenko

The relationships between mercury haloes and occurrences of hydrothermal gold-silver mineralization in Kamchatka

The investigation of mercury distribution in several hydrothermal deposits in North and South Kamchatka shows a distinct relationship between mercury haloes and zones of hydrothermal gold-silver mineralization. All known Au-Ag ore zones with any sulfide content are accompanied by haloes of mercury. Expectedly, Hg has a high position in the Ammon's row of vertical geochemical zoning; it can therefore help estimate the depth of the erosion level. The area of the Sergeevskoe deposit seems to have no prospects for exploration of other epithermal ore deposits. Several mercury anomalies were detected at the flanks of the Mutnovskoe and Ametistovsky deposits. Some anomalies possibly reflect the position of unknown ore zones. The Rodnikovoe deposit is very local with regard to compact and contrast haloes of mercury. To ascertain the situation on its flanks, investigation of Hg distribution in the rocks and lithochemical dissipation flows in the northern and southern directions from the ore zone is required. The investigation of mercury haloes of secondary dispersion in the upper part of the volcanic ash formations with the thickness 1-2 m is useless. Since the superposed haloes of any metal in the young volcanic ash formations are absent, their sampling is useless for geochemical exploration. We recommend to continue the investigation of the lithochemical haloes of mercury as it is an effective indicator of hydrothermal-type ore deposits.

ДИСКУССИИ

УДК 551.24

КРИТИЧЕСКИЕ ЗАМЕТКИ О ПЛЕЙТЕКТОНИКЕ

Ю. М. Пущаровский

Журнал «Тихоокеанская геология» систематически публикует материалы, содержащие критику теории тектоники литосферных плит. Один из последних номеров, где такая критика вновь прозвучала - № 4 за 1999 г. В нем помещены две статьи: Г.М. Власова и Л.А. Маслова [1, 2], в которых говорится, что плейттектоника несостоятельна, бесплодна и т.д. Аргументы приводятся разнообразные, один из них - отрицание такого базового положения теории, как субдукция. Автору этих строк не чужд такой взгляд [5 и др.], хотя в последнее время идея субдукции активно привлекается при интерпретации материалов сейсмомагнитографии. Например, это относится к весьма солидной и интересной работе Л.П. Винника и др. [10]. Но, на мой взгляд, приводимые в ней данные вполне вписываются в модель многоярусного клиновидного сочленения коровых и мантийных масс океана и континента на западе Тихого океана, с общим наклоном зоны сочленения под континент, как это в схеме изображено в [5]. Подобный тип сочленения столь же определенно может быть приложен и к Восточной Азии, что следует из рассмотрения глубинных субширотных профилей, охватывающих край океана и западные области Северо-Американских Кордильер и Анд. Как известно, все эти окраинно-океанские зоны характеризуются высокой и неравномерно распределенной сейсмичностью, образуя сейсмофокальные зоны. Модель автора объясняет возникновение окраинно-океанских сейсмических явлений дифференцированными тектоническими подвижками по ограничениям клиньев (сублатеральные и косые срезы). Общий фоном для подобных подвижек может быть дрейф континентов.

Я остановился на данной геодинамической модели потому, что, не воспринимая ту или иную теоретическую версию, убедительнее всего противопоставить ей другое научное построение, являющееся, с точки зрения критика, более правдоподобным.

Не менее важную опорную основу теории тектоники плит представляет явление спрединга.

Отрицание его означает отрицание конвекции и, соответственно, латерального раздвижения океанской литосферы. Однако на данный момент гипотеза глубинной конвекции предпочтительнее всех других предположений о форме движения внутримантийных тепломассопотоков, тем более, что она может быть использована для объяснения неоднородностей, выявленных сейсмомагнитографией. Однако речь не идет об одноярусной или двухярусной конвекции, фигурирующих в плейттектонике. Большое число, разномасштабность, неупорядоченное расположение, неодинаковая степень выраженности и разноглубинность сейсмонаоднородностей, фиксируемых в мантии, позволяют предполагать множество внутримантийных конвективных систем. При этом такие системы должны рождаться не только на границе ядро - мантия, но и внутри мантийных геосфер, по причине высвобождения энергии при горизонтальных тектонических срывах, существующих, следовательно, на всех уровнях земной мантии. Эти взгляды уже опубликованы [8]; они, как легко видеть, составляют альтернативу плейттектоническим построениям.

Отсюда и новый подход к пониманию спрединга. Его ярчайшим отражением в рельфе океанского дна являются разломы, поперечные к простиранию Мировой рифтовой системы. Экспедиционными исследованиями Геологического института РАН в Атлантике установлено, что поперечные разломы в этом океане лишь в единичных случаях пересекают океан полностью, тогда как их подавляющее количество, исчисляющееся сотнями, исчезает на том или ином расстоянии от рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. Этот факт позволил сформулировать общее положение о пространственной релаксации поперечных разломных структур и, соответственно, движений вдоль них. Тем самым, не находит поддержки такое важное положение плейттектоники, как влияние спредингового процесса, приуроченного к Мировой рифтовой системе, на перемеще-

ние материков, входящих, якобы, в состав единой с океанским доменом литосферной плиты. Иными словами, зона влияния спрединга гораздо более ограниченная, чем полагается согласно теории тектоники плит. Остается добавить, что все сказанное относится также к Тихому и Индийскому океанам, хотя Австрало-Антарктическая акватория может быть исключением. Но это большой вопрос.

Рассмотрим теперь проблему оформленности литосферных плит, представляемых целостными тектоническими телами. Если это действительно целостные, жесткие, автономно движущиеся тела, то они должны иметь вполне определенные структурные границы. Исследуя так называемые тройные сочленения в океанах, автор пришел к заключению, что во многих случаях границы плит проводятся произвольно. Так, граница между Евразийской и Африканской плитами в Атлантическом океане проводится по так называемой Азоро-Гибралтарской разломной зоне. Однако многочисленные, проведенные в этой зоне исследования, зарубежные и отечественные, такой границы не выявили. В действительности здесь существует широкая, местами до 500 км, зона разнообразных деформаций, специфических в ее отдельных частях. Так, строение восточного, Гибралтарского, сегмента ничего общего не имеет со строением западного, Азорского. Совершенно произвольно проводится граница между Северо-Американской и Южно-Американской плитами. Ее приурочивают к западному отрезку разлома Зеленого Мыса, но этот отрезок ни тектонических, ни сейсмических, вообще никаких признаков, которые позволили бы придать ему значимость границы литосферной плиты, не имеет.

Совершенно абстрактна граница Евразийской и Северо-Американской плит, проходящая внутри Верхояно-Чукотских мезозоид. Однако на этом можно не останавливаться, так как непредубежденному отечественному геологу это более чем очевидно. Вообще Евразийская плита, будучи гигантским образованием, имеет невнятные границы. К числу последних относится, например, граница между нею и Филиппинской плитой, где существует впадина Сагами, с геодинамической точки зрения не дающая для этого никакого основания.

Что касается Индо-Австралийской плиты, то в отношении ее границ вопрос сильно запутан. Это связано с тем, что отдельные авторы по хребту 90° (Восточно-Индийский хребет) начали делить ее на две самостоятельные плиты: Индийскую и Австралийскую. Контуры Индо-Австралийской плиты и без того производили странное впечатление из-за их условности, но расчленение ее на две составные части свидетельствует вообще об ошибочности проведения первоначальной границы.

Очень искусственными выглядят границы плит Наска и Кокосовой, Наска и Антарктической. Но если с границами структурных главнейших единиц литосферы дело обстоит таким образом, то правомерно ли плитную тектонику считать эмпирическим обобщением? Очевидно, что нельзя, впрочем, автор всегда полагал, что это несравненно больше умозрительное построение, чем эмпирическое.

В данном тексте проблема границ литосферных плит только затронута. Совершенно ясно, что она подлежит специальной и основательной проработке. Но уже сейчас можно сказать, что целый ряд изображаемых границ плит не поддается сколько-нибудь рациональному восприятию.

В том же контексте необходимо специально обратиться к Тихоокеанской плите, простирающейся от рифтовой зоны Восточно- и Южно-Тихоокеанского поднятия до глубоководных желобов Западной Пацифики. Лишь небольшая часть Тихого океана не входит в эту плиту. Если ее восточная граница изображается выгнутым на восток контуром, соответствующим осевой линии тихоокеанского рифта, то западная имеет причудливый фестончатый контур, соответствующий гирлянде глубоководных желобов. Фактически - это граница распространения структурного комплекса островная дуга - желоб и не более того. Вообще, как оказалось [3], проблема тектонического и геодинамического взаимоотношения Индо-Атлантического и Тихоокеанского тектонических сегментов Земли на западе Пацифики существенно сложнее, чем представлялось прежде. Речь идет об экспансии геодинамических процессов Индо-Атлантического сегмента в пределы Тихоокеанского, отраженной в виде микроплитной системы, расположенной восточнее глубоководных желобов и никаким образом не связанный со спрединговыми центрами. С точки зрения новой глобальной тектоники это - нонсенс, но это - лишь свидетельство невосприятия ею новых фактов, даже глобального значения.

В двух словах остановимся на модели тектонической расслоенности литосферы, поскольку в журнале она также подверглась критике [1]. Прежде всего, в отличие от тектоники плит, в ее основе лежит геологическая эмпирика. Стряхнув груз вертикальной тектоники, геологи ГИНа РАН за несколько лет пересмотрели представления о строении почти всех горноскладчатых сооружений бывшего СССР, а также фундамента древних платформ, установив первостепенную роль в их структуре тектонических покровов и надвигов. Пересмотр взглядов произошел в отношении Кавказа, Урала, Тянь-Шаня, Казахстана, Памира, Саян, Корякского нагорья и некоторых других регионов [9]. Выяснилось, что они представляют собой сложные покровно-складчатые сооружения. Все последующие геологические работы, прежде

всего геологосъемочные, лишь подтвердили такой вывод. Критика этих работ была бы значимой лишь тогда, когда критикующий на конкретном материале хотя бы для одного из упомянутых сооружений, показал неправильность предложенных построений. Однако ничего похожего на это в критике Г.М. Власова не содержится. Но ведь это - опорная основа теоретического обобщения относительно тектонической расслоенности литосферы.

В заключение хотелось бы остановиться на общем значении для геологии теории тектоники литосферных плит. Это, безусловно, эпохальная теория, утвердившая представления об огромной роли в структурном развитии литосферы горизонтальных движений, притом облекшая их в физические механизмы и давшая тем самым мощный импульс развитию геодинамики, без которой дальнейший прогресс теоретической геологии невозможен. В то же время, будучи по своей сути линейным построением, плейттектоника не имеет шансов объяснить многие сложнейшие тектонические и геодинамические процессы, относящиеся к разряду нелинейных, о чём ранее уже приходилось писать [6, 7].

Однако это только одна сторона вопроса. Другая состоит в том, что уровень абстрактных построений плейттектоники таков, что очень большое число масштабных фактов, в особенности ставших известными после оформления теории, от этого уровня находится в полной изоляции. Конечно, это не относится ко всем разработкам теории. Некоторые из них будут восприняты будущей наукой. Лично мое убеждение, что идеология новой, более совершенной теории останется мобилистской, что можно аргументировать в первую очередь точнейшими данными о горизонтальных перемещениях континентальных и океанских масс, измеряемых методами интерферометрии на длинной базе, спутниковой и на-

земной геодезии. На мой взгляд, нужна дальнейшая разработка гипотезы Вегенера о независимом движении континентов и их фрагментов и, в равной степени, океанских масс, в первую очередь в областях, подверженных спредингу.

Не вдаваясь в подробности, хотел бы отметить, что почти 30 лет назад, изучив появившиеся тогда основополагающие публикации о «новой глобальной тектонике», я откликнулся статьей - «Поиск надо продолжить» [4]. Этими словами и закончил свои краткие нынешние «Заметки».

ЛИТЕРАТУРА

1. Власов Г.М. Современное состояние и перспективы развития геотектоники // Тихоокеан. геология. 1999. Т.18, № 4. С.116-124.
2. Маслов Л.А. Новые концепции в глобальной тектонике. Симпозиум в Цукубе, Япония // Тихоокеан. геология. 1999. Т. 18, № 4. С. 125-126.
3. Моссаковский А.А., Пущаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // Геотектоника. 1998. № 5. С.3-18.
4. Пущаровский Ю.М. Поиск нужно продолжить // Природа. 1972. № 7. С. 116-119.
5. Пущаровский Ю.М. О субдуктории в свете нелинейной геодинамики // Тихоокеан. геология. 1994. № 4. С.3-13.
6. Пущаровский Ю.М. Геологическое выражение нелинейных геодинамических процессов // Геотектоника. 1998. № 1. С.3-13.
7. Пущаровский Ю.М. Линейность и нелинейность в геологии // Геотектоника. 1999. № 3. С.42-49.
8. Пущаровский Ю.М., Пущаровский Д.Ю. Геосфера мантии Земли // Геотектоника. 1999. № 1. С. 3-14.
9. Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 294 с.
10. Vinnik L., Niu F., Kawakatsu. Broadband converted phases from midmantle discontinuities// Earth Planets Space. 1998. V.50. P.987-997.

Поступила в редакцию 5 сентября 1999 г.

ЮБИЛЕИ

ВАЛЕНТИН ГРИГОРЬЕВИЧ МОИСЕЕНКО

(к 70-летию со дня рождения)

1 января 2000 года исполняется 70 лет Валентину Григорьевичу Моисеенко, известному российскому и дальневосточному ученому, профессору, доктору геолого-минералогических наук, председателю Амурского Научного Центра, первому заместителю председателя ДВО РАН, академику РАН. Он признан в нашей стране и за рубежом как крупный ученый, организатор и руководитель научных исследований в области геологии и геохимии рудных месторождений. Автор более 300 научных работ, в том числе 17 монографий (из них 8 - авторские), 31 патента на изобретения, главный редактор журнала "Тихookeанская геология", член редколлегии журнала "Геотектоника и металлогенез" (КНР), заместитель председателя Российской секции Международной ассоциации генезиса рудных месторождений.

Научная деятельность Моисеенко В.Г. связана с изучением геохимии, условий рудообразования, минералогии и метаморфизма самородного золота, а также взаимосвязи глубинных флюидов, магматизма и рудообразования ("Геохимия и минералогия золота рудных районов Дальнего Востока", 1977). Им впервые в мире, на основании геолого-минералогических данных, подтвержденных экспериментальным путем, доказана высокая подвижность золота при низких температурах (200 - 600°) в твердой среде. Выявленное Валентином Григорьевичем явление укрупнения и облагораживания золота при метаморфизме легло в основу оценки россыпебразующей потенции золоторудных структур и основных принципов прогноза россыпных месторождений золота ("Метаморфизм золота месторождений Приамурья", 1965).

Результаты многолетних исследований минералогии и геохимии золота помогли объяснить многие стороны процесса золотого рудообразования ("Золоторудные месторождения Востока России", 1996).

Нетрадиционный подход В.Г. Моисеенко к проблеме поведения золота в различных обстановках рудогенеза позволили ему теоретически доказать и экспериментально подтвердить оптимальные условия собирающей перекристаллизации этого металла с интенсивным укрупнением размеров его выделений. Результаты этих фундаментальных исследований, в том числе явления отрицательной диффузии золота, положены в основу принципиально нового метода извлечения благородных металлов из труднообогатимых концентратов и шлихов ("Генезис месторождений золота", 1997).

Новые подходы в понимании рудного процесса и поведения золота в различных геологических условиях позволили коллективу ученых и геологов-производственников, возглавляемых В.Г. Моисеенко, провести переоценку ресурсов золота в Амурской области, считавшихся ранее малоперспективными ("Золотоносность Приамурья и программа развития золотодобычи в Амурской области до 2000 г.", 1987, 1993). Это способствовало выдвижению Амурской области на первое место в России по ресурсам золота и, начиная с 1984



года, определило наращивание его добычи. Под руководством академика В.Г. Моисеенко в Амурском комплексном научно-исследовательском институте (АмурКНИИ) в последние годы оформилось новое научное направление - наноминералогия: изучение особых свойств ультрадисперсных минеральных выделений и минералов со структурой кластеров, - что отметил в своём докладе на годичном Общем собрании РАН (апрель 1998 г.) её Президент академик Ю.С.Осипов. В итоге разработаны новые, не имеющие аналогов в мировой науке, методы извлечения золота и платиноидов.

В последние годы Валентин Григорьевич увлечен и успешно работает над распознанием биохимической роли бактерий в концентрировании золота в природных условиях и возможности их использования промышленностью при извлечении золота из "упорных" золотых руд. Проводятся исследования по оценке перспектив выявления на Дальнем Востоке России новых золотороссыпных районов и многое другое.

В.Г. Моисеенко известен как ученый-организатор и воспитатель. Его детищами являются созданные на Дальнем Востоке Амурский комплексный научно-исследовательский институт (1980), Амурский научный центр (1993). Последний включает АмурКНИИ, Отделение региональной геологии и гидрогеологии, Ботанический сад, а также экспериментально-технологические филиалы. Велика его заслуга в создании экспериментальной базы Дальневосточного геологического института во Владивостоке и в целом геологической дальневосточной научной школы. В числе учеников Валентина Григорьевича - 28 кандидатов и 6 докторов наук.

Заслуги В.Г. Моисеенко перед отечественной наукой отмечены правительственные наградами. В течение последних лет его имя включается в книгу FPOT 5000 известнейших в мире людей и в справочник «Кто есть кто в советской науке» (с 1991 г.).

Валентина Григорьевича отличает удивительное трудолюбие, целеустремленность, широта научных взглядов, стремление к новым нестандартным решениям. Он приятен и прост в общении, обладает хорошим чувством юмора, пользуется безусловным авторитетом и уважением окружающих его людей.

Поздравляя юбиляра, все мы- коллеги, ученики, соратники и друзья желаем Валентину Григорьевичу доброго здоровья, новых творческих успехов и в его 70 лет - не лениться отдыхать!

ВЛАДИСЛАВ ИВАНОВИЧ ГОНЧАРОВ

(к 60-летию со дня рождения)

24 октября 1999 г. исполняется 60 лет Владиславу Ивановичу Гончарову - доктору геолого-минералогических наук, профессору, директору Северо-Восточного комплексного научно-исследовательского института Дальневосточного отделения РАН.

В.И. Гончаров известен как крупный ученый, специалист в области эндогенного рудообразования и региональной металлогении. Он является автором и соавтором 220 научных работ, включая 7 монографий, 35 крупных проблемных обзоров по Северо-Восточному и в целом по Дальневосточному региону, в т.ч. социально-экономического профиля, три учебных пособия для вузов, при подготовке которых использованы результаты его методических разработок и курсы прочитанных студентам лекций.

В 1962 г. после окончания горно-геологического факультета Северо-Кавказского горно-металлургического института в г. Орджоникидзе (ныне Владикавказ) он был направлен на работу в Северо-Восточное геологическое управление Мингео СССР в г. Магадан, где прошел все ступеньки от старшего техника до начальника поискового отряда Центральной геолого-геофизической экспедиции. В этот период в нем проявилась тяга к научно-исследовательской работе, и с 1966 г. его жизнь теснейшим образом связана с СВКНИИ ДВО РАН. С его именем связано становление термобарогеохимического направления в исследованиях института. С 1976 года он руководит лабораторией эндогенного рудообразования. В это время Н.А. Шило заметил его организаторские способности, и с 1979 г. он был назначен первым заместителем директора института.

С 1988 по 1995 г. В.И. Гончаров занимался подготовкой геологических кадров для территории, возглавляя кафедру "Геологические поиски и разведка месторождений полезных ископаемых", а с 1989 г. - и Магаданский филиал Хабаровского государственного технического университета. С 1994 г. по настоящее время В.И. Гончаров - директор СВКНИИ ДВО РАН, а с 1996 г. - заместитель Председателя Северо-Восточного Научного Центра ДВО РАН.

Его многолетние исследования, направленные на познание генезиса вулканогенного оруденения, позволили получить принципиально новую информацию об особенностях формирования локальных скоплений полезных ископаемых в структурах северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса, что нашло отражение в таких монографиях, как "Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования". М.: Наука, 1979 (в соавторстве с А.А. Сидоровым) и "Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах". М.: Наука, 1983.

Основная творческая деятельность В.И. Гончарова в настоящее время сосредоточена на изучении процессов гидротермального рудообразования, геологии и формационных связей месторождений золота, серебра, полиметаллов, олова и вольфрама Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (особенно его перивулканической зоны), Яно-Колымских мезозоид, структур Северных Кордильер; вопросов платиноносности золоторудных месторождений в черносланцевых толщах. Особое место в его исследованиях занимают проблемы экономического развития северных территорий России и Северной Америки.

В.И. Гончаров является членом ряда Ученых Советов: председателем Ученого Совета СВКНИИ, членом Объединенного Ученого Совета по геологическим наукам при Президиуме ДВО РАН, специализирован-



ных Советов по защитам докторских (Д 003.54.01) и кандидатских (К 200.27.01) диссертаций; утвержден заместителем председателя специализированного Ученого Совета при СВКНИИ ДВО РАН (К 200.27.01).

В.И. Гончаров - член редколлегий периодических научных журналов ДВО РАН ("Тихоокеанская геология", "Вестник ДВО РАН"), СВНЦ ("Колымские вести"), трудов СВКНИИ и бюллетеня "Колыма".

Владислав Иванович неоднократно избирался депутатом Магаданского областного совета депутатов трудящихся, а в 1993-1994 гг. был избран его председателем; длительный период возглавлял Магаданскую областную организацию всесоюзного общества "Знание".

За большой вклад в развитие производительных сил Северо-Востока Российской Федерации В.И. Гончаров награжден орденом Трудового Красного Знамени.

Несмотря на большую научную и организаторскую работу, в его жизни остается место для популяризации научных знаний, коллекционирования монет и чтения любимых детективов.

Сегодня В.И. Гончаров полон творческого энтузиазма, жизненных сил и активно работает на благо северных регионов России.

Коллеги, соратники и друзья желают ему доброго здоровья, неиссякаемой энергии, творческих успехов в изучении металлогенеза северного обрамления Пацифики.

Редакция

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1999 Г.

Д.И.Агапитов, Л.И.Митрофанова. Стратиграфия неогеновых отложений Хатырской впадины (Чукотка)	2
М.В.Алексютин, Г.Е.Бондаренко, П.С.Минюк. Результаты структурных и палеомагнитных исследований юрских и меловых комплексов в мезозоидах Северо-Востока России	5
Н.В.Астахова, А.В.Сорочинская. Аутигенные карбонаты в верхнеплейстоцен-голоценовых отложениях окраинных морей северо-западной части Тихого океана	1
Н.В.Бердников, Н.П.Романовский.Гранитоиды Хунгарийской и Верхнеудоминской серий Северного Сихотэ-Алиня в районе Анюйского выступа: включения в минералах, вопросы образования и рудоносности	2
В.И. Березкин, А.П. Смелов. Геохимия магматических пород зеленокаменных поясов Олекминской области Алданского щита	2
Б.И.Бурдэ. Классификация природных и техногенных скоротечных геологических процессов	3
Н.А.Богданов, Н.И.Филатова. Строение и геодинамика формирования активных окраин континентов	5
В.А. Бормотов, В.Г.Быков. Сейсмологический мониторинг деформационного процесса.	6
А.А.Гаврилов. Минерагеническая асимметрия и диссимметрия эндогенных структур центрального типа. Статья 1.Принцип Кюри и размещение руд металлов и алмазоносных кимберлитов в очаговых системах	1
В.И.Гвоздев, А.В.Игнатьев, В.В.Раткин, Н.Г.Уханева, Т.АВеливецкая. Изотопный состав $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов месторождения Восток-2 (Приморье)	1
Ю. Б. Гладенков, А. Ю. Гладенков, Л. В. Титова. Нижний миоцен Восточно-Камчатского региона	4
В.И.Гончаров, А.А.Сидоров. Ревюенация месторождений вулканогенных поясов	1
С.В.Горкуша, Ф.С. Онухов, Ф.Г. Корчагин. Сейсмичность и неотектоника юга Дальнего Востока.....	5
М.В.Горошко, В.А.Гурьянов, В.Е.Кириллов. Минералого-геохимические типы урановых проявлений юго-восточной части Сибирской платформы	1
Т.Н. Григорьева, Г.А. Дубинина , Т.Н. Мороз, Н.А. Пальчик. Минеральный состав оксидов Mn, синтезированных при участии микроорганизмов	4
И.Ю.Громаковский, В.А.Степанов. Золотое оруденение в карбонатных толщах Октябрьского района Приамурья	1
В.И. Джурик, А.Ф. Дреннов, А.Д. Басов. Влияние неоднородных слоистых сред верхней части земной коры на динамику сейсмических сигналов.....	6
М.М.Задорнов,Л.Б.Хершберг,Э.Л.Школьник, И.Н.Говоров,О.В.Чудаев, М.И. Юринец, К.М. Кузнецов, Л.А.Болотов. О перспективах освоения месторождений кобальт-марганцевых корок и фосфоритов Западной Пацифики	4
Ю.Д. Захаров, Н.Г. Уханева, А.В. Игнатьев, А.М. Попов, Т.А. Пунина . Предварительные данные по изотопному составу углерода и кислорода триасовых органогенных карбонатов Тетиического пояса и биопродуктивность морей триасового периода	3
С.С.Зимин, В.Г.Моисеенко, Р.А.Октябрьский, Б.М.Тишкун, В.В.Малахов, В.П.Молчанов.Роль соединений бора в образовании турмалинсодержащих месторождений золота.....	5
Т.К.Злобин,А.И.Абдурахманов, Л.М.Злобина.Поиск парогидротермальных месторождений сейсмическим методом (вулкан Менделеева, остров Кунашир).....	3
И.В.Кемкин, В.С.Руденко. Новые данные о возрасте кремней Самаркинской аккреционной призмы (Южный Сихотэ-Алинь)	4
А.Г.Клец, С.Г.Кисляков. Региональные стратиграфические подразделения карбона севера Хабаровского края.....	1
Д.И.Колесников,Ю.П.Шергина,М.И.Розинов,Н.Г.Шатков,Г.С.Шкорбатова. Возраст серебряного и оловянного оруденения Кэнской площади (Северо-Восток России).....	4
А.Г.Константинов, Е.С.Соболев. Схема биостратиграфии карния и нижнего нория Северо-Востока России. Статья 1. Описание разрезов и стратиграфическое распространение цефалопод	1
А.М.Короткий, Н.Г.Разжигаева, Т.А.Гребенникова, Л.А.Ганзей, Л.М.Мохова, В.Б.Базарова, Л.Д.Сулержицкий, К. А.Лутаенко. Голоценовые отложения и палеогеография острова Кунашир (Курильские острова).....	1
В.В.Крапивенцева, В.Г.Варнавский, В.Е.Кузнецов. Битуминозные угли и сланцы Юга Дальнего Востока	6
Л.И.Красный. О взаимодействии Центрально-Азиатского и Тихоокеанского подвижных поясов	5
С.В.Кузнецов. Естественная конвекция в сферическом слое с учетом внутреннего источника тепла	3
А.В.Куриленко, Ю.С. Бретштейн, К.С.Бутин. Новые биостратиграфические и палеомагнитные данные по девону западной части Монголо-Охотского складчатого пояса	6

Н.М. Левашова, М.Н. Шапиро. Палеомагнетизм верхнемеловых островодужных комплексов Срединного хребта Камчатки	2
Ф.П.Леснов, А.В.Травин, Ю.Н.Лебедев . Полихронность мафит-ультрамафитовых комплексов в офиолитах Азии	2
Ф.П. Леснов, М.П. Гора, В.А. Бобров, В.А. Ковалева. Распределение редкоземельных элементов и вопросы генезиса Березовского мафит-ультрамафитового массива (о. Сахалин)	4
А.Ф. Литвинов, М.Г. Патока, Б.А. Марковский, Ю.Ф. Фролов, А.А. Колядя, А.И. Поздеев. Карта полезных ископаемых Камчатской области масштаба 1:500 000	5
Ф.И.Манилов, Е.Г.Иволга. Ретроспективные построения на базе гравитационных реконструкций (Ханкайский массив, Приморье)	4
Т.В.Меркулова, Ю.Ф.Манилов Строение юго-западной части Среднеамурской впадины (по геоэлектрическим и гравиметрическим данным)	4
А.В. Можеровский. Аутигенные минералы цемента раннемеловых и палеоценовых осадочных пород подводной возвышенности Ямато (Японское море)	1
В.П. Молчанов, В.Г.Моисеенко, С.С.Зимин, А.В.Игнатьев, Лян Чан Чен. Особенности формирования золотых руд в офиолитах севера Корейского полуострова	4
Б.И. Павлютин, Т.И. Петренко, Е.И. Царько. Третичная сандуганская свита Приморья: проблемы возраста и корреляции	5
Л.М. Парfenov, В.Г. Ветлужских, Г.Н. Гамянин, Ю.В. Давыдов, А.В. Дейкуненко, А.В. Костин, В.М. Никитин, А.В. Прокопьев, А.П. Смелов, В.М. Суплецов, В.Ф. Тимофеев, В.Ю. Фридовский, А.И. Холмогоров, Я.В. Яковлев. Металлогеническое районирование территории Республики Саха (Якутия)	2
Л.М. Парfenов Л.И. Попеко, О. Томуртогоо. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса	5
В.Я.Подгорный, Ю.Ф.Малышев. Послойное плотностное моделирование литосферы (на примере геотраверса Дун Учжучусинь - Дунгоу, Восточный Китай)	4
В.С.Рождественский, С.М.Сапрыгин. Структурные взаимоотношения неогеновых и четвертичных образований, активные разломы и сейсмичность на Южном Сахалине	6
Российская Академия наук в геологических исследованиях на Востоке России	2
Б. Г. Саксин. Особенности глубинного строения Бекчи-Улского золоторудного узла (Нижний Амур)	5
И.И. Сей, Е.Д. Калачева. Раннемеловые аммониты Сихотэ-Алинской системы и их биостратиграфическое и биogeографическое значение	6
Р.М. Семенов, Л.Г.Обухова, С.П.Серебренников. Прогноз сейсмической опасности на основе матричного представления геолого-геофизических данных (на примере Ургальской ГРЭС, Хабаровский край)	3
В.Н.Сеначин, Ю.В.Пятаков. Оценка влияния сферичности Земли в двухмерном гравитационном моделировании	6
В.П. Симаненко, В.В. Голозубов, И.В. Кемкин. Базальты эрдагоуской свиты Приморья и геодинамические условия их формирования	5
С.В.Соловьев. Магнитная гидродинамика ядра Земли. Частные случаи	3
И.И. Степанов, В.М. Округин, Р.А. Шувалов, А.Д. Ананченко. Взаимосвязь ореолов ртути с проявлениями гидротермальной золото-серебряной минерализации на территории Камчатки	6
Р.З.Тараканов, О.К.Омельченко. Строение тектоносферы по сейсмическим данным вдоль геотраверса Южная Камчатка-Якутия	2
И.А.Тарарин, Д.У.Ли, В.С.Ким. Хромититы офиолитового комплекса зоны разлома Хантер (Северо-Фиджийский бассейн)	2
Ю.П.Трошин, О.Н.Волынец.Распределение халькогенов, галогенов, золота и серебра в позднекайнозойских вулканитах Камчатки	3
В.П.Уткин. Горст-аккреционные системы, рифто-грабены и вулкано-плутонические пояса юга Дальнего Востока России Статья 3. Геодинамические модели синхронного формирования горст-аккреционных систем и рифто-грабенов.	6
Г. Ф.Уфимцев, А.А.Щетников. Цокольное поднятие Монголо-Сибирского возрожденного орогена	5
П.И. Федоров, А.В. Колосков. Кайнозойский вулканализм юго-востока Корякского нагорья: петрогенезис пород и обстановки их формирования	5
Т.С.Хабибулина, В.А.Трунилина. Кристалломорфология акцессорных цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозоид.....	3
Л.Б.Хершберг, М.М.Задорнов, М.М. Юринец, В.А. Полиновский, Э.Л.Школьник, О.В.Чудаев, И.Н.Говоров. Результаты сравнения глубоководного бурения морского дна с данными драгирования в Западной Пацифике.....	1
Л.Н.Хетчиков, В.В.Раткин, В.В.Малахов.Ильвант скарново-полиметаллических месторождений Дальнегорского рудного района (Приморье)	2
В.Д.Худик, К.Амано. Новые данные о возрасте хойджинской и верхнедуйской свит (Западный Сахалин)	3

М.Н. Шапиро, А.В. Соловьев. Структура и эволюция Лесновского надвига (северная Камчатка)	6
С.И.Шерман, К.Ж.Семинский, А.В.Черемных. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии	2
Н.А.Шило. Проблема ранней истории Земли и её металлогенические следствия	2
Н.Г. Шкабарня, Г.Н. Шкабарня. Методика предварительной оценки нефтегазоносности перспективных площадей Приморского края	6
В.С.Шкодзинский, А.Н.Зедгенизов. Генезис докембрийских комплексов в свете новейших данных о глобальном магматическом фракционировании при аккреции Земли (на примере Алданского щита)	4
Э.Л.Школьник, Тан Тяньфу, Сюэ Ясон, Юй Цунлю. Опыт изучения фосфатных зерен фосфорита с помощью совмещенных сканирующего электронного микроскопа и микроанализатора	3
Л.В. Эйриш, Б.Г. Саксин. Золотоносность Малого Хингана, закономерности локализации, проблема рудного золота	6
Л.В. Эйриш. К перспективам выявления на Дальнем Востоке России месторождений карлинского типа	4

РЕЦЕНЗИИ, ДИСКУССИИ

Ю.И.Бакулин. Месторождения тонкодисперсного золота невадийского типа – тип регенерированных первично-осадочных месторождений	4
Г.Л.Кириллова. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов - фундаментальный труд конца XX века	3
Г.Л. Кириллова, В.Ю. Забродин. Фундаментальный труд: систематика и классификация осадочных пород и их аналогов	4
Ю.М. Пущаровский. Критические заметки о плейтектонике	6
Н.П.Романовский, Р.Ф.Черкасов. Проблемы земные - проблемы космические ... (о книге Н.А.Шило «Четыре космопланетарных проблемы : от Солнечной системы до Каспия.»)	4

ЮБИЛЕИ

К 70-летию Василия Феофановича Белого	2
Владислав Иванович Гончаров (к 60-летию со дня рождения)	6
Галина Леонтьевна Кириллова (к 60-летию со дня рождения)	3
Валентин Григорьевич Моисеенко (к 70-летию со дня рождения)	6
Вадим Викторович Онихимовский (к 85-летию со дня рождения)	1
Валерий Борисович Троян (к 60-летию со дня рождения)	1

НЕКРОЛОГ

Алексей Дмитриевич Щеглов (1926 - 1998 г.г.)	4
---	---