

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

6

1985

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор **Н. А. ШИЛО**

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), Г. Л. Кириллова (ответственный секретарь), Ч. В. Борукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. И. Гончаров, В. В. Иванов, Е. В. Краснов, А. П. Милов, В. Г. Моисеенко, Е. А. Радкевич, К. Ф. Сергеев, С. М. Тильман, И. К. Тузов, В. Н. Шаранов

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65, ИТиГ
ДВНЦ АН СССР, ком. 203, тел. 33-39-46

Зав. редакцией **Е. Н. Казарезова**
Мл. редактор **Н. В. Болдовская**
Художественный редактор **М. Ф. Глазырина**
Технический редактор **С. А. Смородинова**
Корректоры **Л. Л. Михайлова, В. В. Игнатьева**

Сдано в набор 21.08.85. Подписано к печати 19.11.85.
МН-02126. Формат 84×108¹/₁₆. Высокая печать. Усл.-
печ. л. 13,4. Усл. кр.-отт. 13,9. Уч.-изд. л. 15. Тираж
688 экз. Заказ № 863.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство
«Наука», Сибирское отделение. 630099,
Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука».
630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
 Д А Л Ь Н Е В О С Т О Ч Н Ы Й Н А У Ч Н Ы Й Ц Е Н Т Р
Т И Х О О К Е А Н С К А Я Г Е О Л О Г И Я

Журнал основан в 1982 г.

Выходит 6 раз в год

Н О Я Б Р Ъ — Д Е К А Б Р Ъ

Н О В О С И Б И Р С К

№ 6, 1985

СО Д Е Р Ж А Н И Е

А. Д. Щеглов. Металлогения и тектоника	3	А. Г. Аблаев. Природа вулканитов окраин восточно-азиатских мегаструктур	96
К. Ф. Сергеев. Геосинклиальная концепция развития структуры «осадочной» оболочки Земли и «новая глобальная тектоника»	13	Ю. Ф. Мороз. Глубинная геоэлектрическая модель Южной Камчатки	100
Н. М. Сычев. Аномальные зоны в верхней мантии, механизм их образования и роль в развитии структур земной коры	25	Н. Л. Маловицкая, А. И. Ромашкин. Глубинное строение зоны сочленения Алданского щита и Становой области	106
М. Л. Красный, В. Ю. Косыгин, В. И. Исаев. Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан	3	<i>К Р А Т К И Е С О О Б Щ Е Н И Я</i>	
В. А. Бабошина, А. А. Терещенков, В. В. Хархинов. Гравитационное поле Охотоморского региона и его интерпретация в комплексе с батиметрическими и сейсмическими данными	49	М. Н. Голубчина, И. А. Загрузина, В. К. Путинцев, Л. В. Эйриш. Изотопный состав серы сульфидов золоторудных месторождений Дальнего Востока СССР	113
Е. С. Базилевская. Роль диагенеза в формировании железомарганцевых конкреций в рудной провинции Кларифон-Клиппертон	60	Ю. Л. Гульбин. Изотопный состав серы золоторудного месторождения в Нижнем Приамурье	119
О. В. Равдоникас, Г. И. Иванов. Природные горючие газы и нефти Приамурья	71	<i>Ю Б И Л Е Й Н Ы Е Д А Т Ы</i>	
Ф. Г. Корчагин, В. Н. Ставров, И. К. Туезов. Геодинамика района Зейского водохранилища	86	75-летие Юрия Александровича Косыгина	123
		Указатель статей, опубликованных в журнале за 1985 г.	125

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
 СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
 Новосибирск

CONTENTS

A. D. Shcheglov. Metallogeny and tectonics	3	A. G. Ablaev. Marginal volcanites nature of eastern-asian megablocks	96
K. F. Sergeev. Geosyncline conception of "the Earth's sedimentary mantle" development structure and "new global tectonics"	13	Yu. F. Moroz. Deep geoelectrical model of the Southern Kamchatka	100
P. M. Sychev. Anomalous zones in the upper mantle, mechanism of formation and their role for the Earth's crust structures development	25	N. L. Malovitskaya, A. I. Romashkin. Deep structure of Aldan Shield and Stanovoy region conjugated zone	106
M. L. Krasny, V. Yu. Kosygin, V. I. Isaev. Tectonosphere optimum density model along the geotraverse Sakhalin Island — Iturup Island — Pacific Ocean	36	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
V. A. Baboshina, A. A. Tereshchenkov, V. V. Kharkhinov. Gravity field of Okhotsk Sea region and its interpretation with bathymetric and seismic data	49	M. N. Golubchina, I. A. Zagruzina, V. K. Putintsev, L. V. Eirish. Sulphide sulphur isotopic composition of gold-ore deposits at the USSR Far East	113
E. S. Bazilevskaya. Diagenesis role in ferromanganese concretions formation at Klarion-Klipperton ore region	60	Yu. L. Gul'bin. Sulphur isotopic composition of gold-ore deposit in Nizhnee Priamur'e	119
O. V. Ravdonikas, G. I. Ivanov. Natural combustible gas and oil in Priamur'e	71	<i>JUBILEES</i>	
F. G. Korchagin, V. N. Stavrov, I. K. Tuezov. Geodynamics of Zeisk reservoir region	86	To the 75-th anniversary of Yuriy Aleksandrovich Kosygin	123
		Articles index published in 1985	125

УДК 551.24 : 553.078

А. Д. Щеглов

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ТЕКТОНИКА

Рассматривается связь металлогенических и тектонических исследований, подчеркивается необходимость такой связи для установления закономерностей размещения месторождений. Обсуждается значение гипотезы тектоники плит для региональной металлогении. Показаны главные тенденции развития рудных про-

цессов в связи с тектоникой. Выделены три группы (класса) рудных месторождений, формирующихся в связи с принципиально различными тектоническими процессами. Намечены главные задачи предстоящих исследований.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что металлогения, как самостоятельная отрасль геологических знаний, в настоящее время представляет собой крупное научное направление, главной целью которого является выявление и изучение закономерностей формирования и размещения месторождений рудных полезных ископаемых в пространстве и во времени в различных структурах земной коры [19, 20, 23]. Металлогения имеет свои методологические принципы и методы исследования и по числу стоящих перед ней задач, обилию используемой геологической информации, теоретическому и практическому значению равнозначна самостоятельной науке [23]. Ранее отмечалось [23], что одной из важных общих закономерностей размещения рудных месторождений в земной коре является устанавливаемая в глобальном масштабе связь определенных групп месторождений с определенными типами тектонических структур. По существу, эта закономерность имеет значение геологического закона и может быть сформулирована следующим образом: определенные типы месторождений проявляются в определенных типах тектонических структур.

Действительно, это положение носит универсальный характер, так как оно применимо к структурам разных порядков и классов и подтверждается тем, что тектонические структуры различных рангов характеризуются строго определенным набором месторождений. Это положение, по мнению автора, не требует подтверждения фактическим материалом. Оно в настоящее время настолько очевидно, что у большинства исследователей, даже принадлежащих к различным школам, не вызывает сомнений. Роль тектоники в познании причин про-

явления рудных месторождений, установлении закономерностей их размещения невозможно переоценить. Именно тектоника — ключ к познанию закономерностей размещения месторождений в структурах земной коры. Не случайно А. В. Пейве неоднократно подчеркивал настоятельную необходимость через тектонические явления видеть металлогенические следствия [11, 12]. Ю. А. Косыгин отмечал, что «любые тектонические исследования должны в конечном счете приводить к практическим результатам» [9, с. 7]. Полагаю, что в первую очередь это относится к вопросам выявления закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, т. е. к металлогении. На это указывал и Н. П. Херасков [22], приводя широкие возможности тектонического анализа при изучении особенностей проявления месторождений. Он писал: «Общепризнанно, что тектоника имеет большое значение для изучения полезных ископаемых, но все же представляется, что используется она недостаточно и что конкретный анализ отдельных вопросов слишком часто подменяется отвлеченными рассуждениями о большом значении тектонических процессов. Следовательно, нужно разобраться в способах применения тектоники, постараться выяснить причины ее недостаточного использования, а тем самым облегчить и устранение этого недостатка» [22, с. 14]. С тех пор как это было сказано, советская металлогения и тектоника прошли огромный путь развития, обогащая друг друга, и имеются все основания признать значительный вклад этих наук в выявление закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре. Можно утверждать, что в настоящее время созданы научные основы прогноза размещения полезных ископаемых в различных структурах земной коры, причем это

достигнуто и на основе успехов тектонических исследований. Сейчас уже очевидно, что металлогения и тектоника — две главные составные части научного прогноза размещения месторождений полезных ископаемых и выбора на этой основе оптимальных направлений поисковых работ. В то же время следует иметь в виду, что научная диада «металлогения и тектоника», взаимосвязь этих геологических дисциплин, несмотря на успехи каждой из них, содержит еще много нерешенных вопросов. Однако настораживает другое: оба эти направления в последние годы развиваются все более самостоятельно, не оказывая одно на другое должного влияния. В их развитии, к сожалению, нет необходимого единства, определяемого общими задачами и целями. Это тем более недопустимо, что современный металлогенический анализ неразрывно связан с тектоническими построениями, а определенные группы рудных месторождений являются надежными индикаторами тектонических обстановок, в которых они проявляются [23]. К таким месторождениям относятся, например, колчеданные в связи с субмаринными эффузивами, являющиеся показателями раздвига земной коры, или флюоритовые, формирующиеся главным образом в связи с зонами глубинных разломов и представляющие собой индикаторы процессов тектономагматической активизации.

Особенно ясно тектоническая позиция рудных месторождений устанавливается при изучении закономерностей их размещения в конкретных регионах, когда удается выявить взаимоотношения различных групп месторождений и зафиксировать непосредственными наблюдениями структурные и возрастные позиции разных рудных образований. В этих случаях со всей очевидностью проявляется связь месторождений определенного типа с развитием конкретных структур земной коры. Это положение не нуждается в аргументации, оно хорошо известно. Его фактическая основа составляет содержание многих работ, посвященных закономерностям размещения полезных ископаемых [3, 4, 6, 15, 17].

Важность правильной интерпретации тектонического положения рудных образований, выявление их места в геологической истории конкретных регионов с помощью тектонического анализа могут быть показаны на примере хромитовых рудопроявлений хр. Пекульней на Камчатке, генетическая природа которых трактуется с различных позиций. Так, по данным одних исследователей [11], этот район и его ультраосновные массивы — типичные представители океанической коры со всеми признаками офиолитовых разрезов и блоками мантий-

ного субстрата [11]; других [3] — молодая складчатая область, где массивы ультраосновных пород имеют типичное магматическое происхождение и интрузивные контакты с вмещающими породами и, что характерно, сопровождаются эффузивными коматитами, переходящими в полнокристаллические глубинные породы. Массивы ультраосновных пород содержат хромитовую и платиновую минерализацию. Поэтому для решения металлогенических, прогнозных задач важным является познание действительной природы рудоносных пород, так как если хромитоносные массивы представляют собой сорванные блоки мантийного субстрата, то подход к направлению поисковых работ должен быть одним, а если это молодые интрузивные образования, то, по-видимому, другим. Очевидно, в подобных районах, где решаются принципиальные вопросы формирования земной коры и связанного с этими процессами оруденения, необходимо проведение комплексных исследований силами разных научных коллективов с обсуждением в полевых условиях результатов наблюдений и их возможных интерпретаций.

Анализируя особенности современных металлогенических работ, связанных с выявлением региональных закономерностей размещения рудных месторождений, можно заметить, что определенный разрыв между тектоническими и металлогеническими исследованиями обусловлен во многом тем, казалось бы, формальным обстоятельством, что к работам металлогенического профиля специалисты в области тектоники привлекаются крайне недостаточно; обычно при установлении закономерностей размещения месторождений (а это сложный комплекс исследований) специалисты в области металлогении «идут своим тектоническим путем», разрабатывая собственные представления и схемы. С другой стороны, ученые в области тектоники считают возможным вопросам закономерностей размещения месторождений в своих работах уделять незначительное внимание, рассматривая эти проблемы весьма схематично [1, 2, 9]. В то же время несомненно, что два важных направления геологических знаний — металлогения и тектоника — должны быть тесно связаны в своем развитии, влиять друг на друга «свежестью новых построений» и новыми подходами к решению прикладных задач. Затронутые вопросы, по мнению автора, носят не праздный характер, их состояние отражается на глубине разработки металлогенических проблем и тектонических концепций. Пример этому — использование идей мобилизма (гипотезы тектоники плит) и региональной металлогении.

РЕГИОНАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ГИПОТЕЗА ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

Ранее этот вопрос частично рассматривался [23]. Было показано, что анализ отечественных и зарубежных публикаций по проблемам металлогении применительно к идеям новой глобальной тектоники позволил выявить две особенности. Первая из них заключается в том, что практически во всех работах рассматривались только планетарные закономерности локализации рудных месторождений в масштабах рудных провинций или, как правило, целых континентов, вторая — в том, что во всех работах с позиций концепции тектоники плит анализировались уже ранее выявленные закономерности и практически не было установлено ни одной новой в размещении рудных месторождений как в глобальном масштабе, так и в пределах конкретных регионов. Иными словами, происходило типичное «приспособление» идей новой глобальной тектоники к региональной металлогении; были созданы многочисленные модели различных обстановок, в которых якобы возникали месторождения. При этом конкретные геолого-исторические предпосылки и реальные условия тектонических проявлений рудных концентраций в структурах земной коры практически не учитывались.

Г. А. Твалчредидзе [20] всесторонне рассмотрел прикладное значение идей мобилизма в металлогении и охарактеризовал многие публикации, посвященные этим вопросам. Он показал, что современные металлогенические схемы, основанные на идеях тектоники плит, не могут претендовать на достоверность и использоваться при прогнозах. «Здесь часто демонстрируется недостаточное знакомство их авторов с современным уровнем знаний в области геологии, теоретической и региональной металлогении. В этих опытах не учтены различия между металлогеническими особенностями складчатых поясов, платформ и областей тектономагматической активизации. Не придается значение металлогенической специфике разнотипных геологических структур. Более того, отрицается роль в рудообразовании конкретной геологической обстановки. Это придает металлогеническому анализу, построенному на новейших геологических концепциях, абстрактность, при которой учитываются факторы предполагаемые и игнорируются реально наблюдаемые в природе» [20, с. 102]. С такой оценкой роли концепции тектоники плит для региональной металлогении нельзя не согласиться. В самом деле, напомним, что главные построения тектоники плит в связи с выявлением общих закономерностей рудных месторождений в структурах земной коры основаны на признании различных вариантов столкновения

плит и характера их взаимодействия друг с другом. В этом отношении показательны обобщающие работы [5, 7, 32]. В [32] очень хорошо отражены абстрактность металлогенических построений, отсутствие конкретного анализа реальных геологических обстановок проявления месторождений, подмена их общими построениями (ситуациями), возможными в случае интерпретации геологического строения регионов с позиций глобальной тектоники. Все это особенно характерно для работ [34, 35] по Южной Америке и Пакистану, где все разнообразие рудных провинций, зон и месторождений объясняется путем погружения одной плиты под другую. В этой связи уместно вспомнить замечание В. И. Смирнова [19, с. 25], который писал, что «рассуждения о том, что все разнообразие магматических пород и эндогенных рудных месторождений возможно объяснить исключительно по способу заталкивания океанических плит под континенты, относятся к категории фантастических. Они не должны уводить нас в сторону от анализа реальных геолого-исторических условий развития как магматизма, так и металлогении».

Всесторонний анализ особенностей геологического развития и металлогении Востока Азии в зоне перехода от континента к океану и, прежде всего, территории Советского Союза показывает, что на примере этого огромного региона идеи тектоники плит применительно к вопросам региональной металлогении не находят своего развития. Объяснить всю сложность металлогенической конструкции Востока Азии, используя различные модели столкновения океанических и континентальных плит, современных и далекого прошлого, не представляется возможным. Именно здесь, на Востоке Азии, в зоне перехода от континента к океану, устанавливаются не различные варианты сочленения плит, а крайне сложные сочетания разнотипных и разновозрастных геологических структур, представленных геосинклинально-складчатыми областями, срединными массивами, областями тектономагматической активизации, окраинно-континентальными вулканическими поясами и характерной триадой структур зоны перехода окраинные моря — вулканические дуги — глубоководные желоба. Особенно контрастно взаимоотношения разных типов структур, характеризующихся специфическим набором рудных месторождений, проявляются в области сочленения Охотско-Монгольского складчатого пояса с Тихоокеанскими структурами. Здесь отчетливо фиксируется самостоятельное развитие монголо-охотских широтных геосинклинальных прогибов, которые развиваются начиная с протерозоя. На эти структуры накладываются, срезая их, складчатые комплексы Сихотэ-Алиня, которые, в свою очередь, подверга-

ются воздействию процессов тектономагматической активизации; одновременно формируется Восточно-Сихотэ-Алиньский краевой вулканический пояс [10]. Последний представляет фрагмент трансрегионального Восточно-Азиатского вулканического линеамента, связанного в своем развитии с образованием впадины Тихого океана и возникновением базальтовых океанических плато [3, 6]. Каждой из этих структур свойствен специфический набор месторождений полезных ископаемых, которые локализуются в пределах рудных поясов, зон и рудных районов, контролируемых конкретными геологическими структурами. Эти рудоносные элементы практически не связаны с границами плит и не располагаются на границе блоков океанической и континентальной коры. Их положение определяется в первую очередь конкретными для каждого региона геологическими обстановками, весьма далекими от общих геодинамических моделей и их вариантов по схеме столкновения разнотипных плит литосферы [5, 7, 29]. Иными словами, металлогенические построения в связи с идеями гипотезы тектоники плит носят абстрактный характер. Это именно тот пример, когда тектоническая гипотеза (теория) органически не связана с конкретным металлогеническим анализом, особенностями формирования и размещения месторождений, а представляет собою своеобразную «палетку» для выбора возможных тектонических ситуаций по принципу случайного совпадения тектонических и металлогенических признаков. Поэтому вполне определенно, что в настоящее время, после определенного «этапа увлечения» идеями гипотезы тектоники плит для целей региональной металлогении, вновь наступил период серьезного подхода к анализу закономерностей размещения рудных месторождений в структурах земной коры [31, 33]. Даже такой активный приверженец концепции тектоники плит, как Ф. Гайлд [30], ныне весьма осторожно подходит к решению проблем рудной геологии в связи с этой концепцией, подчеркивая академический, теоретический характер таких построений. Однако было бы неверным отрицать роль горизонтальных перемещений при выявлении некоторых металлогенических закономерностей. Несомненно, что процессы раскалывания единых крупных структур земной коры и дрейф континентов имеют место, и это приводит к разобщению, расчленению ранее сформированных единых рудных провинций. Данное положение хорошо иллюстрируется на примере «разорванных» однотипных рудных провинций и зон Западной Африки и Южной Америки [20].

Другим вопросом, связанным с анализом закономерностей размещения рудных месторождений и районов в структурах земной коры,

возникшим с развитием идей мобилизма, является вопрос о «горячих точках» [21, 29]. Допускается, что в глубинных частях литосферы продолжительное время действуют рудогенерирующие очаги («горячие точки»), которые поставляют рудоносные флюиды в структуры земной коры, при этом последние в составе крупных блоков литосферы горизонтально перемещаются над остающейся относительно неподвижной «горячей точкой». Это должно приводить к образованию в структурах земной коры сходных месторождений, располагающихся линейно и фиксирующих траекторию движения континентальной плиты над «горячей точкой». Месторождения в этом случае должны иметь различный возраст, «омолажаясь» к одному из флангов рудного пояса или зоны. Сходная картина отмечалась С. Уэдой [21] для Гавайской цепи вулканических островов в Тихом океане. Так это или иначе в отношении размещения рудных месторождений в настоящее время однозначно утверждать трудно. Во всяком случае, подход к объяснению особенностей линейного размещения сходных месторождений с позиций существования рудоносных «горячих точек» в мантии и смещения по отношению к ним крупных блоков земной коры, по мнению автора, заслуживает внимания и дальнейшего анализа геологических особенностей локализации месторождений, в первую очередь данных об их возрасте в пределах линейных рудных зон с мантийными месторождениями.

Обратим внимание еще на один вопрос, который, пожалуй, впервые в принципиально новом аспекте (а не с позиции столкновения или раскола литосферных плит) затронул А. В. Пейве [12]. Он обратил внимание на особую роль гидротермальных растворов в зоне раздела Мох, показав, что в этой зоне происходят мощные гидротермальные процессы, вызывающие интенсивную переработку пород верхней части мантии и мафической нижней части коры. Предполагается, что вдоль горизонтальных зон смещения крупных геологических масс, в том числе дрейфующих литосферных плит, могут возникать активные гидротермальные потоки, являющиеся не только «смазкой» при движении плит, но и формирующие месторождения путем извлечения рудных компонентов из окружающих пород [12, с. 9]. Ранее отмечалось, что в зонах горизонтальных смещений крупных геологических масс в пределах гранитного и базальтового слоев формируются месторождения «альпийского» типа и гранулированного кварца [24]. Указанные вопросы изучены еще крайне недостаточно, они требуют специальных исследований с применением изотопных методов для установления природы рудообразующих элементов и возраста рудных

концентраций. Тем не менее такой подход к анализу размещения рудных месторождений и установлению их генезиса вполне правомерен и может внести новое в наши знания о природе рудных концентраций и их возникновении в связи с явлениями горизонтального перемещения крупных геологических масс и дрейфа литосферных плит. Поэтому одной из задач современных поисковых металлогенических исследований является выявление особенностей размещения и характерных генетических черт месторождений полезных ископаемых, возникающих в связи с широким проявлением в литосфере горизонтальных зон нарушений (срыва геологических масс), интенсивным развитием в их пределах гидротермальных процессов. Крайне ограниченный материал по этому вопросу свидетельствует, что гидротермы, проявляющиеся в таких зонах, различны по своему характеру и с ними связаны разные группы месторождений [12, 24].

Таким образом, идеи мобилизма для решения вопросов металлогении, выявления и изучения новых закономерностей размещения рудных месторождений не явились той плодотворной основой, которая могла бы служить надежной теоретической базой для дальнейшего развития металлогенического анализа [19, 20, 23, 31, 33]. В то же время представления о горизонтальном перемещении литосферных плит и менее масштабных блоков земной коры по поверхности Мохо или других глубинных разделов различных оболочек тектоносферы позволяют увидеть очень важные новые аспекты применения идей мобилизма к проблемам металлогении и рудообразования. Первый из них связан с представлениями о рудогенерирующих «горячих точках», существующих в мантии и функционирующих длительное время, второй заключается в исследовании возможностей образования месторождений в связи с движением литосферных плит и отдельных крупных геологических масс в зонах трансформных разломов, прежде всего вдоль плоскостей движения и срыва блоков континентальной коры, а также в зонах надвигов океанической коры на континентальную. Здесь реальна возможность выявления новых типов метаморфогенных месторождений, возникновение потоков гидротермальных растворов, перемещающих рудное вещество из метаморфизованных пород горизонтальных зон смещения в вышележащие комплексы (оболочки). Эти аспекты изучения металлогенических процессов в связи с выявленными мобилизма представляют, по мнению автора, значительный интерес и отражают реальную связь мобилистской тектоники с возникновением рудных концентраций в верхних оболочках тектоносферы, и в первую очередь в земной коре.

О ГЛАВНЫХ ТЕНДЕНЦИЯХ РАЗВИТИЯ РУДНЫХ ПРОЦЕССОВ В СВЯЗИ С ТЕКТОНИКОЙ

Выше отмечалось, что определенные группы рудных месторождений являются надежными индикаторами тектонических процессов. Более того, по рудным месторождениям в ряде случаев представляется возможность корректировать представления о тектонических особенностях развития регионов и их отдельных стадий. Рудные формации (месторождения) служат гораздо более надежными показателями характера тектонических процессов, чем осадочные и магматические образования, которые часто являются конвергентными. Эти обстоятельства придают рудным образованиям особое значение для познания тектонических процессов и режимов их проявления в конкретных провинциях. С другой стороны, изучение особенностей формирования и закономерностей проявления месторождений выдвигает перед тектоникой вопросы, связанные с необходимостью уточнения старых или разработки новых тектонических концепций, объясняющих условия образования месторождений с учетом фактического материала, не укладывающегося в рамки принятых представлений. В настоящее время это относится прежде всего к объяснению с тектонических позиций явлений одновременного (параллельного) формирования рудных месторождений в земной коре.

Известно, что установление закономерностей размещения и формирования эндогенных рудных месторождений сейчас основано на всестороннем анализе взаимосвязей оруденения с процессами осадконакопления, магматизма и развития тектонических структур, происходящими в земной коре — самой внешней и мало мощной из всех оболочек планеты. Предполагается, что образование месторождений непосредственно обусловлено эволюцией конкретных структур земной коры: геосинклинально-складчатых областей, платформ, срединных массивов и т. п. В настоящее время в развитии металлогенических исследований разных направлений наметилась четкая тенденция к более тщательному анализу особенностей строения глубинных частей тектоносферы, вплоть до ее мантийных оболочек, к осмысливанию этого материала с позиций познания влияния глубинного строения тектоносферы на характер оруденения, развитого в структурах, обнажающихся на земной поверхности. Хорошо известно, что в последние годы исследователями разных школ и направлений как в нашей стране, так и за рубежом получен новый фактический материал, указывающий на значительно более сложный характер взаимоотношений эндогенных рудных месторождений со структурами

земной коры. Закономерности размещения таких месторождений во многих регионах часто не укладываются в рамки представлений «традиционной металлогении», так как они проявляются независимо от развития структур земной коры и накладываются на них. Для таких месторождений структуры земной коры — это, по существу, только «макроловушки», а не тектонические элементы, эволюция которых предопределяет их возникновение. Подобное наблюдается в ряде рудных провинций мира, где определенные группы рудных месторождений, например хромитовые, колчеданные, оловянные, вольфрамовые, флюоритовые и другие, неразрывно связаны с мантийными магматическими образованиями или непосредственно породами палеомантии [16, 18, 24, 28]. Эти и многие другие данные в совокупности указывают на то, что определенные группы эндогенных рудных месторождений обязаны своим происхождением не развитию земной коры, а процессам, протекавшим на значительных глубинах в мантийных оболочках планеты, и функционированию подкорковых магматических очагов и их рудоносных дериватов [16, 18, 24]. Иными словами, между развитием структур земной коры и проявлением некоторых групп эндогенных рудных месторождений во многих регионах не устанавливается прямой зависимости: последняя имеет более сложный характер, обусловленный, с одной стороны, развитием мантийных рудогенерирующих очагов, с другой — наложенным характером глубинных магматических и рудных образований на различные структуры земной коры вне причинной связи с этапами их развития, когда структуры земной коры (разных типов и рангов) и образующие их геологические формации выступают только как благоприятные или неблагоприятные для локализации мантийного оруднения. Одна из наиболее важных задач изучения закономерностей размещения месторождений, для которых предполагаются мантийные источники рудного вещества, — выявление особенностей влияния коровых структур (коровой тектоники), вещества земной коры, ее разных типов структурно-формационных зон на размещение мантийных месторождений, особенности их минерального состава и морфологию месторождений и на этой основе установление новых закономерностей размещения рудных месторождений в верхней оболочке планеты под влиянием глубинных процессов (глубинной тектоники, по Ю. А. Косыгину [9]). Выявление закономерностей проявления магматических и рудных образований в структурах земной коры связано с резким усилением влияния различных (многих) геологических факторов на формирование и локализацию мантийных месторождений. Если при традиционном металлоге-

ническом анализе задача состояла в выявлении связей месторождений только с коровыми структурами, то при исследовании закономерностей размещения мантийных месторождений возникает принципиально новая проблема изучения взаимодействия процессов, происходивших в подкорковых слоях литосферы, со структурами земной коры, и установления роли последних в локализации мантийных месторождений. Не менее сложной и важной задачей является изучение и классификация тектонических структур, возникающих в земной коре под влиянием процессов, происходивших в мантии. Выделение таких структур только намечается, однако они уже имеют достаточно четкую металлогеническую характеристику [9, 20, 21].

Очень важными для понимания рудных процессов, происходящих в структурах земной коры, явились исследования, показавшие, что рудные месторождения формируются из различных источников, в том числе и мантийных. Недавно материалы по этому вопросу обобщены в [16]. В ряде работ показано, что магматические очаги и источники рудного вещества могут функционировать параллельно (одновременно) на уровнях разных оболочек литосферы. В таких случаях возникают так называемые полиформационные рудные районы, в которых совместно проявляются месторождения, обусловленные развитием структурно-формационных зон разных стадий развития земной коры (коровые) и связанные с источниками вещества в мантии (мантийные месторождения). В особенности широкое развитие полиформационные рудные районы имеют в пределах Тихоокеанского сегмента Земли [3, 6, 8]. Их изучение наряду с исследованиями подобных районов в других регионах (Забайкалье, Рудные горы, Корнуолл) подтверждают представление о существовании различных источников рудного вещества и одновременном формировании в структурах земной коры собственно коровых и мантийных месторождений. Кроме указанных двух различных по источникам рудного вещества крупных групп эндогенных месторождений следует отметить еще одну группу рудных образований, которые, очевидно, проявляются одновременно с предыдущими, но генетически не связаны с ними и обусловлены развитием в земной коре горизонтальных перемещений крупных геологических масс. В регионах, где такие явления представлены широко (Альпы, Урал), на верхних уровнях земной коры известны фильтрационные месторождения «альпийского типа», на нижних, возможно, возникают метаморфические месторождения в связи с перегруппировкой рудного вещества вдоль горизонтальных зон тектонического нарушения [24, 26]. По-видимому, к этой группе относятся метаморфизованные место-

рождения гранулитового кварца. Здесь следует напомнить интересные выводы А. В. Пейве [12] о том, что в океанической и континентальной коре, особенно при тектоническом утонении последней в зоне раздела Мохо, происходят мощные процессы гидротермальной переработки пород верхней мантии, которые имеют важное значение для понятия природы рудообразующих систем, возникающих при горизонтальном перемещении тектонических блоков.

Иными словами, по современным данным [14, 16, 18, 19, 24—26], в земной коре в пределах ее разных тектонических элементов на территории крупных регионов, реже на локальных рудоносных площадях фиксируются рудные процессы в виде определенных групп месторождений (рудных формаций), которые проявляются параллельно (одновременно), но генетически связаны с принципиально различными событиями, протекавшими на уровне разных геосфер Земли. Наиболее отчетливо выделяются три группы месторождений: 1 — связанные с развитием геологических структур земной коры, источниками рудных растворов которых являются коровые магмы; 2 — «мантийные» рудные, с источниками рудного вещества в глубинных подкоровых зонах, очевидно связанные с существованием «рудных» неоднородностей в мантии; 3 — возникающие из гидротермальных растворов, образующихся при перемещении крупных блоков верхних слоев литосферы («блоковые»).

Генетическая природа месторождений указанных групп существенно различна (так же как и закономерности их размещений в структурах земной коры). Существование месторождений этих групп отражает в определенной степени и три главных направления развития тектонических (геологических) процессов в литосфере: 1 — в ее верхней оболочке (земной коре), 2 — в глубинных частях литосферы, 3 — в связи с горизонтальным перемещением ее крупных блоков.

Разделение рудных месторождений на три группы, в свою очередь, позволяет наметить в развитии рудных процессов в литосфере три крупных закономерности, которые в совокупности отражают единство и сложность проявления рудных месторождений в земной коре. Первая из них наиболее характерна для коровых месторождений. Она отражает последовательное, иногда унаследованное или полициклическое развитие рудных процессов. Подобные явления устанавливаются в геосинклинально-складчатых областях и чехле платформ. В этих структурах рудные месторождения всегда развиваются направленно (последовательно), когда одни месторождения, связанные с определенными структурно-формационными зонами, закономерно сменяются другими. Известны слу-

чай, когда отдельные группы месторождений проявляются в эмбриональном развитии или редуцированы. В некоторых регионах одни и те же месторождения или группы месторождений проявляются дважды, реже трижды, т. е. полициклично, иногда с определенным смещением в пространстве в пределах однотипных структурно-металлогенетических зон (Забайкалье, Урал, Казахстан [17]). Явления унаследованности устанавливаются, как правило, в развитии рудных осадочных процессов в чехле платформ, когда в разных частях разреза возникают сходные типы месторождений, формирующиеся в результате размыва и последующего перетолжения определенных рудоносных горизонтов (например разновозрастные железорудные месторождения Западной Австралии).

Вторая общая закономерность в формировании рудных месторождений в структурах земной коры заключается в параллельном (одновременном) проявлении месторождений, имеющих разные источники рудного вещества. Это устанавливается в тех случаях, когда в структурах земной коры одновременно образуются коровые и мантийные месторождения или проявляются одновременно разные типы (группы) мантийных месторождений. Кроме того, в одно время с ними могут возникать и «блоковые» месторождения.

Третья важная закономерность проявления рудных месторождений в земной коре — широко развитые процессы наложения одних рудоносных структур (месторождений) на другие. Это особенно четко устанавливается для мантийных рудных образований, которые всегда накладываются по разломам на структурно-металлогенетические зоны с коровыми месторождениями.

Таким образом, формирование рудных месторождений в структурах земной коры носит в целом сложный характер. Процессы последовательного, параллельного и наложенного их развития тесно переплетаются и определяют практически все разнообразие металлогенетических особенностей (закономерностей) проявления рудных месторождений в земной коре. Совершенно очевидно, что «управляют» появлением месторождений в земной коре тектонические процессы, происходящие на разных уровнях тектоносферы. И конечно, тектонике принадлежит ведущая роль в выявлении закономерностей размещения месторождений, причин появления тех или иных рудных формаций в структурах земной коры. В настоящее время большинством исследователей принимается последовательный, точнее последовательно-наложенный, характер развития тектонических (и рудных) процессов, когда тектонические режимы и структурные элементы проявляются (формируются) друг за другом или в пределах

смежных территорий, или накладываются на ранее образованные структуры [1]. В то же время параллельная (одновременная) форма развития рудных месторождений позволяет предполагать существование аналогичных тектонических явлений. Об этом свидетельствует постепенно накапливающийся фактический материал, прежде всего по особенностям геологического строения и типам рудных районов Тихоокеанского подвижного пояса. Становится очевидным, что разные по своей сущности геологические процессы проявляются в земной коре в пределах одних и тех же площадей одновременно или несколько смещенно во времени [13, 27]. А. В. Пейве и А. А. Савельев справедливо отмечают, что структурная эволюция литосферы регламентируется множественной периодичностью тектонических движений, при этом каждый из участков литосферы или мантии одновременно участвует во многих типах движений [13, с. 24]. Это одна из важнейших особенностей развития геологических (тектонических) процессов отчетливо проявляется на Востоке страны в пределах Тихоокеанского сегмента Земли. Здесь одновременно формируются геосинклинальные прогибы разных типов, окраинно-континентальные вулканические пояса, области тектономагматической активизации, рифтовые зоны, структуры океанического ложа. Причем в некоторых регионах эти структуры развиваются не только практически одновременно, но и совмещенно в пространстве и, очевидно, связаны с процессами, происходящими в различных оболочках тектоносферы. Выше отмечалось, что одним из таких регионов является обширная область сочленения широтных структур Монголо-Охотского пояса с меридиональными структурами Пацифид, где структуры Буреинского срединного массива, разделенные Монголо-Охотским швом, сближаются со структурами Становика и Джугджура. В этой зоне сочленения Тихоокеанских и Монголо-Охотских структур устанавливается практически одновременное формирование мезозойских (позднеюрских) геосинклинальных прогибов, структур тектономагматической активизации (юра и мел) в пределах Буреинского массива, Становика и Алданского щита и наложенных окраинно-континентальных поясов [3, 6, 10]. Не исключено, что на дне Охотского моря и западной окраины Тихого океана в это время происходят подводные излияния и опускание отдельных блоков. Известно, что и в некоторых других регионах сближенными во времени оказываются тектонические процессы, предопределяющие появление месторождений. Так, например, в Приморье и отдельных районах западного побережья Северной Америки геосинклинальные процессы практически не оторваны от явлений

тектономагматической активизации и формирования прибрежных вулканических поясов. Последние в геологическом строении Тихоокеанского сегмента Земли играют важную роль. С ними на азиатском и американском материках ассоциируют многочисленные месторождения разных типов. Допускается возможность возникновения вулканических поясов и связанных с ними месторождений в результате дифференциации мантийных магматических очагов на риолитовую и базальтовую составляющие [3, 6]. В некоторых регионах развитие вулканических поясов происходит одновременно с геосинклинальными процессами. В частности, близкий возраст имеют наложенные вулканические пояса и геосинклинальные прогибы в районах Нижнего Приамурья. Здесь в северной части Сихотэ-Алинского вулканического пояса достаточно отчетливо устанавливается одновременное проявление вулканических образований с верхнемеловыми геосинклинальными комплексами [10]. На это указывает постепенный переход по латерали терригенных образований в вулканиты, широкое развитие в основании пояса шаровых лав андезитов с прослоями кремнистых пород, что свидетельствует об излиянии магмы в водную среду, а также общий характер дислокаций геосинклинальных отложений и нижней части вулканического комплекса [10].

Сходные геологические явления устанавливаются и в других регионах. Так, например, в Корякии формирование молодых офиолитовых зон со сложным комплексом формаций совпадает во времени с проявлением процессов тектономагматической активизации и частично образованием континентальных вулканитов [3, 4].

Эти данные в совокупности говорят о том, что параллельное (одновременное) проявление геологических (в том числе тектонических и рудных) процессов на одних и тех же площадях имеет широкое развитие и требует специальных исследований. Для металлогении и рудной геологии указанные представления имеют важные практические следствия, прежде всего связанные с направлением поисковых работ на осадочно-гидротермальные месторождения разных типов в пределах геосинклинальных прогибов, где в условиях водной среды проявляются мантийные месторождения [25, 26]. С тектонических позиций явления параллельного развития рудных процессов, обусловленные разными первоначальными причинами, практически не изучены. Их познание — очень важная проблема, связанная с правильным пониманием сущности многих геологических и металлогенических явлений. Она имеет большое прикладное значение, так как связана с изучением геохимических неоднородностей в

глубинных зонах литосферы и причин, вызывающих превращение этих «эмбриональных месторождений» (неоднородностей) в крупные рудные концентрации. Одна из этих причин, несомненно, тектоническая, заключающаяся, по мнению автора, в особой «рудостимулирующей» роли глубинных разломов, достигающих мантию и ее первичные геохимические неоднородности («эмбриональные месторождения»).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Металлогения и тектоника — две неразрывно связанные области знаний, успехи в развитии которых взаимно обогащают геологическую науку и практику. Необходимы более тесный контакт между исследователями этих двух направлений и совместная разработка актуальных научных проблем на примере конкретных регионов, наиболее представительных для решения тех или иных вопросов.

Выше было показано, что, по современным данным, в структурах земной коры следует выделять три крупные группы (класса) рудных месторождений, формирующиеся в связи с принципиально различными тектоническими процессами. Эти группы месторождений, закономерности их формирования и размещения отражают три главных направления развития тектонических событий в литосфере. Первое связано с эволюцией структур земной коры и образованием коровых месторождений, второе обусловлено развитием глубинных подкоровых частей литосферы и возникновением мантийных месторождений, третье представлено горизонтальным перемещением крупных геологических масс (блоков) литосферы, прежде всего земной коры, с возникновением некоторых групп инфильтрационных и, возможно, метаморфогенных месторождений. Отмеченные три группы месторождений могут формироваться в структурах земной коры одновременно (параллельно) в пределах одних и тех же рудоносных площадей. В целом их развитие в земной коре имеет сложный характер и представляет сочетание последовательного, параллельного (одновременного) и наложенного проявлений рудных процессов в структурах верхней обо-

лочки Земли. Эти пути развития рудных процессов тесно переплетаются между собой в пространстве и во времени, обуславливая разнообразие и специфику металлогенических особенностей конкретных регионов. Такой подход к анализу закономерностей проявления рудных месторождений в связи с тектоническими процессами ставит перед современной металлогенией и тектоникой ряд общих проблем. Наиболее важными из них, по мнению автора, являются:

— изучение роли и влияния тектонических процессов в подкоровых, мантийных участках тектоносферы на формирование структур в пределах земной коры и выявление особенностей размещения мантийных месторождений в последних;

— классификация и металлогеническая характеристика тектонических структур, обусловленных развитием мантии;

— изучение явлений параллельного (одновременного) проявления геологических процессов в земной коре (в пределах относительно ограниченных по площади территорий), имея прежде всего в виду анализ и установление причин синхронного формирования тектонических структур и месторождений, обусловленных развитием процессов, протекающих в земной коре и мантии. Это одна из важнейших задач современной тектоники и металлогении;

— углубленный металлогенический анализ эталонных регионов, в пределах которых предполагаются структуры палеосубдукции и существование «горячих точек»; рассмотрение этих вопросов на фактическом материале регионов нашей страны (Корякия, Камчатка, Дальний Восток, Средняя Азия, Урал) путем детального картирования эталонных районов и металлогенического изучения [23] месторождений как надежных методов геологических исследований, не потерявших своего значения в век изучения космоса, геологии и геохимии далеких планет;

— изучение глубинных геологических и геохимических неоднородностей («эмбриональных месторождений») и их роли в формировании рудных месторождений [2, 15, 26];

— изучение влияния космогенных явлений на процессы, происходящие в земной коре и мантии, в том числе на тектонику и образование месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Эндогенные режимы материков.— М.: Недра, 1978.
2. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами.— М.: Недра, 1982.
3. Вулканические пояса Востока Азии.— М.: Наука, 1984.
4. Зимин С. С., Грановский А. Г., Юсим Э. И. Парагенезисы офиолитов, палеомантия и металлогения.— М.: Наука, 1983.
5. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения.— М.: Недра, 1976.
6. Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли.— М.: Недра, 1979.
7. Ковалев А. А. Мобилизм и поисковые геологические критерии.— М.: Недра, 1979.
8. Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений.— М.: Наука, 1973.

9. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1983.
10. Лойгер П. П., Синюков В. И. Типы структурных взаимоотношений Сихотэ-Алинского вулканического пояса и складчатого обрамления.— В кн.: Глобальные палеовулканические реконструкции и тектоника. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1979.
11. Пейве А. В. Глубинные разломы.— В кн.: Тектоника в исследованиях ГИН АН СССР.— М.: Наука, 1980.
12. Пейве А. В. Геология раздела Мохоровичича.— В кн.: Проблемы тектоники земной коры. М.: Наука, 1981.
13. Пейве А. В., Савельев А. А. Структуры и движения в литосфере.— Геотектоника, 1982, № 6.
14. Петровская Н. В. О некоторых случаях пространственного совмещения разнотипных эндогенных минеральных образований.— Записки ВМО, 1956, № 3.
15. Пушаровский Ю. М. Крупные неоднородности в строении земной коры и их возможные интерпретации.— Геотектоника, 1982, № 5.
16. Рехарский В. И., Коваленко В. И. и др. Источники и условия мобилизации рудного вещества.— В кн.: 27-й МГК. Секция С-12. Металлогения и рудные месторождения. М.: Наука, 1984.
17. Рудоносность и геологические формации структур земной коры/Под ред. Д. В. Рундквиста. Л.: Недра, 1981.
18. Смирнов В. И. Металлогения и источники рудообразующих веществ.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. М.: Наука, 1976.
19. Смирнов В. И. Проблемы геотектоники и эндогенного рудообразования.— Вестник МГУ. Сер. геол., 1977, № 5.
20. Твалчрелидзе Г. А. Мобилизм или классическая геотектоника.— Итоги науки и техники. Сер. рудн. месторожд., т. 9. М.: ВИНТИ, 1979.
21. Уеда С. Новый взгляд на Землю.— М.: Мир, 1980.
22. Херасков Н. П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения полезных ископаемых в земной коре.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1958.
23. Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа.— М.: Недра, 1980.
24. Щеглов А. Д. О параллельном проявлении рудных процессов в земной коре.— Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 1.
25. Щеглов А. Д. Основные проблемы нелинейной металлогении.— В кн.: Эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1985.
26. Щеглов А. Д., Говоров И. Н. Нелинейная металлогения и глубины Земли.— М.: Наука, 1985.
27. Яншин А. Л., Шлезингер А. Е. Соотношение основных тектонических структур земной коры.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 1.
28. Aoki K., Ishiwaka K., Kanisawa S. Fluorine geochemistry of basaltic rocks from continental and oceanic regions and petrogenetic application.— Contr. Mineral. Petrol., 1981, v. 76.
29. Global Tectonics and Metallogeny. USA, 1978, v. 1, N 1.
30. Guild P. Massive sulphide deposits as indicators of former plate boundaries.— U. S. Geol. Survey. Openfile report, 1973.
31. Hollister V. F. Discussion for the manuscript of J. A. Noble: Metallogenic provinces of the cordillera of western North and South America.— Miner. Deposita, 1977, N 2.
32. Metallogeny and Plate Tectonics (Edited by D. Strong). Geol. Associat. of Canada, sp. paper, 1976, N 14.
33. Noble J. A. Metal provinces and metal finding in the Western United States.— Miner. Deposita, 1974, N 1.
34. Sillitoe R. H. Metallogenic evolution of a collisional mountain belt of Pakistan.— Abstract of 25 IGC, 1976, N 3.
35. Sillitoe R. H. Andean mineralization.— In: Metallogeny and Plate Tectonics. Geol. Associat. of Canada, sp. paper, 1976, N 14.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
10 апреля 1985 г.

К. Ф. Сергеев

УДК 551.242.3

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ КОНЦЕПЦИЯ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРЫ «ОСАДОЧНОЙ» ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ И «НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА»

Современные островные системы рассматриваются как области альпийских или циркумтихоокеанских геосинклиналей, находящиеся на раннеорогенных этапах развития. Предложена геодинамическая модель возни-

кновения и развития структур островных систем, которую правомерно использовать и при объяснении эволюции геосинклинальных систем прошлого.

«Гипотеза постепенного и постоянного разрастания континентальных областей была бы совершенно точной, если бы удалось доказать, что континенты увеличиваются за счет океанов» — эти слова известного французского геолога Ж. Обуэна [16, с. 197] очень удачно оценивают значение геосинклинальной концепции для становления и развития всей геологической науки. Несмотря на наличие определенных трудностей в объяснении ряда фактов преимущественно геодинамического характера, эта концепция представляется самой совершенной из всех проверявшихся практикой систем взглядов, описывающей структуру современных континентов в качестве закономерного результата их геологического развития.

Если использование термина «геосинклиналь» ограничить рамками смысловой нагрузки, соответствующей понятиям «первичная геосинклиналь» [17] или «ортогеосинклиналь», это развитие выглядит как последовательная смена в координатах пространства и времени геологических событий, приводящих в конечном итоге к утолщению верхней («осадочной») оболочки Земли в результате проявления процессов седиментации, магматизма, смятия геологических слоев в складки и т. д. В историко-структурном аспекте геосинклиналь всегда сосуществует с платформой, являясь ее тектоническим антиподом. Это выражается прежде всего в том, что платформы представляются в виде геодинамически малоактивных областей субизометричной формы в пределах континентальных или океанических пространств, тогда как геосинклинали — сравнительно узкие, сильно вытянутые зоны, тектонические процессы в которых характеризуются наибольшей интенсивностью. Они всегда оказываются приуроченными или к окраинам палеоконтинентов, или к межконтинентальным пространствам ограниченной ширины.

Независимо от географического положения и геологического возраста все геосинклинали, точнее геосинклинальные системы прошлого, обнаруживают следующий ряд общих закономерностей эволюции с периода обособления до преобразования в горно-складчатые системы [3, 11, 16, 21, 25 и др.].

1) Направленность и стадийность процессов осадконакопления и магматизма во времени, подразделяющие геосинклинальный цикл развития на несколько этапов:

— раннегеосинклинальный (доинверсионный) — накопление толщ глубоководных отложений в условиях интенсивного базальтового вулканизма (формирование аспидных и офиолитовых формационных типов);

— позднегеосинклинальный (инверсионный) — накопление толщ песчано-глинистых и карбонатно-кремнистых отложений в условиях меньших глубин бассейна седиментации вблизи растущих геантиклинальных поднятий (обособление породных ассоциаций флишевого формационного типа). К этому времени приурочено изменение состава магматических продуктов и характера проявления магматизма в геантиклинальных зонах: характерными становятся, в частности, эффузивный и эксплозивный андезитовый («островодужный») вулканизм (андезитовая формация), формирование мелких интрузивных тел габбро-диорит-гранодиоритового формационного типа;

— орогенный — накопление в изолированных бассейнах толщ прибрежно-морских и континентальных отложений, среди которых широко представлены песчаники, гравелиты, конгломераты, нередко угли (молассовые комплексы). Наблюдающееся обычно ослабление процессов вулканизма компенсируется формированием крупных тел гранитоидов, а также менее значительных по размерам интрузий и про-

трузий ультрабазитов, мелких интрузивных тел «пестрого» состава;

— посторогенный — континентальное осадконакопление в межгорных впадинах и внеструктурный базальтоидный вулканизм.

2) «Волнообразный» характер процессов горо- и складкообразования, интрузивного магматизма и метаморфических преобразований пород при превращении геосинклинали в горноскладчатое сооружение. Эти процессы наиболее интенсивно проявляются во внутренних зонах геосинклиналей (геоантиклинальные поднятия), ослабевая и несомненно «запаздывая» в направлениях к их крайвым участкам.

3) Синорогенные проявления гранитоидного магматизма и метаморфизма приурочены к внутригеосинклинальным зонам, испытавшим наибольшее сжатие в горизонтальном направлении, контролируя большую часть магматогенных рудопроявлений и месторождений металлических полезных ископаемых. Месторождения и проявления углеводородов, наоборот, концентрируются по периферии горно-складчатых систем или в пределах незатронутых складкообразованием «настоящих» или внутригеосинклинальных платформ (срединных массивов).

4) Преобразование геосинклинали в горноскладчатое сооружение сопровождается значительным увеличением мощности земной коры, ограниченной снизу поверхностью Мохо (М), по-видимому, химической природы (раздел «ультрабазит-базальт»).

Таким образом, представляется вполне правильным утверждать, что совокупность выработанных интернациональной геологической мыслью приведенных положений геосинклинальной концепции вполне удовлетворительно объясняет закономерности тектонического устройства верхней («осадочной») оболочки Земли в пределах современных континентальных пространств, равно как характер и последовательность обусловивших эти закономерности геологических процессов. Обоснованная большим количеством фактов данная концепция не выглядит, однако, логически завершённой системой из-за того, что оставляет открытыми ряд принципиально важных вопросов механизма описываемого ею тектогенеза. Это касается прежде всего установления причинно-следственных соотношений между такими явлениями, как опускание и воздымание земной поверхности, магматизм, метаморфизм и рудообразование, разломо- и складкообразование, выявление природы и источников сил, вызывающих неупругие деформации вещества верхней оболочки Земли, и др. Следует также указать на практическую невозможность привлечения рассматриваемой концепции для реконструкции геологических событий прошлого в пределах современных межконтинентальных пространств

(Мирового океана). Она оказывается, например, несостоятельной для объяснения причин сходства контуров некоторых из разделенных неокеанами материков, взаимопродолжения одновозрастных структурных элементов в прибрежных областях последних и т. д.

В глобальной «неуниверсальности» геосинклинальной концепции, по-видимому, кроется основная причина оформления в 60-х гг. текущего столетия системы взглядов, претендующей на объяснение геоморфолого-геофизических и отчасти геологических особенностей океанических пространств, — «новой глобальной тектоники». Уже в самом названии этой концепции проступает претензия на универсальность, что в последующем и подтвердилось изложением главных положений гипотезы «тектоники плит» [12 и др.]. Многие из этих положений трудно, а порой и невозможно принять с позиций «континентальной» геологии, ибо они нередко не соответствуют закономерностям строения континентов. Однако появление новой тектонической концепции нельзя не считать прогрессивным явлением, хотя бы только потому, что она открыла существование процесса «разрастания» или расширения литосферы в пределах срединно-океанических хребтов. Именно этот процесс, реальность которого вначале была предположена по результатам магнитных измерений [28], а затем подтверждена результатами глубоководного бурения, и следует, очевидно, считать главным достижением всей системы взглядов новой тектонической концепции, предполагающей возможность возникновения «спрединговых» зон не только в пределах собственно океанических пространств, но и внутри переживших геосинклинально-платформенное развитие континентов (например образование Атлантического океана).

Таким образом, логичен вывод о том, что если геосинклинальная концепция наилучшим образом объясняет закономерности строения и геологической истории современных континентов, то концепция «новой глобальной тектоники» в рамках гипотезы «расширения океанского дна» выглядит наиболее убедительной в приложении к океаническим пространствам. В таком случае естественным географическим ограничением применимости названных концепций должны, следовательно, являться зоны сочленения континентальных глыб с океаническими впадинами, получившие название «зоны перехода от континента к океану».

При любом варианте типизации переходных зон в нем неизменно присутствуют два главных типа: активный (тихоокеанский) и пассивный (атлантический). Такое подразделение удобно для характеристики современной структуры Земли, но вряд ли удачно при рассмотрении ее эволюции. Своеобразное «несогласие» с по-

добным подходом к классификации переходных зон «высказывает» и сама природа, «располагающая» активные участки в зонах атлантического типа (Сандвичева островная дуга и дуги Карибского бассейна в Атлантике, дуги Индонезии в северо-восточной области впадины Индийского океана), и наоборот, достаточно пассивные участки в зонах тихоокеанского типа (Северная Америка). Поэтому правильнее было бы, видимо, говорить только о разной степени активности различных областей переходных зон, а отнюдь не о принципиальных их различиях в геодинамическом аспекте. Такой вывод напрашивается и из результатов рассмотрения характерных черт морфологии, приповерхностной и глубинной структур, динамических особенностей островных систем. Разумеется, находясь на разных стадиях своего развития, последние далеко не тождественны в параметрах названных выше характеристик, а обнаруживают только черты подобия. Однако эти черты выражены настолько ясно, что вряд ли могут означать что-либо иное, кроме свидетельства их однотипной (если не одинаковой) тектонической природы.

Наиболее характерными геолого-геофизическими особенностями островных систем являются следующие:

— расположение глубоководных океанических желобов всегда * с внешней (океанской) стороны;

— приуроченность к приостровным склонам глубоководных желобов выходов на океаническое дно системы глубоко проникающих (до 600 км и более) сейсмофокальных зон Заварицкого-Беньофа, всегда наклоненных под островодужными поднятия;

— резкое преобладание в очагах землетрясений напряжений горизонтального сжатия, ориентированных ортогонально по отношению к простираниям островных систем [2, 26];

— одинаковый характер поперечных геоморфологических профилей [8, 27], коррелирующих с изменением интенсивности гравитационного поля в свободном воздухе (глубокий минимум значений над желобами, интенсивный максимум над островодужными поднятиями, менее значительный — над окраинными океаническими валами);

— однотипность графиков изменения величин кондуктивного теплопотока вкост простирания островных систем (интенсивные минимумы над глубоководными желобами и их островодужными склонами, резко выраженные

* «Перевернутое» расположение отдельных глубоководных желобов относительно поднятий островных дуг (Новобританский, Новогейбридский, Банда и др.) объясняется тектоническим воздействием на эти области морфоструктур как Тихого, так и Индийского океанов.

максимумы над островодужными поднятиями и новообразованными тыловыми впадинами, незначительные — над зонами сочленения желобов с окраинными океаническими валами);

— приуроченность неоген-четвертичного вулканизма к внутренним зонам поднятий островных дуг и отсутствие его в пределах их внешних (приокеанических) зон;

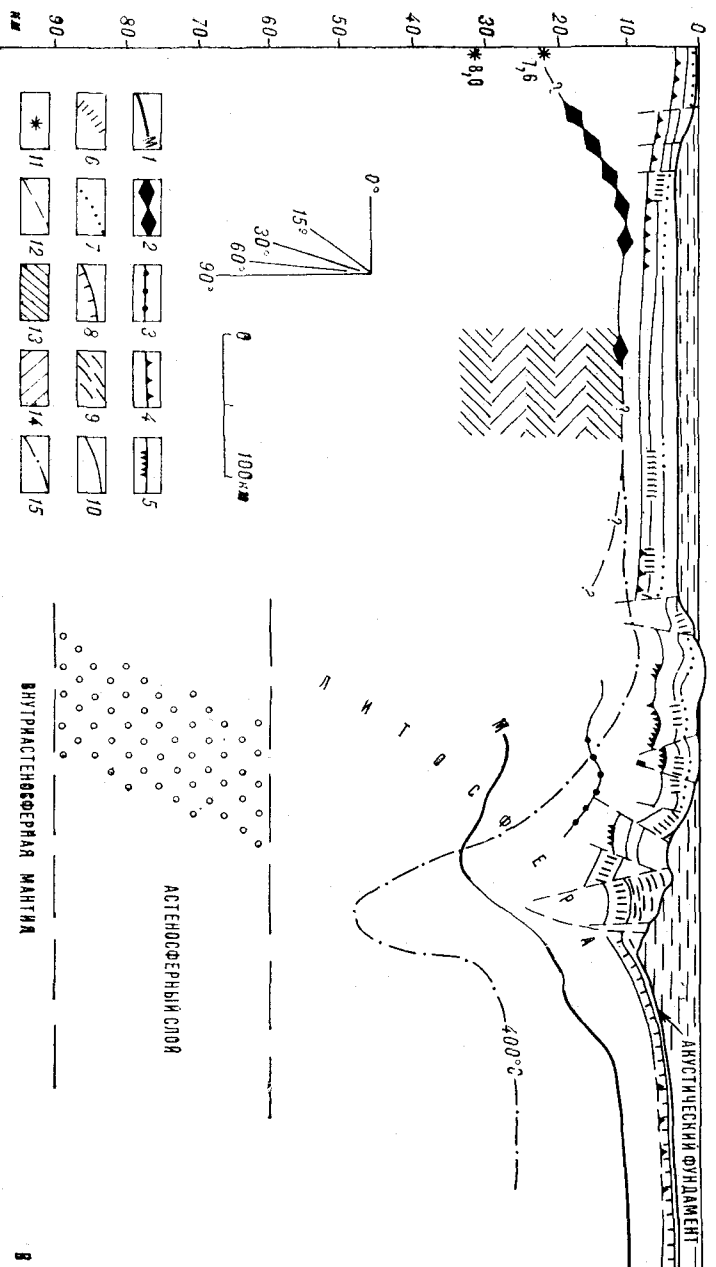
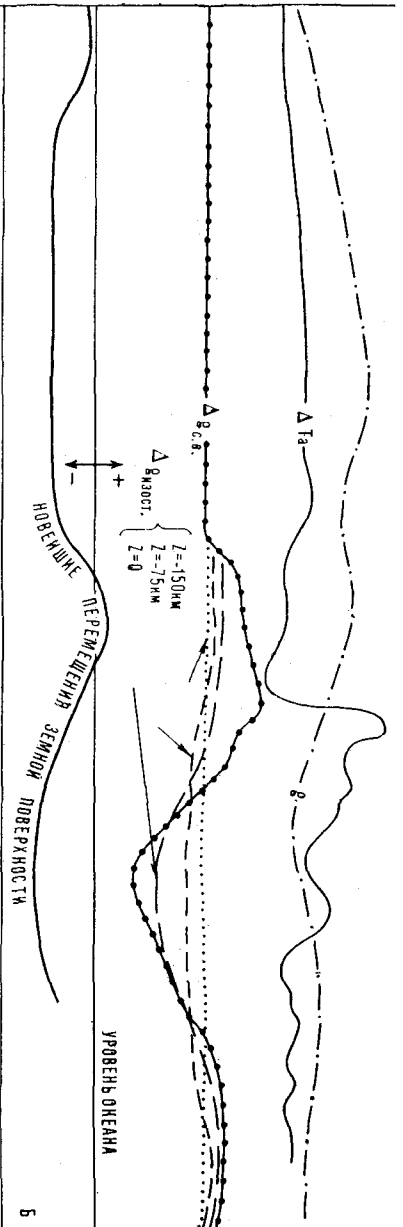
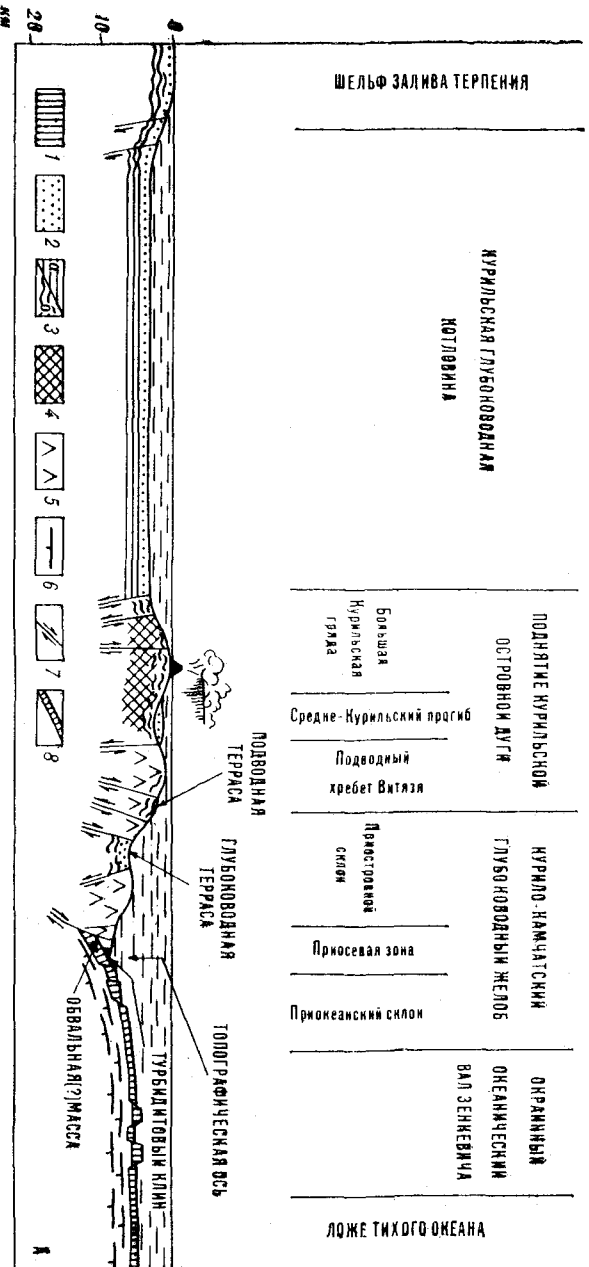
— локализация пликтивно дислоцированных неогеновых осадочных толщ только в пределах поднятий островных дуг и приостровных склонов глубоководных желобов;

— однотипность (с учетом климатического и гидродинамического факторов) структур осадочного выполнения глубоководных желобов (интенсивно и, видимо, неупорядоченно дислоцированные отложения в приосевой зоне приостровного склона желоба, перекрывающие толщу гемипелагических осадков его приокеанического склона; в осевой зоне желоба субгоризонтальное залегание турбидитовых осадков с возрастом не древнее 0,5—1,0 млн. лет);

— антиизостатический характер новейших перемещений поверхности твердой оболочки Земли.

Относительно тектонической природы и геодинамической обстановки формирования структур островных систем имеется немало противоречивых суждений. Так, наряду с представлениями о возникновении их в условиях бокового сжатия земной коры или литосферы [6, 18, 22 и др.] широко распространено мнение, согласно которому глубоководные желоба островных систем являются структурами горизонтального растяжения земной коры [15, 23 и др.], имеются суждения об обусловленности деформаций земной коры перетеканием мантийного субстрата по латерали [4] и предположение о перемещении мантийного субстрата по вертикали в соответствии с законами гравитации [20] и т. д.

Обобщение результатов геоморфологических, геологических, сейсмологических и геофизических исследований Курильской островной системы (рис. 1) позволило предложить геодинамическую модель формирования ее структуры, которая одной причиной объясняет известные особенности приповерхностного и глубинного строения района, а также характер его геодинамического режима в современную эпоху [19]. Эта причина заключается в явлении бокового сжатия литосферы, которое эпизодически осложнялось явлениями ее незначительного горизонтального растяжения (ослабление сил сжатия). Каким же образом боковое сжатие литосферы может обусловить протекание разнообразных геологических процессов, совокупность проявления которых сформировала важнейшие геолого-геофизические особенности района островной системы?



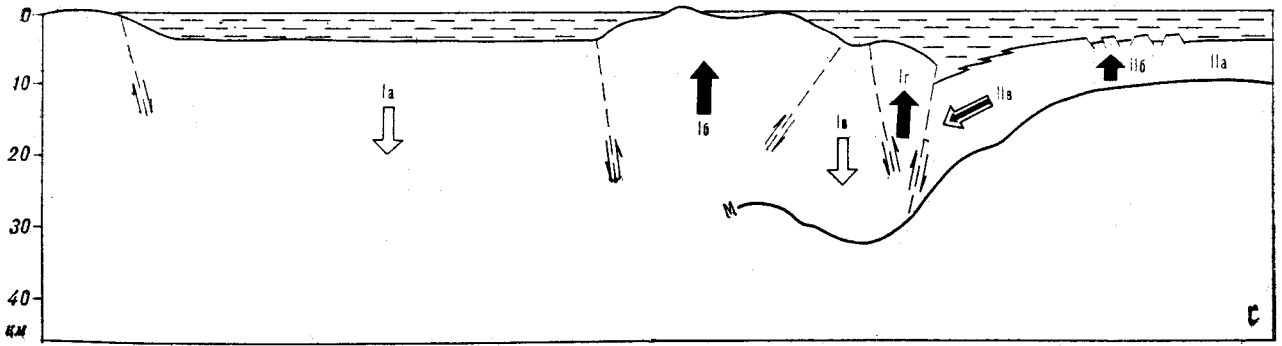


Рис. 1. Геолого-геоморфологические и геофизические особенности Курильской островной системы в поперечном направлении.

А — геоморфолого-геологический разрез: 1 — пелагические и (или) гемипелагические осадки океана (маастрихт — голоцен); 2 — плиоцен-четвертичные рыхлые отложения; 3 — консолидированные миоцен-плиоценовые отложения плектаивно недислоцированные (а) и дислоцированные (б); 4 — доверженное «кристаллическое» основание островодужного поднятия; 5 — талассогесинклиальный комплекс (верхний мел и, возможно, древнее); 6 — океанические толеиты (верхний мел и, возможно, древнее); 7 — разрывные нарушения; 8 — осадочная толща. Б — новейшие деформации земной поверхности и характер изменения естественных геофизических полей: магнитного (ΔT_a), теплового (q), гравитационного в свободном воздухе $\Delta g_{св}$ и изостатической редукции ($\Delta g_{изост}$) на уровне океана ($z=0$), на высотах 75 ($z=-75$) и 150 ($z=-150$) км. В — глубинное строение: 1 —

подшва земной коры — поверхность Мохо ($V_T=8,0-8,2$ км/с); 2—7 — внутрикоровые сейсмические разделы с граничными скоростями продольных волн: 7,0—8,0 (2), 7,0—7,2 (3), 6,4—6,8 (4), 6,0—6,3 (5), 4,8—5,2 (6), 4,0—4,3 (7) км/с; 8 — поверхность акустического фундамента в океанической части геотраверса; 9 — отражающие поверхности; 10 — участки интерполяции; 11 — глубины сейсмических разделов по профилям, ориентированным отклонением от направления полосы геотраверса; 12 — разломы; 13—14 — характер слоистости литосферы в пределах Курильской глубоководной котловины [24]: высоко- (13) и низко- (14) скоростные слои; 15 — геотерма 400°C [22]. Г — тектоническая интерпретация сейсмического разреза: I — окраинно-континентальный блок земной коры (Ia — грабен глубоководной котловины, Ib — островодужный горст, Ic — рамповый грабен срединной приостровного склона желоба, Id — горст-антиклинальный глубоководной зоны приостровного склона желоба); II — океанический блок земной коры (IIa — океаническая плита, IIб — «вздутые» окраинного вала, IIв — «изгиб-поддвиг» при океанического склона желоба).

Сейчас уже вряд ли можно сомневаться в существовании в составе верхней оболочки Земли астеносферного слоя, подошва которого повсеместно приурочена к интервалу глубин 400—450 км, а кровля — 100—200 км под континентами и 50 км под океанами [3]. Весьма вероятно также, что вещество этого слоя находится в «эффективно жидком» состоянии [8] за счет его частичного расплавления [13] и обладает вследствие этого меньшими значениями жесткости, вязкости и плотности по сравнению с веществом нижней части литосферы и подастеносферной мантии [1, 7]. Но если это так, то поверхность астеносферного слоя должна рассматриваться в качестве важнейшего физического (геомеханического) раздела внутри верхней оболочки Земли.

Далеко не однородной с точки зрения геомеханики является, по-видимому, и сама литосфера в вертикальном разрезе. Весьма вероятно, что лишь в самой верхней (10—20 км) ее части жесткость и вязкость субстрата сохраняются неизменными, так как неминуемое возрастание соответствующих параметров с глубиной под воздействием нарастающего давления компенсируется их уменьшением из-за повышения температуры в этом направлении. На больших же глубинах температурный фактор превалирует над фактором давления [9], вследствие чего жесткость и вязкость литосферного субстрата с глубиной неуклонно уменьшаются.

Вышеизложенное не имеет большого значения для сейсмологии, так как ее объектами являются события, которые характеризуются

весьма кратковременными, почти взрывными, периодами высвобождения энергии при землетрясениях. Однако для тектонических умозаключений недоучет этой информации совершенно недопустим. Дело в том, что при условии действия деформирующей нагрузки в интервале времени от 4 ч до 15000 лет [10] верхняя оболочка Земли реагирует на нее подобно жесткому телу Кельвина. Реологическое уравнение такого тела может быть выражено в виде

$$\varepsilon = \frac{P}{2\mu} + \frac{P}{2\eta} \dot{\varepsilon}$$

где ε — деформация, P — деформирующая нагрузка, μ — вязкость вещества, η — вязкость среды.

Представим теперь, что верхняя оболочка Земли испытывает горизонтальное сжатие в направлении, ортогональном по отношению к простиранию будущей островной системы. Очевидно, интенсивность деформаций субстрата будет в этом случае нарастать с глубиной, достигая максимальных значений в пределах астеносферного слоя. Поскольку глубже 20 км от поверхности Земли хрупкие деформации «взрывной» продолжительности вообще не могут проявляться [5], следует полагать, что в астеносферном слое и низах литосферы длительно развивающиеся деформации вещества могут осуществляться только в формах его ползучести или вязкого связанного течения. В обоих случаях это означает изгибание изначально субгоризонтальных (субпараллельных поверх-

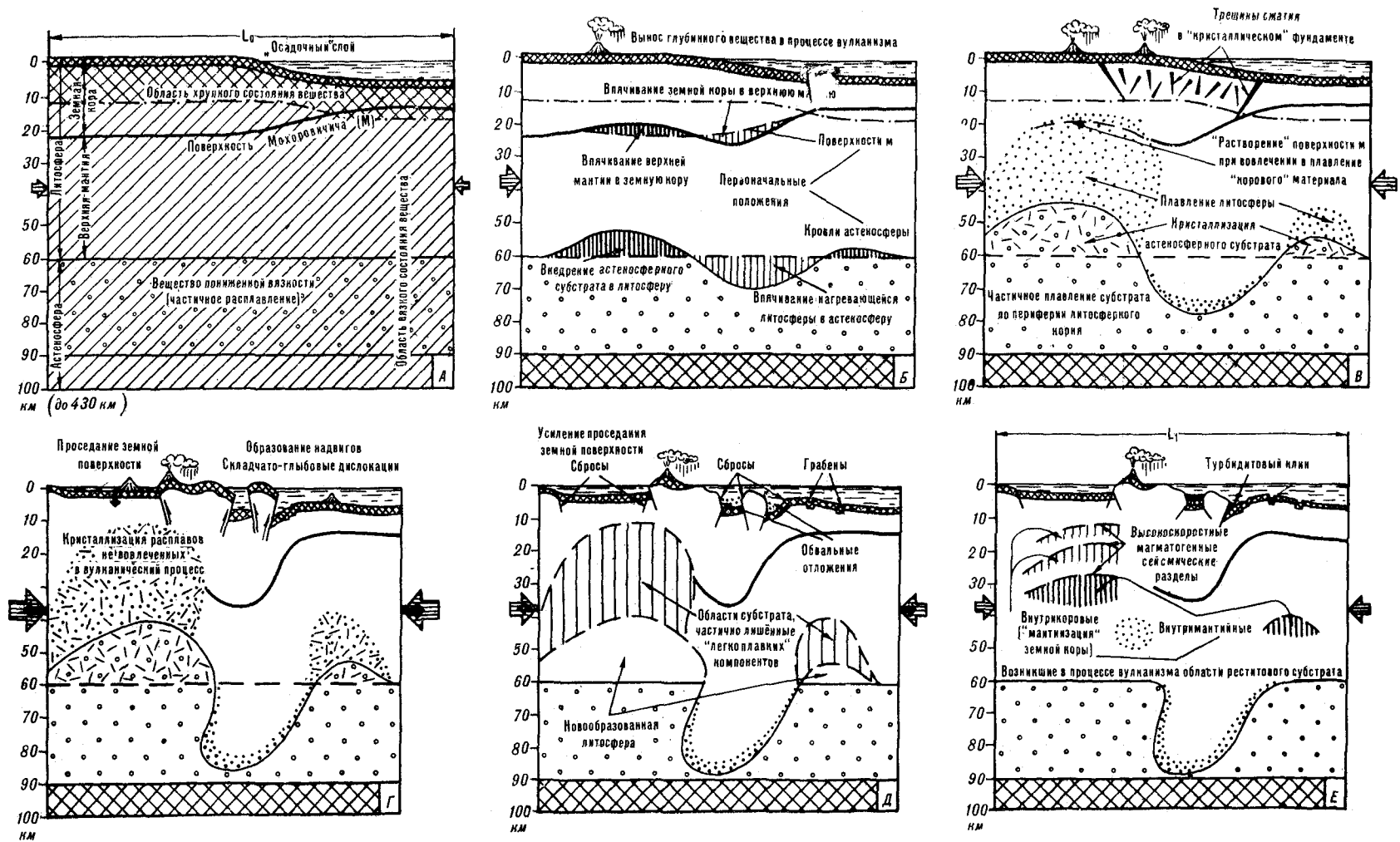


Рис. 2. Геодинамическая модель формирования структуры Курильской островной системы. Пояснение см. в тексте.

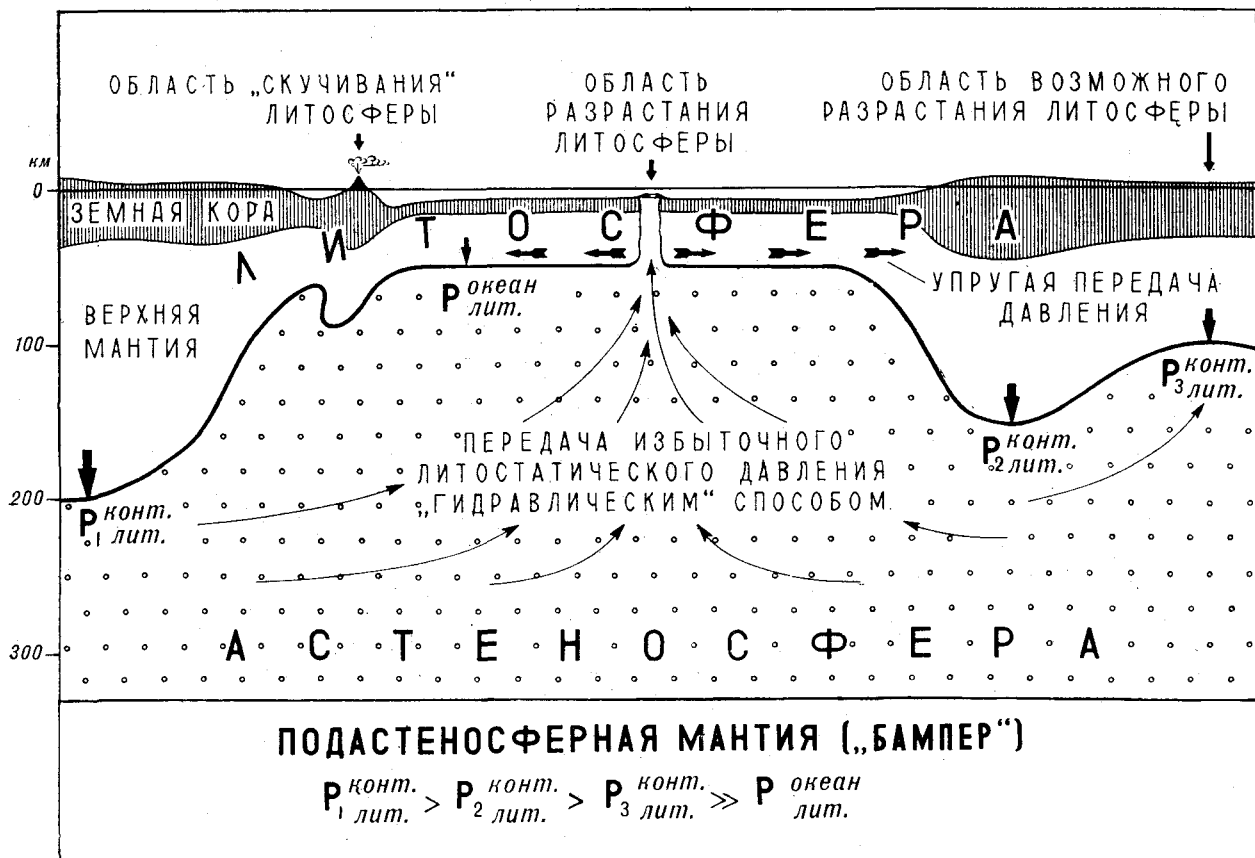
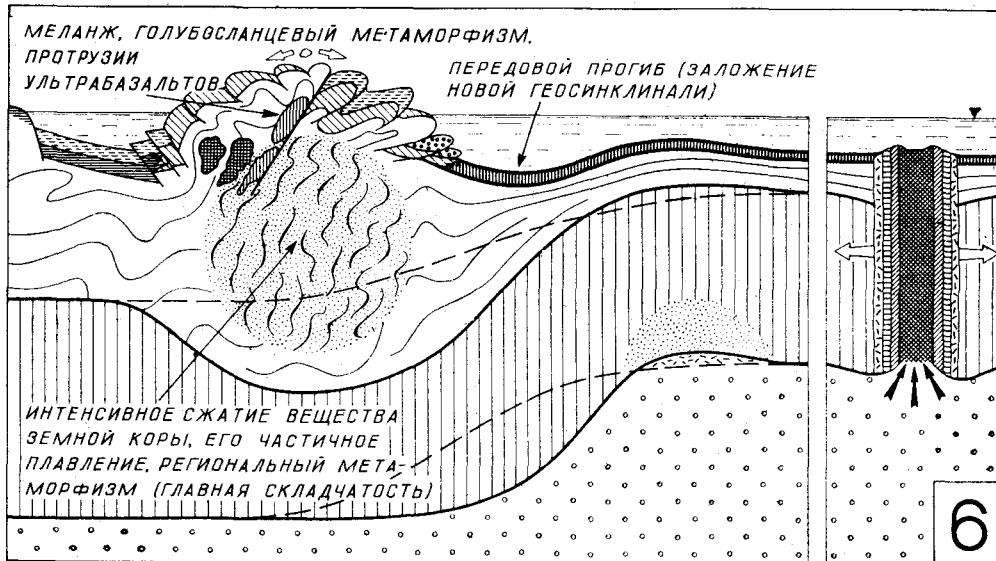
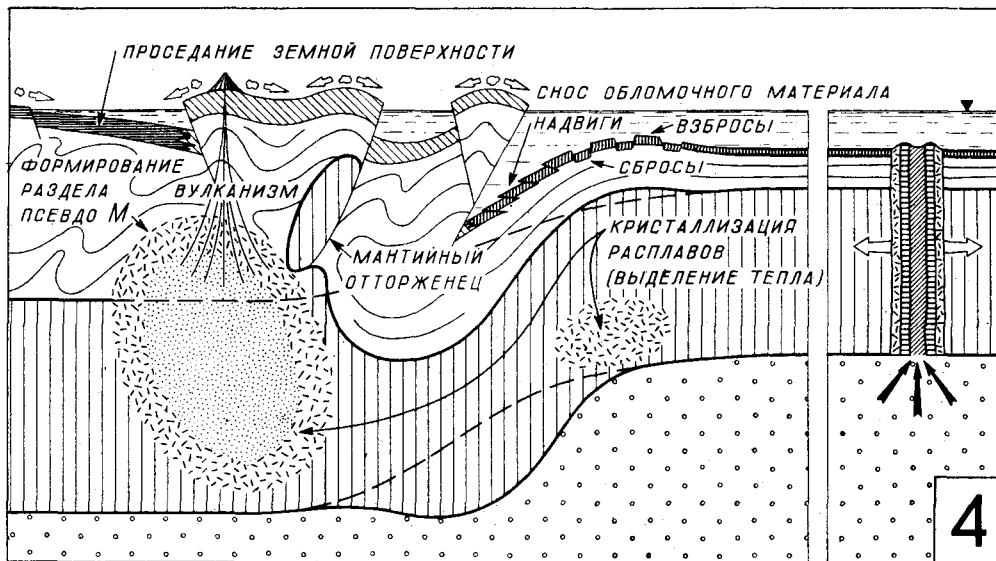
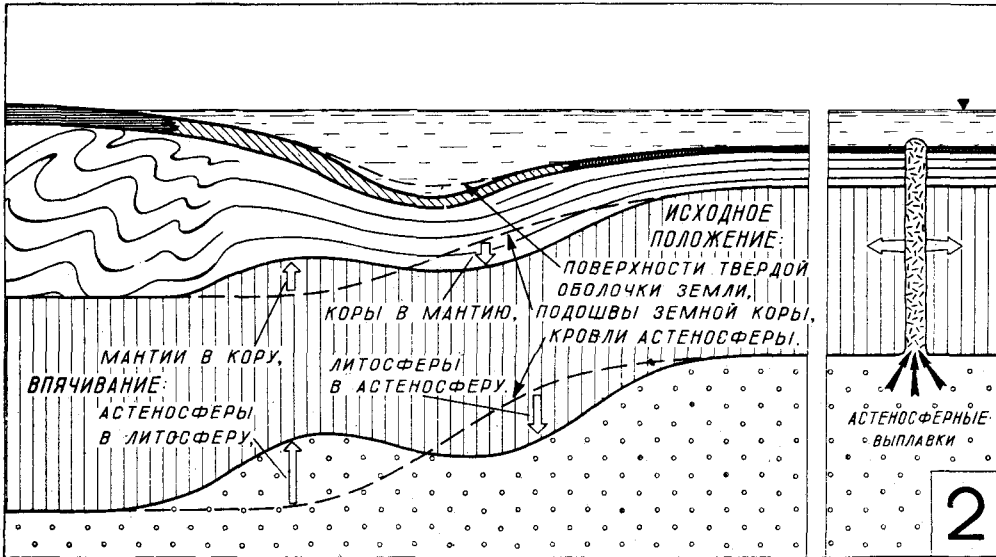


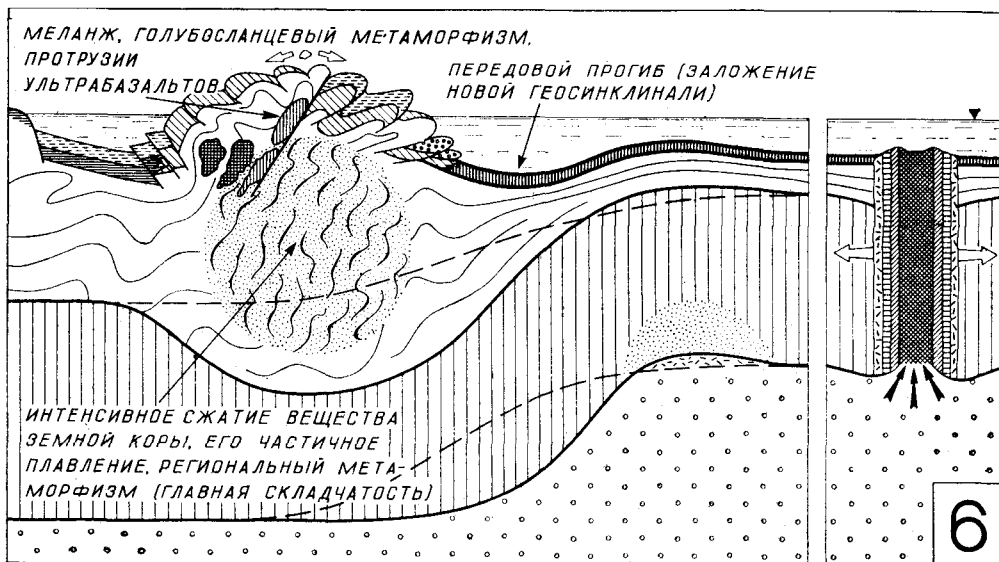
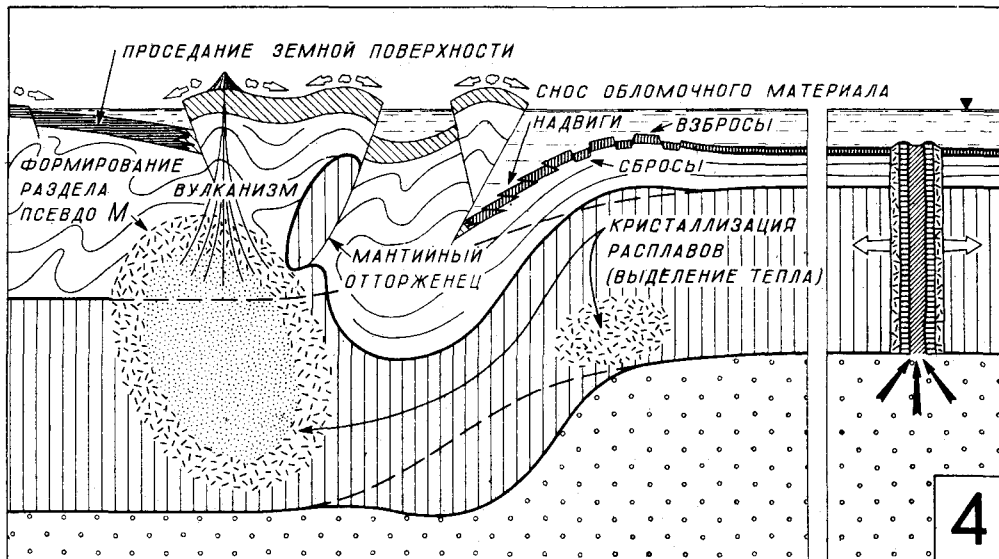
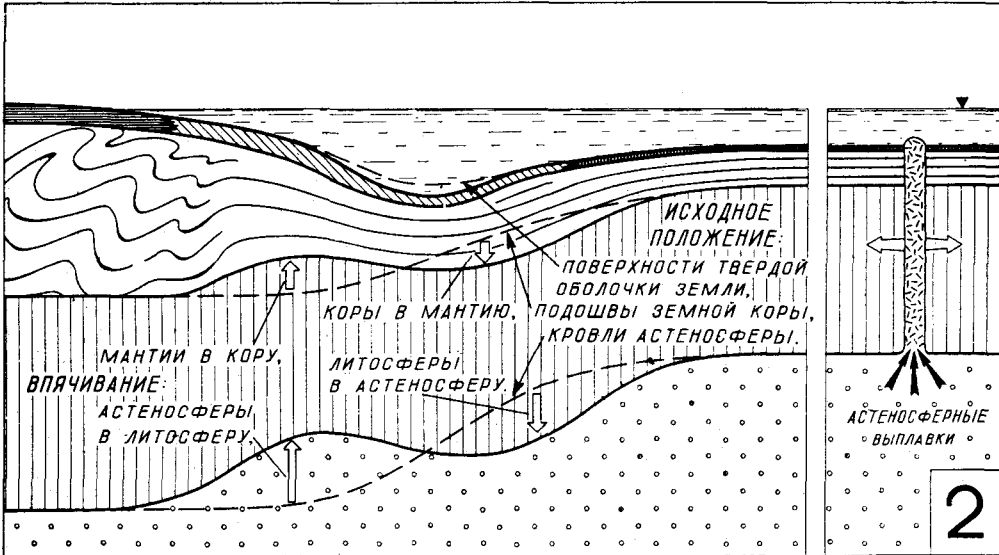
Рис. 3. Геодинамическая модель верхней оболочки Земли (литосферы и астеносферы) континентальных и океанических пространств.

ности геоида) поверхностей разделов сред с различными геомеханическими свойствами и, прежде всего, раздела между литосферой и астеносферой. Такое изгибание приводит к появлению определенных объемов астеносферного вещества выше первоначального положения раздела «литосфера—астеносфера», а литосферного субстрата — ниже этого уровня («внедрение» астеносферы в литосферу и «впячивание» последней в первую). Постепенно ослабевая в направлении земной поверхности, этот процесс тем не менее захватывает всю область вязкого состояния литосферного вещества (рис. 2, А). В результате на границе раздела между корой и мантией Земли (поверхность М) происходит «внедрение» мантийного субстрата в область, ранее занимаемую веществом коры, и «впячивание» земной коры в мантию. Таким образом, по-видимому, зарождается процесс нарушения изостатического равновесия между корой и мантией, литосферой и астеносферой. Логично предположить, что чем глубже проникает процесс деформации литосферного и астеносферного субстратов; тем сильнее должно проявиться отклонение зон «внедрения» и «впячивания» от условий изо-

статического равновесия земной коры и мантии, литосферы и астеносферы.

Деформации субстрата на границе литосферы и астеносферы, вероятно, «ответственны» и за отклонения теплового поля относительно его «нормального» уровня, примерно одинакового на континентах и на океанском дне. В самом деле, погружение литосферного субстрата в астеносферу вызовет его частичное расплавление в масштабах плавления астеносферного вещества. Затраченное количество тепловой энергии на соответствующую величину уменьшит интенсивность кондуктивного теплопотока к поверхности Земли (минимум значений последнего над глубоководным желобом и приокеаническим склоном поднятия островной дуги). Наоборот, подъем астеносферного вещества выше уровня первоначального нахождения приведет к кристаллизации его расплавленного объема и, следовательно, к дополнительному выделению тепловой энергии. Эта энергия усиливает интенсивность кондуктивного теплопотока над областью «внедрения» астеносферы в литосферу (зарождение максимума значений теплопотока в тылу глубоководного желоба) и вызывает селективное плавление литосфер-





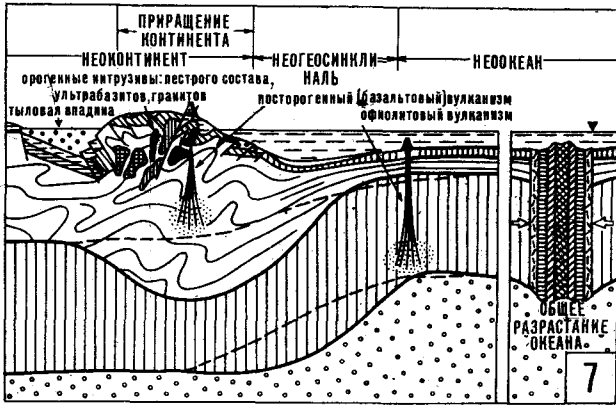


Рис. 4. Принципиальная схема последовательного (1—7) развития «осадочной» оболочки Земли в зоне перехода от континента к океану (в соответствии с геосинклинальной концепцией, дополненной положением гипотезы «новой глобальной тектоники» о латеральном «разрастании» литосферы в срединно-океанических хребтах).

ного субстрата. По мере усиления деформаций усиливаются и описанные процессы, создавая все больший контраст в интенсивности теплопотока над зонами «внедрения» астеносферы в литосферу и «впячивания» литосферы в астеносферу. Соответственно на все более высокий гипсометрический уровень смещается и фронт плавления литосферного вещества, достигая в конечном итоге земной коры (см. рис. 2, Б, В). Легкоплавкие компоненты корового вещества под давлением оттесняются к земной поверхности (андезитовый вулканизм). Остающийся на месте реситивный остаток по составу приближается к веществу мантии. Поэтому верхняя граница области плавления вещества коры приобретает физические свойства, близкие свойствам мантийного субстрата (появление внутрикорового раздела, сопоставимого по акустическим и плотностным параметрам с поверхностью М). В этом, по-видимому, и заключается суть процесса «базификации» [3] или «мантизации» [18] земной коры, наиболее ярко проявленного в пределах глубоководных котловин окраинных морей в тылу островных дуг и в ряде бассейнов Средиземноморско-Альпийского складчатого пояса [14 и др.]. Отток магматических расплавов к поверхности Земли, а в последующем и кристаллизация остаточного объема их на месте возникновения приводят к значительному проседанию земной поверхности с возникновением названных выше впадин эпиконтинентальной природы.

Совокупность описанных процессов обуславливает «скупивание» вещества земной коры и в целом литосферы даже тогда, когда область хрупкого состояния литосферного субстрата реагирует на горизонтальное сжатие еще в форме упругих деформаций. При нарастании сжимающих нагрузок наступает момент достижения предела прочности состояния вещества литосферы, возникают многочисленные разломы, по системе которых происходят перемещения отдельных блоков по вертикали с одновременным смятием геологических слоев в виде пластических (вязкого течения) де-

формацией (см. рис. 2, Г, Д). Очевидно, в этот период резко усиливается и контрастность деформаций вязкого течения на глубине. Следовательно, процесс «скупивания» вещества земной коры и литосферы на данном этапе формирования структуры островной системы происходит наиболее интенсивно, так как «впячивание» коры в мантию, а литосферы в астеносферу дополняется «выжиманием» вещества земной коры вверх относительно его первоначального гипсометрического положения. В конечном итоге в зоне зарождения деформаций вязкого течения вещества на разделе «литосфера — астеносфера» возникает та структура района островной системы, которая и вырисовывается по комплексу геоморфологических, геологических и геофизических данных (см. рис. 2, Е).

Описанная геодинамическая модель свободна от весьма фантастического с точки зрения физики предположения о погружении или заталкивании (субдукции) океанической литосферной плиты под континентальную в районах островных систем, как это постулирует концепция «новой глобальной тектоники». Нет необходимости и в привлечении для обоснования механизма образования структур островных дуг и глубоководных желобов не менее гипотетичных допущений механического перемещения океанической литосферы вдоль астеносферного слоя от срединно-океанических хребтов к районам развития островных систем. Вместо этого достаточно предположить, что в процессе расширения океанической литосферы в обе стороны от срединно-океанических хребтов упруго распространяются волны сжатия. Они-то и являются, по-видимому, источником тех горизонтальных сил сжатия, которые вызывают деформации вязкого течения на разделе между литосферой и астеносферой. Наибольшую вероятность возникновения такого рода деформаций представляется возможным связывать прежде всего с теми областями Земли, где литосфера характеризуется наибольшими градиентами изменения мощности. Именно к категории таких областей принадлежат зоны перехода от континентов к океанам независимо от того, к какому (активному или пассивному) типу они относятся по применяющейся ныне классификации. Заметим, что допущение о передаче горизонтально сжимающих литосферу усилий от срединно-океаниче-

ских хребтов к островным системам по законам деформации упругого тела вполне правомерно. Это следует из того, что величина сжимающих нагрузок, достаточных для начала деформаций субстрата в переходной зоне на уровне низов — верхов литосферы ничтожна, поскольку «оценки предела текучести для коры и верхней мантии в целом дают поразительно малые величины: обычно меньше 10 бар» [24, с. 554].

Для логического завершения описываемой геодинамической модели необходимо только предложить механизм процесса, который был бы способен привести к раздвижению литосферы посредине океана или внутри континентальных массивов, как это, по-видимому, имело место при образовании впадины Атлантического океана.

Поскольку предшествующие рассуждения исходили из признания того, что астеносферное вещество по отношению к выше- и нижележащему субстрату находится в «эффективно жидком» состоянии, то решение этого вопроса также не представляет особых затруднений. Так как континентальная литосфера имеет гораздо большую мощность, чем океаническая, астеносферное вещество под континентами находится под существенно большим литостатическим давлением, нежели под океанами. Вследствие разности давления «эффективно жидкое» астеносферное вещество должно «оттекать» из-под континентов в стороны разделяющих их океанов, как бы «сталкиваясь» посредине последних. Такое «столкновение» и приводит, по-видимому, к возникновению вертикально направленной силы, которая «выталкивает» астеносферное вещество в пределы литосферы, раздвигая ее в стороны от зоны «столкновения» двух астеносферных «течений» (рис. 3). Вероятно, аналогично формируются и внутриконтинентальные зоны разрастания литосферы. Необходимым условием развития такого процесса достаточно, по мнению автора, наличия заметных неровностей «рельефа» кровли астеносферного слоя непосредственно под континентами.

Таким образом, предлагаемая геодинамическая модель образования структуры Курильской островной системы может быть уподоблена своеобразному внутриземному «вечному двигателю». Этот «двигатель» должен работать до тех пор, пока энергия внутри Земли будет способна поддерживать существование здесь слоя вещества в астеносферном состоянии.

Принимая во внимание подобие Курильской островной системы по ряду геолого-геофизических признаков другим островным системам, описанная модель, по-видимому, применима для объяснения механизма образования ост-

ровных систем как категории современных тектонических элементов Земли. Если это так, то логичен вопрос: с какими структурными элементами прошлых геологических эпох могут быть сопоставлены современные островные системы? Ответ на него должен, следовательно, осветить и проблему соотношений основных положений двух ведущих тектонических концепций нашего времени — геосинклинальной и «новой глобальной тектоники».

Отыскивать аналоги современных островных систем среди тектонических структур геологического прошлого следует, по-видимому, в ряду высокоподвижных областей геосинклинального типа. Во-первых, и те и другие приурочены к зонам перехода от материков к океанам. Во-вторых, несмотря на то что в ряду «древние — молодые геосинклинали» при уменьшении их поперечных размеров и усложнении внутреннего строения отчетливо проявлена тенденция к сокращению продолжительности собственно геосинклинальных стадий и увеличению периодов горо- и складкообразования [25 и др.], структуры островных систем (см. рис. 2) весьма напоминают реконструируемые структуры геосинклинальных областей на орогенных этапах их развития. Так, поднятие островной дуги вполне сопоставимо с «растущим» горно-складчатым сооружением в теле геосинклинальной системы, глубоководный желоб — с передовым (краевым), а глубоководная котловина окраинного моря — с тыловым прогибами.

Приведенные аналоги наиболее отчетливо проявляются при сравнении современных островных систем с горно-складчатыми системами альпийской и циркумтихоокеанской складчатости, возникшими на месте соответствующих геосинклинальных областей. Трудно, к примеру, оспаривать факты о непосредственном переходе по простиранию островодужного поднятия Курильской системы в Корьякско-Камчатскую горно-складчатую систему, а поднятия Алеутской островной системы — в горно-складчатое сооружение североамериканских Кордильер. Еще более четко подобные соотношения выражены при переходе Индонезийской островной системы в горно-складчатую область Гималаев, где островодужное поднятие протягивается непосредственно в пределы приосевой зоны последней, а Яванский глубоководный желоб — в пределы передового (краевого) Предараканского прогиба.

Таким образом, современные островные системы представляется возможным рассматривать как области альпийских или циркумтихоокеанских геосинклиналей, находящиеся на раннеорогенных этапах развития в отличие от тех областей последних, которые «ушли» в своем развитии гораздо дальше, трансформи-

ровавшись в горно-складчатые системы. Следовательно, геодинамическую модель возникновения и развития структур островных систем, по-видимому, правомерно использовать и при объяснении эволюции геосинклинальных систем прошлого (рис. 4), совокупная последовательность проявления которых является главным содержанием геологической истории континентальных массивов нашей планеты. Если

этотак, то в учении о закономерностях геологических процессов вряд ли возможно найти разумную альтернативу геосинклинальной тектонической концепции, если дополнить ее всего лишь одним положением гипотезы «новой глобальной тектоники», а именно признанием реальности процессов латерального «разрастания» литосферы в срединно-океанических хребтах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М. Е. Изостазия территории СССР.— М.: Наука, 1975.
2. Балакина Л. М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 11.
3. Белоусов В. В. Основы геотектоники.— М.: Недра, 1975.
4. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами.— М.: Недра, 1982.
5. Ботт М. Внутреннее строение Земли.— М.: Мир, 1974.
6. Венинг-Мейнес Ф. А. Гравиметрические наблюдения на море.— М.: Геодезиздат, 1940.
7. Гайнанов А. Г. Аномалии силы тяжести и плотностные модели литосферы Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 5.
8. Гравитационное поле и рельеф дна океана.— Л.: Недра, 1974.
9. Гутенберг Б. Вязкость, прочность и внутреннее трение в недрах Земли.— В кн.: Внутреннее строение Земли. М.: ИЛ, 1949.
10. Джекобс Дж., Рассел Р., Уилсон Дж. Физика и геология.— М.: Мир, 1964.
11. Косыгин Ю. А. Тектоника.— М.: Недра, 1983.
12. Ле Пишон К., Франшито Ж., Боннин Ж. Тектоника плит.— М.: Мир, 1977.
13. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли.— М.: Недра, 1965.
14. Маловицкий Я. П., Чумаков И. С. и др. Земная кора и история развития Средиземного моря.— М.: Наука, 1982.
15. Менард Г. У. Геология дна Тихого океана.— М.: Мир, 1966.
16. Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития.— М.: Мир, 1967.
17. Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналиях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 4.
18. Сергеев К. Ф. Тектоника Курильской островной системы.— М.: Наука, 1976.
19. Сергеев К. Ф. Основные черты строения и вероятный механизм образования Курильской островной системы.— Тихоокеанская геол., 1984, № 4.
20. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1979.
21. Тектоника Евразии/Под ред. А. Л. Яншина.— М.: Наука, 1966.
22. Умбгров Дж. Островные дуги.— В кн.: Островные дуги. М.: ИЛ, 1952.
23. Уэрзел Ж. Глубинная структура окраин материков и срединноокеанических хребтов.— В кн.: Геология и геофизика морского дна. М.: Мир, 1969.
24. Ферхуген Дж., Тернер Ф. и др. Земля. Введение в общую геологию. Т. 2.— М.: Мир, 1974.
25. Штудле Г. Избранные труды.— М.: Мир, 1964.
26. Sykes L. R. The seismicity and deep structure of island arcs.— Journ. Geophys. Res., 1966, v. 71, N 12.
27. Talwani M. Gravity.— In: The Sea. V. 4, N. Y., 1970.
28. Vine F. J., Matthews D. H. Magnetic anomalies over oceanic ridges.— Nature, 1963, 199.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
26 декабря 1984 г.

П. М. Сычев

АНОМАЛЬНЫЕ ЗОНЫ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ, МЕХАНИЗМ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ И РОЛЬ В РАЗВИТИИ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Рассматриваются области аномальной верхней мантии, характеризующиеся пониженными скоростями сейсмических волн, их повышенным поглощением и высокой электропроводностью. Сделан вывод, что образование аномальных зон обусловлено прерывистым переносом термальной энергии в виде инъекций магматических расплавов из глубинных источников к поверхности. Движущей силой при этом является избыточное давление, возникающее вследствие разницы плотностей поднимающихся ультраосновных расплавов и вмещающей среды. Достигая уровней, где их плотность одинакова, магма распространяется по механиз-

му гидроразрыва в горизонтальном направлении, образуя протяженные линзообразные аномальные зоны. Дальнейшая дифференциация расплавов и вмещающей среды приводит к повторению процесса и смещению его в более высокие горизонты верхней мантии. Предполагается, что мантийный (а затем и коровый) магматизм является главным фактором, обуславливающим возникновение в земной коре большинства видов деформаций. В качестве примера предлагаемый механизм образования аномальных зон использован для объяснения развития срединно-океанических хребтов.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение глубинного строения Земли позволяет выявить в ней существенные отклонения от радиальной симметрии, заключающиеся в существовании латеральных неоднородностей физических свойств. Последние чаще всего концентрируются в верхней мантии на глубинах до 400—500 км (даже до 200—300 км) и на границе нижней мантии и ядра в интервале примерно 2500—2890 км [34, 40, 45]. Среди таких неоднородностей большой интерес представляют аномальные зоны (АЗ) в верхней мантии, характеризующиеся понижением скорости сейсмических волн и их поглощением, высокой электропроводностью и отчасти относительным понижением плотности. Подобные зоны, как правило, приурочены к областям недавней или современной тектонической активности. Этот факт достаточно определенно свидетельствует о непосредственной связи процессов в верхней мантии, отражением которых являются АЗ, с геологическими явлениями в земной коре. Однако природа таких АЗ, механизм их возникновения, эволюция и влияние на развитие земной коры остаются во многом неясными и дискуссионными. Данная статья посвящена обсуждению этих вопросов.

АНОМАЛЬНЫЕ ЗОНЫ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ И ИХ СВЯЗЬ СО СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Региональные неоднородности верхней мантии тектонически активных областей, характеризующиеся, как отмечено выше, пониженными скоростями упругих волн, их поглощением и высокой электропроводностью, обычно определяются, как «аномальная мантия», «аномальные зоны» либо даже «астеносфера».

К числу тектонически активных областей, где ярко проявляются аномальные свойства верхней мантии, можно в первую очередь отнести континентальные и океанические рифты. Рассмотрим в связи с этим строение верхней мантии одного из сравнительно хорошо изученных регионов — Байкальской рифтовой зоны.

Согласно данным глубинного сейсмического зондирования [15, 57], в районе Байкала непосредственно под земной корой расположен слой аномальной мантии ($V_p = 7,6-7,8$ км/с) с резко меняющейся мощностью (от 0 до 50 км при средней мощности 17 км). На глубине 80—100 км обнаружен второй слой пониженных скоростей продольных волн, который, возможно, соединен с первым «узким щелевидным каналом» (рис. 1). Скоростная инверсия наблюдается также в земной коре на глубине 12—18 км. Сейсмические данные в общем подтверждаются результатами электро-

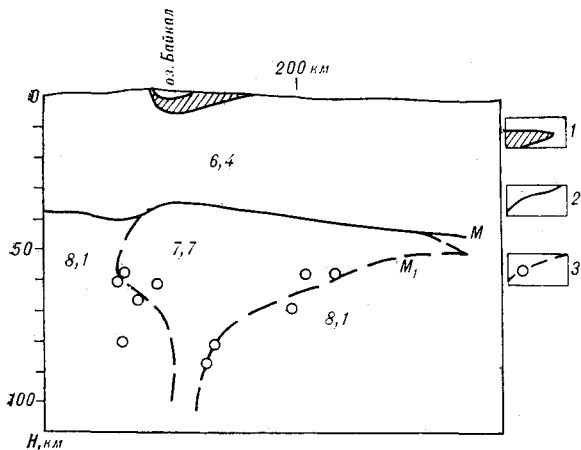


Рис. 1. Сейсмический разрез через Южно-Байкальскую рифтовую зону (по [15]).

1 — осадочные породы; 2 — поверхность мантии по данным глубинного сейсмического зондирования; 3 — граница аномального слоя в верхней мантии; цифры — скорость сейсмических волн, км/с.

магнитных исследований, которые позволяют выделить проводящие слои в земной коре и верхней мантии [29]. Существенной особенностью, которая пока не подтверждена для других рифтовых областей, является то обстоятельство, что, судя по запаздыванию прихода сейсмических волн от землетрясений, вторая аномальная зона в верхней мантии распространяется наклонно до глубин 400—600 км, захватывая обширную площадь, расположенную под горными системами юга Сибири и Монголии [9]. Возможно даже, что она прослеживается с некоторыми перерывами через всю верхнюю мантию и имеет связь с латеральными неоднородностями на границе ядра и мантии.

Сравнение глубинного строения других континентальных рифтов обнаруживает много общих черт [57]. В частности, в Кенийском рифте выделены слои с высокой электропроводностью на глубинах 5—20 и около 100 км [28]. В то же время здесь отмечаются пониженные скорости в верхней мантии до глубины 140 км [53]. При этом между основанием земной коры и низкоскоростной зоной имеется высокоскоростной слой мощностью около 20 км. Возможно, что существуют и более глубокие аномальные зоны с высокой проводимостью. Так, в районе Афарской депрессии (Эфиопия) Ф. Хаком [37] выделена подобная зона на глубине около 300 км. Р. Г. Робертс [58] предполагает, что аномальные зоны высокой проводимости, приуроченные к этой глубине, вообще являются характерной особенностью многих районов.

Аномальные свойства земной коры и верхней мантии океанических рифтов и вообще срединно-океанических хребтов проявляются достаточно ярко. В земной коре, мощность ко-

торой может достигать 14 км [60], или вблизи ее основания обнаруживаются локальные слои пониженных скоростей [55]. По данным поверхностных волн, общая мощность области пониженных скоростей в верхней мантии Восточно-Тихоокеанского хребта достигает около 180 км [43]. По-видимому, область аномальной мантии не является однородной. Для Восточно-Тихоокеанского хребта может быть выделена локальная зона пониженных скоростей, которая начинается на глубинах ~20—30 км и имеет мощность около 40 км [42]. В то же время четкий скоростной минимум приурочен к глубинам около 100 км [51]. Под Срединно-Атлантическим хребтом отмечена зона очень низких значений сейсмической добротности, ширина которой не превышает 100 км, а глубина ограничена 50—150 км [66]. Совокупность имеющихся данных, в том числе петрологических, довольно определенно указывает, что в районе срединно-океанических хребтов аномальные зоны существуют уже на небольших глубинах [36]. Эти данные позволили Д. Презноллу [56] предположить, что аномальная мантия срединно-океанических хребтов имеет двухслойное строение: верхняя аномальная зона, расположенная примерно в интервале глубин 20—60 км, быстро выклинивающаяся по мере удаления от оси хребтов, и более глубокая, прослеживающаяся, возможно, повсеместно. Однако последнее предположение пока не находит подтверждения. При сейсмических исследованиях в северо-западной части Тихого океана, между Японским желобом и возвышенностью Шатского [64], а также по профилю между Гавайями и Алеутскими островами [54] возможность выделения низкоскоростного канала на ожидаемых глубинах оказалась маловероятной. Не отмечаются в северо-западной части Тихого океана и какие-либо проводящие слои [40].

Наличие аномальной мантии свойственно не только рифтовым областям, но и тектоническим активным регионам вообще. Аномальная мантия, например, соответствует складчатой системе Кордильер [38]. Обнаруживается поглощение поверхностных волн на глубинах около 50—120 км под Тибетом [65] и пониженные скорости продольных волн в верхних 150 км под Тянь-Шанем [7]. При этом для последнего района наблюдается яркая корреляция вариаций скорости распространения продольных волн на сравнительно небольших глубинах с высотой рельефа: низкие скорости в мантии приурочены к хребтам, высокие — к впадинам. По-видимому, неоднородна здесь аномальная мантия и по глубине, поскольку в этом регионе могут быть выделены сейсмоактивные этажи на глубинах около 20—30, 120—140 и 200—240 км [4].

Глубинное строение островных дуг имеет более сложный характер (см., например, [24]). Аномальные зоны в верхней мантии в виде пониженных скоростей здесь выделяются непосредственно под вулканическим фронтом до глубин 150—200 км. Если в целом аномальные свойства верхней мантии характерны для всего клина, расположенного над фокальной зоной, то в его пределах могут быть выделены отдельные вертикальные зоны повышенного поглощения до глубин 250—300 км. В некоторых районах возможно также существование слоя с пониженной скоростью продольных волн на глубинах около 240—300 км. Непосредственно над частью фокальной зоны, вдоль ее верхней границы, существует, по-видимому, тонкий слой с крайне низким Q (до 50), который может отождествляться со слоем частичного плавления. Возможно, что общее понижение скорости продольных волн под некоторыми островными дугами (Курило-Камчатская, Алеутская и др.) по отношению к прилегающим регионам сохраняется до глубин более 1000 км.

Глубинные неоднородности, возникающие в тектонически активных регионах, не исчезают со временем бесследно, а «запоминаются» в верхней мантии. Корреляция поверхностных геологических структур с неоднородностями верхней мантии, хотя и менее яркая, отмечается и для областей, давно прошедших активную стадию. Например, при довольно сложном распределении скоростей в верхней мантии под Балтийским щитом и Уралом они в целом понижены до глубин 200—250 км, тогда как под Печорской синеклизой и Предуральским прогибом наблюдается их повышение [10]. Сходные закономерности наблюдаются на северо-востоке США, где под палеозойскими орогеническими поясами понижение скорости имеет место до 200 км [70]. Отдельные наблюдения показывают, что подобные неоднородности верхней мантии сохраняются и для локальных структур, являясь, возможно, вообще характерной чертой районов прошлого вулканизма [32, 68].

В целом прослеживается, по-видимому, общая закономерность, не зависящая от возраста структур, хотя и выраженная в различной степени: понижение скорости в верхней мантии под региональными и даже локальными поднятиями земной коры и ее повышение под относительно устойчивыми прогибами. При этом крупные поверхностные тектонические элементы хорошо коррелируются с неоднородностями верхней мантии до глубин 200—250 км, т. е. имеют как бы своеобразные «корни». Следует также подчеркнуть, что для тектонически активных районов в ряде случаев имеются определенные указания на связь АЗ в верхней

мантии с более глубинными неоднородностями верхней и даже нижней мантии.

ПРИРОДА АНОМАЛЬНЫХ ЗОН

Хотя природа АЗ часто остается неясной, допускающей возможность различных объяснений, тем не менее имеются определенные критерии, которые позволяют ограничить круг возможных предположений и в ряде случаев обеспечить наиболее вероятное решение.

Для условий верхней мантии совпадение по глубине зон пониженной скорости и повышенной электропроводности или даже только наличие последней служит достаточным основанием для их отождествления с зонами частичного плавления [14, 58]. Дополнительным аргументом при этом может являться часто наблюдающийся в этих районах высокий тепловой поток. Причина уменьшения скорости в верхней мантии в других случаях может быть связана с увеличением температуры, но для районов, давно прошедших стадию тектонической активности, возможно, что она обусловлена изменением химического состава мантийных пород. Однако не исключено, что зоны частичного плавления существуют длительное время и исчезают чрезвычайно медленно.

Аномальные зоны в земной коре также могут иметь различную природу. В вулканических областях повышение электропроводности, понижение скорости и повышенное поглощение упругих волн или только последние признаки являются основанием для выделения магматических очагов [3, 63]. В других районах, в том числе в рифтовых зонах, ситуация менее определена. В частности, зоны высокой электропроводности в земной коре могут быть обусловлены различными причинами, но чаще всего наличием водных растворов и высокой их температурой. Возникновение таких зон может быть связано также с внедрениями относительно небольших порций магмы, которая в условиях низких температур будет быстро кристаллизоваться с выделением воды [25].

Для того чтобы объяснить резкое увеличение электропроводности под влиянием частичного плавления, необходимо допустить, что магма (или растворы) находится в породах не в виде изолированных пакетов, а рассредоточена в сети сообщающихся между собой каналов [62].

Оценки степени частичного плавления пород верхней мантии в АЗ довольно разнообразны: от 0,1—1,0 до 0,4—9,0% [35]. Близки к этим значениям величины, полученные на основании изучения влияния плавления пород на скорость упругих волн, меняющиеся от 6 до 9% [5]. Вместе с тем петрологические модели,

основанные на обсуждении содержания редкоземельных элементов в базальтах срединно-океанических хребтов, требуют допустить, что общее количество расплавов в АЗ находится в пределах 10—30% (в среднем 15—20%) [30]. Противоречие между этими оценками снимается, если учесть, что петрологические модели могут отражать отдельные очаги большей концентрации расплавов, которые, однако, не характеризуют общие условия степени плавления в аномальных зонах в целом.

Таким образом, во многих случаях имеются основания отождествлять АЗ в верхней мантии с зонами, которые характеризуются наличием жидкой фазы, составляющей в среднем около 6—9% и рассредоточенной в сети взаимосвязанных каналов.

ПРИРОДА СЕЙСМИЧЕСКИХ ГРАНИЦ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Вопрос о природе сейсмических границ в верхней мантии имеет определяющее значение при обсуждении механизма формирования АЗ. Наиболее распространенным является представление об однородном составе мантии и о связи сейсмических границ с фазовыми переходами одних и тех же пород по мере увеличения давления с глубиной. Между тем накапливающиеся данные об упругих свойствах основных сейсмических границ в верхней мантии все труднее согласовать с этим представлением.

Резкое увеличение скорости упругих волн на 640-километровой границе и ее отражающие свойства не согласуются с изменением упругих характеристик, наблюдаемых при известных минеральных фазовых превращениях. Это обстоятельство позволяет заключить, что 640-километровая граница наряду с фазовыми переходами обусловлена также и изменениями химического состава [31, 41, 45].

При физических экспериментах [47] в диапазоне давлений 30—300 кбар и при температуре 1000°C не обнаружены какие-либо фазовые переходы в омфацитовом пироксене и богатом пиропом гранате. Следовательно, наблюдаемая на глубине около 400 км граница не связана с фазовыми преобразованиями вещества эклогитового состава. Ранее обращалось внимание на то, что известные экспериментальные данные по упругим свойствам перехода оливина в шинель не совпадают со скоростными моделями верхней мантии на глубине 400 км [46].

Особенности распределения сейсмических и упруговязких характеристик дают основание полагать, что и вышележащая граница на глу-

бине около 200—220 км является границей изменения химического состава [27].

Ряд регионально выдержанных границ наблюдается в верхней мантии и на меньших глубинах, а одна из них — на глубине около 80 км — возможно, является повсеместной [39]. Сопоставление экспериментальных данных о поведении физических свойств пород при давлениях и температурах, соответствующих глубинам примерно 60 км, со скоростными разрезами в верхней мантии также приводит к заключению о вероятном изменении химического состава с глубиной [18].

Наконец, анализ распределения редкоземельных элементов в базальтах позволяет сделать общее заключение о существовании неоднородностей вещественного состава верхней мантии [34].

Конечно, вопрос о природе сейсмических границ не решен окончательно. Возможно, как предполагает Л. Лиу [48], одни сейсмические границы в верхней мантии обусловлены фазовыми трансформациями или взаимодействием между собой различных минералов, другие связаны с изменением химического состава. И в том и в другом случае вероятность изменения химического состава с глубиной наряду с фазовыми переходами становится все определенной и должна учитываться при обсуждении глубинных процессов в верхней мантии.

ВЕРОЯТНЫЙ МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ АНОМАЛЬНЫХ ЗОН В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ

Как показано выше, аномальная мантия тектонически активных областей, по-видимому, является неоднородной, разделяющейся часто по глубине на несколько отдельных зон. Верхняя зона может находиться непосредственно под земной корой или отделяться от нее тонкой высокоскоростной крышкой. Ниже расположена зона на глубине около 100 км. Возможно, существуют и более глубокие зоны, в частности на глубине около 300—500 км.

Наличие жидкой фазы предполагает существование высоких температур в аномальных зонах. Согласно расчетам температур по тепловому потоку для тектонически стабильных и активных областей, перегрев последних по отношению к первым на глубинах 40—100 км может достигать 800—1000°C [16]. Таким образом, температуры в аномальных зонах могут составлять 1300—1700°C, что согласуется с оценками исходных температур базальтов (1270—1400°C), образовавшихся на глубинах от 10 до 50 км [69].

По распространенным представлениям, основными источниками геотермальной энергии

вообще могут являться радиоактивный распад или реализация гравитационной энергии, связанная с ростом и дифференциацией ядра [4, 19]. Из предлагаемых моделей следует, что значительная часть современного теплового потока Земли генерируется из ядра или в пределах его верхней границы. Более сложной проблемой являются формы переноса термальной энергии к поверхности Земли. Обычно считается, что перенос тепла снизу вверх происходит благодаря конвекции. Для объяснения концентрации термальной энергии в отдельных тектонически активных зонах предполагается также подъем легкого твердого материала [4] либо «мантийных струй» [67] из области слоя D'' , расположенного в пределах нижних 200 км мантии и характеризующегося значительной гетерогенностью. Однако следует заметить, что существование мантийных струй с точки зрения законов механики является крайне сомнительным [64], поэтому легкий материал, если он образуется на границе ядро — мантия, поднимается скорее всего в виде отдельных твердых или жидких порций.

Из сказанного следует, что существует ряд условий, с которыми должен быть согласован предполагаемый механизм переноса термальной энергии. К ним относятся: 1) существование в разрезе верхней мантии тектонически активных районов одновременно нескольких АЗ, рассредоточенных по глубине; 2) высокие избыточные температуры в АЗ, достигающие $800\text{—}1000^\circ\text{C}$; 3) хорошо выраженная линейность и большая протяженность ряда поверхностных структур и соответствующих АЗ тектонически активных районов; 4) весьма вероятное изменение вещественного состава верхней мантии с глубиной.

В свете этих условий маловероятными или невозможными следует считать такие часто предполагающиеся явления, как конвекционные потоки и диапиризм. Если, например, конвекция невозможна из-за изменения вещественного состава мантии с глубиной, то представления о диапиризме трудно согласовать с линейностью структур. С другой стороны, даже если пренебречь этими двумя условиями, диапиризм, конвекционные потоки, как и некоторые другие предполагающиеся механизмы (медленное всплывание расплавов в виде «капель» или «колонн» и т. п.), не дают ответа на вопрос о причинах образования нескольких аномальных зон, рассредоточенных по глубине.

Пожалуй, единственным механизмом, удовлетворяющим всем необходимым условиям, является перенос тепла благодаря магматической инъекции подобно тому, как это наблюдается при вулканическом процессе, когда подъем магм к поверхности сопровождается образова-

нием нескольких промежуточных очагов, расположенных на разных уровнях. Представляется возможным распространить этот механизм на значительную часть верхней мантии (по крайней мере, до глубин 700 км), по своим физическим свойствам, вероятно, сходной с земной корой. Основанием для этого являются следующие физические предпосылки:

Для периодов времени менее $10^2\text{—}10^3$ лет породы верхней мантии могут рассматриваться как упругая твердая среда, прочность которой на растяжение оценивается в пределах $1\text{—}10 \cdot 10^6 \text{ Н/м}^2$, что соответствует разности напряжений примерно $10\text{—}100 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$ [20]. Это означает, что образование хрупких разрывов при относительно кратковременных механических воздействиях возможно в широком диапазоне глубин, вероятно, до 700 км (глубины глубокофокусных землетрясений).

По крайней мере, базальтовая магма при высоких температурах и давлениях, соответствующих условиям верхней мантии, обладает малой вязкостью, снижающейся до $1\text{—}10 \cdot 0,1 \frac{\text{Н}\cdot\text{с}}{\text{м}^2}$ [23]. Механическое воздействие

такой магмы на окружающие породы можно рассматривать как кратковременный процесс.

Поскольку, как отмечалось выше, магма в той или иной зоне частичного плавления, вероятно, находится в системе взаимосвязанных каналов, распределение напряжений в ней будет близко к гидростатическому так, как если бы вся зона представляла собой жидкий слой. Поэтому давление на нижней границе зоны будет близко к таковому прилегающих участков мантии, а на верхней границе зоны оно будет зависеть от плотности расплава. Если магма имеет пониженную по отношению к вмещающим породам плотность, то на верхней границе зоны возникнут избыточное давление и примерно равные ему по величине растягивающие напряжения. Избыточное давление определяется формулой $\Delta P = \Delta \rho g H$, где $\Delta \rho$ — разность плотностей расплава и вмещающей среды, g — ускорение свободного падения и H — мощность слоя или зоны. Уже при небольшой разнице плотностей, например $0,1 \text{ г/см}^3$, и мощности слоя $20\text{—}50 \text{ км}$ возникнут избыточные напряжения $0,1\text{—}0,5 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$, превышающие прочность среды. Если же магма представлена базальтовыми расплавами, плотность которых около $2,8 \text{ г/см}^3$, то разность плотностей уже будет не менее $0,5 \text{ г/см}^3$, а избыточное давление достигнет $1\text{—}2,5 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$, что больше чем на порядок превысит прочность пород на растяжение. Поэтому следует ожидать, что на верхней границе зоны частичного плавления возникнут трещины растяжения, по которым магма будет быстро проникать вверх.

В качестве частного случая подобный механизм ранее рассмотрен Е. В. Аргюшковым и С. В. Соболевым [2] при объяснении подъема с глубины кимберлитовых магм. При этом ими было отмечено, что помимо избыточной силы ΔP при входе расплава в трещину (канал) с длиной L и сохранении условия меньшей плотности расплава по отношению к вмещающим породам ($\delta\rho$) возникнет дополнительная сила $\sigma = \delta\rho g L$, действующая с тем же знаком. Однако соотношение сил будет иным, если расплав внедряется по трещине в менее плотную среду, что вероятно при изменении химического состава мантии с глубиной. Тогда по мере подъема расплава начинает действовать и расти сила, обусловленная разностью плотности расплава и вмещающей среды и определяемая по величине приведенной выше формулой (но с отрицательным знаком). При разности плотностей $-0,1 \text{ г/см}^3$ столб расплавов в канале высотой 10 км вызовет силу $-0,1 \cdot 10^8 \text{ Н/м}^2$. Точнее, это будет положительная сила, но действующая уже в основании канала. В таких условиях, особенно если магма поднимается сравнительно медленно, в окрестностях нижней границы слоя с меньшей плотностью вероятен разрыв стенок канала и образование горизонтальных трещин. Образование последних обуславливается механизмом магморазрыва, сходного с гидроразрывом, при котором формируются преимущественно горизонтальные трещины. С поступлением все новых порций расплавов развитие таких трещинных зон неустойчиво и ведет к лавинообразному увеличению их длины. Поэтому трещинные зоны могут иметь значительную ширину. В условиях небольших глубин (приповерхностные горизонты земной коры) слегка перегретые базальтовые расплавы ($T = 1300^\circ\text{C}$) могут распространяться в горизонтальном направлении по узким (до 10 м) каналам на десятки и сотни километров [21]. Подтверждением способности магмы внедряться не только по вертикальным или наклонным каналам, но и распространяться по горизонтали на большие расстояния служат интрузии силлов, которые при мощности 50—300 м достигают протяженности 750—950 км [26]. В связи со сходными физическими свойствами следует ожидать, что как в условиях земной коры, так и верхней мантии (по крайней мере, верхних ее горизонтов) высокотемпературные магмы должны обладать исключительной подвижностью, и твердые вмещающие породы при некоторых определенных выше условиях для нее не являются серьезным препятствием.

Таким образом, если поднимающийся из недр Земли относительно легкий материал переходит в расплав или, что не исключено, материал сразу же поднимается в жидкой форме,

то его дальнейшее поведение в верхней мантии будет зависеть от соотношения плотностей жидкой фазы и твердой среды. Очевидно, в случае однородной по составу верхней мантии менее плотные расплавы, если их избыточное давление превышает прочность среды, будут быстро подниматься по образующимся трещинам вплоть до подошвы земной коры или внедряться в ее пределы. Иная ситуация возникнет, если верхняя мантия неоднородна по вещественному составу и имеет соответствующие границы изменения плотности. Тогда поднимающиеся магматические расплавы могут попасть в среду с меньшей плотностью. В этом случае после некоторого их подъема в основании слоя с меньшей плотностью возникнут трещины растяжения, по которым расплавы будут внедряться согласно механизму гидроразрыва. Ширина образующихся таким способом зон частичного плавления может измеряться многими сотнями и даже тысячами километров.

Хотя плотностные и скоростные неоднородности, с которыми в принципе можно связывать АЗ, расположены на самых различных глубинах, наиболее ярко выраженные из них выделяются, как уже отмечалось, выше 200 км. Этот факт можно связать с тем, что именно на 200-километровой границе происходит такое изменение вещественного состава верхней мантии, когда ее плотность оказывается меньшей или близкой по отношению к поднимающимся магматическим расплавам. Тогда здесь должны формироваться горизонтальные трещинные зоны, образованные и заполненные высокотемпературными магмами с низкой вязкостью по механизму гидроразрыва. Это должны быть магматические расплавы, близкие по плотности, а значит и составу, к вмещающим породам, т. е. ультраосновные. Базальтовая магма на этом уровне не может удержаться в силу развиваемых ею очень высоких избыточных давлений и меньшей плотности. Дальнейшее развитие процесса, видимо, идет по двум направлениям. Во-первых, первоначальные (по отношению к 200-километровой границе) расплавы по мере подъема сами будут испытывать постоянную дифференциацию, в результате которой должны образовываться все более легкие компоненты, достигающие в конечном счете земной коры или изливающиеся на ее поверхность. Во-вторых, внедрение на этом или ином уровне высокотемпературных ультраосновных магм приведет к частичному плавлению вмещающих пород и опять же к выделению легких компонентов, возможно, несколько иного состава, их подъему и внедрению в земную кору. Этот процесс должен быть многоактным. Образование легких дифференциатов в результате взаимодействия расплавов

с окружающей средой будет происходить в течение относительно длительного времени. По мере накопления и достижения необходимого избыточного давления они периодически будут прорываться вверх.

Уменьшение мощности аномальных зон с приближением к поверхности свидетельствует о постепенном затухании процесса дифференциации по мере подъема, а общий значительный объем АЗ указывает на то, что ультраосновной магматизм — явление гораздо более широкое и мощное, чем наблюдающаяся магматическая деятельность в приповерхностных условиях.

В целом глубинный процесс согласно приведенной схеме обусловлен прерывистым подъемом постоянно меняющихся по составу ультраосновных магм, которые с течением времени как бы «перескакивают» с одного уровня на другой, т. е. подъем носит ступенчатый характер. Основной движущей силой является избыточное давление, возникающее вследствие разницы плотностей.

Как показано выше, магмы с низкой вязкостью и пониженной плотностью могут обладать исключительно высокой механической активностью и мобильностью, образуя хрупкие разрывы. Поэтому для их подъема вовсе не обязательно возникновение условий «растяжения» или «проницаемости» земной коры и верхней мантии, как это часто постулируется в геологии. Хотя магматические процессы, связанные с образованием зон частичного плавления, с течением времени затухают, однако их следы остаются в верхней мантии. Это обстоятельство, видимо, следует связывать с некоторыми изменениями химического состава в верхней мантии в местах подъема магм, хотя, как отмечалось выше, возможно и весьма медленное «угасание» зон частичного плавления.

Внедрение магматических расплавов на том или ином уровне в ограниченную область верхней мантии приводит к прогибанию нижележащих и подъему вышележащих слоев. Следствием этого являются положительные аномалии высот геоида и гравитационного поля. Непосредственного уменьшения плотности в аномальных зонах не происходит, но по сравнению с соседними участками верхней мантии замедляется увеличение плотности с глубиной, что создает эффект дефицита масс.

Формирование любой зоны частичного плавления в связи с внедрением расплавов воздействует на вышележащие породы и вызывает в них напряжения. В приповерхностных слоях непосредственно над зоной в этом случае преобладают напряжения растяжения, тогда как на глубине к ее краевым частям приурочиваются наклонные трещины отрыва [8, 22]. Если

глубинная аномальная зона является вытянутой в каком-либо направлении, то ее проекция на поверхность и соответствующие напряжения будут иметь более значительную протяженность. При этом зоны напряжений растяжения можно рассматривать как участки ослабленной прочности пород, где в дальнейшем под влиянием магматического давления хрупкое разрушение пород возможно в первую очередь. Хотя распределение нормальных напряжений зависит в основном от свойств среды, но наиболее благоприятными путями для подъема магм остаются либо вертикальные, либо наклонные (примерно под углом 45°) каналы. В конечном счете формируются постоянные зоны ослабленной прочности пород, имеющих большую протяженность, которые можно назвать глубинными разломами. По таким разломам не происходит смещений, они служат лишь путями для подъема магм [24]. При этом расплавы поднимаются часто не на всем протяжении разлома, а по рассредоточенным вдоль него трубообразным каналам, которым на поверхности соответствуют цепь поднятий и утолщения земной коры, обусловленные привнесом сиалических магм.

Формирование той или иной аномальной зоны, особенно в подкоровом слое, по своим внешним проявлениям на поверхности Земли и отчасти по возникающим напряжениям во многом сходно с явлением диапиризма. Не случайно поэтому, что образование рифтовых зон часто связывается с мантийным диапиризмом или вообще с поднятием подкорового материала [52].

Отметим еще одно обстоятельство, связанное с изменением условий подъема магматических расплавов. Возможно, перед образованием глубинного разлома породы имеют большую, чем было принято ранее, прочность. При соответствующих избыточных давлениях и низкой вязкости расплавов процесс образования хрупких трещин может идти очень быстро, причем фронт формирования их обгоняет движение расплавов. В этих условиях последние могут подниматься выше того уровня, где устанавливается их плотностное равновесие с окружающей средой. По-видимому, именно с этим явлением связаны большая мощность первых фаз и внедрение ультраосновных магм в земную кору, которое наблюдается на начальных этапах тектономагматической активности отдельных районов. В последующем, после образования ослабленной зоны, прочность пород здесь будет нарушена, и избыточные давления, необходимые для подъема магм, составят уже незначительную величину. Поэтому даже сравнительно небольшие порции относительно легких, например, базальтовых, магм по мере их накопления будут периодически прорываться

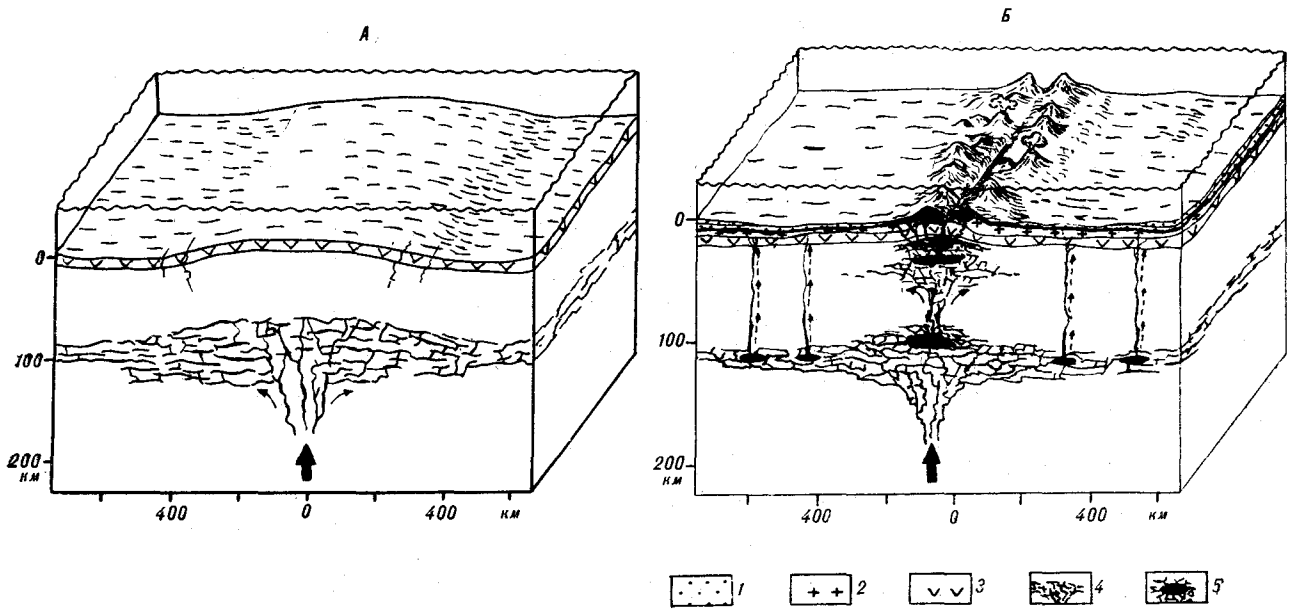


Рис. 2. Модель образования срединно-океанических хребтов.

А — внедрение на глубине около 100 км высокотемпературных расплавов и образование аномальной зоны; Б — дальнейшее развитие процесса и распространение его в более высокие горизонты верхней мантии и земную кору. 1 — осадки; 2 — «второй», 3 — «третий» слои; 4 — системы взаимосвязанных трещин, заполненных преимущественно ультраосновной магмой; 5 — отдельные очаги магмы в системе трещин. Объяснение см. в тексте.

вверх, т. е. процесс примет пульсирующий характер.

В рамках предложенной модели находят объяснение многие хорошо установленные геологические явления, например, унаследованность развития структур и цикличность геологических событий. В самом деле, АЗ являются долгоживущими, а выплавление и подъем легких компонентов из них примет прерывистый характер. Унаследованность же будет определяться относительным постоянством глубинных разломов в верхней мантии и земной коре, которые, первоначально возникнув как трещины растяжения, в дальнейшем сохраняются длительное время как зоны ослабленной прочности пород.

Ступенчатое перемещение магматических расплавов снизу вверх и образование аномальных зон на различных уровнях сопровождается объемным расширением, различного рода разрывами и вязкими течениями мантийного вещества. В конечном счете мантийный (а затем и коровый) магматизм может являться главным фактором, обуславливающим возникновение в земной коре большинства видов деформаций. Такой магматизм, как причина вертикальных и даже горизонтальных движений, а также образования различных структур в земной коре, вероятно, является широко распространенным явлением [25]. Этот вывод относится и к тем районам, где вулканическая деятельность сравнительно давно закончилась. Вулканическая деятельность вообще, видимо,

характерна лишь для отдельных, относительно кратковременных, этапов длительно развивающегося подкорового магматизма.

В связи с последним обстоятельством новое освещение получает вопрос о природе землетрясений, большинство из которых могут быть связаны и с объемным расширением, и с возникающими по этой причине сдвиговыми подвижками отдельных блоков пород, и с образованием трещин растяжения, и даже иногда с «захлопыванием» отдельных магматических камер при быстрой миграции магмы вверх. Детальный анализ ряда очагов землетрясений в Японии и Китае подтверждает их непосредственную или вероятную связь с магматизмом [49, 50, 59].

Наконец, обратимся к происхождению срединно-океанических хребтов. Исходя из представленной на рис. 2 модели их возникновения и развитие можно связывать с образованием мощных аномальных зон, имеющих двухслойное строение. Первые фазы формирования этих зон и последующего корового магматизма являются наиболее мощными и захватывают наибольшую площадь. В последующем, по мере остывания, периферийных частей аномальных зон, площадь магматизма будет сокращаться, концентрируясь все ближе к осевым частям хребтов. Последовательность магматизма, наблюдаемая на континентах, показывает, что по отношению к более ранним поздние продукты магматизма сосредоточены ближе к центру их общего проявления [11, 12]. Поэто-

му в океанах бурением и магнитостратиграфическими методами фиксируется, вероятно, не возраст дна, как это предполагается тектоникой литосферных плит, а возраст наиболее поздних проявлений магматизма [23]. Формирование рифтовых зон при этом происходит в основном из-за потери летучих компонентов в подкоровых очагах, в результате чего образуются структуры проседания.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Области аномальной мантии являются характерной чертой тектонически активных районов, где в вертикальном разрезе часто выделяется несколько аномальных зон до глубин 200 км и более. По своим физическим свойствам многие из них могут рассматриваться как зоны, характеризующиеся высокой температурой и наличием жидкой фазы в сети взаимосвязанных каналов. Остаются неясными причины понижения скоростей продольных волн под районами, где поверхностная тектономагматическая активность давно закончилась. Связаны ли они с изменением вещественного состава верхней мантии в этих местах, или АЗ существуют весьма длительное время, испытывая иногда, возможно, некоторую активизацию, — вопросы, которые остаются пока без ответа.

При обсуждении глубинных процессов выяснение механизма образования АЗ в верхней мантии имеет принципиальное значение. Имеющиеся сведения о строении, составе и физических свойствах верхней мантии позволяют сделать вывод, что формирование АЗ обусловлено переносом энергии из чедр Земли к поверхности, имеющей, по крайней мере в условиях верхней мантии, прерывистый (ступенчатый) характер. Носителем этой энергии являются ультраосновные магматические распла-

вы, испытывающие по мере подъема постоянную дифференциацию, в которую частично вовлекаются и вмещающие породы.

Движущим механизмом, обуславливающим поднятие расплавов, является избыточное давление, возникающее вследствие разницы их плотности с плотностью вмещающей среды. Передвижение магмы связано с процессом хрупкого разрушения пород и возникновения трещин растяжения. В условиях равенства плотностей вмещающей среды и расплавов, в случае существования избыточного давления, магма распространяется по механизму гидроразрыва преимущественно в горизонтальном направлении, образуя в конечном счете протяженные зоны частичного плавления. Таким образом, оказывается, что магмы с низкой вязкостью обладают активным механическим воздействием на вмещающие породы и исключительно высокой подвижностью.

Рассмотренный механизм, в основном определяемый законами гидростатики, является, по всей видимости, ведущим в условиях земной коры и верхней мантии и определяет различные виды деформаций. В этой связи кажется справедливым утверждение, что «землетрясения в первую очередь имеют отношение к движению магмы, а не к ее образованию» [13, с. 189]. Отсюда вытекают предпосылки для решения вопросов, связанных с выяснением причин и прогнозом землетрясений.

Общая модель глубинных процессов не противоречит ряду хорошо известных геологических явлений, включая унаследованность и периодичность развития геологических структур. В зависимости от свойств среды механизм переноса магматических расплавов может приобретать различные формы, образуя не только вертикальные, но и наклонные каналы ослабленной прочности (глубинные разломы). В качестве примера механизм образования аномальных зон использован для объяснения развития срединно-океанических хребтов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.
2. Артюшков Е. В., Соболев С. В. Механизм подъема с глубины кимберлитовых магм.— Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3.
3. Валеста С. Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма.— М.: Наука, 1981.
4. Белоусов В. В., Беляевский Н. А. и др. Строение литосферы по профилю глубинного сейсмического зондирования Тянь-Шань — Памир — Каракорум — Гималаи.— Сов. геол., 1979, № 1.
5. Верч Ф. Плотность и состав верхней мантии (первое приближение при предположении оливинового состава).— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972.
6. Бугаевский Г. Н. Сейсмологические исследования неоднородностей мантии Земли.— Киев: Наукова думка, 1978.
7. Винник Л. П., Лукк А. А., Нерсесов И. Л. Сейсмические исследования мантии Земли.— Вестник АН СССР, 1977, № 3.
8. Гзовский М. В., Григорьев А. С. Вопросы тектонофизической характеристики напряжений, деформаций и разрывов в земной коре и механизмов их формирования.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 12.
9. Зорин Ю. А., Рогожина В. А. и др. Комплексные геофизические исследования глубинного строения Байкальского рифта.— Сов. геол., 1976, № 6.

10. Егоркин А. В., Рябой В. З. и др. Скоростные разрезы верхней мантии по материалам ГСЗ на суше.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1977, № 7.
11. Емельяненко А. С. Центральные интрузии на Сихото-Алине. Геол. и геофиз., 1967, № 6.
12. Игнашев А. Б. Монастырская и Лунзинская вулканотектонические депрессии центральной части Западно-Сихото-Алинского вулканического пояса: геология и генезис.— В кн.: Палеовулканы и вулканотектонические структуры. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1971.
13. Йодер Х. Образование базальтовой магмы.— М.: Мир, 1979.
14. Крылов С. В. О причинах аномальных свойств верхней мантии в рифтовых зонах.— Геол. и геофиз., 1976, № 4.
15. Крылов С. В., Мишенькин Б. П. и др. О сейсмической модели верхов мантии в Байкальской рифтовой зоне.— Геол. и геофиз., 1979, № 5.
16. Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры.— Киев: Наукова думка, 1978.
17. Лебедев Е. В., Хитаров Н. И. Физические свойства магматических расплавов.— М.: Наука, 1979.
18. Левыкин А. И., Вавакин В. В. Исследования скоростей упругих волн и плотности горных пород и минералов при давлениях до 20 кбар и температурах до 500°C.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1978, № 5.
19. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны.— М.: Наука, 1968.
20. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли.— М.: Недра, 1965.
21. Попов В. С. Оценки скорости внедрения базитовых даек и силлов.— Геохимия, 1972, № 6.
22. Робертс Дж. Внедрение магмы в хрупкие породы.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М.: Мир, 1972.
23. Сычев П. М. Гравитационная дифференциация и магматизм как причины образования срединно-океанических хребтов.— В кн.: Геология морей и океанов. М.: Наука, 1977.
24. Сычев П. М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1979.
25. Сычев П. М., Захаров В. К., Семанкин В. П. Вертикальные движения и структурообразование островных систем востока Азии.— Тихоокеанская геол., 1984, № 4.
26. Феоктистов Г. Д. Петрология и условия формирования трапповых силлов.— Новосибирск: Наука, 1978.
27. Anderson D. L. The deep structure of continents.— J. Geophys. Res., 1979, B 84, N 13.
28. Banks R. J., Beamish D. Melting in the crust and upper mantle beneath the Kenya Rift: evidence from geomagnetic deep sounding experiments.— J. Geol. Soc., 1979, v. 136, N 2.
29. Berdichevsky M. N., Vanyan L. L. e. a. Geoelectrical model of the Baikal region.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1980, v. 22, N 1.
30. Bottinga Y., Allegre C. J. Partial melting under spreading ridges.— Phil. Trans. R. Soc. London, 1978, A 288, N 1355.
31. Burdick L., Anderson D. L. Interpretation of velocity of the mantle.— J. Geophys. Res., 1975, v. 80, N 8.
32. Chave A. D. Lithospheric structure of the Walvis Ridge from Rayleigh wave dispersion.— Ibid., 1979, B 84, N 12.
33. Cormier V. F. Deep Earth structure.— Revs. Geophys. Space Phys., 1983, v. 21, N 6.
34. De Paolo D. J., Wasserburg G. J. Neodymium isotopes in flood basalts from Siberian Platform and inferences about their mantle sources.— Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 1979, v. 76, N 7.
35. Drury M. J. Partial melt in the asthenosphere: evidence from electrical conductivity data.— Phys. Earth Planet. Inter., 1978, v. 17, N 2.
36. Forsyth D. W. The evolution of the upper mantle beneath midocean ridges.— Tectonophysics, 1977, v. 38, N 1-2.
37. Haak V. Relations between electrical conductivity and petrological parameter of the crust and upper mantle.— Geophys. Surv., 1980, v. 45, N 1.
38. Hales A. L. The travel times of P seismic waves and their relevance to the upper mantle velocity distribution.— Tectonophysics, 1972, v. 13, N 1-4.
39. Hales A. L. The upper mantle velocity distribution.— Phys. Earth Planet. Inter., 1981, v. 25, N 1.
40. Honkura Y. Electrical conductivity anomalies in the Earth.— Geophys. Surv., 1978, v. 3.
41. Jeanloz R., Thompson A. B. Phase transitions and mantle discontinuities.— Revs. Geophys. and Space Phys., 1983, v. 21, N 1.
42. Kausel E., Schwab F. Attenuation of Rayleigh waves along the East Pacific Ridge.— In: G. H. Sutton, M. H. Manghnani, R. Moberly (eds.) The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its margins: A Volume in Honor of George P.— Geophys. Mon. Ser., Am. Geophys. Un., Washington, D. C., 1976, N 19.
43. Knopoff L. The thickness of lithosphere from dispersion of surface waves.— Geophys. J. R. Astr. Soc., 1983, v. 74, N 1.
44. Lambeck K. Lateral density anomalies in the upper mantle.— J. Geophys. Res., 1976, v. 81, N 35.
45. Lees A. C., Bukowski M. S. T., Jeanloz R. Reflection properties of phase transition and compositional change models of the 670-km discontinuity.— Ibid., 1983, v. 88, N B10.
46. Liebermann R. C. Elasticity of the Olivine—Spinel and Olivine- β -phase transformations and 400-km discontinuity of the mantle.— Ibid., 1973, v. 78, N 29.
47. Liu L. The mineralogy of an eclogitic Earth mantle.— Phys. Earth Planet. Inter., 1980, v. 23, N 4.
48. Liu L. On interpretation of mantle discontinuities.— Ibid.
49. Loo Huanyen, Song Huizhen e. a. Experimental studies and finite-element analysis of the seismicity of North China Plain.— Tectonophysics, 1982, v. 85, N 1-2.
50. Matuzawa T. Study of Earthquakes.— Uno Shoten, Tokyo, Japan, 1964.
51. Montagner J. P., Jobert N. Investigation of upper mantle structure under young regions of the southeast Pacific using long — period Rayleigh waves.— Phys. Earth Planet. Inter., 1981, v. 27, N 3.
52. Neugebauer H. J. Crustal doming and the mechanism of rifting. Part 1: rift formation.— Tectonophysics, 1978, v. 45, N 2-3.
53. Nolet G., Mueller S. A model for the deep structure of the East African Rift System from simultaneous inversion of teleseismic data.— Ibid., 1982, v. 84, N 2-4.
54. Odegard M. E. Upper mantle structure of the North Pacific.— Ph. D. Dissertation, University of Hawaii, Honolulu, 1975.
55. Orcutt J., Kennett B. e. a. A low velocity zone underlying a fast — spreading rise crest.— Nature, 1975, v. 256, N 5517.
56. Presnall D. C. A double partial melt zone in the mantle beneath mid-ocean ridges.— Phys. Earth Planet. Inter., 1980, v. 23, N 2.
57. Puzirev N. N., Mandelbaum M. M. e. a. Deep structure of the Baikal and other continental rift zones from seismic data.— Tectonophysics, 1978, v. 45, N 4.
58. Roberts R. G. Electromagnetic evidence for lateral inhomogeneities within the Earth's mantle.— Phys. Earth Planet. Inter., 1983, v. 33, N 3.

59. *Robson G. R., Barr K. G., Luna L. C.* Extention failure: an Earthquake mechanism.— *Nature*, 1968, v. 218, N 5136.
60. *Rosendahl B. R., Russel S. D. e. a.* Seismic model of the Galapagos Rift at 86°W and comparison to EPR at 9°N.— *Eos. Trans. Amer. Geophys. Union*, 1978, v. 59, N 12.
61. *Runcorn S. K.* Mechanism of plate tectonics: mantle convection currents, plums, gravity sliding or expansion? — *Tectonophysics*, 1980, v. 63, N 1-4.
62. *Shankland T. J., Waff H. S.* Partial melting and electrical conductivity anomalies in upper mantle.— *J. Geophys. Res.*, 1977, v. 82, N 33.
63. *Sharp A. D. L., Davis P. M., Gray F. A.* A low velocity zone beneath Mount Etna and Magma Storage.— *Nature*, 1980, v. 287, N 5783.
64. *Shimamura H., Asada T. e. a.* Longshot experimental to study velocity anisotropy in the oceanic lithosphere at Northern Pacific.— *Phys. Earth. and Planet. Inter.*, 1983, v. 31, N 31.
65. *Singh D. D., Gupta H. K.* Q-structure beneath the Tibetan Plateau from the inversion of Love and Rayleigh — wave attenuation data.— *Ibid*, 1982, v. 29, N 2.
66. *Solomon S. C.* Shear wave attenuation and melting beneath the Mid — Atlantic Ridge.— *J. Geophys. Res.*, 1973, v. 78, N 26.
67. *Stacey F. D., Loper D. E.* The thermal boundary — layer interpretation of D'' and its role as a plume source.— *Phys. Earth Planet. Inter.*, 1983, v. 33, N 1.
68. *Stewart I. C., Keen C. E.* Anomalous upper mantle structure beneath the Cretaceous Fogo seamounts indicated by P-wave reflection delays.— *Nature*, 1978, v. 274, N 5673.
69. *Tatsumi Y., Sakuyama M. e. a.* Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zone.— *J. Geophys. Res.*, 1983, v. 88, N B7.
70. *Taylor S. R., Toksöz M. N.* Three-dimensional crust and upper mantle structure of the Northeastern United States.— *Ibid*, 1979, v. 84, N B13.
71. *Walker D., Stolper E. M., Hays J. F.* A numerical treatment of melt/solid segregation: size of the eucrite parent body and stability of the terrestrial low-velocity zone.— *Ibid*, 1978, v. 83, N B12.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
6 июля 1984 г.

УДК 550.831 : 551.24

М. Л. Красный, В. Ю. Косыгин, В. И. Исаев

ОПТИМАЛЬНАЯ ПЛОТНОСТНАЯ МОДЕЛЬ ТЕКТОНОСФЕРЫ ВДОЛЬ GEOTRAVERCA O. САХАЛИН — O. ИТУРУП — ТИХИЙ ОКЕАН

Рассматриваются вопросы плотностного моделирования вдоль геотраверса о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан до глубин 300 км. Применена программная реализация нового метода решения обратной задачи гравиметрии, основанного на приемах линейного квад-

Профиль шельф о. Сахалин — Охотоморская глубоководная котловина — Курильская островная дуга (траверс о. Итуруп) — Курило-Камчатский глубоководный желоб — краевой океанический вал Хоккайдо является в настоящее время наиболее изученным геолого-геофизическими методами в пределах Тихоокеанской переходной зоны (зона сочленения океан — континент).

Первые исследования вдоль этого профиля проводились в 1957—1958 гг. в период Международного геофизического года. Это — сейсмические зондирования методом ГСЗ, маятниковые гравиметрические измерения, аэромагнитная съемка и т. д. С тех пор накопление геолого-геофизической информации вдоль профиля продолжалось в основном работами ИМГиГ ДВНЦ АН СССР, где были выполнены следующие исследования: непрерывные гидромагнитные и гравиметрические, сейсмические методами ГСЗ, МОВ, КМПВ, МОВ ОГТ, НСП, МОВЗ, теплового потока, электромагнитные, драгирование дна. Результаты их известны и сведены в обобщающих работах [10, 12, 13, 17, 18, 22, 24, 33, 34]. Конечно, по мере накопления материала проводилось и геофизическое моделирование земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса [1, 2, 6, 7, 13, 15, 30, 32 и т. д.].

Еще в самых ранних работах [6] было отмечено, что гравитационное поле вдоль геотраверса трудно объяснить только неоднородностями земной коры, вариациями ее мощности и состава. В связи с этим в сферу моделирования пришлось включить более глубинные объемы верхней мантии под корой [1, 7, 30, 37].

Выделяемая здесь исключения гравитационного влияния земной коры так называемая мантийная аномалия с амплитудой до не-

ратичного программирования. Полученная оптимальная плотностная структура тектоносферы вдоль геотраверса хорошо увязывается с геодинамической концепцией Е. В. Артющкова.

скольких сотен миллигал на порядок превышает возможные ошибки определения поля и априорного задания плотностей [1, 37]. Таким образом, мантийная аномалия свидетельствует о существенной разнородности верхней мантии, которая ранее считалась более или менее однородной.

Из сказанного видно, насколько важно при моделировании априорное знание о строении не только земной коры, но и верхней мантии. Сведения о строении последней в основном дают сейсмологические исследования, а также отчасти электромагнитные и тепловые. Действительно, сейсмологические исследования последних лет [4, 21, 31, 41, 43] показали, что верхняя мантия Тихоокеанской переходной зоны имеет сложное слоисто-блоковое строение. Различия в представлениях сейсмологов относительно строения верхней мантии заключаются в разной сложности ее устройства. Однако исследователи выделяют так или иначе континентальный, переходный и океанический блоки верхней мантии. Конечно, указанные горизонтальные неоднородности верхней мантии должны находить свое отражение и в гравитационном поле. Верно и обратное: только по гравитационному полю можно предположить факт латеральной разнородности верхней мантии в полосе геотраверса [1, 2, 6].

Попытка плотностного моделирования тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан, предпринятая в данной работе, вызвана в основном следующим: 1) уточнение строения верхов земной коры и тонкой структуры верхней мантии непосредственно под корой, выполненное в последнее время сейсмическими методами [24], 2) применение программной реализации нового метода решения обратной задачи гравимет-

рии, основанного на алгоритмах квадратичного программирования и впервые примененного авторами для длинных профилей на примере геотраверсов Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы, Камчатка — Тихий океан [11, 16, 19], 3) уточнение распределения гравитационного поля вдоль геотраверса (повторные непрерывные морские измерения и исследования на островах).

Априорная сейсмическая модель тектоносферы представлена на рис. 1. Разрез земной коры взят по [24], сейсмический разрез верхней мантии до глубины 300 км — по [31].

Следует отметить, что модель представлена осредненными (в достаточно широкой полосе) значениями параметров сейсмических волн, тогда как детальные сейсмологические исследования указывают на мозаичную структуру верхней мантии переходной зоны [21, 31]. Гравитационный эффект плотностных неоднородностей, располагающихся на больших глубинах (50—300 км), формирует в основном длинноволновую составляющую гравитационного поля, а эффект мозаичной структуры либо не выражается (вследствие большого удаления от дневной поверхности) в гравитационном поле вообще, либо взаимноисключается (неоднородности различных знаков). В априорную модель авторами включена осредненная сейсмологическая модель верхней мантии, отражающая генеральные черты ее структуры.

Используя зависимости скорость распространения сейсмических волн — плотность [5, 8, 20, 40], априорная сейсмическая модель (см. рис. 1) была перестроена в априорную плотностную (рис. 2). Расчеты для глубин менее 50 км проводились по формуле Нейфа-Дрейка [40], более 50 км — по формулам Воларовича и Красовского, дающим для больших глубин сходные результаты. На априорном плотностном разрезе нанесены также глубинное распределение температур и положение кровли астеносферы по электромагнитным данным.

Вследствие того, что верхняя часть разреза земной коры, показанная на рис. 2 кривой штриховкой, исследована сейсмическими методами [24] с той степенью детальности, которая авторами не может быть уточнена, гравитационное влияние этой части коры и воды из наблюдаемого поля и из дальнейшего моделирования исключено. На рис. 3 представлены априорная плотностная модель слоя морской воды и верхней части земной коры и их гравитационные влияния.

Для дальнейшего решения обратной задачи гравиметрии априорная плотностная модель была разбита на многоугольники, априорные плотности в пределах которых уточнялись в процессе решения. Это проведено с учетом следующих положений: 1) число многоугольников

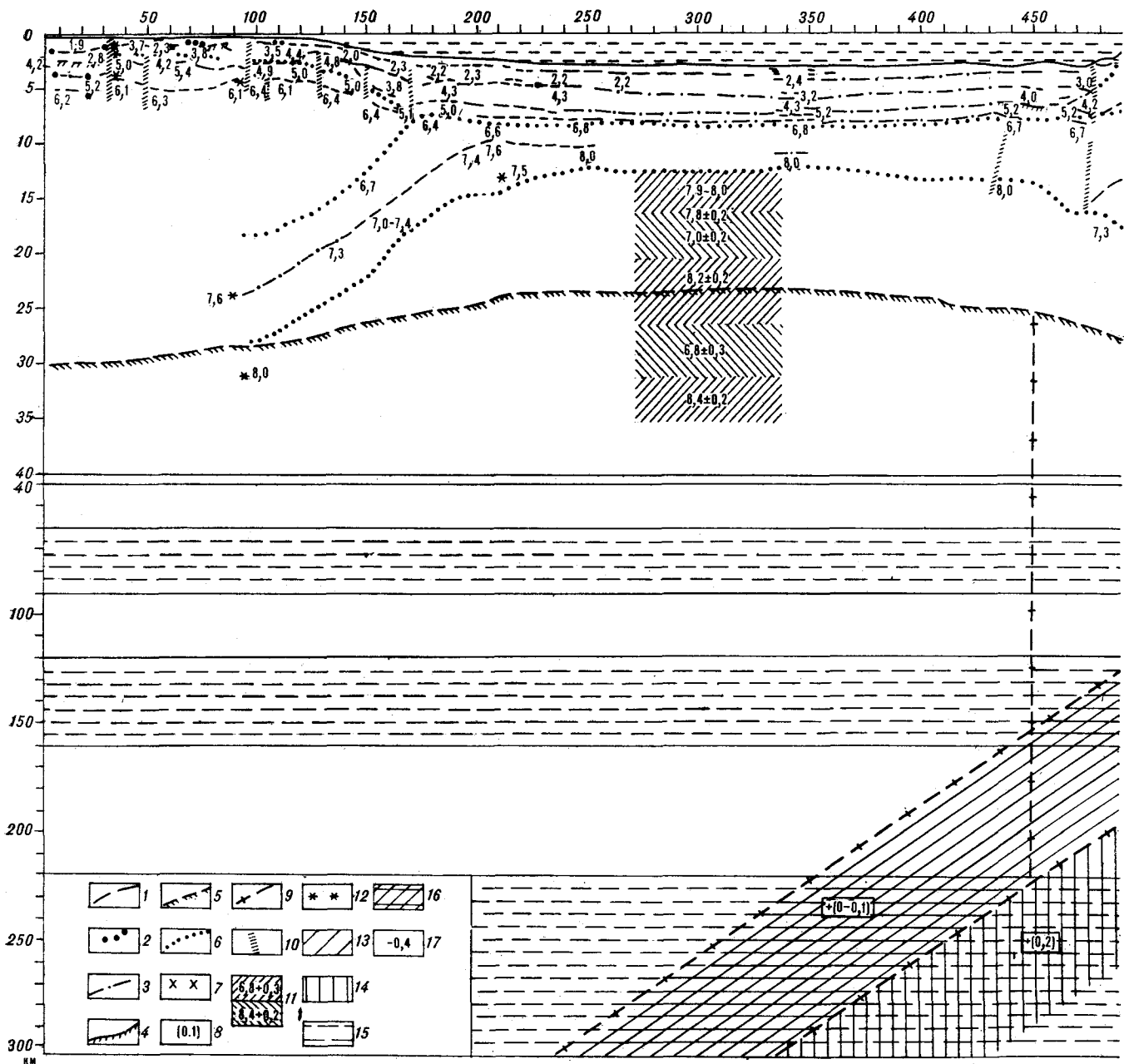
не должно превышать $2/3$ от количества точек измерений вдоль профиля, 2) вертикальные линии разбиения должны как можно более точно разбивать гравитационную кривую на характерные (отражающие основные особенности поля) участки, 3) вследствие того, что в случае решения обратной задачи в линейной постановке геометрия разреза будет закреплена, разбиение на многоугольники должно в той или иной мере учитывать предполагаемые геологические результаты и так называемый «интуитивный фактор» интерпретатора, 4) многоугольники разбиения должны быть соразмерны и в достаточной мере равномерно покрывать весь разрез тектоносферы. Равномерное покрытие важно для выявления таких плотностных неоднородностей, которые априорно (ни из геологических соображений, ни интуитивно) невозможно предположить.

Подобная ситуация описывалась авторами ранее на примере геотраверса Камчатка — Тихий океан, где вокруг уплотненной сейсмофокальной зоны (в подастеносферном слое) совершенно неожиданно выделился разуплотненный объем [19]. Опыт работы с этим геотраверсом учтен при разбиении априорной модели геотраверса на многоугольники в области сейсмофокальной зоны и прилегающих к ней объемов верхней мантии.

Сформулируем задачу исследований в рамках теории математических моделей интерпретации В. И. Старостенко [27] как задачу современного понимания метода подбора [29].

Априорный плотностный разрез (см. рис. 2) построен на глубину 300 км, по латерали — на 1000 км. Таким образом, геотраверс включает все основные элементы переходной зоны от континента к океану: окраинное море, островную дугу, глубоководный желоб, внешний океанический вал. Геотраверс ориентирован субперпендикулярно рассматриваемой системе, имеет выход на континентальный и океанический геоблоки первого порядка, что обеспечивает наибольшую информативность такого рода моделей [23]. Глубина исследований определена как ограниченностью интервала гравиметрических наблюдений, так и наличием экспериментальной геофизической информации, которую авторы старались отделить от концептуальных (гипотетических) предположений.

Интервалы абсолютных значений плотности (см. рис. 2) приняты в соответствии с максимальными «разбросами» их из петрофизических зависимостей плотность — скорость, плотность — удельная теплопроводность и т. д. В итоге интервал возможных вариаций плотностей принят $\pm 0,20$ г/см³. Первоначальная геометрическая аппроксимация разреза представлена на рис. 2 и отвечает данным сейсмологии, геоэлектрики и геотермии.



Последующая детализация геометрической аппроксимации (рис. 4) предоставляет возможность проявиться неизвестным ранее по экспериментальным данным деталям и особенностям плотностного разреза, если таковые имеются. Необходимо отметить, что такой подход часто используется французскими геофизиками [36, 39, 42].

Кл. Сафон с соавторами [42] дают пояснения вводимому понятию «насыщение анализа». Когда имеет место «насыщение», то больше физической информации о возможной локали-

зации массы не появится, если просто продолжать деление разреза. Они использовали этот критерий для определения размера (X_n, Z_n) элементарного аппроксимирующего элемента. В своих исследованиях эти авторы обычно принимают его для всех элементов равным расстоянию между гравиметрическими станциями; такой выбор означает, что они пытаются найти данные о плотности блока, размеры которого равны расстояниям между станциями или превышают их.

ОСТРОВНАЯ ДУГА КУРИЛО-КАМЧАТСКИЙ ГЛУБОКОВОДНЫЙ ЖЕЛОБ КРАЕВОЙ ОКЕАНИЧЕСКИЙ ВАЛ ХОНКАЙДО

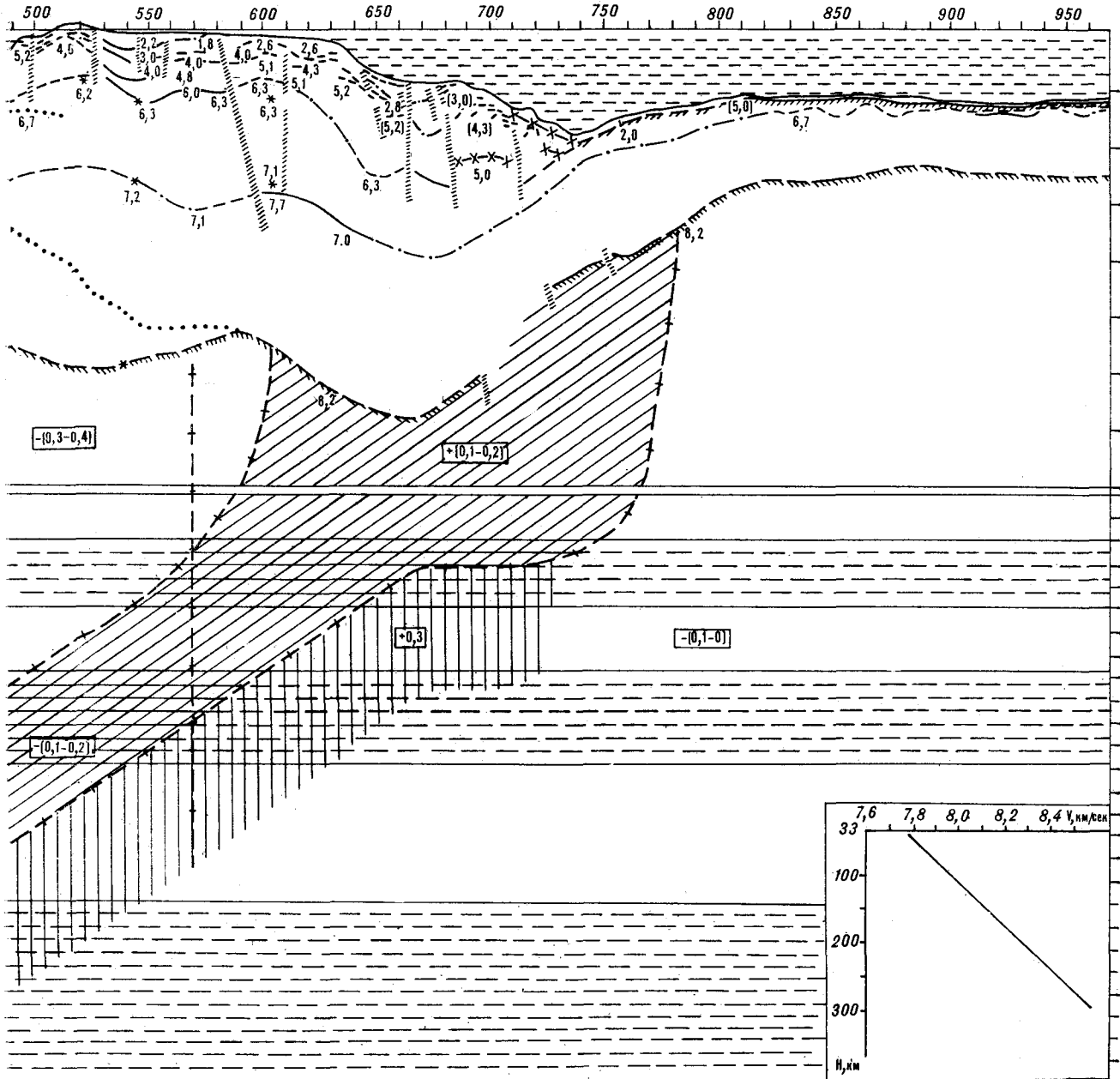


Рис. 1. Сейсмическая модель земной коры и верхней мантии по геотранверсу о. Сахалин — Тихий океан, по К. Ф. Сергееву и др. (1983 г.), Р. З. Тараканову (1978 г.).

1, 2 — преломляющие границы, построенные по: 1 — непрерывным системам наблюдений, 2 — точечным зондированиям (под границами подписаны граничные значения скоростей); 3 — участки интерполяции сейсмических границ; 4 — поверхность сейсмоакустического фундамента; 5 — поверхность Мохо; 6 — сейсмические границы, по И. П. Косминской и др. (1984 г.); 7 — скоростные уровни; 8 — значения пластовых скоростей; 9 — участки интерполяции и экстраполяции для плотностных границ; 10 — зоны разломов; 11 — скоростная модель в пределах глубоководной котловины, по Е. А. Старшиновой (1980 г.); 12 — глубины залегания сейсмических границ в местах пересечения геотранверса другими профилями ГСЗ; 13 — сейсмофокальная зона; 14 — аномальный высокоскоростной слой; 15 — астеносферные слои с пониженной скоростью; 16 — области пересечения астеносферного слоя с сейсмофокальной зоной; 17 — отклонение от средней скорости по модели Г. Джеффриса (на врезке осредненный скоростной разрез, по Г. Джеффрису).

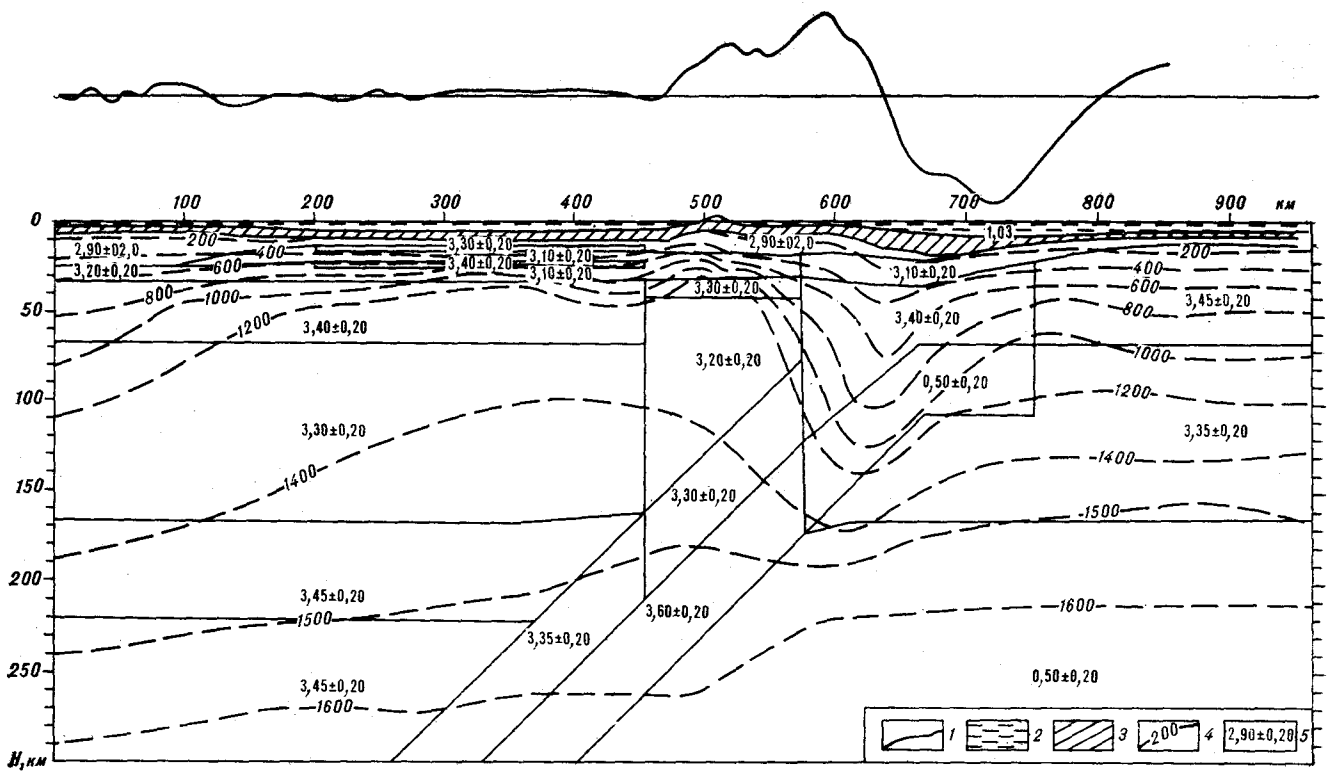


Рис. 2. Априорная плотностная модель по геотраверсу о. Сахалин — Тихий океан.

1 — наблюдаемая кривая аномалии силы тяжести в редукции Фая; 2 — слой воды; 3 — объем верхней части земной коры, гравитационный эффект от которого исключается из наблюдаемого поля; 4 — изотермы ($^{\circ}\text{C}$); 5 — априорные плотности ($\text{г}/\text{см}^3$) и их возможные пределы изменения. (Цифру внизу справа $0,50 \pm 0,20$ читай $3,50 \pm 0,20$.)

В методах, описанных в [36, 39, 42], геометрия аппроксимирующего элемента предельно проста и постоянна, поэтому используется большое число переменных, которые являются только плотностями, чтобы скомпенсировать «жесткость» геометрии.

Учитывая сказанное, при окончательной аппроксимации исходного разреза (см. рис. 4) авторы создали условие: X_n и $Z_n = 2,5 - 5,0$ км. В то же время, чтобы сократить число неизвестных, они, как правило, увеличивали размеры элементов с глубиной, так как разрешающая способность в этом направлении уменьшается. В правомерности такого синтезированного подхода авторы убедились на имитационной модели. Конечно, это разбиение разреза на элементы выполнено и с учетом структуры поля вдоль геотраверса.

В итоге исходный разрез представлен 197 элементарными блоками с заданными в них априорными плотностями. Краевое наращивание разреза со стороны континента выполнено с учетом известной как по глубине, так и по латерали плотностной структуры, с океанической стороны — субгоризонтальными однородными слоями.

Гравиметрические наблюдения на всем протяжении геотраверса представлены в редукции

Фая с обобщенной погрешностью ± 5 мГл. Исходная дискретность наблюдений — 2,0 км. После испытания модели при различных наборах данных окончательно принят шаг дискретизации: 2,5—5,0 км. Это составило 257 гравиметрических определений.

На имитационных моделях установлено, что важное значение для надежности решения имеют измерения за пределами интерпретируемой части плотностного разреза (так называемый «хвост аномалии»). Однако для реальной модели «хвост аномалии» в процесс моделирования включить не удается. Это было показано на примере геотраверса Камчатка — Императорские горы [19].

По известной топографии морского дна вычислен гравитационный эффект слоя воды ($\sigma = 1,03 \text{ г}/\text{см}^3$) и исключен из аномалии Фая (см. рис. 3). Далее рассчитан гравитационный эффект верхней части земной коры (см. рис. 1—3) (зачерченный слой) и также исключен из наблюдений (см. рис. 4). Ошибка такого расчета, учитывая «разброс» зависимости плотность — скорость, оценивается ± 12 мГл. Таким образом, ошибка остаточного поля оценивается ± 13 мГл. Обратная задача решалась относительно остаточного поля для разреза коры и верхней мантии ниже зачерченного слоя, т. е.

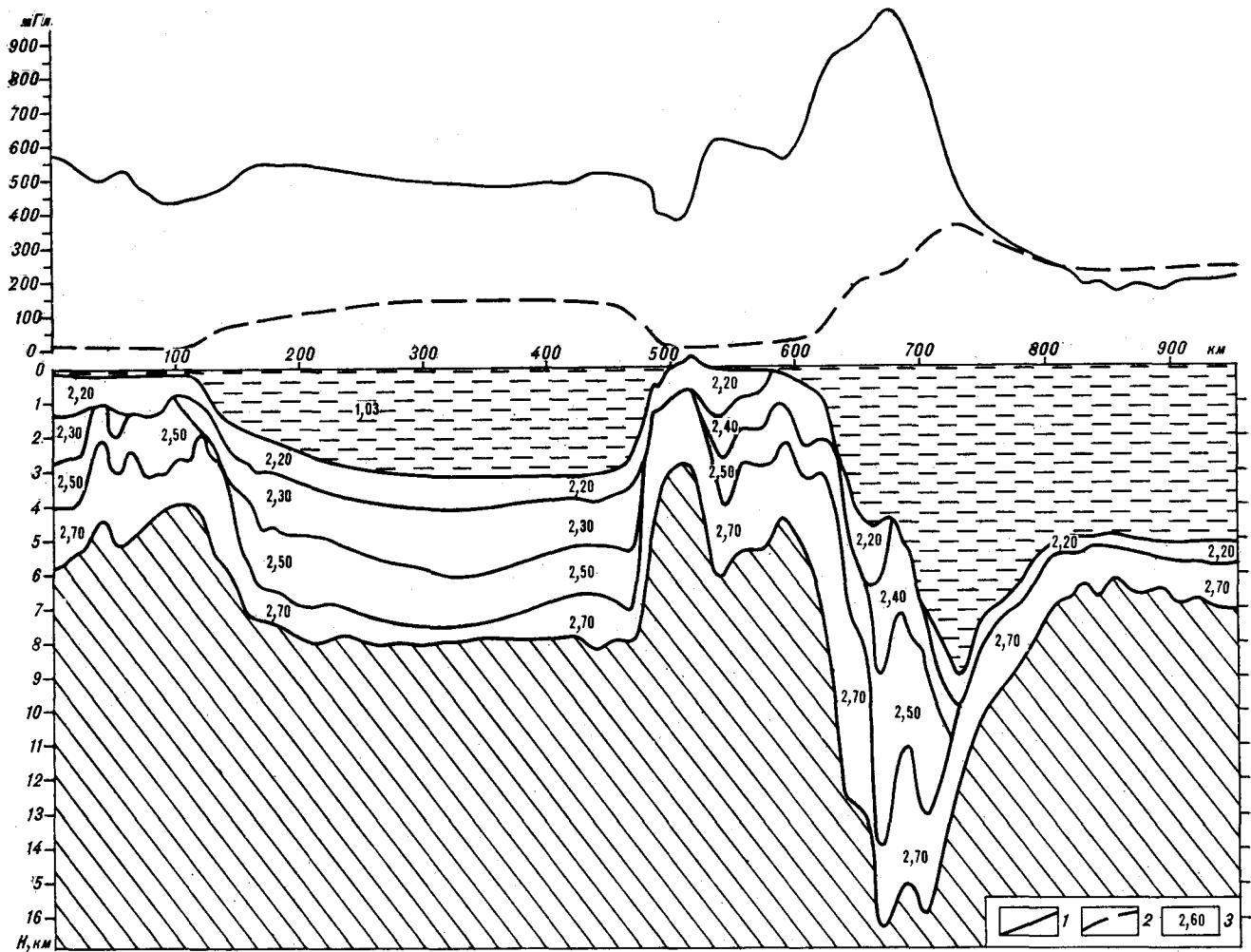


Рис. 3. Плотностная модель верхней части земной коры, гравитационный эффект которой исключен из наблюдаемого поля.

1—2 — гравитационный эффект от: 1 — верхней части земной коры, 2 — слоя воды; 3 — принятые плотности (г/см^3).

от 4—15 до 300 км на глубину (см. рис. 4). Используя подход, описанный в [11], априорно оценены расчетный уровень поля (+40 243 мГл с возможной ошибкой ± 200 мГл) и наклонная составляющая регионального фона ($-0,25$ мГл/км с возможной ошибкой $\pm 0,25$ мГл/км).

Математическая модель геотраверса представляется в виде системы линейных уравнений [27]

$$\sum_{j=1}^N A_{ij} S_j + \sum_{\tau=0}^n P_{i\tau} l_i^{\tau} = V_{zi}, \quad i = \overline{1, M}, \quad (1)$$

а также системы двухсторонних линейных неравенств

$$S_j^{(H)} \leq S_j \leq S_j^{(B)}, \quad j = \overline{1, N}, \quad (2)$$

$$P_{\tau}^{(H)} \leq P_{\tau} \leq P_{\tau}^{(B)}, \quad \tau = \overline{1, n}, \quad (3)$$

где N , S_j — количество и плотность аппроксими-

мирующих элементов разреза соответственно, A_{ij} — гравитационное влияние i -го элемента с единичной плотностью на j -ю гравиметрическую станцию на профиле, n — степень полинома, аппроксимирующего региональный фон, P_{τ} — коэффициенты полинома, l_i^{τ} — линейная координата по профилю, V_{zi} — наблюдаемое поле в M гравиметрических станциях на профиле, $S_j^{(H)}$, $S_j^{(B)}$ и $P_{\tau}^{(H)}$, $P_{\tau}^{(B)}$ — соответственно нижнее и верхнее предельные значения плотностей и коэффициентов полинома.

Необходимо найти такие плотности и коэффициенты P полинома, аппроксимирующего региональный фон, чтобы они удовлетворяли неравенствам (2) и (3) и при этом левые и правые части уравнений (1) в определенном смысле совпадали. Такая задача относится к классу линейных задач гравиметрии [27]. Понимание линейной задачи в этом контексте в настоящее время стало общепринятым [29]. Следуя

Рис. 4. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии по геотраверсу о. Сахалин — Тихий океан.

1 — кривая гравитационного поля в редукции Фая после исключения эффекта верхней части земной коры и слоя воды; 2 — расчетная кривая гравитационного поля от расчетного плотностного разреза; 3 — слой воды; 4 — верхняя часть земной коры; 5 — плотности (г/см^3): в знаменателе априорные, в числителе расчетные.

В. И. Старостенко, задача (1) — (3) сводится к задаче квадратичного программирования.

Итак, необходимо найти некоторое приближение к решению системы

$$\sum_{j=1}^n a_{ij}x_j = b_i, \quad i = \overline{1, m}, \quad m > n \quad (4)$$

при условии выполнения ограничений

$$x_j^{(н)} \leq x_j \leq x_j^{(в)}, \quad j = \overline{1, n}, \quad (5)$$

где n — количество неизвестных, m — число наблюдений поля, a_{ij} — элементы оператора A , описывающего геометрию разреза, b_i — наблюдаемые величины поля, содержащие погрешность среднеквадратической меры E , x_j — искоемые значения, $x_j^{(н)}$ и $x_j^{(в)}$ — соответственно нижние и верхние возможные значения неизвестных.

Далее задача формируется в виде, который обеспечивает ей устойчивое решение, т. е. минимизируется квадратичный регулирующий функционал на множестве точек

$$f(x) = \|Ax - b\|^2 + \alpha_p \|x - x_0\|^2, \quad (6)$$

$$x^{(н)} \leq x \leq x^{(в)}, \quad (7)$$

где α_p — параметр регуляризации, по А. Н. Тихонову, x_0 — априорное приближение искомого решения.

Гравитационное влияние аппроксимирующего элемента единичной плотности A_{ij} описывается аналитически для однородной призмы с сечением в виде трапеции. Задача решается в рамках *двумерной модели* геотраверса. Это вполне оправдано, так как характерные черты рассматриваемых геологических структур — планетарность и *линейность* [23], а геотраверс ориентирован вкост их простирания. Условная минимизация (оптимизация) квадратичного функционала (модели) выполняется методом сопряженных градиентов в обобщении В. И. Старостенко [27]. Возможности этой реализации показаны авторами в [11, 16, 19, 38]. Однако учитывая характер настоящей задачи, размерность которой $n = 199$, целесообразно подробнее остановиться на методе решения.

Насколько известно, задача такой размерности решается впервые. В своей обобщающей статье о решении обратной задачи гравиметрии В. И. Старостенко и А. Н. Заворотько [28] при-

водят пример линейной задачи, где определению подлежат 64 неизвестных. При погрешности поля $\pm 0,277$ мГл ошибка решения составила $\pm 0,16$ г/см³. Авторы пишут, что задача относится к числу очень трудных, а полученные результаты следует признать удовлетворительными. Необходимо отметить, что эта задача решалась в постановке (6), но как задача безусловной минимизации, т. е. без ограничений (7).

Итак, особенности реализации и свойства применяемого авторами метода сводятся к следующему.

1. Наложение ограничений (7) выполняется формированием множества индексов из номеров неравенств и проверкой на *каждой* итерации принадлежности *каждой* компоненты предельным ограничениям. Учитываются не только переход некоторых неравенств в равенства, но и тенденции нарушить неравенства. Здесь удалось реализовать наиболее сложный алгоритм формирования множества индексов, конечная часть которого имеет теоретическое обоснование [27].

2. Известно, что для выбора регуляризованного приближения следует отдавать предпочтение критерию «невязки» как более алгоритмичному [27]. Но для этого необходимо знать величину ошибки наблюдений. Очевидно, что для геотраверсов, которые являются как бы проекцией на одну плоскость разнородного гравиметрического материала, последнее затруднительно. В этой связи примечательным оказывается следующее свойство применяемого метода: как показано в [11], метод обеспечивает «автоматический останов» в окрестностях точки, соответствующей критерию «невязки».

Следуя определениям «математические модели», в которых в рамках поставленной задачи: 1) учтена вся имеющаяся априорная информация о поле и его источниках, 2) все модельные характеристики принципиально могут быть определены, 3) критерий оптимальности позволяет обеспечить полноту извлечения информации, назовем, согласно классификации В. Н. Страхова [29], модель геотраверса Сахалин — поднятие Хоккайдо *оптимальной*.

Рассчитанный гравитационный эффект от априорного плотностного разреза коры и верхней мантии оказался несогласованным с наблюдаемым полем вдоль геотраверса. В результате оптимизации согласно (1) — (3) необходимо найти такое плотностное распределение, которое укладывается в указанный интервал возможных вариаций ($\pm 0,20$ г/см³) относительно априорного распределения, уточнить принятый уровень расчетного поля в интервале 40043 — 40443 мГл, уточнить наклонную составляющую регионального фона в интервале $-0,50 \div 0,00$ мГл/км. При этом несогласованность по

полю необходимо свести к оптимальному уровню — ± 13 мГл.

При $\alpha_p = 100$ полученное плотностное распределение приведено на рис. 4. Лишь в 9 из 197 аппроксимирующих элементов плотности определялись на предельных ограничениях. «Нормальный уровень» расчетного поля оказался равным 40044 мГл, а наклонная фоновая составляющая приняла значение $-0,472$ мГл/км. При этом «невязка» по полю составила $\pm 13,46$ мГл. Таким образом, согласно требованиям принципиальной схемы решения обратной задачи [11] получено *достоверное решение*.

Относительно 9 определений плотности на предельных ограничениях сделаем следующее *методическое замечание*. Некоторые специалисты рассматривают такую ситуацию как отрицательную (в смысле характеристики решения). Однако следуя А. Фишеру и Л. Говарду [39], всегда нужно ожидать, что несколько ограничений будут «активными» в решении, иначе задача будет решена по методу наименьших квадратов без ограничений. Ограничения же переменных очень важны, чтобы по крайней мере исключить появление нереальных аномальных плотностей [39].

Большое число «активных» ограничений в решении предполагает, что необходимо «ослабить» эти ограничения. Однако в рассматриваемом решении это не так. Поэтому авторы имеют возможность при использовании границ быть очень «консервативными», и поэтому сами они никаких решений «не навязывали».

При $\alpha_p = 1000$ решение выполнялось с целью посмотреть, как влияет на результат конкретное значение стабилизатора. Такое значение принималось В. И. Старостенко и О. Н. Заворотко [28] во всех задачах, в том числе и в особо трудных условиях. Получено плотностное распределение, отличное от первого решения не более чем на $\pm 0,01$ г/см³. «Активных» ограничений 10, «нормальный» уровень 40044 мГл, наклонная фоновая составляющая $-0,471$ мГл/км, «невязка» по полю $\pm 19,10$ мГл. Эти результаты свидетельствуют в пользу надежности решения, приведенного на рис. 4.

Рассмотрим случай при $\alpha_p = 0$. Надежность решения всегда связывается с возможностью получения существенно близких результатов при различном задании начального приближения x_0 . Если решать задачу (6) при $\alpha_p = 0$, то начальное приближение x_0 фактически игнорируется и поиск осуществляется лишь ориентируясь на $x^{(n)}$ в первой итерации. То есть осуществляется поиск с учетом только самых общих априорных предположений, но, разумеется, в рамках экспериментальных данных (7). Получено плотностное распределение, отличное от первого решения менее чем на $\pm 0,01$ г/см³, «активных» ограничений 11, «нормальный»

уровень 40044 мГл, наклонная фоновая составляющая $-0,471$ мГл/км, «невязка» по полю $\pm 14,60$ мГл. Эти результаты, очевидно, говорят в пользу *надежного решения*, приведенного на рис. 4. Полученный результат имеет важное методическое значение. Он подтверждает, что применяемый алгоритм сохраняет свойство «авторегуляризации» и в задачах более чем «очень трудных».

Для оценки решения обратной задачи на реальных данных использовались теоретические модели. В рассматриваемом случае неизвестна структура коры и верхней мантии (в смысле прямого опробования), поэтому единственная возможность оценить точность решения — это решить обратную задачу на имитационной (искусственной, теоретической) модели. Имитационная модель по своим параметрам (полю, разрезу) возможно близко соответствует действительной модели геотраверса, при этом известен «ответ» решения обратной задачи. По результатам решения последней на имитационной модели ошибка для каждого аппроксимирующего элемента составляет около $\pm 0,01$ г/см³. Таким образом, в результате оптимизации модели геотраверса получено надежное и достаточно точное плотностное распределение в коре и верхней мантии.

К решению необходимо сделать следующее интересное и важное замечание. В рамках принятой модели для геотраверса получена мощная наклонная фоновая составляющая с отрицательным знаком. В данном случае в отличие от результатов по геотраверсу Камчатка — Императорские горы [19] правильнее ее связывать не только с латеральной разнородностью мантии ниже 300 км, но и с более мощной (или менее плотной) «астеносферой», примыкающей к геотраверсу со стороны океана.

Подводя итог методическому разделу статьи, на рис. 5 приведена блок-схема решения обратной задачи для рассматриваемого геотраверса, которая наглядно отражает весь процесс решения. Результаты плотностного моделирования тектоносферы вдоль геотраверса отражены на рис. 4, 6.

Начнем рассмотрение результатов моделирования с земной коры, двигаясь с запада на восток. Вдоль всего геотраверса от шельфа Сахалина до глубоководного желоба расчеты указывают на повсеместное распространение «гранитного» слоя с плотностями 2,71—2,79 г/см³. Мощность «гранитного» слоя под шельфом Сахалина составляет 15—20, под Курильской островной системой 7—12, а под Курильской котловиной 3—4 км. Плотность слоя под шельфом Сахалина и Курильской котловиной равна в среднем 2,71 г/см³, тогда как под Курильской островной системой плотность «гранитного» слоя достигает 2,77—2,79 г/см³.

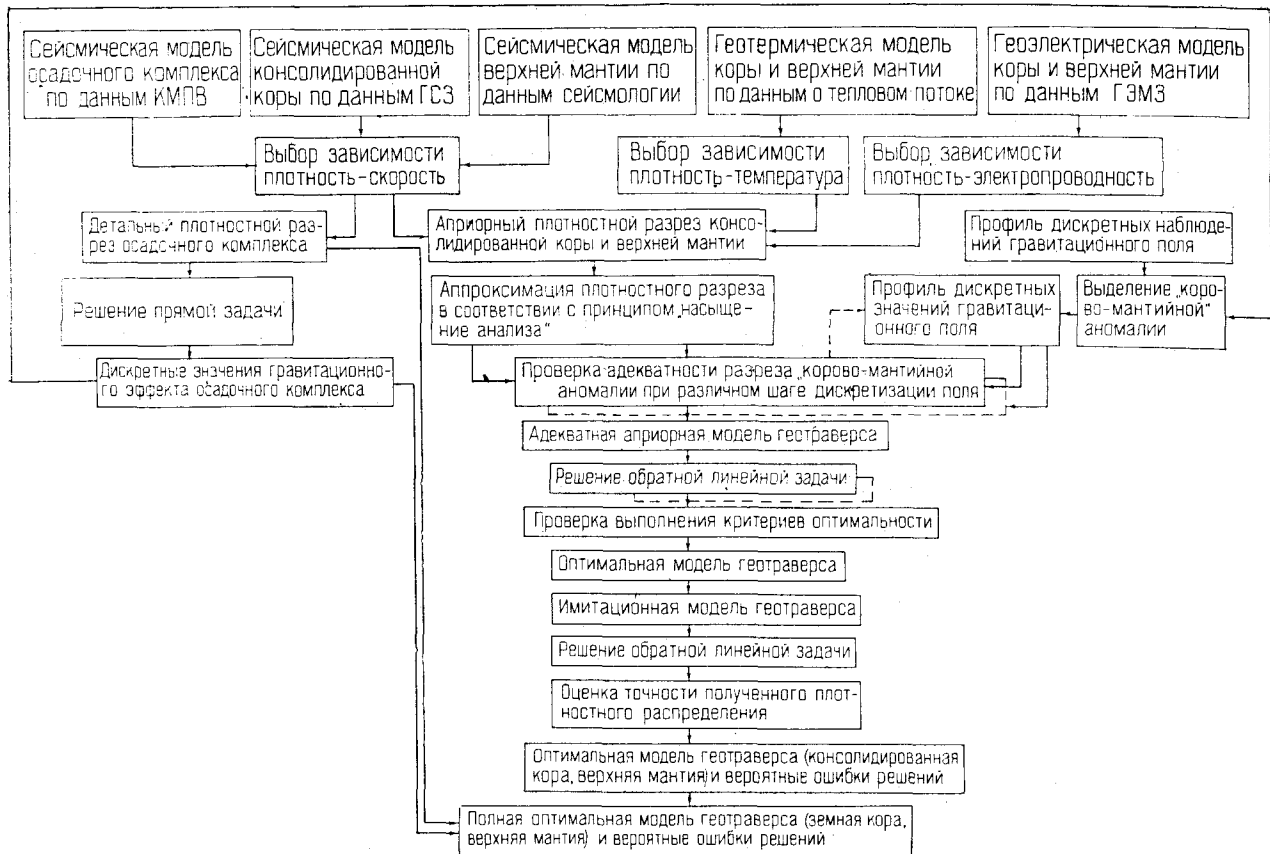


Рис. 5. Принципиальная схема решения обратной задачи.

В районе глубоководного желоба «гранитный» слой, по-видимому, выклинивается.

«Базальтовый» слой земной коры присутствует вдоль всего геотраверса повсеместно и характеризуется плотностями от 2,90 до 3,10 г/см³. Мощность слоя составляет 10 км под шельфом Сахалина, затем резко увеличивается на юго-восток и под Курильской котловиной достигает 20—25 км. Мощность слоя под Курильской островной системой 10—15 км, в сторону глубоководного желоба она сокращается до 10 км и под океанической частью профиля составляет 5 км. Характерно, что плотность «базальтового» слоя под океанической частью профиля (2,90 г/см³) существенно меньше плотности слоя под остальной его частью. Под северо-западным и юго-восточным бортами Курильской котловины отмечаются резкие латеральные скачки плотности в «базальтовом» слое. Это, по-видимому, связано с предполагаемыми здесь [13] глубинными разломами. В случае юго-восточного борта котловины разлом проникает и в «гранитный» слой, а возможно, и выше.

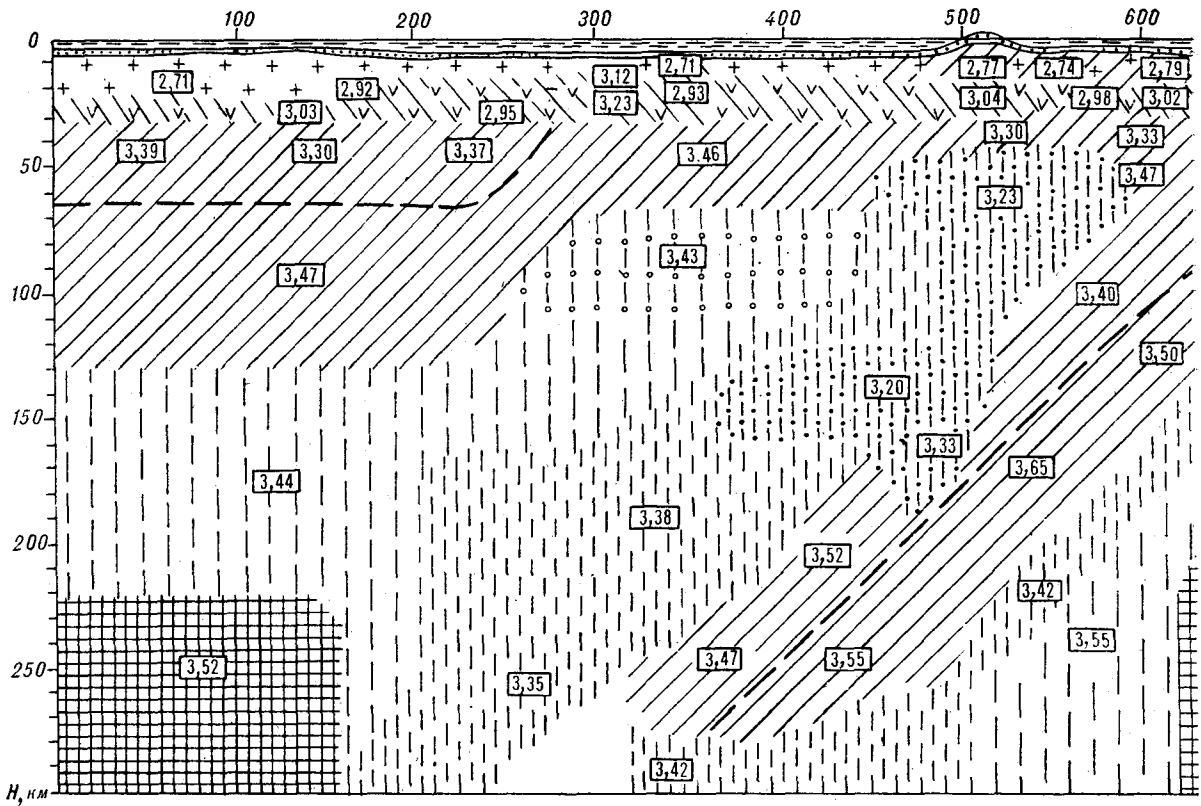
Высокоскоростные прослои в «базальтовом» слое под Курильской котловиной с плотностями 3,12 и 3,22 г/см³, по всей видимости, обуслов-

лены интрузивными телами типа силлов [35].

Под Большой Курильской грядой и подводным хребтом Витязь как в «гранитном», так и в «базальтовом» слоях отмечаются относительные уплотнения земной коры, связанные, по-видимому, с современной (Большая гряда) и прошедшей (хр. Витязь) вулканической деятельностью.

Мощность земной коры, начиная от шельфа Сахалина и до северо-западного склона Курило-Камчатского желоба, составляет 30 км. Начиная с северо-западного склона желоба и далее вдоль профиля на юго-восток, мощность земной коры постепенно сокращается, достигая 11—12 км в районе крайнего вала Хоккайдо (Тихий океан). В целом для всего геотраверса можно говорить об аномально уплотненной коре под Курильской котловиной. Средние плотности земной коры для остальных участков земной коры вдоль профиля близки к нормальному и составляют 2,80—2,85 г/см³.

Перейдем теперь к рассмотрению результатов моделирования для глубинной (30 км и более) мантийной части геотраверса. Плотностное строение верхней мантии для юго-восточной части профиля, начиная от материкового склона желоба и далее в океан, в первом прибли-



жении согласуется с априорной ее моделью [31]. Так же как и в последней, выделяются слой литосферы с подошвой на глубине 65 км и астеносферный слой с глубинами кровли и подошвы от 65 до 165 км. Под астеносферой выделяется высокоплотный ($3,69 \text{ г/см}^3$) подастеносферный фундамент с подошвой на глубинах, больших 165 км. В априорной модели от 220 до 300 км в теле подастеносферы должен располагаться третий астеносферный слой, который в настоящей интерпретации не отмечается. Проведенные расчеты указывают на горизонтальную расслоенность как литосферы, так и астеносферы (см. рис. 6). Но, пожалуй, самым примечательным результатом интерпретации является наличие разуплотненных зон, окружающих относительно уплотненную сейсмофокальную зону как с юго-востока, так и с северо-запада по всей глубине интерпретируемого разреза. Эти зоны как бы отделяют уплотненную относительно них литосферную плиту (фокальную зону) от существенно более плотного подастеносферного доколя.

Разделение сейсмофокальной зоны на менее плотный и подстилающий его более плотный слои по результатам расчетов сохраняется. Последние указывают на разрыв сплошности литосферной плиты (как единого тела), начиная с глубин 270—280 км.

Наибольшие различия в плотностной структуре верхней мантии по сравнению с априорной

плотностной моделью отмечаются для северо-западной части геотраверса (от хр. Витязь до шельфа Сахалина). Здесь отмечается пространственное и плотностное несовпадение между априорной и расчетной моделями как для литосферы, так и для астеносферы и подастеносферного доколя.

Мощность литосферы под шельфом Сахалина составила не 65 км, как это следовало из априорной модели, а 120—130 км, на что также указывают электромагнитные данные [22]. Под Курильской котловиной наблюдается резкое сокращение мощности литосферы до 65—70 км, а под Курильской дугой мощность литосферы сокращается до 45—50 км. Астеносферный слой под шельфом Сахалина отмечается на глубинах от 130 до 220 км. Кровля астеносферы испытывает резкий подъем в сторону Курильской системы от 130 до 45—50 км.

Над сейсмофокальной зоной по аномально малым плотностям и инверсии плотностей с глубин 170—180 до 45 км от уровня моря можно приблизительно наметить положение очагов магмообразования, проецирующихся в плане под Большую Курильскую гряду и Курильскую котловину. Вещество в этих резервуарах, очевидно, находится в частично расплавленном состоянии, этим и обеспечиваются аномально низкие в них плотности. Из выделенных очагов магма периодически по каналам поставляется наверх, под Курильскую гряду и

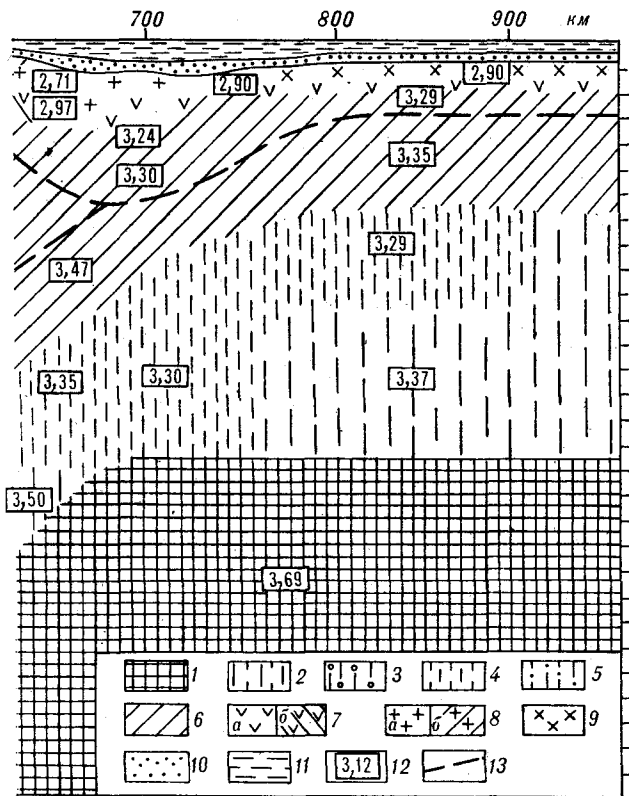


Рис. 6. Геолого-геофизическая модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса.

1 — уплотненные области подастеносферного слоя; 2 — области астеносферы, выделяемые по пониженным градиентам плотности; 3 — области частичного плавления в астеносфере; 4 — области астеносферы, выделяемые по инверсии плотностей; 5 — предполагаемые очаги магмообразования; 6 — мантийная часть литосферы; 7 — «базальтовый» слой (а), уплотненные зоны «базальтового» слоя (б); 8 — «гранитный» слой (а), уплотненные зоны гранитного слоя (б); 9 — переходный слой океанической коры; 10 — слой рыхлых осадков; 11 — слой воды; 12 — плотности; 13 — предполагаемые границы в теле литосферы.

сти намечается горизонтальная расслоенность литосферы и астеносферы. Подастеносферный слой, выделяемый на месте третьей астеносферы (в априорной модели), существенно менее плотен, чем таковой для юго-восточной части профиля.

Переходя к рассмотрению геодинамических аспектов проблемы, т. е. возможных процессов, приведших к описанной плотностной структуре тектоносферы (см. рис. 4, 6), следует отметить, что из множества предлагаемых для этого района геодинамических гипотез [3, 25, 26, 30 и др.] наиболее предпочтительной является гипотеза Е. В. Артюшкова [3], другие же вследствие имеющего место аномально разуплотненного объема вокруг погружающейся плиты, впервые выделенного авторами на примере геотраверса Камчатка — Тихий океан, в той или иной мере не удовлетворяют этому факту. В [19] вопрос применимости каждой из геодинамических концепций к данной плотностной структуре тектоносферы рассмотрен достаточно подробно.

котловину, остывает, метаморфизуя окружающие породы земной коры, чем и объясняются отмечаемые в этих районах ее уплотнения, упомянутые выше. Как и для юго-восточной части геотраверса, для северо-западной его ча-

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев М. Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей.— Физика Земли, 1978, № 2.
2. Артемьев М. Е., Страхов В. Н. и др. Плотностные неоднородности под системой островных дуг.— Физика Земли, 1982, № 1.
3. Артюшков Е. В. Геодинамика.— М.: Наука, 1979.
4. Болдырев С. А., Кац С. А. Трехмерная скоростная модель верхней мантии переходной зоны от Тихого океана к Азиатскому континенту.— Вулканология и сейсмология, 1982, № 2.
5. Волярович М. П., Курскиева А. К., Томашевская И. С. О связи между скоростью распространения продольных волн и плотностью горных пород при высоких весторонних давлениях.— Физика Земли, 1967, № 5.
6. Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А. и др. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана.— Новосибирск: Наука, 1974.
7. Гайнанов А. Г. Гравиметрические исследования земной коры океанов.— М.: Изд-во МГУ, 1980.
8. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки.— М.: Наука, 1978.
9. Гравиразведка. Справочник геофизика.— М.: Наука, 1981.
10. Злобин Т. К. Строение земной коры и верхней мантии юга Курильской островной дуги.— В кн.: Строение и динамика переходных зон. М.: 1983.
11. Исеев В. И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравиметрических съемок на примере профиля Средние Лангары — Мухто (Северный Сахалин).— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
12. Косыгин В. Ю., Кочергин Е. В. и др. Основные черты аномальных гравитационного и магнитного полей южной части Охотского моря.— В кн.: Геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
13. Косыгин В. Ю. Геологическая природа гравитационных аномалий Южно-Охотского региона.— М.: Наука, 1981.
14. Косыгин В. Ю., Павлов Ю. А., Строев П. А. Основные черты гравитационного поля, мощность и изостатическое состояние земной коры северо-западного сектора Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
15. Косыгин В. Ю., Сусеков Ю. А. Плотностная модель литосферы Курильской системы: окраинное море — дуга — желоб — океан.— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
16. Косыгин В. Ю., Исеев В. И. Оптимальная плотностная структура верхней мантии вдоль геотраверса

- Япония — возвышенность Шатского — Императорские горы. — Тихоокеанская геол., 1983, № 5.
17. Красный М. Л., Неверов Ю. Л. и др. Геологическое строение фундамента обрамления Охотоморской котловины по результатам 21 рейса НИС «Пегас». Новоалександровск: ДВНЦ АН СССР, 1981.
 18. Красный М. Л., Круляков А. А. Результаты анализа аномального геомагнитного поля северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Геофизические поля северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982.
 19. Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И. Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотранверса Камчатки — Тихий океан. — Тихоокеанская геол., 1985, № 1.
 20. Красовский С. С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле. — Киев: Наукова думка, 1981.
 21. Кузин И. П. Фокальная зона и строение верхней мантии в районе Восточной Камчатки. — М.: Наука, 1974.
 22. Мардерфельд Б. Е., Верховский В. Н., Ляпушев А. М. Сводные данные об интенсивности и ориентации индукционных векторов в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — В кн.: Геофизические поля переходной зоны Тихоокеанского типа. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
 23. Романовский Н. П., Туезов И. И. Геотранверсы зоны Азиатско-Тихоокеанского сочленения: проблемы и методика исследований. — Тихоокеанская геол., 1983, № 6.
 24. Сергеев К. Ф., Аргентов В. В. и др. Сейсмическая модель земной коры южной части Охотоморского региона и некоторые результаты ее геологической интерпретации. — Тихоокеанская геол., 1983, № 6.
 25. Сергеев К. Ф. Основные черты строения и вероятный механизм образования Курильской островной системы. — Тихоокеанская геол., 1984, № 4.
 26. Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. — М.: Наука, 1974.
 27. Старостенко В. И. Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии. — Киев: Наукова думка, 1978.
 28. Старостенко В. И., Заворожье А. И. Решение обратных задач гравиметрии для нескольких контактных поверхностей. — Физика Земли, 1982, № 3.
 29. Страхов В. Н. Важная вежа. — Физика Земли, 1984, № 1.
 30. Сычев П. М. Глубинные и приповерхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. — М.: Наука, 1979.
 31. Тараканов Р. З., Ким Чун Ун. Особенности строения верхней мантии Курило-Японского региона по сейсмическим данным. — В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. — Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
 32. Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода. — Новосибирск: Наука, 1975.
 33. Туезов И. К., Васильев Б. И. и др. Геологическое строение и геологическая природа Курильской котловины Охотского моря по новым геолого-геофизическим данным. — В кн.: Структура и геодинамика литосферы северо-запада Тихого океана по геофизическим данным. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
 34. Туезов И. К., Веселов О. В. и др. Геотермика запада Тихого океана. — Тихоокеанская геол., 1982, № 3.
 35. Федорченко В. И., Родионова Р. И. Эволюция земной коры на восточной окраине Азии и место в ней магматического процесса. — В кн.: Строение и динамика переходных зон. М.: Межведомственный геофизический комитет при Президиуме АН СССР, 1983.
 36. Guer M., Bayer R. Fortran routines for linear inverse problems. — Geophysics, 1980, v. 45, N 11.
 37. Kogan M. G. Gravity field of the Kuril-Kamchatka arc and its relation to the thermal regime of the lithosphere. — J. Geoph. Res., 1975, v. 80, N 11.
 38. Kosygin V. Yu., Isaev V. I. Upper mantle density model along geotransverse of Japan-Shatsky Rise — Emperor Seamounts. International symposium "Structure and dynamics of transition zones". Abstracts of papers, Sochi, December 7—14, 1983.
 39. Fisher N., Howard L. Gravity interpretation with the aid of quadratic programming. — Geophysics, 1980, v. 45, N 3.
 40. Nafe J. E., Drake C. L. Variation with depth in shallow and deep water marine sediments of porosity, density and the velocities of compressional and shear waves. — Geophysics, 1957, N 22.
 41. Oliver J., Isaks B. Deep earthquake zones, anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region. — Rev. Geophys. Space Phys., 1971, v. 9.
 42. Safon Cl., Vasseur G., Cuer M. Some applications of linear programming to the inverse gravity problem. — Geophysics, 1977, v. 42, N 6.
 43. Utsu T. Seismological evidence for anomalous structure of island arcs with special reference to the Japanese region. — Rev. Geophys. Space Phys., 1971, v. 9.

ИМГиГ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск
ПГО Сахалингеология
Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию
1 апреля 1985 г.

УДК 550.831(265.3)

В. А. Бабошина, А. А. Терещенков, В. В. Харахинов

ГРАВИТАЦИОННОЕ ПОЛЕ ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА И ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИЯ В КОМПЛЕКСЕ С БАТИМЕТРИЧЕСКИМИ И СЕЙСМИЧЕСКИМИ ДАННЫМИ

Показаны результаты комплексной интерпретации данных гравиметрии, батиметрии и сейсморазведки. Проведено районирование остаточного рельефа земной поверхности и гравитационного поля, из которого исключен эффект влияния поверхности Мохо. На основе сейсмических данных о значениях мощности осадочных отложений.

Изучение гравитационного поля проводилось при комплексных исследованиях Охотоморского региона для целей тектонического районирования и определения мощности нефтегазоносных осадочных отложений.

Опыт проведения нефтегазопоисковых работ на суше показал целесообразность использования для интерпретации гравитационные аномалии в редукции Буге. В равнинных областях, где подошва земной коры — поверхность Мохо — не претерпевает значительных изменений гипсометрического уровня, влияние этого глубинного фактора не искажает гравитационные эффекты неоднородностей верхней части земной коры — объектов исследования нефтяников.

Изучаемый Охотоморский регион в гравитационном поле аномалий Буге является переходной зоной от отрицательных континентальных к интенсивным положительным океаническим аномалиям с перепадом значений до нескольких сот миллигалл. Региональные аномалии силы тяжести обусловлены особенностями глубинной структуры земной коры и верхней мантии, выявление которых представляет сложную проблему. Изучавшие гравитационное поле региона исследователи [1, 9, 12] считают, что «как отрицательные континентальные, так и положительные океанические аномалии Буге несут в себе информацию о реально существующих различиях в строении земной коры и прежде всего о большой ее мощности под континентами и малой мощности под океанами. Различие знаков аномалий Буге на континентах и океанах... свидетельствует о выполнении принципа изостазии земной коры... существования уравновешивания масс рельефа земной поверхности приближением к ней (в районе морей и океанов) или удалением (на возвышенных участках континентов) плотного вещества

дочной толщи и остаточного рельефа и гравитационных аномалий путем применения метода множественного корреляционного анализа построена карта мощности осадочных отложений Охотоморского региона. Дана характеристика основных структурных элементов в связи с перспективами нефтегазоносности.

мантии, на котором как бы «плавает» земная кора, подчиняясь законам гидростатики» [9, с. 71]. Генеральные черты рельефа Земли, таким образом, связаны с гипсометрией поверхности Мохо.

Акватория Охотского моря покрыта относительно редкой сетью профилей ГСЗ, поэтому данные о региональном поведении границы Мохо целесообразно получить опосредованно, через рельеф поверхности Земли, так как батиметрических данных значительно больше.

На базе имеющихся промеров глубин морского дна построена карта рельефа дна Охотского моря, которая затем разделена на разночастотные составляющие (региональную и остаточную). Трансформация батиметрической карты осуществлена на ЭВМ по программе преобразования геофизических полей. Параметры расчетов: шаг 10 км, максимальный радиус круговой палетки 100 км. При выборе радиуса осреднения руководствовались следующими соображениями. Установлено, что между генеральными формами рельефа земной поверхности и гипсометрией подошвы земной коры существует обратная корреляционная связь [2, 3, 12]. Для выделения таких генеральных форм по данным одних исследователей радиус осреднения должен находиться в пределах 2,5—4,5 М, где М — средняя мощность земной коры в изучаемом регионе [6, 7]; другие же считают, что максимальный радиус должен быть 6—10 М [4]. Так как на территории сопредельной суши мощность земной коры составляет 40—45 км, а в пределах Южно-Охотской котловины уменьшается до 10 км, то радиус осреднения принят равным 100 км. По результатам трансформации построены карты регионального и остаточного (локального) рельефа дна Охотского моря. На основе карты остаточного рельефа проведено

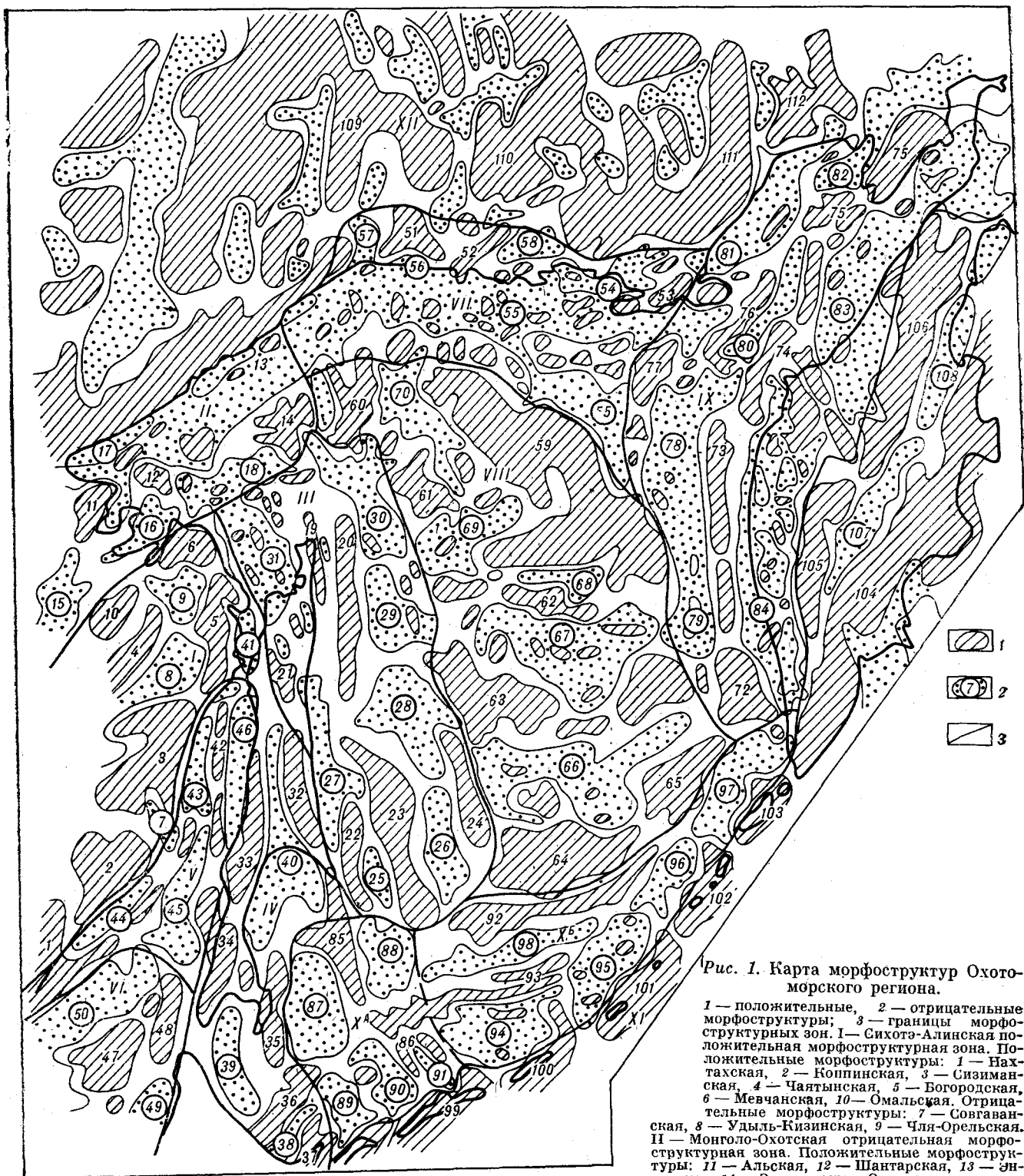


Рис. 1. Карта морфоструктур Охотского региона.

1 — положительные, 2 — отрицательные морфоструктурных зон, 3 — границы морфоструктурных зон. I — Сихотэ-Алинская положительная морфоструктурная зона. Положительные морфоструктуры: 1 — Нахтацкая, 2 — Копнинская, 3 — Сизиманская, 4 — Чайтынская, 5 — Богородская, 6 — Мевчанская, 10 — Смальская. Отрицательные морфоструктуры: 7 — Совгаванская, 8 — Удиль-Кизинская, 9 — Чля-Орельская. II — Монголо-Охотская отрицательная морфоструктурная зона. Положительные морфоструктуры: 11 — Альская, 12 — Шантарская, 13 — Энкенская, 14 — Замыкающая. Отрицательные морфоструктуры: 15 — Тугуро-Нимеленская, 16 — Ульбанская, 17 — Восточно-Удская, 18 — Восточно-Тугурская. III — Восточно-Сахалинская отрицательная морфоструктурная зона. Положительные морфоструктуры: 19 — Шмидтовская, 20 — Тихоновича, 21 — Вагисско-Даехуриинская, 22—23 — Полевого, 24 — Пограничная. Отрицательные морфоструктуры: 25 — Пегаса, 26 — Петра Шмидта, 27 — Пограничная, 28 — Западно-Охотская, 29 — Южно-Дерюгинская, 30 — Северо-Дерюгинская, 31 — Северо-Сахалинская. IV — Хоккайдо-Сахалинская положительная морфоструктурная зона. Положи-

районирование, и в пределах Охотоморского региона выделены крупные морфоструктурные зоны и морфоэлементы более высоких порядков (рис. 1). Границами зон являются участки наибольших градиентов и резкая смена простираний морфоструктур. Зоны характеризуются определенным преобладающим простиранием морфоструктур, отражающим ориентировку складчатых сооружений.

Карта генеральной (\bar{H}) рельефа по формуле $\Delta g = -0,0418 \sigma \bar{H}$ [7] была переоцифрована в карту гравитационного регионального поля, обусловленного гипсометрией поверхности Мохо. При плотности промежуточного слоя $\sigma_{\text{пс}} = 2,3 \text{ г/см}^3$ и воды $\sigma_{\text{в}} = 1,03 \text{ г/см}^3$ имеем соответственно $\Delta g = +0,053 \bar{H}$ и $-0,096 \bar{H}$, т. е. при глубине моря и высоте суши 1000 м амплитуда аномалии составляет +53 и -96 мГл. Этот региональный фон из гравитационного поля в редукции Буге был исключен, чем устранен эффект влияния границы Мохо, в данном случае являющийся мешающим геологическим фактором. В результате из поля аномалий силы тяжести выделена ее высокочастотная составляющая, создаваемая главным образом второй, наиболее гравитационной, границей в земной коре — кровлей консолидированного фундамента. Проведено районирование остаточного гравитационного поля, результаты которого отражает карта гравитационных элементов Охотоморского региона (рис. 2). Выделено двенадцать следующих аномальных зон.

I. Сихотэ-Алинская повышенная аномальная зона соответствует Сихотэ-Алинскому складчатому сооружению, сложенному породами значительной плотности, отчего они и отражаются в гравитационном поле интенсивными аномалиями. Простирание зоны в целом север-северо-восточное, аномалии более высокого порядка вытянуты в северо-восточном направлении и градиентные границы их соответствуют разломам северо-восточного простирания. Эта зона ограничивает с юго-запада Охотоморский регион.

II. Монголо-Охотская пониженная аномаль-

ная зона имеет северо-восточную ориентировку (как и аномалии 1-го порядка внутри нее), что согласуется с простиранием палеозойд Монголо-Охотской складчатой области. На траверсе мыса Энкен аномалии этой зоны имеют торцевое сочленение с аномалиями субмеридионального сахалинского направления, которые четко отразились в замыкающей положительной аномалии.

III. Восточно-Сахалинская пониженная аномальная зона вытянута в субмеридиональном направлении. Простирание аномалий 1-го и 2-го порядков такое же, но на восточном пограничном участке в изгибах изолиний появляются субширотная и северо-восточная ориентировки, характерные для соседней Центрально-Охотской зоны. На уровне средней части Сахалина такие простирания наблюдаются для всей зоны. Вероятно, в гравитационном поле отражаются субширотные разломы, протягивающиеся от Сихотэ-Алиня через Татарский пролив и о. Сахалин в Охотское море.

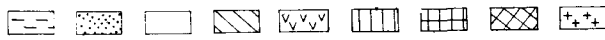
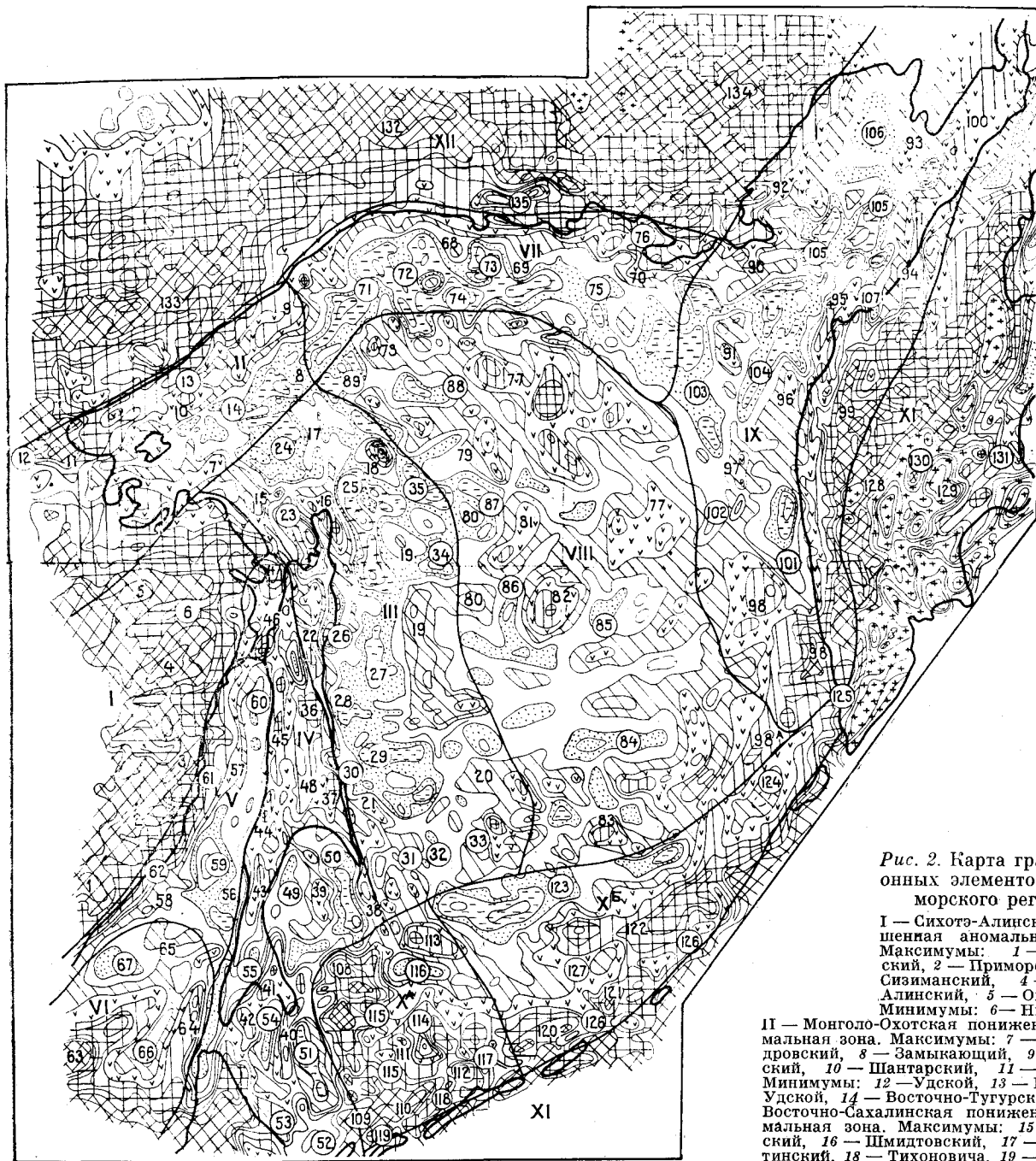
IV. В Сахалинской повышенной аномальной зоне при данном масштабе исследований нашли отражение наиболее крупные элементы поля. Детальный анализ и районирование поля этой зоны даны в [11]. Простирание аномалий 1-го и 2-го порядков субмеридиональное, присущее кайнозойским структурам Сахалинской складчатой области. Южная часть зоны характеризуется наличием интенсивных отрицательных аномалий: Макаровской, Владимировской, Левенорновской.

V. Татарская пониженная аномальная зона в основном отразилась в виде крупной отрицательной аномалии. Выделенные аномалии более высокого порядка не являются замкнутыми, а выражаются в осложнениях — «раздувах» и «мысах» изолиний. Простирание зоны субмеридиональное.

VI. Северо-Японская пониженная аномальная зона принадлежит Япономорскому региону. Простирание аномалий внутри зоны меняется от субмеридионального до северо-восточного.

тельные морфоструктуры: 32 — Восточно-Сахалинская, 33 — Камышовая, 34 — Южно-Камышовая, 35 — Тонино-Анивская, 36 — Китами-Ямато, 37 — Сиретоко. Отрицательные морфоструктуры: 38 — Абашири, 39 — Китами-Анивская, 40 — Тымь-Пороайнская, 41 — Амурская, V — Татарская отрицательная морфоструктурная зона. Положительные морфоструктуры: 42 — Прибрежная. Отрицательные морфоструктуры: 43 — Сюркумская, 44 — Аджимская, 45 — Южно-Татарская, 46 — Бошняковская. VI — Япономорская отрицательная морфоструктурная зона. Положительные морфоструктуры: 47 — Мусаси, 48 — Монеронская. Отрицательные морфоструктуры: 49 — Исикари, 50 — Северо-Японская. VII — Северо-Охотская отрицательная морфоструктурная зона. Положительные морфоструктуры: 51 — Охотская, 52 — Лисянского, 53 — Кони. Отрицательные морфоструктуры: 54 — Магаданская, 55 — Северо-Охотская, 56 — Мареканская, 57 — Кухтуйская, 58 — Кавинская. VIII — Центрально-Охотская положительная морфоструктурная зона. Положительные морфоструктуры: 59 — Центрально-Охотская, 60 — Ионы, 61 — Кашеварова, 62 — Парусная, 63 — Института океанологии, 64 — Академии наук СССР, 65 — Лебеда. Отрицательные морфоструктуры: 66 — Макарова, 67—68 — Центрально-Охотские, 69 — Центрально-Дерюгинская, 70 — Кашеваровская, 71 — Ионы. IX — Западно-Камчатская отрицательная морфоструктурная зона. Поло-

жительные морфоструктуры: 72 — Большещерецкая, 73 — Прикамчатская, 74 — Утхолокская, 75 — Тайгонская, 76 — Пягина-морская, 77 — Западно-Тинровская. Отрицательные морфоструктуры: 78 — Тинровская, 79 — Лебеда, 80 — Шелиховская, 81 — Ямская, 82 — Гижигинская, 83 — Кулькинско-Парапольская, 84 — Западно-Камчатская. X — Южно-Охотская отрицательная морфоструктурная зона: X^а — Западная. Положительные морфоструктуры: 85 — Тюленья, 86 — Двугорбая. Отрицательные морфоструктуры: 87 — Левенорновская, 88 — Тюленья, 89 — Немуро, 90 — Екатеринбургская, 91 — Итурупская; X^б — Восточная. Положительные морфоструктуры: 92 — Континентального уступа, 93 — Продольная. Отрицательные морфоструктуры: 94 — Урупская, 95 — Симуширская, 96 — Онекотанская, 97 — Атласова, 98 — Южно-Охотская. XI — Курило-Камчатская положительная морфоструктурная зона. Положительные морфоструктуры: 99 — Итурупская, 100 — Урупская, 101 — Симуширская, 102 — Онекотанская, 103 — Парамуширская, 104 — Восточно-Камчатская, 105 — Срединная, 106 — Анавай-Лесновская. Отрицательные морфоструктуры: 107, 108 — Центрально-Камчатские. XII — Верхоинно-Чукотская положительная морфоструктурная зона. Положительные морфоструктуры: 109 — Охотская, 110 — Инайская, 111 — Балыгчанская, 112 — Приомолонская.



Возрастание интенсивности поля

Рис. 2. Карта гравитационных элементов Охотско-морского региона.

I — Сихотэ-Алинская повышенная аномальная зона. Максимумы: 1 — Копинский, 2 — Приморский, 3 — Сизиманский, 4 — Сихотэ-Алинский, 5 — Омальский. Минимумы: 6 — Ниланский.

II — Монголо-Охотская пониженная аномальная зона. Максимумы: 7 — Александровский, 8 — Замыкающий, 9 — Энкенский, 10 — Шантарский, 11 — Альский. Минимумы: 12 — Удской, 13 — Восточно-Удской, 14 — Восточно-Тугурский. III — Восточно-Сахалинская пониженная аномальная зона. Максимумы: 15 — Перовский, 16 — Шмидтовский, 17 — Елизаветинский, 18 — Тихоновича, 19 — Западно-Дерюгинский, 20 — Пограничный, 21 — Полевого, 22 — Дагинский. Минимумы: 23 — Северо-Сахалинский, 24 — Северный, 25 — Восточно-Сахалинский, 26 — Чайвинско-Пильгунский, 27 — Татынинский, 28 — Конгинский, 29 — Борский, 30 — Пограничный, 31 — Поворотный, 32 — Пегаса, 33 — Петра Шмидта, 34—35 — Западно-Дерюгинские. IV — Сахалинская повышенная аномальная зона. Максимумы: 36 — Лунско-Набильский, 37 — Восточно-Сахалинский, 38 — Тюлений, 39 — Невский, 40 — Тонино-Анивский, 41 — Сусунайский, 42 — Крильонский, 43 — Разинско-Снежинский, 44 — Константиновский, 45 — Арковский, 46 — Погибинский, 47 — Амурский, 48 — Порожайский. Минимумы: 49 — Макаровский, 50 — Владимировский, 51 — Левенорновский, 52 — Абасири, 53 — Китами, 54 — Восточно-Анивский, 55 — Луговой. V — Татарская пониженная аномальная зона. Максимумы: 56 — Старомячинский, 57 — Срединно-Татарский, 58 — Прибрежный. Минимумы: 59 — Айнский, 60 — Александровский, 61 — Сюркумский, 62 — Аджимский. VI — Северо-Японская пониженная аномальная зона. Максимумы: 63 — Амурский, 64 — Тугурский, 65 — Сибирский, 66 — Тугурский, 67 — Сибирский, 68 — Тугурский, 69 — Сибирский, 70 — Тугурский, 71 — Сибирский, 72 — Тугурский, 73 — Сибирский, 74 — Тугурский, 75 — Сибирский, 76 — Тугурский, 77 — Сибирский, 78 — Тугурский, 79 — Сибирский, 80 — Тугурский, 81 — Сибирский, 82 — Тугурский, 83 — Сибирский, 84 — Тугурский, 85 — Сибирский, 86 — Тугурский, 87 — Сибирский, 88 — Тугурский, 89 — Сибирский, 90 — Тугурский, 91 — Сибирский, 92 — Тугурский, 93 — Сибирский, 94 — Тугурский, 95 — Сибирский, 96 — Тугурский, 97 — Сибирский, 98 — Тугурский, 99 — Сибирский, 100 — Тугурский, 101 — Сибирский, 102 — Тугурский, 103 — Сибирский, 104 — Тугурский, 105 — Сибирский, 106 — Тугурский, 107 — Сибирский, 108 — Тугурский, 109 — Сибирский, 110 — Тугурский, 111 — Сибирский, 112 — Тугурский, 113 — Сибирский, 114 — Тугурский, 115 — Сибирский, 116 — Тугурский, 117 — Сибирский, 118 — Тугурский, 119 — Сибирский, 120 — Тугурский, 121 — Сибирский, 122 — Тугурский, 123 — Сибирский, 124 — Тугурский, 125 — Сибирский, 126 — Тугурский, 127 — Сибирский, 128 — Тугурский, 129 — Сибирский, 130 — Тугурский, 131 — Сибирский, 132 — Тугурский, 133 — Сибирский, 134 — Тугурский.

VII. Северо-Охотская пониженная аномальная зона вытянута вдоль охотско-магаданского побережья и отличается простиранием аномалий высоких порядков в западной и восточной ее частях. Южно-Кухтуйский и Южно-Мареканский минимумы вытянуты в северо-западном направлении, простирание же Северо-Охотской отрицательной аномалии 1-го порядка субширотное, аналогичное таковому системы наложенных Ямо-Тауйских грабенообразных впадин, образовавшихся по крупным разломам. Простирание аномалий 2-го порядка внутри Северо-Охотской зоны меняется от субширотного до субмеридионального. В северо-западной части зоны четко прослеживается наложение на северо-западные простирания северо-восточных направлений, характерных для Монголо-Охотской зоны.

VIII. Центральнo-Охотская повышенная аномальная зона занимает обширную площадь центральной части акватории. В ее пределах выделяются три наиболее крупных максимума: Центральнo-Охотский, Института океанологии и Академии наук СССР. Конфигурация аномалий более высокого порядка в Центральнo-Охотском максимуме либо изометричная, либо вытянута в северо-западном направлении. К югу начинают преобладать субширотные простирания, особенно четко выраженные в минимуме Макарова.

IX. Западно-Камчатская пониженная аномальная зона занимает восточную часть акватории, включая зал. Шелихова и Западную Камчатку. Простирание аномалий в основном параллельно береговой линии полуострова. В осложнениях изоаномал прослеживаются северо-западные направления, которые протягиваются через всю зону. Крупный Большерецкий максимум имеет, скорее, изометричную форму, характерную для максимумов Центральнo-Охотской зоны.

X. Южно-Охотская пониженная аномальная зона по преобладающим простираниям элементов поля 1-го и 2-го порядков разделяется на две подзоны: западную и восточную. В первой превалирует субмеридиональная ориентировка

максимумов и минимумов, присущая Сахалинской складчатой системе, но на участках материкового и островного склонов прослеживаются в изгибах изолиний $\Delta g_{\text{ост}}$ и северо-восточные простирания, отражающие наложенный характер котловины, во второй простирание аномалий в основном северо-восточное, но просматриваются и широтные направления, характерные для соседней с севера Центральнo-Охотской зоны, и северо-западные, являющиеся как бы продолжением простираний Восточно-Сахалинской зоны.

XI. Курило-Камчатская повышенная аномальная зона оконтуривает Охотоморский регион с юга и востока и характеризуется в основном положительными гравитационными аномалиями, обусловленными выходами плотных пород на поверхность. Относительные минимумы Камчатки отвечают депрессионным зонам.

XII. Материковая повышенная аномальная зона ограничивает Охотоморский регион с северо-запада и севера, характеризуется интенсивным положительным локальным гравитационным полем и соответствует выходам плотных пород фундамента на поверхность.

Избыточная плотность между кайнозойскими осадочными образованиями и породами мезозойско-палеозойского фундамента в Присахалинском районе Охотского моря, в зал. Терпения, оценивается в $0,5 \text{ г/см}^3$, а в районе зал. Анива — в $0,4 \text{ г/см}^3$ [5]. Плотности драгированных образцов, входящих в состав фундамента на поднятиях Института океанологии и Академии наук СССР, на банке Кашеварова, составляют $2,60-2,70 \text{ г/см}^3$. Средняя же плотность осадочных образований изменяется с глубиной от $2,0$ до $2,5 \text{ г/см}^3$, т. е. эффективная аномальная плотность на всей акватории будет не менее $0,1-0,3 \text{ г/см}^3$. Поэтому минимумы остаточного поля силы тяжести интерпретируются как области накопления осадочных образований, а максимумы — как поднятия с сокращенным осадочным слоем.

Сопоставление рельефа фундамента по сейсмическим разрезам МОВ ОГТ с кривыми $\Delta g_{\text{ост}}$ и ΔH (остаточный рельеф дна, рис. 3), а также

максимумы: 63 — Северо-Японский, 64 — Монеронский, 65 — Срединно-Татарский. Минимумы: 66 — Северо-Японский, 67 — Южно-Татарский. VII — Северо-Охотская пониженная аномальная зона. Максимумы: 68 — Лисянского, 69 — Хмитевского, 70 — Кони. Минимумы: 71 — Южно-Кухтуйский, 72 — Южно-Мареканский, 73 — Лисянского (северный), 74 — Лисянского, 75 — Северо-Охотский, 76 — Тауйский (Магаданский). VIII — Центральнo-Охотская повышенная аномальная зона. Максимумы: 77 — Центральнo-Охотский, 78 — Ионы, 79 — Кашеваровский, 80 — Центральнo-Дерюгинский, 81 — Восточно-Дерюгинский, 82 — Института океанологии, 83 — Академии наук СССР. Минимумы: 84 — Макарова, 85 — Центральнo-Охотский, 86 — Восточно-Дерюгинский, 87 — Центральнo-Дерюгинский, 88 — Кашеваровский, 89 — Ионский. IX — Западно-Камчатская пониженная аномальная зона. Максимумы: 90 — Морской, 91 — Восточно-Тирровский, 92 — Тахтаюльский, 93 — Тайгоносский, 94 — Воямпольский, 95 — Утлохский, 96 — Сайчекский, 97 — Прикамчатский, 98 — Большерецкий, 98^a — Лебеда, 99 — Тигиль-

ский, 100 — Таловский. Минимумы: 101 — Западно-Камчатский, 102 — Лебеда, 103 — Тирровский, 104 — Пайкинский, 105 — Шелиховский, 106 — Гижигинский, 107 — Кулькинский. X — Южно-Охотская пониженная аномальная зона. X^a — западная. Максимумы: 108 — Безымянный, 109 — Сиретоно, 110 — Кунаширский, 111 — Поперечный, 112 — Двугорбый, 113 — Бортовой. Минимумы: 114 — Волновой, 115 — Безымянный, 116 — Тюлений, 117 — Итурупский, 118 — Екатеринбургский, 119 — Немуро. X^b — восточная. Максимумы: 120 — Подгорный, 121 — Броутона, 122 — Южно-Охотский. Минимумы: 123 — Южно-Охотский, 124 — Атласова, 125 — Гольгинский, 126 — Прикурильский, 127 — Котловинный. XI — Курило-Камчатская повышенная аномальная зона. Максимумы: 128 — Срединно-Камчатский, 129 — Восточно-Камчатский. Минимумы: 130 — Центральнo-Камчатский, 131 — Восточно-Камчатский. XII — Материковая повышенная аномальная зона. Максимумы: 132 — Охотский, 133 — Джугджурский, 134 — Балыганский. Минимумы: 135 — Кавинский.

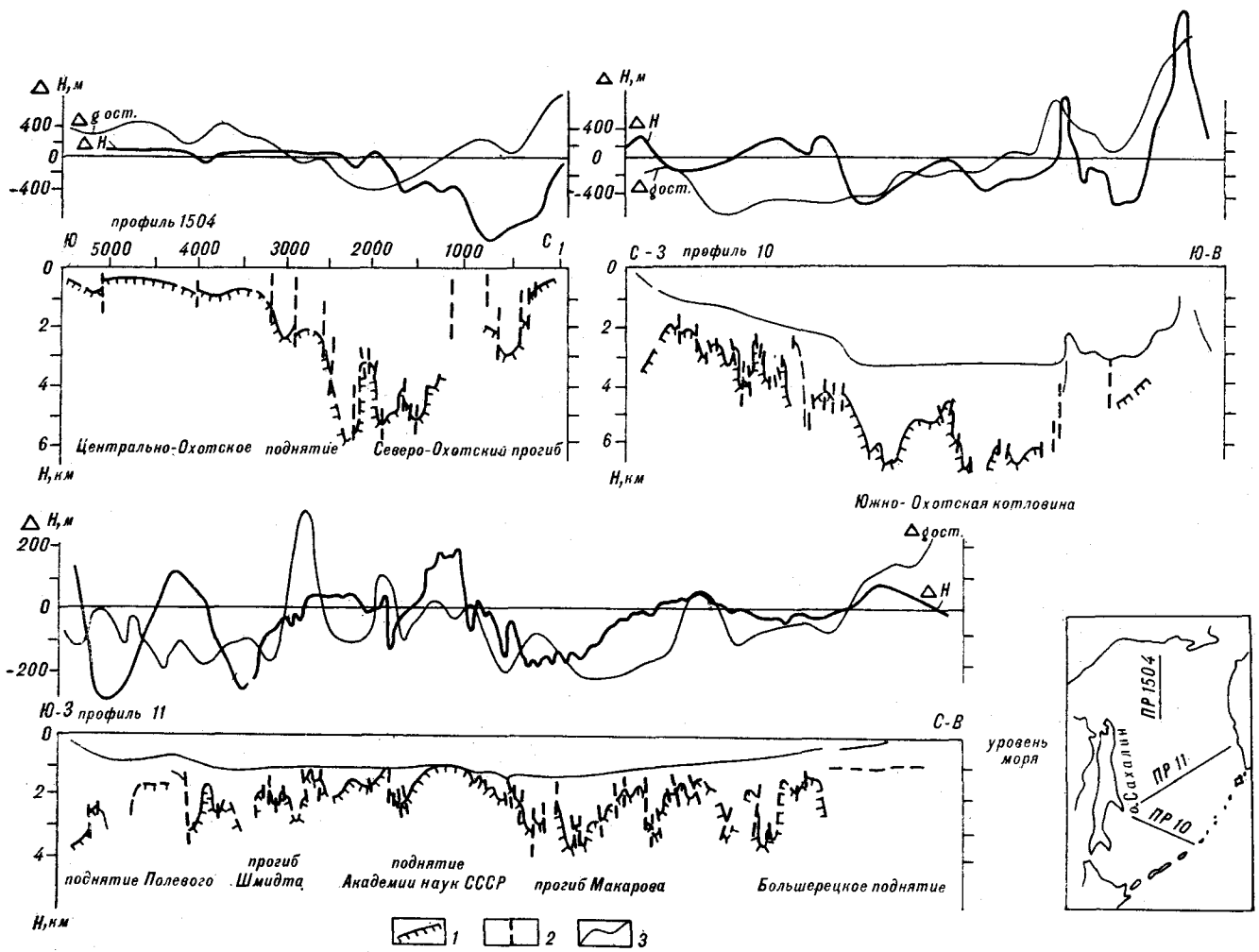


Рис. 3. Опорные сейсмические разрезы. 1 — поверхность фундамента по данным МОВ ОГТ; 2 — разломы; 3 — рельеф морского дна.

по разрезам ГСЗ и КМПВ позволило установить существование между ними корреляционных связей, которые подтвердились по результатам статистического анализа по программе «Множественная корреляция». За поверхности консолидированного фундамента (вслед за И. А. Соловьевой [8] и И. К. Туезовым [12]) принята высокоскоростная граница: V_r равна 5,5–6,0 км/с в районах поднятий фундамента и 6,2–6,6 км/с — в прогибах.

Опорными данными о мощностях осадочных образований послужили сейсмические разрезы ГСЗ, КМПВ и МОВ ОГТ, на которых фундамент прослежен четко. Анализ зависимости $M = f(H, \Delta H, \Delta g_{ост})$, где M — мощность осадочных образований, H — глубина дна, $\Delta H, \Delta g_{ост}$ — соответственно остаточный рельеф, локальное гравитационное поле, в связи с неоднородностью геологического строения дна Охотского моря и, как следствие этого, недостаточной устойчивостью корреляционных связей в це-

лом для акватории проводился отдельно для северной, центральной и южной частей моря.

Для северной части акватории связь M с исходным рельефом отсутствует, с остаточным рельефом — значимая, с локальными гравитационными аномалиями — весьма выраженная. Минимальным значениям ΔH и $\Delta g_{ост}$ соответствует максимальное накопление осадочной толщи. С исходным рельефом в северной части акватории отсутствие связи объясняется тем, что здесь морское дно выровнено процессами аккумуляции. Коэффициент множественной корреляции 0,83.

Для центральной части акватории связь M с исследуемыми параметрами устойчивая, коэффициент множественной корреляции 0,93. Для южной части акватории эта связь высокая и коэффициент равен 0,89. Среднеквадратичные отклонения для различных участков моря близки и в среднем составляют $\pm 0,8$ км, что соот-

ветствует 68,3% от общего количества опорных точек. Хорошая коррелируемость структурных форм по простиранию, контроль построений по сейсмическим профилям позволяют выбрать сечение изолиний равным 1 км. Детализация шельфовых участков проведена по данным сейсморазведочных работ МОГТ.

Для каждого участка акватории получено уравнение регрессии в виде сложного многочлена $M = a_1 + a_2x_1 + a_3x_2 + a_4x_3 + a_5x_1x_2 + a_6x_1x_3 + a_7x_2x_3 + a_8x_1x_2x_3$, где a_n — коэффициенты, индивидуальные для различных частей моря, x_1 , x_2 — отметки глубин моря и остаточного рельефа соответственно, x_3 — значения локальных аномалий поля силы тяжести.

Изложенная методика интерпретации гравитационного поля в комплексе с батиметрическими и сейсмическими материалами проведена в Охотоморском регионе впервые, и полученные результаты свидетельствуют о ее перспективности для определения мощности осадочного выполнения прогибов, необходимой для оценки перспектив нефтегазосности района.

Основными структурными элементами Охотоморского региона (рис. 4) являются Северо-Охотская, Присахалинская, Западно-Камчатская, Дерюгинская, Тивровская системы прогибов, соответствующие рифтовым зонам, Центрально-Охотоморская и Пограничная зоны поднятий и Южно-Охотская глубоководная котловина.

Северо-Охотская рифтовая зона соответствует акваториальной части Охотско-Анадырской рифтовой системы [40] и протягивается вдоль Северо-Охотского побережья от Шантарских островов до Пенжинской губы на расстояние более 2000 км. Она состоит из трех крупных звеньев (Пришантарского, Магаданского, Пенжинского), под углом надстраивающих друг друга по простиранию и в плане образующих крупную структуру сигмоидной формы северо-восточного направления. В состав системы также включаются кайнозойские впадины, развитые в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Пришантарское звено зоны составляют Восточно-Удской, Восточно-Тугурский прогибы, Шантарское и Александровское поднятия, развитые вдоль крупных разломов северо-восточного (Монголо-Охотского) направления. Строение этого района недостаточно изучено, но можно предположить молодой палеогеновый — неогеновый возраст структур и, судя по геофизическим данным, значительное развитие блоковых деформаций.

Магаданское звено Северо-Охотской шельфовой зоны хорошо изучено сейсморазведочными работами МОГТ. Проведенные комплексные геофизические работы подтвердили существова-

ние выделенных ранее прогибов и поднятий и прогнозную оценку объемов слагающих их осадочных отложений. Южно-Кухтуйский, Южно-Мареканский, Лисянского и Северо-Охотский прогибы занимают основную часть рассматриваемой акватории и разделены узкими горстовыми поднятиями.

Южно-Кухтуйский и Южно-Мареканский прогибы сложены осадочным комплексом, состоящим из четырех подкомплексов. Верхний, образованный субгоризонтальной тонкослоистой толщей, сложен рыхлыми четвертичными образованиями мощностью 200—800 м. Второй подкомплекс близок по своим плотностным свойствам вышележащим отложениям, имеет предположительно плиоценовый возраст и мощность 200—1500 м. Третий миоценовый подкомплекс мощностью до 1 км сложен предположительно глубоководно-морскими породами. Четвертый, «полупрозрачный» по акустическим свойствам подкомплекс мощностью до 2 км образован, по сейсмическим данным, преимущественно глинистыми отложениями верхнепалеоген-миоценового возраста и слагает наиболее прогнутые части прогибов. Поверхность фундамента имеет блоковое строение, наиболее выраженное на бортах прогибов, где разрывные деформации интенсивно проникают в пределы нижних горизонтов осадочной толщи.

Прогиб Лисянского сложен олигоцен-неогеновым осадочным комплексом, разделенным на два подкомплекса. Верхний представлен песчано-глинистыми отложениями мощностью от 1,7 до 3,5—4,0 км, нижний более однороден по строению и образован преимущественно глинистыми породами мощностью от 0,5 до 2 км.

Северо-Охотский прогиб построен сложно, состоит из ряда подчиненных прогибов и поднятий, простирание которых контролируется рядом разломов северо-восточного направления. Слагающий прогиб осадочный комплекс состоит из четырех подкомплексов, аналогичных по строению подкомплексам Южно-Кухтуйского и Южно-Мареканского прогибов, но имеющих больший объем и более глинистый состав отложений.

Поднятие Кони-Морское характеризуется сокращенными мощностями (до 1—2 км) миоценовых пород, заполняющих опущенные блоки и перекрытых субгоризонтальной толщей плиоцен-четвертичных осадков.

Магаданское звено Северо-Охотской системы отличается широким развитием разрывных нарушений, наиболее распространенных в нижних горизонтах комплекса. Разломы фиксируются узкими линейно вытянутыми положительными интенсивными магнитными аномалиями, в основном приуроченными к бортам прогибов. Наиболее погруженным частям прогибов соответствует отрицательное магнитное поле, что,



по-видимому, свидетельствует об отсутствии эффузивных образований в осадочной толще.

Пежинское звено зоны составляют рифтоподобные прогибы северо-восточного простирания и разделяющее их Тайгоносское поднятие.

Прогибы сложно построены, это — серия узких горстов и грабенов, контролируемых разломами северо-восточного направления. Осадочный комплекс представлен линзами осадочно-вулканогенных, терригенных и терригенно-кремнистых толщ миоцен-плиоценового возраста. Тайгоносское поднятие — узкий интенсивно дислоцированный горст с сокращенными мощностями осадочно-вулканогенных образований.

В Присахалинской рифтовой зоне выделяют два звена: Северо-Сахалинское и Южно-Сахалинское. Первое составляют Северный, Северо-Сахалинский и Тюлений рифтовые прогибы, Елизаветинское, Шмидтовское и Полевого поднятия. Все эти структуры совместно с Восточно-Сахалинским, Ионским и Пегаса прогибами составляют единую рифтовую зону.

Северо-Сахалинский рифтовый прогиб, занимающий большую часть Северо-Сахалинской равнины и сопредельную отмель, выполнен мощной толщей верхнепалеоген-неогеновых осадков (до 8—10 км). Положение прогиба контролируется скрытыми литосферными разломами северо-западного направления. По нижним горизонтам осадочного комплекса прогиб представляет собой крупный грабен, выполненный преимущественно глубоководными олигоцен-нижнемиоценовыми отложениями. Средне- и верхнемиоценовые толщи, занимающие основной объем осадочного комплекса, сложены большей частью прибрежно-морскими и мелководно-морскими литофациями, сменяющимися на более глубоководные в осевой и восточной частях прогиба; характерна средняя интенсивность складчатых и складчато-блоковых деформаций; высокой является дизъюнктивная дислоцированность, наиболее развитая в зонах литосферных разломов.

Тюлений и Северный рифтовые прогибы находятся на продолжении Северо-Сахалинского прогиба соответственно к югу и северу от него,

выполнены достаточно мощной (до 5 км) толщей миоцен-плиоценовых осадков. Интенсивность пликативных дислокаций низка, более развиты дизъюнктивные дислокации.

Елизаветинское, Шмидтовское и Полевого поднятия вытянуты вдоль Восточно-Сахалинского литосферного разлома. Сложены они в основном верхнемиоценовыми и плиоценовыми осадками общей мощностью 1—3 км. Интенсивность складчатых и дизъюнктивных форм средняя. Структуры поднятий находятся в стадии формирования. В целом рассматриваемые поднятия образуют крупную горстовую зону, разделяющую присахалинскую рифтовую зону на две подзоны прогибов (западную и восточную) с различным типом строения. В наиболее приподнятых участках поднятий обнажаются протрузии гипербазитов.

Ионский, Восточно-Сахалинский и Пегаса рифтовые прогибы образуют узкий грабен протяженностью 1000 км, ограниченный с запада и востока Восточно-Сахалинским и Западно-Охотским литосферными разломами. Прогибы выполнены верхнемиоцен-четвертичными отложениями, представленными большей частью морскими литофациями. Характерны весьма низкая интенсивность пликативных дислокаций и широкое развитие блоковых деформаций в низах осадочного комплекса.

Южно-Сахалинское звено Присахалинской зоны составляют *Макаровский, Владимировский, Анивский прогибы* и *Невское поднятие*. Прогибы, являясь продолжением наложенных Тымь-Поронайской и Сусунайской впадин Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы, выполнены шельфовыми комплексами, сложенными мелководно-морскими и прибрежно-морскими верхнепалеоген-неогеновыми породами.

Западно-Камчатская рифтовая зона включает в себя рифтовые прогибы, занимающие территорию прибрежной равнины Западной Камчатки и прилегающую отмель.

Западно-Камчатский рифтовый прогиб выполнен мощной толщей верхнепалеоген-неогеновых отложений (до 7—9 км). Строение прогиба сложное: сейсмоработами МОГТ выявлена целая сеть складчато-блоковых форм, в основ-

Рис. 4. Карта мощности осадочной толщи Охотоморского региона.

1 — изопакеты осадочной толщи; 2 — образования вулканических конусов; 3 — выходы фундамента на дневную поверхность и морское дно. Прогибы: 1 — Восточно-Удской, 2 — Восточно-Тугурский, 3 — Северный, 4 — Ионский, 5 — Южно-Кухтуйский, 6 — Южно-Марканский, 7 — Лисянского, 8 — Северо-Охотский, 9 — ТИПРО, 10 — Гижигинский, 11 — Шелиховский, 12 — Западно-Камчатский, 13 — Лебеда, 14 — Макарова, 15 — Центрально-Охотский, 16 — Восточно-Дерюгинский, 17 — Центрально-Дерюгинский, 18 — Западно-Дерюгинский, 19 — Петра Шмидта, 20 — Пегаса, 21 — Тюлений, 22 — Владимировский, 23 — Макаровский, 24 — Анивский, 25 — Левенорновский, 26 — Абасири, 27 — Восточно-Сахалинский, 28 — Северо-Сахалинский, 29 — Центрально-Сахалинский, 30 — За-

падно-Сахалинский, 31 — Исиари, 32 — Южно-Татарский, 33 — Присихотэ-Алиньский, 34 — Гольгинский, 35^а — Атласова, 35^б — Южно-Охотский, 35^в — Котловинный, 35^г — Прикурильские, 35^д — Година. Поднятия: 35^е — Продольное, 36 — Шантарское, 37 — Энкенское, 38 — Елизаветинское, 39 — Ионы, 40 — Кашеварова, 41 — Центрально-Охотское, 42 — Морское, 43 — Тайгоносское, 44 — Таловское, 45 — Прикамчатское, 46 — Большерецкое, 47 — Лебеда, 48 — Академии наук СССР, 49 — Континентального уступа, 50 — Пограничное, 51 — Института океанологии, 52 — Полевого, 53 — Шмидтовское, 54 — Тихоновича, 55 — Западно-Дерюгинское, 56 — Центрально-Дерюгинское, 57 — Восточно-Дерюгинское, 58 — Восточно-Сахалинское, 59 — Невское, 60 — Западно-Сахалинское, 61 — Крильонское, 62 — Китами, 63 — Тонино-Анивское, 64 — Монеронское, 65 — Срединно-Татарское, 66 — Сиретоко, 67 — Александровское.

ном ориентированных в северо-западном и северо-восточном направлениях. Характерна средняя интенсивность пликативных дислокаций. Шельфовые комплексы сложены преимущественно морскими терригенными, кремнисто-терригенными формациями.

Дерюгинская система прогибов соответствует одноименной рифтовой зоне и состоит из *Западно-Дерюгинского, Центрально-Дерюгинского и Петра Шмидта прогибов*. В состав зоны входят *Центрально-Дерюгинское* и *Восточно-Дерюгинское поднятия*.

Прогибы выполнены слабодислоцированными позднемiocен-четвертичными отложениями. Осадки нивелируют резко расчлененный рельеф фундамента. Отложения, слагающие нижнюю часть разреза, выклиниваются к поднятиям, а более молодые повторяют конфигурацию выступов. Широко развиты разрывные нарушения. Приразломными дислокациями затронут весь осадочный комплекс.

Поднятия, состоящие из ряда выступов, перекрыты отложениями незначительной мощности (менее 0,5 км) и отделены от прогибов разрывными нарушениями.

Тинровская система прогибов соответствует одноименной рифтовой зоне и состоит из *рифтовых прогибов Шелиховского, ТИНРО и Лебеда*. В наиболее погруженной части системы в пределах прогиба ТИНРО мощность осадочных отложений достигает 8—10 км. Большая часть комплекса зон растяжения представлена глубоководными миоцен-плиоценовыми образованиями. Прогибы асимметричны и в сущности являются односторонними грабенами, развитыми вдоль крупного литосферного разлома северо-восточного направления. Кайнозойские отложения прогибов практически не дислоцированы и плавно облекают выступы фундамента (прогибы Лебеда, Шелиховский). Иногда развиты малоамплитудные складки в зонах разломов.

Тинровская и Дерюгинская рифтовые зоны относятся к структурам, знаменующим начальный этап образования глубоководных котловин. В их пределах развита субконтинентальная земная кора с элементами коры субокеанического типа.

Центрально-Охотоморская зона поднятий включает в себя Центрально-Охотское, Кашеярова, Института океанологии и Академии наук СССР поднятия, разделенные Центрально-Охотским и Макарова прогибами.

Одной из крупнейших структур Охотоморского региона является *Центрально-Охотское поднятие*. В его широкой присводовой части недеформированный осадочный чехол мощностью не более 1 км с резким несогласием залегает на выровненной поверхности фундамента. К западу от него расположено *поднятие Кашеярова*, имеющее сходное строение с

Центрально-Охотским поднятием. Фундамент сложен, судя по данным драгирования, мезозойскими породами. Возможно, присутствуют и более древние образования.

Поднятие Института океанологии представляет собой слой фундамента с мощностью осадков до 1—2 км. При драгировании выступов фундамента подняты породы мезозойского и позднемезозойского возраста. Склоны поднятия раздроблены разломами: в опущенных блоках осадочный покров достигает мощности до 2 км. Верхняя субгоризонтальная часть комплекса либо облекает выступы, либо выклинивается на бортах грабенов. Нижняя, более дислоцированная, смята в мелкие складки с наклоном крыльев до 10°.

Поднятие Академии наук СССР представляет собой крупный приподнятый блок, ограниченный крутыми уступами. Мощность плиоцен-четвертичных осадков не превышает 1000 м [13]. Поверхность фундамента интенсивно раздроблена разломами. Периферийные участки поднятия ступенчатыми блоками погружаются в пределы смежных прогибов.

Центрально-Охотский и Макарова прогибы сложены осадочным комплексом, состоящим из двух толщ. Верхняя залегает субгоризонтально и несогласно на нижележащих образованиях. Последние заполняют неровности поверхности фундамента — сравнительно узкие грабены. К сводам поднятий нижняя толща постепенно выклинивается или примыкает к разрывам. Верхняя толща плавно облекает выступы фундамента. Почти все структурные формы находят выражение в рельефе дна моря.

Пограничная зона поднятий генетически объяснена происхождением Западно-Охотскому литосферному разлому и вытянута вдоль него узкой полосой сложнопостроенных антиклинальных форм на расстояние более 1000 км. Входящие в нее *Тихоновича, Западно-Дерюгинское* и *Пограничное поднятия* разделяют Присахалинскую и Дерюгинскую рифтовые зоны.

Южно-Охотская глубоководная котловина построена сравнительно просто. Осадочный комплекс, залегающий непосредственно на «базальтовом» слое, состоит из двух толщ. Верхняя, вероятно плиоцен-четвертичного возраста, характеризуется субгоризонтальным залеганием и сложена турбидитами, диатомитами, иногда с прослойками пеплов; нижняя, по-видимому образованная глубоководными осадками миоцена, нивелирует расчлененный рельеф фундамента, и поэтому ее мощность претерпевает значительные изменения. Сокращенные мощности осадочного комплекса приурочены к абиссальной части котловины, а максимальные, сосредоточенные в бортовых ее частях, — к континентальному и островному склонам. Осадочные отложения котловины не дислоцированы;

слабая деформированность появляется в крайних частях (прогиб Атласова).

Проведенный анализ показывает, что Охотоморский регион характеризуется мозаичным блоковым строением, связанным с динамикой формирования рельефа дна моря. Основным определяющим процессом кайнозойской тектоники этого региона является деструкция формирующейся коры. Характер размещения и строения осадочных бассейнов, контролируемых крупными системами прогибов, зависит от размаха и масштаба рифтогенной деструкции.

Наиболее перспективными в нефтегазоносном отношении являются рифтовые прогибы, характеризующиеся интенсивным прогибанием в течение кайнозоя, сопровождающимся повышенной тепловой активностью и благоприятным для нефтегазообразования и нефтегазонакопления формационным составом осадочных отложений значительной мощности. Этим требованиям удовлетворяют прогибы Присахалинской, Северо-Охотской, Западно-Камчатской рифтовых зон.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гайнанов А. Г., Павлов Ю. А. и др. Аномальное гравитационное поле дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана.— Новосибирск: Наука, 1974.
2. Деменицкая Р. М. Методика изучения строения кристаллической оболочки Земли.— Сов. геол., 1959, № 1.
3. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли.— М.: Недра, 1975.
4. Зорин Ю. А. Методика вычисления аномалий Грааф-Хантера и изостазии в Прибайкалье.— Геол. и геофиз., 1968, № 1.
5. Косыгин В. Ю. Геологическая природа гравитационных аномалий Южно-Охотского региона.— М.: Наука, 1981.
6. Ладынин А. В. Вопросы методики вычисления и геологического истолкования гравитационных аномалий Грааф-Хантера.— В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск: Наука, 1969.
7. Лигинский В. А. Зависимость силы тяжести от высоты рельефа и вывод универсальной редукции, не зависящей от высоты.— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Вып. 9. Л.: НИИГА, 1974.
8. Марков М. С., Аверьянова В. Н. и др. Мезо-кайнозойская история и строение земной коры Охотского региона.— М.: Наука, 1967.
9. Павлов Ю. А., Строев П. А. Об интерпретации аномалий силы тяжести на море.— В кн.: Естественные геофизические поля дальневосточных окраинных морей. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
10. Песков Е. Г., Мигович И. М. Окраинно-континентальная рифтовая система на северо-востоке Азии.— Геол. и геофиз., 1980, № 2.
11. Терещенков А. А., Харахинов В. В. Глубинное строение Сахалинской нефтегазоносной области по геофизическим данным.— Обзор информ. ВНИИЭгазпром. Геология и разведка морских нефтяных и газовых месторождений, 1981. Вып. 5.
12. Туезов И. К. Литосфера Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода.— Новосибирск: Наука, 1975.
13. Туезов И. К., Красный М. Л., Снеговской С. С. Осадочные отложения южной части Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1979, т. 244, № 5.

СахалинНИПИнефтегаз
Оха-на-Сахалине

Поступила в редакцию
1 июля 1983 г.

Е. С. Базилевская

РОЛЬ ДИАГЕНЕЗА В ФОРМИРОВАНИИ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНКРЕЦИЙ В РУДНОЙ ПРОВИНЦИИ КЛАРИОН-КЛИШПЕРТОН

Изучено распределение двухвалентного марганца и других металлов в подвижных формах в осадочной толще двух полигонов из рудной провинции Тихого океана. Полученные результаты свидетельствуют о решающей роли для формирования железомарганцевых конкреций диагенетической поставки металлов из осадочной толщи. Различиями в интенсивности диагенеза обусловлены вариации в химическом составе конкреций, формирующихся в одной провинции. Критиче-

чески рассмотрена современная интерпретация гидрогенно-диагенетической теории конкрециеобразования.

Предложена модель формирования конкреций, позволяющая объяснить причины асимметрии их форм и вариаций вещественного состава, в которой большое значение отводится процессам внутриконкреционного диагенеза, протекающим в зоне геохимического барьера на границе осадок — вода.

ВВЕДЕНИЕ

Коллоидно-химическая природа образования железомарганцевых конкреций и законы, контролирующие эти процессы, в настоящее время достаточно хорошо известны и подтверждены экспериментальными исследованиями и термодинамическими расчетами. В частности известно, что в более окислительной обстановке формируются более окисленные гидроксиды марганца, характеризующиеся повышенной сорбционной активностью. Снижение окислительно-восстановительного потенциала и значений рН в среде приводит к образованию менее окисленных соединений марганца. Вариации в степени окисленности этого элемента связаны с возможностью образования им в водной среде смешанно-валентных соединений в широком диапазоне нестехиометрических соотношений между двух- и четырехвалентным марганцем в зависимости от условий среды. В высокоокислительной обстановке пелагиали океана, где формируются наиболее ценные железомарганцевые конкреции со степенью окисленности марганца, близкой к MnO_2 , всегда отмечается некоторый дефицит кислорода, свидетельствующий о присутствии марганца и в более восстановленном двухвалентном состоянии. $Mn(IV)$ является наиболее устойчивой формой этого элемента в твердой фазе в условиях океанского дна, в то время как высокой подвижностью характеризуется $Mn(II)$. На границе осадок — вода, в зоне формирования конкреций, происходит резкое увеличение (в 10—100 раз) содержания растворенного $Mn(II)$ в иловой воде осадка по сравнению с

морской водой. Создание и сохранение таких концентраций обязано свойствам твердой фазы осадка, в частности, существованию подвижного равновесия между $Mn(II)$ иловой раствора и твердой фазы. Поэтому самые незначительные вариации в содержаниях $Mn(II)$ могут характеризовать изменения в условиях среды осадкообразования. Определения содержания $Mn(II)$ весьма важно для генетических построений. Между тем этот показатель довольно редко приводится в соответствующих исследованиях.

МЕТОДИКА

Для расчета степени окисленности марганца по общепринятым методам используются две экспериментально определяемые величины — общее содержание марганца и содержание активного кислорода в пробе. В зависимости от представлений исследователя расчет может производиться на сочетание MnO и MnO_2 или Mn_2O_3 и MnO_2 . Эти методы отличаются большой трудоемкостью и недостаточной надежностью.

Автором разработана методика прямого определения $Mn(II)$ в океанских осадках и железомарганцевых конкрециях [1], основанная на легкой растворимости $Mn(II)$ в разбавленной (1%-ной) серной кислоте при практически полной нерастворимости в тех же условиях $Mn(IV)$. В основе метода лежат представления о существовании марганца в двух валентных состояниях — $Mn(II)$ и $Mn(IV)$. Именно такого мнения придерживаются сей-

час большинство ученых, полагая, что в низкотемпературных окисных минералах марганца соединение Mn_2O_3 неустойчиво и диспропорционирует по формуле $2Mn_2O_3 \rightarrow MnO + MnO_2$. Однако в любом случае селективное растворение в разбавленной кислоте позволяет достаточно полно извлекать марганец в двухвалентной форме независимо от того, находился ли он изначально в такой форме или образовался при растворении. Сорбционная природа образования железомарганцевых конкреций позволяет рассматривать предлагаемую обработку как десорбцию $Mn(II)$. Это расширяет возможности методики при учете ряда других десорбирующихся металлов, сопутствующих растворению $Mn(II)$. В 28-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев» определения проводились на атомно-абсорбционном спектрофотометре В. В. Гордеевым, при этом определялись Mn , Fe , Cu , Zn , Ni и Co . В отличие от марганца, у которого подвижность в условиях растворения приобретает двухвалентная форма, о валентном состоянии малых элементов судить пока сложно. Тем не менее это наиболее реакционноспособная форма указанных элементов в осадках, непосредственно участвующая в процессах образования конкреций. В конкрециях же доля слабосвязанных элементов может отражать относительную «молодость» или «свежесть» отложений и дает, таким образом, основу для суждения об истории развития разных конкреций или их отдельных участков и поверхностей. Это важно для представлений о механизме формирования конкреций, воспроизвести который в лабораторных условиях практически невозможно.

Целесообразность обработки разбавленной кислотой океанских осадков связана и с тем, что на границе осадок — вода существует зона геохимического барьера. В числе прочих, резко изменяющихся физико-химических параметров зоны — градиент в величинах pH, который, по данным разных авторов, в пелагиали океана составляет от десятых долей до единицы pH и направлен в сторону подкисления среды в осадке [7, 16, 20, 25]. Это свидетельствует о том, что любая взвесь, оседая на дне, попадает в более кислую среду и испытывает соответствующие диагенетические преобразования в течение геологически длительных отрезков времени. О направленности этих преобразований можно отчасти судить по доле кислоторастворимых металлов в осадках и тенденциям их изменений с глубиной погребения.

Таковы, в общих чертах, теоретические предпосылки применения рекомендуемой методики, которую в целом можно отнести к разряду селективных или фазовых определений. При обработке применялись следующие

соотношения между твердой фазой и растворителем: для конкреций — навеска пробы 0,1 г на 100 мл 1%-ной серной кислоты, для осадков — 1 г на 100 мл.

УСЛОВИЯ ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

В настоящей статье ограничимся рассмотрением результатов исследований двух полигонов (станции 2474 и 2483), проведенных в 28-м рейсе НИС «Дмитрий Менделеев». Они расположены в рудной провинции Кларин-Клипертон (рис. 1): полигон ст. 2474 (I) — на крайнем западе провинции, ст. 2483 (II) — в осевой ее части. Рассматриваемые полигоны находятся в одном районе океанского дна и характеризуются сходством условий осадкообразования и гидрологии. Не различаются они и по рельефу дна, литологии осадков и скорости их отложения. Тем не менее формирующиеся здесь железомарганцевые конкреции различны по размерам, форме, химическому составу и продуктивности отложений. Это и является наиболее привлекательной стороной сравнительного изучения геохимии подстилающих их осадков.

Описываемые полигоны расположены в одном из наиболее хорошо изученных районов Тихого океана. Здесь проводили работы многие советские и зарубежные исследователи. В непосредственной близости находятся большие площади, детально обследованные по проектам WANINE, DOMES (ст. А), полигон Вальдивия и др. (табл. 1). Огромная территория западнее этого района, в центральной части Тихого океана, планомерно исследуется японскими учеными. Восточнее располагается ст. S проекта MANOP, здесь были пробурены скважины 163 и 161 по программе DSDP.

Наиболее полные исследования особенностей гидрологического режима придонных вод и

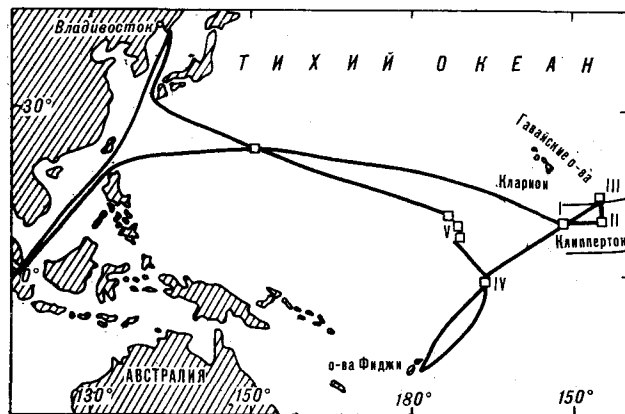


Рис. 1. Маршрут 28-го рейса НИС «Дмитрий Менделеев». Римскими цифрами обозначены номера полигонов, на которых велись исследования.

Таблица 1

Местоположение и площадь наиболее крупных исследованных районов в западной части северной приэкваториальной зоны Тихого океана (координаты центров полигонов)

Наименование района	Координаты		Площадь км ²
	с. ш.	з. д.	
I полигон, ст. 2474	9°31'	152°40'	497,2
II полигон, ст. 2483	10°01'	146°26'	450
WANINE	8°20'	153°	230
DOMES "A"	9°00'	150°	2100
Вальдивия	9°05'	148°45'	136900
MANOP "S"	11°02'	140°	

взаимосвязей конкреций и осадков проведены Д. Пайпером и Дж. Блуефордом [36] на ст. А (DOMES), расположенной между советскими полигонами I и II. Согласно описанию, эта территория представляет собой протяженную долину, ограниченную с севера и юга поднятиями. На южном краю долины осадки смыты и обнажены уплотненные третичные отложения. В северном направлении постепенно увеличивается толща четвертичных осадков, максимально развитых на поднятиях. Здесь хорошо выражена известная [32] связь между конкрециями и осадками: максимальная продуктивность конкреций приурочена к повышенным мощностям четвертичных осадков, т. е. к вершинам и склонам холмов. Формирующиеся в этих условиях конкреции небольшие по размерам, часто многоядерные, с гладкой поверхностью, преобладающий минерал в них — $\delta\text{-MnO}_2$. На обнаженных третичных осадках долины конкреции встречаются реже, они крупнее, имеют дискоидальную форму, в них преобладает тодорокит. Однако отмечены также значительные вариации в этих показателях для дночерпальных проб, взятых с соседних участков дна на расстоянии нескольких сотен метров друг от друга.

По мнению Д. Пайпера и Дж. Блуефорда [36], распределение осадков и конкреций в этом районе контролируется Антарктическим донным течением, направленным через долину с запада на восток. Трехмесячные стационарные исследования [26] показали, что высокие скорости придонных течений резко снижаются на расстоянии 200 м от поверхности дна, благодаря чему современные осадки сохраняются и накапливаются на поверхности поднятий.

К востоку от ст. А (DOMES), в непосредственной близости от нее, была обследована площадь с НИС «Вальдивия» (рейс VA 08) [18]. Здесь также отмечены аналогичные взаимосвязи между конкрециями и осадками, связанные с рельефом дна. Конкреции изменялись от гладких сферических на поверхности холмов до дискоидальных с асимметричной

морфологией поверхности на равнине. Соответственно изменялись величины отношения Mn/Fe от 2,4 до 4,8.

Позже на том же полигоне П. Хальбах с соавторами [23] установили связь продуктивности конкреций с топографией дна и выделили высокопродуктивные поликонкреционные фации склонов, смешанные фации и фации низкопродуктивных дискоидальных конкреций в депрессиях. Соответственно изменяется Mn/Fe-отношение от 2,5 до >4 , а сумма малых элементов — от <2 до 2,5—3,5%, т. е. наблюдается обратная корреляция между продуктивностью и качеством конкреций.

Изучая материалы того же рейса, Д. Хей [27] установил, что конкреции на холмах растут в 3 раза медленнее (5 мм/млн. лет), чем в депрессии. По его мнению, эти данные, полученные с помощью иониевого метода, соответствуют размерам конкреций и продуктивности отложений. Однако согласиться с последним нельзя, поскольку вышеприведенные описания свидетельствуют об обратном. Вызывают сомнения более медленные темпы формирования высокопродуктивных отложений. Между тем данные Д. Хей приводятся как несомненное доказательство разных скоростей роста конкреций [31].

В 130 км юго-западнее I полигона расположен полигон Скрипсовского океанографического института (США) WANINE. Исследования [17] показали, что максимальные мощности четвертичных отложений здесь приурочены также к вершинам и склонам холмов. Однако ни форма, ни размер конкреций не коррелировали с толщиной четвертичного осадка. Авторы не отметили также корреляции формы конкреций с их составом. По их мнению, главной причиной вариаций в химическом составе конкреций являются изменения в содержаниях железа, которое вследствие диагенеза может трансформироваться в осадках в смектит. Содержание Mn в этих конкрециях довольно постоянные. В районе установлена связь между химическим составом конкреций и скоростями седиментации: более высокие отношения Mn/Fe в конкрециях коррелируют с минимальными скоростями современного осадконакопления в депрессиях. Это является типичным почти для всех изученных в этой зоне полигонов. Между тем из [17] следует, что, по данным сейсмических исследований, мощность общей толщи осадков возрастает к депрессиям, за счет чего происходит сглаживание рельефа дна. Если учитывать, что скорости формирования конкреций не превышают нескольких миллиметров в миллион лет [13, 38], то специфику их состава надо связывать не только с современными осадками, но и со всей их толщиной. А это значит, что конкреции с повышенными

отношениями Mn/Fe формируются на наиболее мощной общей толще осадков с минимальными современными отложениями.

В 130 км севернее I полигона расположен ранее изученный полигон ст. 5996 ИО АН СССР [10], на котором также отмечены связи Mn/Fe-отношения в конкрециях с рельефом дна.

Таким образом, проведенные в данной провинции исследования наряду с некоторой спецификой отдельных площадей констатируют ряд общих закономерностей в распространении конкреций, связанных с рельефом дна. Наиболее ценные конкреции с повышенными значениями Mn/Fe-отношений приурочены к депрессиям. На вершинах и склонах холмов эти значения снижаются до $< 2,5$. Максимальная продуктивность конкреций ($\text{кг}/\text{м}^2$) отмечена на положительных элементах рельефа, минимальная — в депрессиях, т. е. продуктивность и качество конкреций находятся в обратной пропорции. Почти все исследователи объясняют эти закономерности различиями в источниках рудного вещества: на холмах основная часть металлов в конкреции поступает из морской воды, в депрессиях — из иловых вод осадка. В соответствии с этим различаются гидрогенные конкреции с отношением $\text{Mn}/\text{Fe} < 2,5$ и диагенетические — с $\text{Mn}/\text{Fe} > 4-5$. В настоящее время предложено несколько вариантов морфогенетических классификаций конкреций, в основу которых положены представления о различном генезисе рудного вещества [9—11, 17, 19, 21—23].

Полностью соответствуют отмеченным закономерностям условия осадконакопления и конкрециеобразования на полигоне ст. 2483 (II). Согласно описанию С. В. Свальнова, высокопродуктивные отложения конкреций здесь соответствуют максимальным мощностям верхнеплейстоценовых осадков (15—20 см) и приурочены к поверхности и склонам холмов, а низкопродуктивные отложения — к депрессиям, где мощности этих осадков снижаются до 0—2 см. По данным Н. Г. Скорняковой, продуктивность конкреций здесь варьирует в широких пределах — от 0,4 до 11,4 $\text{кг}/\text{м}^2$ [11]. Наибольшие величины Mn/Fe-отношений характерны для равнинных конкреций (диагенетических), на холмах залегают более железистые конкреции (гидрогенные или седиментационные).

Несколько отличается обстановка конкрециеобразования на полигоне ст. 2474, где сохраняется постоянный химический состав конкреций при их высокой продуктивности ($> 10 \text{ кг}/\text{м}^2$) как на поверхности холмов, так и на равнине. По своему химизму и морфологическим особенностям конкреции этого полигона отнесены к седиментационному типу [11].

В табл. 2 представлен средний состав конкреций с изученных полигонов, который подтверждает описанные различия. В табл. 3 приведены результаты изучения химизма осадков из двух трубок, поднятых с равнинных участков этих полигонов. Общие содержания металлов в разных горизонтах осадка в трубках сходны. В частности, весьма сходны концентрации общего железа в осадочной толще, хотя разница его содержаний в конкрециях (см. табл. 2) существенна — на первом полигоне в 2 раза выше, чем на втором. Эти данные позволяют сделать вывод об отсутствии связи между составом осадков и образующихся на них конкреций [35].

Теперь рассмотрим графы табл. 3, где приведены результаты определений подвижных форм металлов в осадках. Здесь отмечается существенная разница в содержаниях главных рудообразующих элементов — железа и марганца. В среднем в осадочной толще ст. 2474-39 содержится подвижного марганца и железа соответственно в 4 и 3 раза больше, чем ст. 2483-33. При этом содержания растворенной части малых элементов разнятся незначительно, следствием чего являются низкие соотношения сумм малых и главных рудообразующих элементов в осадках ст. 2474-39 (0,036) и втрое более высокие — ст. 2483-33 (0,11). Таким образом, в целом подвижные формы в осадках полигона ст. 2474 относительно богаты главными рудообразующими металлами и обеднены малыми элементами в сравнении с таковыми ст. 2483.

Эти выводы находятся в прямой связи с отмеченными закономерностями в составе и продуктивности конкреций, высокопродуктивных, но обедненных малыми элементами на полигоне I (ст. 2474) и менее продуктивных, но обогащенных ценными элементами на полигоне II (ст. 2483). Низкие темпы диагенетической поставки вещества на полигоне II приводят к формированию более ценных конкреций.

Таким образом, полученные данные не подтверждают существенно гидрогенное происхождение одних конкреций и диагенетическое — других. Разница в составе конкреций связана с различными темпами диагенетической поставки металлов из осадочной толщи, т. е. с разной интенсивностью диагенеза в рудной фазе подстилающих осадков.

По мнению автора, причиной различий в интенсивности диагенеза в осадочных толщах рассмотренных полигонов может быть разница в физико-химических условиях среды осадка, не всегда настолько существенная, чтобы ее можно было бы достаточно точно уловить со-

Химический состав средних проб конкреций и результаты их обработки 1-ой серной кислотой

Номер станции, полигона	Количество проб	Содержание, вес. %										Mn/Fe	O/Mn
		Mn (II)	Mn валовый	Fe		Cu		Zn		Ni			
				растворенное	валовое	растворенная	валовая	растворенный	валовый	растворенный	валовый		
Ст. 2474, I	3	0,38 (1,78)	21,3	4,4 (46)	9,5	0,42 (86)	0,49	0,065 (93)	0,070	0,59 (83)	0,71	2,24	1,982
Ст. 2483, II	6	0,45 (1,82)	24,7	0,66 (14)	4,55	0,71 (68)	1,05	0,110 (85)	0,130	0,76 (66)	1,15	5,4	1,982
Разные поверхности конкреций													
Ст. 2474, I Верх	2	0,29 (1,6)	17,6	7,7 (65)	11,90	0,34 (92)	0,37	0,07 (100)	0,07	0,53 (84)	0,63	1,5	1,980
Низ	2	0,43 (1,5)	28,7	2,8 (93)	3,0	0,74 (53)	1,40	0,21 (91)	0,23	0,87 (54)	1,61	9,6	1,984
Ст. 2483, II Верх	10	1,04 (4,4)	23,8	2,70 (42)	6,46	0,42 (0,85)	0,65	0,13 (87)	0,15	0,66 (65)	1,02	3,7	1,956
Низ	10	0,42 (1,5)	27,8	0,46 (14)	3,30	0,51 (47)	1,00	0,12 (80)	0,15	0,79 (53)	1,48	8,4	1,985

Примечание. В скобках дано процентное содержание подвижных форм от валовых.

временными методами анализа [5, 6, 24]. Поэтому воспользуемся косвенными данными.

Более «застойные» условия, по-видимому, имеет площадь полигона ст. 2474. Это проявляется в отсутствии заметной разницы в отложениях конкреций и современных осадков как на поверхности холмов, так и в депрессии. В то же время депрессия полигона ст. 2483 часто является зоной полного отсутствия осадка, что указывает на высокие скорости придонных течений, способствующих интенсивной аэрации как поверхности, так и всей толщи осадка. В более окислительных условиях формируются более окисленные формы гидроксидов марганца. Это характерно для осадка ст. 2483-33 (см. табл. 3).

Важно отметить, что закономерные изменения в составе подвижных форм металлов прослеживаются на всей доступной для исследования глубине осадков обеих колонок. Это свидетельствует о том, что процессы диагенеза в окисленных осадках не ограничиваются только узким верхним слоем (как это часто предполагается), а охватывают значительные мощности, а возможно, и всю толщу осадка.

Наиболее интенсивно процессы перераспределения марганца происходят в верхних горизонтах осадка, где минимальные содержания общего марганца сочетаются с максимальными содержаниями Mn(II). Соотношения между Mn(II) и Mn(IV) в верхних горизонтах осадка ст. 2474-39 соответствуют Mn_3O_4 и Mn_2O_3 или $MnO_{1,3}$ и $MnO_{1,5}$ (см. табл. 3). На

ст. 2483-33 минимальная окисленность марганца в верхнем горизонте составляет $MnO_{1,8}$. Это является отражением различий в физико-химических условиях сред образования толщ.

Степень окисленности марганца в осадках увеличивается с глубиной; содержания подвижных форм других металлов (по отношению к общим) возрастают к поверхности осадка. Максимальные концентрации подвижных форм всех металлов приурочены к верхним горизонтам осадков, на которых происходит формирование конкреций. Это не связано с изменениями в литологическом (и химическом) составе осадков, поскольку не происходит нарушения общих закономерностей в распределении содержаний металлов во всех формах на границах осадков различных типов (см. табл. 3). Осадки разного возраста и литологического состава являются как бы нейтральным фоном, на котором происходят закономерные изменения в составе рудной фазы. Это понятно, если иметь в виду, что железомарганцевые гидроксиды в осадках образуют собственные выделения (микронеобразования, пленки, налеты и т. п.) и не связаны химически и минералогически с их литогенной частью.

Максимальные концентрации подвижных форм металлов в верхних горизонтах осадков перераспределяются между поверхностными конкрециями и микронеобразованиями более глубоких горизонтов осадка. При этом в одних условиях осадочная толща может играть роль концентратора металлов, в других — поставщика их для формирования конкреций.

Химический состав осадков и результаты их обработки 1-ой серной кислотой

Номер станции, полигона, глубина, см	Название осадка*	Содержание, вес. %												O/Mn
		Mn (II)	Mn валовый	Fe		Cu		Zn		Ni		Co		
				растворенное	валовое	растворенный	валовый	растворенный	валовый	растворенный	валовый	растворенный	валовый	
Ст. 2474-39, I 0—5	Радиоляриево-глинистый													
120—125	Мiopелагическая глина	0,23	0,34	0,82	4,5	0,019	0,034	0,005	0,013	0,010	0,012	0,005	0,005	1,3
265—270	То же	0,24	0,49	1,36	6,1	0,020	0,037	0,008	0,015	0,018	0,020	0,004	0,007	1,5
380—385	»	0,26	0,68	1,30	4,6	0,016	0,047	0,008	0,022	0,020	0,020	0,003	0,007	1,6
515—520	»	0,26	0,66	1,22	4,9	0,020	0,051	0,008	0,018	0,021	0,021	0,005	0,008	1,6
655—660	»	0,16	0,90	0,90	5,0	0,026	0,060	0,008	0,029	0,030	0,033	0,004	0,009	1,82
Ст. 2483-33, II 0—5	Глинисто-радиоляриевый	0,13	1,12	0,70	5,0	0,026	0,076	0,007	0,021	0,030	0,037	0,004	0,010	1,91
105—110	Эвпелагическая глина	0,06	0,30	0,26	5,0	0,020	0,039	0,005	0,014	0,012	0,015	0,002	0,005	1,8
215—220	То же	0,09	1,20	0,50	4,9	0,016	0,081	0,004	0,017	0,021	0,042	0,003	0,013	1,925
280—285	»	0,046	1,28	0,25	4,6	0,016	0,071	0,007	0,019	0,035	0,057	Сл.	0,011	1,937
320—325	»	0,038	1,10	0,19	4,5	0,013	0,070	0,005	0,018	0,040	0,052	Сл.	0,013	1,962
	»	0,030	1,20	0,27	5,5	0,008	0,076	0,005	0,021	0,016	0,022	Сл.	0,007	1,970

* По данным С. В. Свальнова.

Подвижные формы металлов в осадках находятся в состоянии равновесия с металлами иловых вод. Механизм концентрирования последних обусловлен свойствами твердой фазы осадка, в динамическом равновесии с которой создаются и удерживаются эти концентрации. Главный рудообразующий элемент — Mn — в иловой воде находится в растворенном двухвалентном состоянии. Концентрации его в 20—3120 раз превышают содержания в морской воде. Эти данные относятся к иловым водам исследованных районов [16, 20, 25]. Существовать такие концентрации могут, только удерживаясь в равновесии с Mn(II) твердой фазы осадка. Таким образом, содержания Mn(II) в твердой фазе косвенно отражают изменения в составе иловых вод.

По мнению автора, распространенная сейчас гидрогенно-диагенетическая теория образования конкреций не позволяет ответить на ряд существенных вопросов. Во-первых, почему в одинаковых условиях на соседних площадях одни конкреции берут для своего роста металлы из морской воды, а другие — из иловых вод? Во-вторых, при стабильном составе морской воды гидрогенная поставка металлов может быть больше на участках с более высокими скоростями придонных течений; контактируя с большими массами морской воды, поверхности конкреций могут извлечь больше метал-

лов. Между тем к таким участкам как раз приурочено образование «диагенетических», а не «гидрогенных» конкреций. В-третьих, общепризнанным эталоном диагенетических образований являются конкреции, формирующиеся на осадках с восстановленным горизонтом — на периферии океана. Они характеризуются наиболее высокими темпами роста и низкими отношениями Mn/Fe. Почему же в пелагиали океана диагенетическим конкрециям приписываются более высокие значения этого показателя, чем гидрогенным?

Можно было бы увеличить перечень подобных вопросов, но и приведенных достаточно, чтобы убедиться в определенных «слабостях» признанной сейчас гидрогенно-диагенетической теории конкрециеобразования.

Фактический материал данной статьи свидетельствует о том, что диагенез играет решающую роль в формировании вещественного состава конкреций и в пелагических районах океана. При этом снижение отношений Mn/Fe в конкрециях характеризует увеличение темпов диагенетической поставки металлов.

В полностью окисленных осадках диагенез происходит на фоне высоких положительных значений величин Eh. Но и здесь эти величины не стабильны, они колеблются в интервалах положительных значений. Колебания в интервале +400 ÷ 500 мв обычны для этих

осадков [24, 28, 29] и, по-видимому, достаточны для стимулирования процессов диагенетического уравнивания.

ЖЕЛЕЗОМАНГАНЦЕВЫЕ КОНКРЕЦИИ

В предыдущем разделе основное внимание было сосредоточено на динамике распределения металлов в подвижных формах в осадках. Теперь рассмотрим, как реализуются повышенные концентрации этих металлов в верхних горизонтах осадков, в лежащих на них железоманганцевых конкрециях. По мнению автора, началом решения этой проблемы может стать обнаруженная Б. Раабом [37] асимметрия форм, скоростей роста и вещественного состава разных поверхностей конкреций. Характерная, особенно для наиболее крупных, хорошо развитых конкреций, асимметрия подтверждена многими исследователями. Б. Рааб предположил, что асимметрия образуется вследствие выщелачивания из верхних корок конкреций марганца и малых элементов, в то время как нарастание конкреций происходит с нижних поверхностей, которые характеризуются более высокими отношениями Mn/Fe и повышенными содержаниями малых элементов. Но большинство других исследователей в соответствии с гидрогенно-диагенетической концепцией полагают, что асимметрия образуется за счет формирования верхних частей конкреций из металлов морской воды, а нижних — из металлов, поступающих вследствие диагенеза осадка.

В табл. 2 приведены результаты химического анализа средних проб рудных корок, взятых из разных поверхностей (низ и верх) конкреций исследуемых полигонов. Судя по валовым содержаниям металлов, асимметрия у конкреций полигона ст. 2474 выражена значительно резче, чем ст. 2483. Здесь, в пределах отдельных стяжений, отношение Mn/Fe варьирует в пределах 9,6 (низ) — 1,5 (верх), т. е. изменяется в 6,4 раза. В конкрециях же полигона ст. 2483 эти колебания находятся в пределах 9,0—2,72, т. е. изменяются в 3,3 раза. Соответственно и сумма малых элементов (Cu, Ni, Zn) в подошвах конкреций ст. 2474 в 3 раза выше, чем в верхних корках, в то время как в конкрециях ст. 2483 — только в 1,5 раза.

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что при сходстве химического состава нижних поверхностей конкреций обоих полигонов отношение Mn/Fe выше в основаниях конкреций полигона ст. 2474 (9,6). Последнее означает, что даже с позиций принятой интерпретации гидрогенно-диагенетической концепции основания этих конкреций испытывают более интенсивное влияние диагенеза, чем основания конкреций с полигона ст. 2483. Между

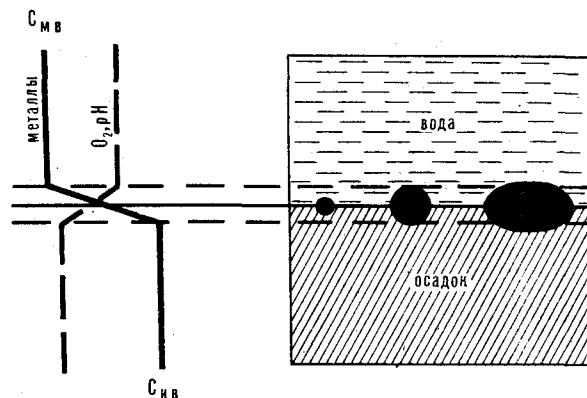


Рис. 2. Схематическое изображение процесса разрастания железоманганцевой конкреции. Слева показаны относительное увеличение содержаний металлов в морской (C_{mv}) и иловой (C_{iv}) водах и изменения в содержании O_2 и величинах pH.

тем они отнесены к седиментационным [41].

Подвижные формы металлов накапливаются в верхних частях конкреций (см. табл. 2). При этом в конкрециях полигона ст. 2474 доля их выше, чем ст. 2483, но последние характеризуются в среднем трехкратным увеличением содержаний $Mn(II)$ в верхних корках. Все это свидетельствует о большей «свежести» образования верхних корок по сравнению с нижними.

Анализ полученных данных позволяет предложить следующую модель формирования конкреций. На рис. 2 приведено схематическое изображение разреза океанского дна, на поверхности которого лежат конкреции. Как видно, эта поверхность представляет собой геохимический барьер, в узкой зоне которого происходят резкие изменения ряда физико-химических параметров. По данным разных авторов, снижение pH в условиях пелагического дна может составлять от десятых долей до единицы [8, 16, 20, 25]. Последнее сопровождается снижением содержаний растворенного кислорода и значений Eh при переходе от воды к поровым растворам и резким возрастанием содержаний металлов. Эти данные в абсолютных величинах варьируют у разных авторов, но тенденция их изменений всегда сохраняется.

Конкреции образуются в зоне геохимического барьера. Возможны два случая нахождения их на поверхности осадков изученных полигонов: в первом — конкреции лежат на уплотненных третичных эродированных осадках (крупные дискоидальные с шершавой нижней и гладкой верхней поверхностями), во втором — находятся на поверхности рыхлого, легко взмучиваемого «полужидкого» современного осадка (мелкие, округлые, часто сростковые с гладкой поверхностью). Очевидно, более резкие перепады в физико-химических параметрах будут

на уплотненных осадках, где зона геохимического барьера ограничена тонкой границей морская вода — осадок. В рыхлом осадке существует некоторая толща, в пределах которой происходит постепенное изменение этих параметров, т. е. зона геохимического барьера размыта. На рис. 2 последняя ограничена штриховой линией. Пока конкреции малы, они целиком находятся в пределах этой зоны и могут расти относительно равномерно во все стороны, но по мере увеличения размеров верх и низ конкреций выходят за рамки геохимического барьера и оказываются в средах с разными параметрами. Спецификой геохимии марганца является возможность образования в разных условиях его гидроксидов, отличающихся как степенью окисленности, так и сорбционной способностью [2]. Это обстоятельство является причиной, достаточной для образования асимметрии в химическом составе конкреций. Однако приведенные данные по распределению отдельных элементов в разных поверхностях конкреций не позволяют увязать их только с этой причиной. Главным препятствием здесь служат повышенные значения содержаний Mn(II) в верхних частях конкреций. Казалось бы, в более окислительных условиях морской воды должны формироваться более окисленные соединения гидроксидов марганца, чем в подошвах конкреций. По-видимому, известные из экспериментальных исследований закономерности адсорбции могут отражать состав ничтожно малой части рудной фазы конкреций, отлагающейся в данный момент. Конкреции же в целом являются продуктом геологически длительной истории формирования, в котором окончательный облик определяется процессами вторичного преобразования вещества или внутриконкреционным диагенезом. Главным толчком для этих процессов является градиент в физико-химических показателях сред нахождения верхних и нижних корок конкреций. Для осаждения марганца, например, благоприятны условия, имеющие место на верхней корке конкреций [1], к тому же известна избирательность марганца к отложению на «активных» поверхностях. В то же время рудное вещество сконцентрировано в поровых водах осадка, т. е. контактирует непосредственно с подошвой конкреций. По мнению автора, возможность миграции марганца в пределах единого тела конкреции сомнений не вызывает. Вероятность внутриконкреционного диагенеза подтверждена в работах [15, 16, 34].

Рассмотрим возможное направление диагенеза в конкрециях. Спецификой конкреций являются одновременность образования концентрических поверхностей (наиболее древние — в центре) и их высокие пористость и проницаемость. Конкреции пропитаны внутри-

поровой водой, контактирующей как с иловой водой осадка, так и с придонной морской водой. По мере увеличения размеров и веса конкреции все большая часть ее основания углубляется в осадок, и ранее отложившиеся фазы начинают испытывать воздействие более кислой среды осадка. При этом (по аналогии с кислотной обработкой) подвижные формы металлов мигрируют вверх, где сорбционно связываются. Выщелачивание нижних поверхностей приводит к образованию крупноглобулярных, шершавых корок.

Процессы внутриконкреционного диагенеза приводят к взаимному отторжению гидроксидов марганца и железа, вследствие чего у первых проявляется способность к образованию слабоокристаллизованных минералов, которые в порядке усложнения структур можно расположить в ряд: $\delta\text{-MnO}_2$, бернессит (7A-MnO_2) и тодорокит (10A-MnO_2). Именно поэтому тодорокит чаще отмечается в основании конкреций. Раскристаллизация способствует увеличению сорбционной активности гидроксида марганца и усилению его способности к избирательной сорбции [1]. Все это приводит к обогащению нижних частей конкреций более прочносвязанными металлами, чему благоприятствует наличие повышенных концентраций малых элементов в иловых водах верхних горизонтов осадка.

По-видимому, основания крупных конкреций проходят более сложную и глубокую историю вторичных изменений, чем их верхние части. Вероятность постосадочного перераспределения Fe и Mn в конкрециях подтверждается и стабильностью суммы этих элементов в разных частях асимметричных конкреций с обоих исследованных полигонов (см. табл. 2).

Один из наиболее противоречивых вопросов в проблеме образования конкреций — о скоростях их роста. Радиоизотопные данные свидетельствуют об образовании конкреций со скоростями, не превышающими нескольких миллиметров за миллион лет. Однако не может ли исказить эти результаты вероятность участия в образовании современных корок металлов, высвободившихся вследствие диагенеза из более древних осадков? Эти сомнения высказывались в отдельных исследованиях [15, 16, 35]. Определенный отпечаток может накладывать и внутриконкреционное перераспределение металлов.

Поэтому более объективным показателем темпов рудоотложения на исследованных полигонах является продуктивность отложений железомарганцевых конкреций. А она несравненно выше на полигоне ст. 2474, где диагенетическая поставка рудного вещества интенсивнее. Относительно редкие конкреции полигона

Химический состав погребенных конкреций ст. 2474-39 и результаты их кислотного растворения

Глубина залегания, см	Содержание, вес. %									
	Mn (II)		Fe		Cu		Zn		Ni	
	валовый	растворенный	валовое	растворенное	валовая	растворенная	валовый	растворенный	валовый	растворенный
0	0,42	20,8	7,6	12,1	0,40	0,43	0,07	0,07	0,60	0,69
262	0,28	22,0	6,7	11,0	0,50	0,55	0,06	0,06	0,60	0,68
278	0,28	21,9	7,0	11,3	0,43	0,49	0,06	0,07	0,60	0,65
376	0,28	21,3	—	10,9	—	0,40	—	0,07	—	0,65
441	0,43	21,7	3,0	11,2	0,35	0,35	0,05	0,05	0,40	0,52
466	0,22	22,7	3,4	11,8	0,46	0,52	0,07	0,08	0,50	0,66
546	0,22	22,2	—	11,9	—	0,36	—	0,05	—	0,38
556	0,44	20,2	4,5	12,0	0,36	0,37	0,06	0,06	0,32	0,39
656	0,19	20,7	3,8	12,3	0,25	0,28	0,04	0,04	0,25	0,32
657	0,19	20,9	3,1	12,0	0,22	0,23	0,05	0,05	0,20	0,39

Примечание: Прочерк — не определялось.

ст. 2483 формируются в условиях дефицита металлов и, вероятно, растут не столь быстрыми темпами. Медленно растущие конкреции испытывают глубокие внутренние преобразования, которые, как упоминалось выше, способствуют концентрированию в них ценных металлов.

Особую роль в процессах формирования конкреций может играть выявленная автором асимметрия степени окисленности марганцевых фаз. Не исключено, что она приводит к возникновению неравновесной физико-химической системы в пределах отдельных стяжений и создает вокруг отдельных конкреций электрохимический потенциал, способствующий привлечению металлов из окружающей среды. Об этом свидетельствует «истощение» металлами верхних горизонтов осадков, подстилающих конкреции, особенно выраженное на полигоне ст. 2483 (см. табл. 3). Возникающий в осадках «вакуум», в свою очередь, способствует сорбционному стяжению растворенных в морской воде металлов всей поверхностью тонкодисперсного осадка [30].

Таким образом, новые фактические данные подтверждают справедливость положений, разработанных в классических трудах Н. М. Страхова и его последователя И. И. Волкова, о седиментационной природе накопления металлов в осадках и диагенезе как второй стадии рудообразования в пелагиали океана [4, 12].

Предлагаемая модель формирования конкреций позволяет допустить, что скорости их роста могут возрастать с усилением асимметрии в степени окисленности разных поверхностей, а возможно, и в содержаниях металлов. Уплотненная форма конкреций возникает при максимальном нарастании их по боковым поверхностям, что характерно для конкреций, покоящихся на уплотненных осадках, где зона геохимического барьера сужена. Связь форм кон-

креций с физическими свойствами подстилающих осадков может быть учтена при разработках технологии добывающих устройств.

С точки зрения предлагаемой модели более ясными представляются возможные причины локальной изменчивости продуктивности и химизма отложений, образования асимметрии форм и вещественного состава конкреций и др. С ее помощью можно объяснить результаты исследований, которые авторам [33] кажутся «неожиданными и головоломными». В указанной работе для выяснения роли процессов диагенеза в формировании одной конкреции использован ряд современных методов: радиохимический, химический, структурный и минералогический. При этом установлено, что железо быстрее (на 50%) накапливается в нижней части конкреции, в то время как в асимметричных конкрециях оно концентрируется вверх. Еще резче разница для ^{232}Th : доказано, что накопление его также более энергично происходит в основании конкреции, тем не менее содержания ^{230}Th в верхних частях ее в 20 раз выше. Авторы не смогли объяснить полученных данных, поскольку основывались на теории образования верха и низа конкреций из разных источников (седиментационный и диагенетический). Между тем эти данные свидетельствуют о поступлении металлов из осадка и последующем перераспределении их внутри конкреций.

Предметом особого рассмотрения может быть динамика изменений подвижных форм металлов в погребенных конкрециях. В табл. 4 приведены результаты исследований конкреций из трубки 2474-39, где насчитывалось 9 горизонтов погребенных конкреций. Как видно, за исключением 2-х горизонтов (441 и 556 см), отмечается закономерное снижение содержаний Mn(II) в более погребенных конкрециях. Одно-

временно снижается и сумма малых элементов от 1,5 до 0,94%. Последовательность и закономерность этих изменений позволяют говорить об участии вещества погребенных конкреций в поставке металлов для формирования поверхностных, т. е. о регенерации отложений, о чем предположительно сообщалось ранее [3].

Существенно отметить, что содержания Mn(II) в погребенных конкрециях и соответствующих им горизонтах осадка соизмеримы. Очевидно, установленное автором обилие подвижных форм главных рудообразующих металлов в осадках полигона ст. 2474 обусловлено процессами как диагенеза осадков, так и регенерации погребенных конкреций. В осадках полигона ст. 2483 погребенные конкреции отсутствовали.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенные в статье данные свидетельствуют о решающей роли диагенеза осадков в формировании вещественного состава конкреций в рудной провинции Кларифон-Клиппертон. Окончательный облик конкреций формируется за счет внутриконкреционного диагенеза. Морская вода и взвесь, несомненно, являются

главными поставщиками металлов на океанское дно, но специфика вещественного состава, локальная изменчивость и асимметрия конкреций не могут контролироваться морской водой. Формирование конкреций как единого тела происходит из одного источника вещества — насыщенных металлами иловых вод верхних горизонтов осадка. Высокие концентрации металлов в иловых водах поддерживаются благодаря равновесию их с металлами твердой фазы осадка. Механизм концентрирования металлов в иловых водах связан со свойствами тонкодисперсного глинистого осадка. Этот процесс не зависит от наличия или отсутствия конкреций на поверхности осадка. Повышенные содержания металлов в иловых водах могут реализоваться в рудных стяжениях разных форм: при наличии ядер на поверхности осадка — в форме железомарганцевых конкреций, при отсутствии — микроконкреций или пленок, фиксирующихся в осадке. Последнее приводит к тому, что литологический состав осадков не контролирует химизм рудного процесса. На фоне различных по составу осадков происходит единый для океана процесс рудообразования, который контролируется физико-химическими условиями среды и обуславливающими их факторами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Базилевская Е. С.* Химико-минералогическое исследование марганцевых руд.— М.: Наука, 1976.
2. *Базилевская Е. С., Ильичева Л. В., Степанец М. И.* О механизме формирования железомарганцевых конкреций океана.— *Литология и полезные ископаемые*, 1979, № 4.
3. *Базилевская Е. С.* Железомарганцевые рудопоявления в осадочной толще океанского дна (по данным глубоководного бурения).— *Литология и полезные ископаемые*, 1981, № 5.
4. *Геогимия диагенеза осадков Тихого океана (транс-океанский профиль)*.— М.: Наука, 1980.
5. *Грамм-Осипов Л. М., Бычков А. С. и др.* Железомарганцевые конкреции — седиментационно-диагенетическое образование.— *Докл. АН СССР*, 1983, т. 270, № 6.
6. *Грамм-Осипов Л. М., Бычков А. С., Волкова Т. И.* К вопросу о роли физико-химических условий в формировании минералов железомарганцевых конкреций.— *Геохимия*, 1983, № 12.
7. *Пушкина З. В.* Иловые воды осадков транс-океанского профиля и их изменение в диагенезе.— В кн.: *Геохимия диагенеза осадков Тихого океана*. М.: Наука, 1980.
8. *Савенко В. С.* О физико-химическом механизме образования пелагических железомарганцевых конкреций.— *Геология рудных месторождений*, 1981, № 6.
9. *Скорнякова Н. С.* Химический состав железомарганцевых конкреций Тихого океана.— В кн.: *Железомарганцевые конкреции Тихого океана*. М.: Наука, 1976.
10. *Скорнякова Н. С.* К вопросу о генезисе железомарганцевых конкреций.— *Геохимия*, 1979, № 8.
11. *Скорнякова Н. С., Батурич Г. Н., Мурдма И. О.* Железомарганцевые конкреции приэкваториальной зоны радиоляриевых илов Тихого океана.— В кн.: 27-ой МГК. М.: Наука, 1984.
12. *Страхов Н. М.* Проблемы геохимии современного океанского литогенеза.— М.: Наука, 1976.
13. *Andersen M. E., Macdonald I. D.* Accumulation rates of manganese nodules and sediments: an alpha track method.— *Geophys. Res. Lett.*, 1977, N 4.
14. *Atsuyki M., Teruki M. e. a.* Central Pacific manganese nodules and their relation to sedimentary history.— *Proc. 12th Annu. Offshore Technol. Conf.*, Houston, Tex., May 5—8. V. 3. Dallas, Tex., 1980.
15. *Burns R. G., Burns V. M.* Diagenetic features observed inside deep-sea manganese nodules from the north equatorial Pacific.— In: *Scanning Electron Microscopy*. O. Johari, ed. V. 1. 1978.
16. *Callender E., Bowser C. J.* Manganese and copper geochemistry of interstitial fluids from manganese nodular pelagic sediments of the Northeastern equatorial Pacific Ocean.— *Am. J. Sci.*, 1980, N 280.
17. *Calvert S. E., Price N. B. e. a.* Relationship between ferromanganese nodule compositions and sedimentation in a small survey area of the equatorial Pacific.— *Marine Resear.*, 1978, v. 36, N 1.
18. *Friedrich G., Plüger W.* Die Verteilung von Mangan, Eisen, Kobalt, Nickel, Kupfer und Zink in Mangan-knollen verschiedener Felder.— *Meerestechnik*, 1974, N 5.
19. *Glasby G. P., Friedrich G. et al.* Distribution, morphology and geochemistry of manganese nodules from the Valdivia 13/2 area, equatorial North Pacific.— *Pacific Science*, 1982, v. 36, N 2.

20. *Gundlach H., Marchig V., Schnier C.* Zur Geochemie von Manganknollen aus dem Zentralpazifik und ihrer Sedimentunterlage. 2. Porewasser und Meerswasser.— *Geol. Jb.*, 1977, BD 23.
21. *Halbach P., Ozkara M.* Pelagische Manganknollentypen und ihre Wachstumsbedingungen.— In: *Mar. Rohstoffgewinn. 7. Semi-Meerestechn.* TU. Claus-thal/TU. Berlin. Berichtswerk wiss. Vortr. Essen, 1979.
22. *Halbach P., Marchig V., Schernag C.* Regional variations in Mn, Ni, Cu and Co of Ferromanganese nodules from a basin in the south-east Pacific.— *Mar. Geol.*, 1980, v. 38, N 4.
23. *Halbach P., Hebisch U., Scherhag Ch.* Geochemical variations of ferromanganese nodules and crusts from different provinces of the Pacific Ocean and their genetic control.— *Chem. Geol.*, 1984, v. 34, N 1.
24. *Hartman M.* Evidence for early diagenetic mobilization of trace metals from discolorations of pelagic sediments.— *Chem. Geol.*, 1979, v. 26, N 3-4.
25. *Hartman M., Müller P.* Trace metals in interstitial waters from Central Pacific Ocean sediments.— In: *The dynamic environment of the ocean floor.* Lexington: Heath and Co., 1982.
26. *Hayes S. P.* The bottom boundary layer in the eastern tropical Pacific.— *Journ. of Physical Oceanography*, 1980, N 10.
27. *Heye D.* The internal micro-structure of manganese nodules and their relationship to the growth rate.— *Mar. Geol.*, 1978, v. 26.
28. *Klinkhammer G.* Early diagenesis in sediments from eastern equatorial Pacific. 2. Pore water metal results.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, v. 49.
29. *Klinkhammer G., Heggie D. T., Graham D. W.* Metal diagenesis in oxic marine sediments.— *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1972, N 2.
30. *Li Juan-Hui.* Ultimate removal mechanisms of elements from the ocean.— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1981, v. 45, N 10.
31. *Marchig V., Gundlach H.* Material balance in manganese nodule formation (North Central Pacific).— *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1982, v. 46, N 4.
32. *Moor T. C., Heath G. R.* Manganese nodules, topography and thickness of Quaternary sediments in the Central Pacific.— *Nature*, 1966, v. 212.
33. *Moore W. S., Ku T.-L. e. a.* Fluxes of metals to a manganese nodule: radiochemical, chemical, structural and mineralogical studies.— *Earth and Planetary Sci. Lett.*, 1981, v. 52, N 1.
34. *Nohara M.* The geochemistry of manganese nodules from the Central Pacific Basin.— *J. of Geological Society of Japan*, 1978, v. 84, N 6.
35. *Nohara M., Yokota S.* The geochemistry of trace elements in pelagic sediments from the Central Pacific basin.— *Ibid.*, N 4.
36. *Piper D. Z., Blueford J. R.* Distribution, mineralogy and texture of manganese nodules and their relation to sedimentation at DOMES Site A in the equatorial North Pacific.— *Deep-sea Resear.*, 1982, v. 29, N 8A.
37. *Raab W.* Physical and chemical features of Pacific deep-sea manganese nodules and their implications to the genesis of nodules.— In: *Ferromanganese Deposits on the Ocean Floor*, ed. D. R. Horn. National Science Foundation. Washington, D. C., 1972.
38. *Schnier C., Marchig V., Gundlach H.* The chemical composition of sea water and pore water in the manganese nodule area of the Central Pacific.— *Geol. Rdsch.*, 1981. v. 70, N 3.

ГИН АН СССР,
Комиссия АН СССР по проблемам
Мирового океана
Москва

Поступила в редакцию
11 февраля 1985 г.

О. В. Равдоникас, Г. И. Иванов

ПРИРОДНЫЕ ГОРЮЧИЕ ГАЗЫ И НЕФТИ ПРИАМУРЬЯ

Обобщены данные по проявлениям нефти и газа в Приамурье, что позволило дополнительно обосновать прогноз открытия месторождений углеводородов, в частности, в пределах Буреинского прогиба, где возможны на глубине 70—100 м газогидратные, на большей —

газовые, газоконденсатные и нефтяные залежи. Нефти по составу сходны с таковыми месторождений Китая и Монголии. Газы представляют собой ценное химическое сырье, состав их отражает тектоническое строение впадины.

Проблема поисков месторождений нефти и газа в экономически развитых районах Приамурья весьма актуальна. Для освоения ресурсов углеводородов в недрах этого региона, наряду с проводимыми поисково-разведочными геофизическими работами, важное значение имеет обобщение данных предшествующего периода исследований, и особенно о макропроявлениях газообразных и жидких углеводородов.

История открытия многих нефтяных и газовых месторождений связана с обнаружением проявлений нефти и газа на поверхности. Проявления последних в скважинах также могут быть связаны с залежами углеводородов. Их изучению уделяется большое внимание, особенно при рекогносцировочных работах в новых районах. Однако не все разновидности поверхностных выходов нефти и газа, как и проявления их в скважинах, являются однозначными признаками промышленной нефтегазоносности недр. В каждом отдельном случае необходим анализ всей совокупности геологических и геохимических данных. Выяснение природы установленных нефтегазопроявлений на основе изучения геолого-гидрогеологической обстановки их локализации, физико-химических свойств, пространственных особенностей их распространения имеет важное значение при оценке перспектив нефтегазоносности конкретных районов.

В данной работе использованы материалы, собранные авторами и сотрудниками ДВТГУ, ВСТГУ, треста Востсибнефтегеофизика, МГУ, ВНИГРИ, ИТиГ ДВНЦ АН СССР и обладающие неравноценной информативностью. В ряде случаев описания одного и того же проявления нефти и газа неоднозначны, часто отсутствуют сведения об условиях отбора проб и способах лабораторных определений, а аналитические

определения ограничены и слабодостоверны.

Тектоническое строение Приамурья показано на рис. 1, а; к главным его элементам отнесены Буреинский массив, Амгунский блок, Монголо-Охотская и Сихотэ-Алинская складчатые системы. Последние сопровождаются параллельными им вулканическими поясами. Строение массивов и складчатых систем осложнено мезозойскими и кайнозойскими наложенными впадинами.

Буреинский массив как стабильный тектонический элемент оформился в конце палеозоя — начале мезозоя. Домезозойские его образования представлены главным образом гранитоидами. Кайнозойские впадины Буреинского массива структурно связаны с рифтоподобными прогибами, выполненными юрско-нижнемеловыми морскими осадочными и осадочно-вулканогенными отложениями мощностью до 2000 м. Они несогласно перекрыты континентальными верхнемеловыми образованиями (500 м). Кайнозойские угленосные озерно-аллювиальные толщи залегают на верхнем мелу с размывом. Их мощность составляет в среднем 500 м. В мезозое вдоль окраины массива сформировались прогибы — Верхнеамурский, Буреинский, Урмийский, мощность юрских и нижнемеловых отложений которых значительно больше таковой синхронных образований в центральных частях массива. В Буреинском прогибе мощность доверхнемеловых морских и прибрежно-морских осадочных отложений достигает 7000 м, а несогласно перекрывающих их континентальных образований верхнего мела не превышает 200 м. Неогеновые и четвертичные континентальные отложения незначительной мощности (10—60 м) сплошным чехлом перекрывают всю площадь Буреинского прогиба.

В строении Сихотэ-Алинской системы принимают участие верхнепалеозойские и нижне-

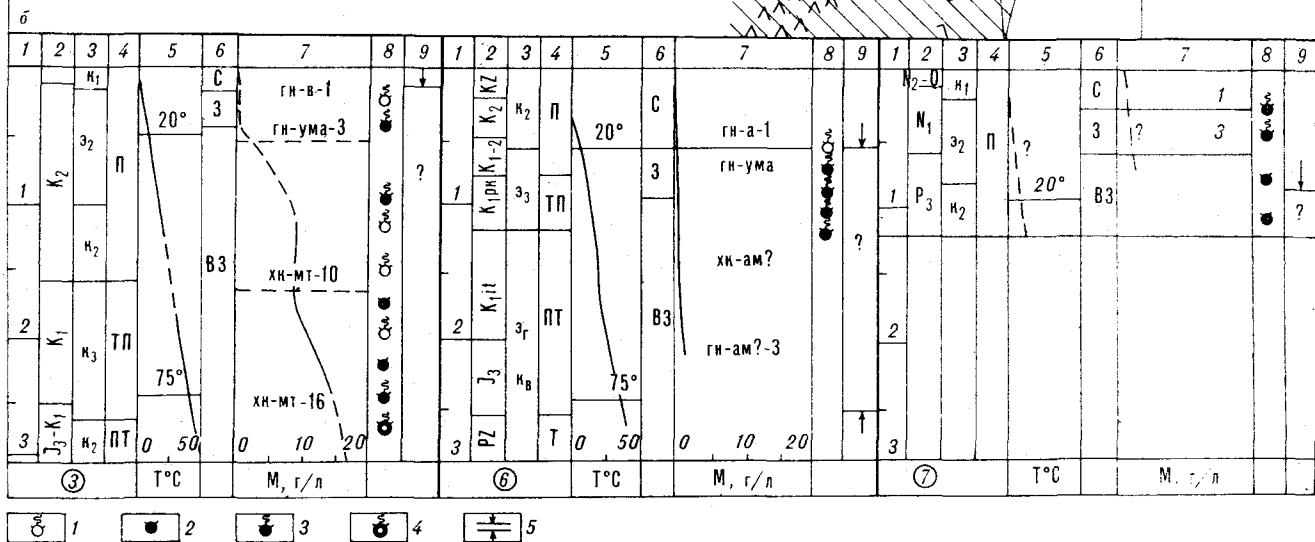
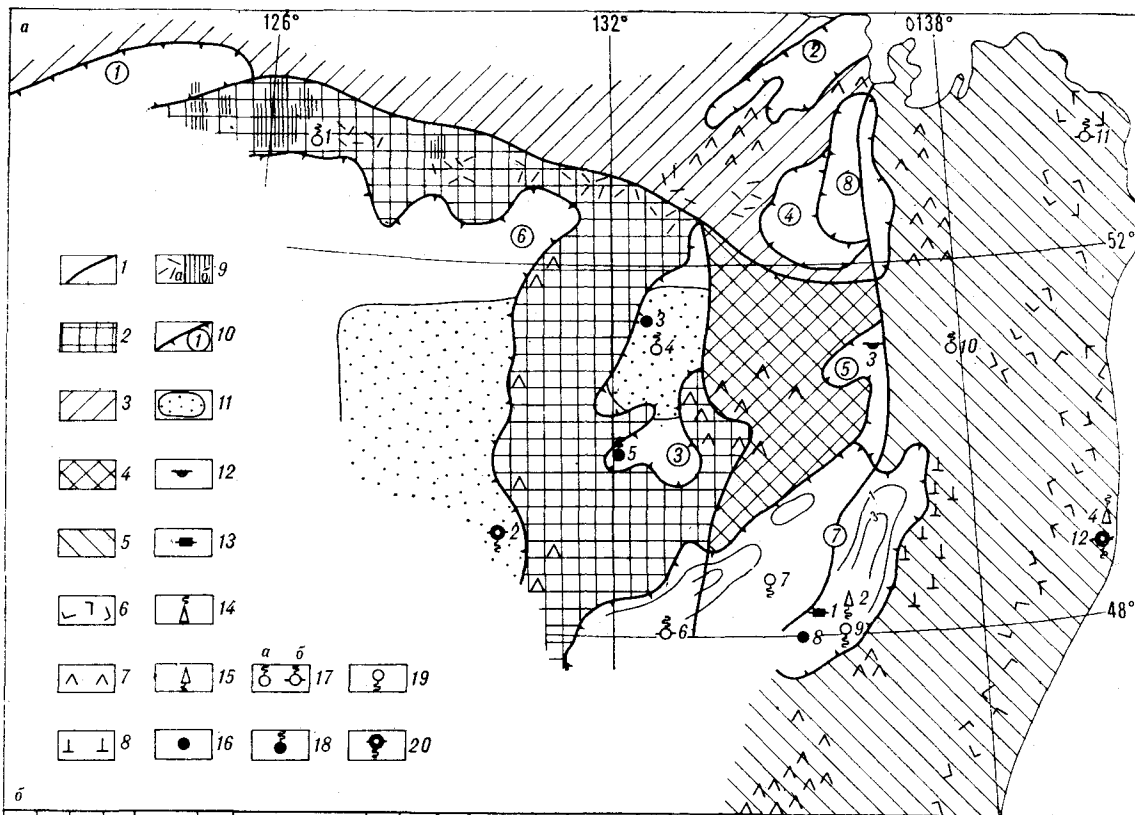


Рис. 1. Обзорная карта района исследований (а) и стратиграфические разрезы впадин и прогибов (б). Геологическая основа по [2].

а. 1 — границы между основными тектоническими элементами; 2 — Бурейнский массив; 3 — Монголо-Охотская складчатая система; 4 — Амгунский блок; 5 — Сихотэ-Алиньская складчатая система; 6—10 — главные и наложенные структуры; 6 — окраинно-континентальный вулканический пояс; 7 — Охотско-Чукотская ветвь; 8 — Восточно-Сихотэ-Алиньская ветвь; 9 — Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс (а — вулканиты, б — гранитоиды); 10 — впадины и прогибы (1—5 — мезозойские: 1 — Верхнеамурский, 2 — Торомский, 3 — Бурейнский, 4 — Ульяновский, 5 — Хогдинский и Унахтинский; 6—8 — кайнозойские: 6 — Ушумунский и Зее-Бурейнская, 7 — Среднеамурская, 8 — Эворон-Чукчагирская); 11 — врезки к карте; 12—15 — проявления в скважинах; 12 — мальты в керне, 13 — нефти в керне (группа скважин), 14 — газа после бурения, 15 — газа в процессе бурения; 16—20 — проявления на поверхности: 16 — нефти, 17 — газа (а — единичное, б — групповое), 18 — нефти и газа, 19 и 20 — требующие проверки проявления газа (19), нефти и газа групповые (20).

б. Номера разрезов соответствуют номерам впадин и прогибов по обзорной карте. В графиках: 1 — глубина до фундамента, км; 2 — стратиграфическая колонна; 3 — тип гидрогеологического комплекса (К₁ — регионально проводящий; К₂ — то же, содержащий зональные флюидоупоры; К₃ — то же, региональные; Э₂, Э₃ — регионально экранирующие, содержащие соответственно зональные и региональные коллекторы; Э_г, К_в — трещинные зоны, вертикально проводящие и горизонтально экранирующие; 4 — тип коллекторов (П — поровый, ТП — трещинно-поровый, ПТ — порово-трещинный, Т — трещинный); 5 — геотермограмма; 6 — зоны водообмена (С — свободный, Э₂, Э₃ — затрудненный, ВЗ — весьма затрудненный); 7 — гидрохимическая колонка (изменение минерализации подземных вод с глубиной, тип воды по Сулину: гн — гидрокарбонатно-натриевый, хк — хлоркальциевый; газовый состав: а — азотный, ума — углекисло-метаново-азотный, ма — метаново-азотный, ам — азотно-метановый; мт — метановый с примесью тяжелых углеводородов); 8, 9 — нефтегазоносность (Усл. обозн. к рис. 1, б; 1—3 — проявления газа (1), нефти (2), нефти и газа (3); 4 — приток газа с нефтью; 5 — наиболее вероятный продуктивный интервал.)

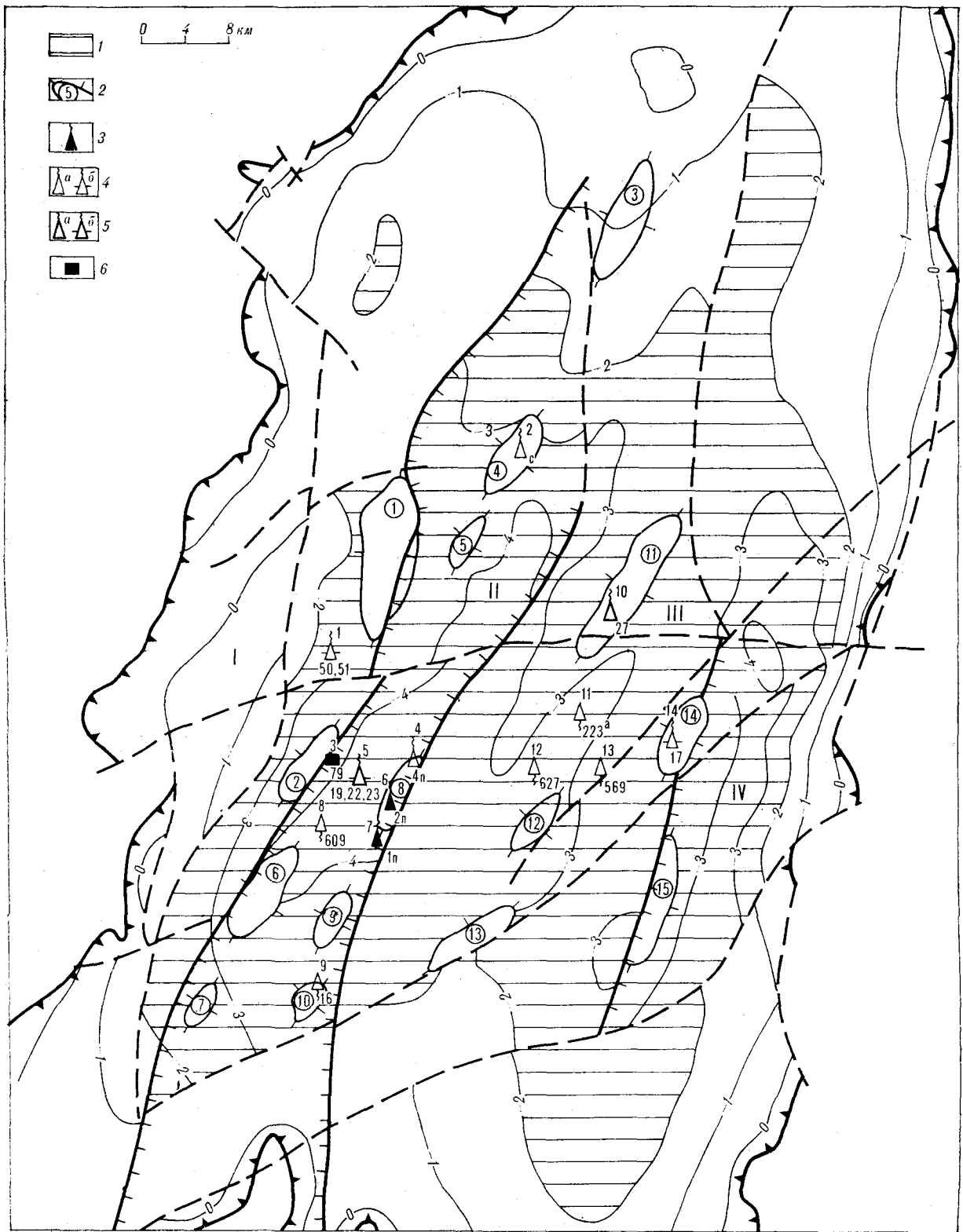
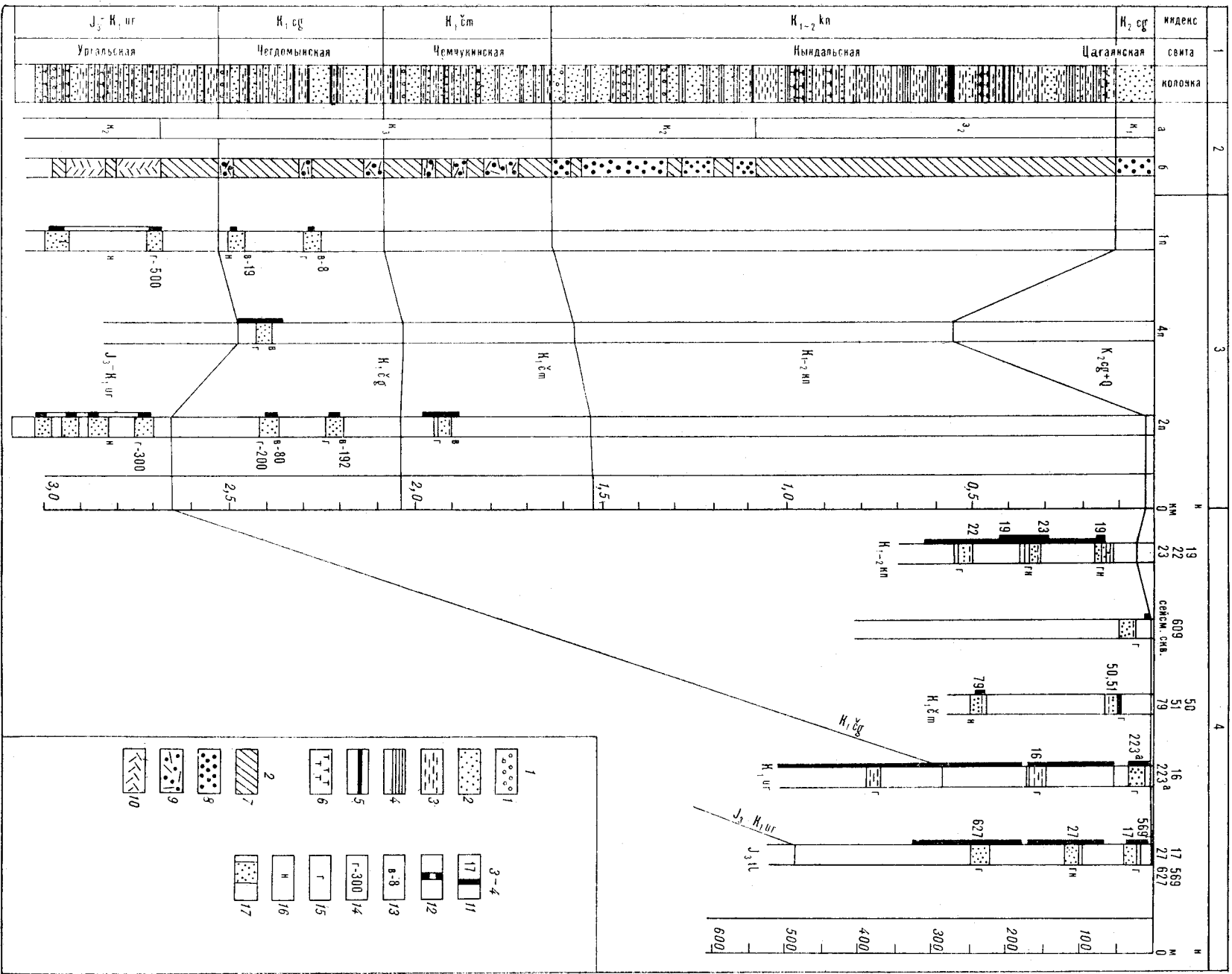


Рис. 2. Карта нефтегазопроявлений в Буреинском прогибе — врезка к рис. 1 (тектоническая основа МГУ, 1972 г.). Усл. обозн. соответствуют рис. 4. Дополнительные знаки: 1 — глубина до фундамента более 2 км; 2 — локальные поднятия в осадочном чехле; 3—6 — характер нефтегазопроявлений: 3 — приток газа с небольшим количеством нефти; 4 — газ спонтанный (а — единичная скважина, б — группа скважин); 5 — то же и пленки нефти; 6 — шлам, пропитанный нефтью. Структурные зоны: I — Западно-Буреинская, II — Центральная погруженная, III — Адникано-Лепианская, IV — Восточная моноклиальная; локальные поднятия: 1 — Ныртинское, 2 — Усть-Ургальское, 3 — Буреинско-Иорикское, 4 — Иорикское, 5 — Усть-Ниманское, 6 — Усть-Солонийское, 7 — Адниканское, 8 — Ургальское, 9 — Солонийское, 10 — Дубликанское, 11 — Средне-Ургальское, 12 — Левосолонийское, 13 — Чемчукинское, 14 — Чегдомынное, 15 — Эльгинское.



мезозойские преимущественно вулканогенно-кремнистые формации. Меловые (досенонские) образования представлены граувакковыми формациями иногда флюидного строения. Для альб-сеноманских отложений характерны туфогенные разности и прослой вулканитов. На востоке они перекрыты сенон-палеогеновым Восточно-Сихотэ-Алинским вулканогенным поясом, граничащим с впадиной Татарского пролива, в пределах которой севернее г. Советская Гавань развиты мощные меловые и палеогеновые отложения. Амгунский блок сложен девонскими, каменноугольными и пермскими граувакковыми, глинисто-кремнистыми и спилитодиабазовыми формациями. Мезозойские комплексы мощностью до 12 км выполняют Ульяновский, Хогдинский, Унахтинский прогибы. Амгунский блок рассматривается как антиклинорное сооружение Сихотэ-Алинской системы или в качестве ветви Монголо-Охотской системы.

Среднеамурская кайнозойская впадина разграничивает Амгунский блок и Сихотэ-Алинскую систему. Она представляет собой систему грабенов, выполненных песчано-глинистыми угленосными континентальными нижнепалеогеновыми отложениями, перекрытыми тонкой молассой олигоцен — миоцена. В плиоцене и четвертичном периоде сформировались грубая моласса и местами наземные вулканиты. Мощность палеоген-неогеновых образований в наиболее погруженных грабенах достигает 2400—2500 м. Сложность строения впадины определяется тем, что ее западная часть является наложенной на антиклинорное сооружение, а восточная наследует геосинклинальные прогибы Нижнего Амура. В восточной части впадины верхнемеловые образования могут входить в состав ее осадочного выполнения.

В Приамурье развита густая сеть разрывных нарушений. Большинство из них обусловлено мезозойскими тектоническими процессами.

В нефтегазо-гидрогеологическом отношении впадины и прогибы представляют собой артезианские (адартезианские) — потенциально нефтегазосные — бассейны. Гидрологическая стратификация и зональность верхней части разреза осадочного выполнения бассейнов, вскрытой скважинами, показана на рис. 1, б. Структурно-тектонические и литолого-стратиграфические условия наиболее полно изученных Буреинского и Зее-Буреинского бассейнов отражены на

рис. 2—5. Описание строения этих бассейнов выполнено с учетом работ [1—10].

Несмотря на существенное различие геологической истории указанных артезианских бассейнов, все они отличаются весьма благоприятным строением для улавливания жидких и газообразных продуктов биохимических процессов и (или) дегазации земли. Слагающий бассейн осадочный чехол характеризуется аккумулярующим типом водонапорной системы. Трещиноватые отложения нижней части разреза (триас — средняя юра в Буреинском, юра в Зее-Буреинском, мел в Средне-Амурском бассейнах) обладают способностью вертикально проводить глубинные флюиды, но лишены регионально экранирующих и регионально проводящих свойств. Их перекрывают комплексы слаболитифицированных пород, обладающих свойствами, благоприятными для латеральной миграции, дифференциации и аккумуляции углеводородов, т. е. содержащие зонально распространенные довольно мощные флюидоупоры (экранирующие толщи) и коллекторы порового типа (проводящие толщи).

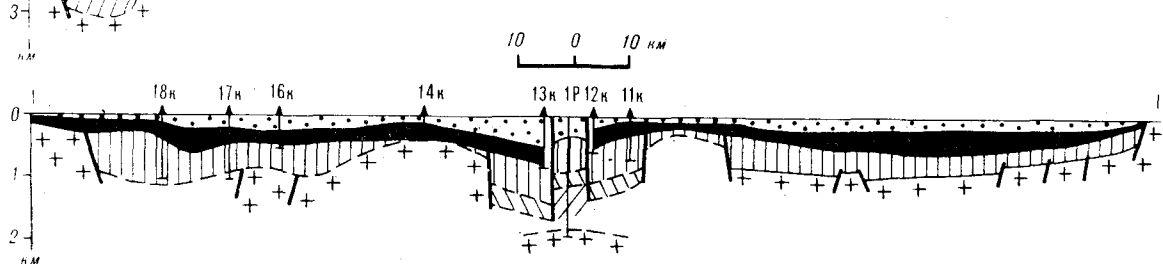
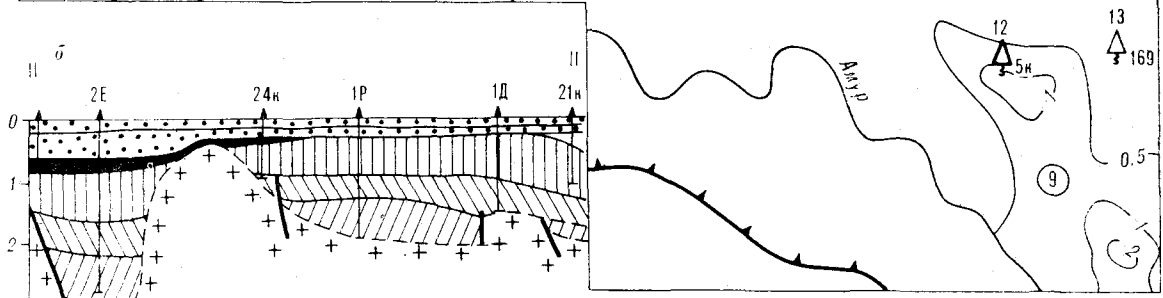
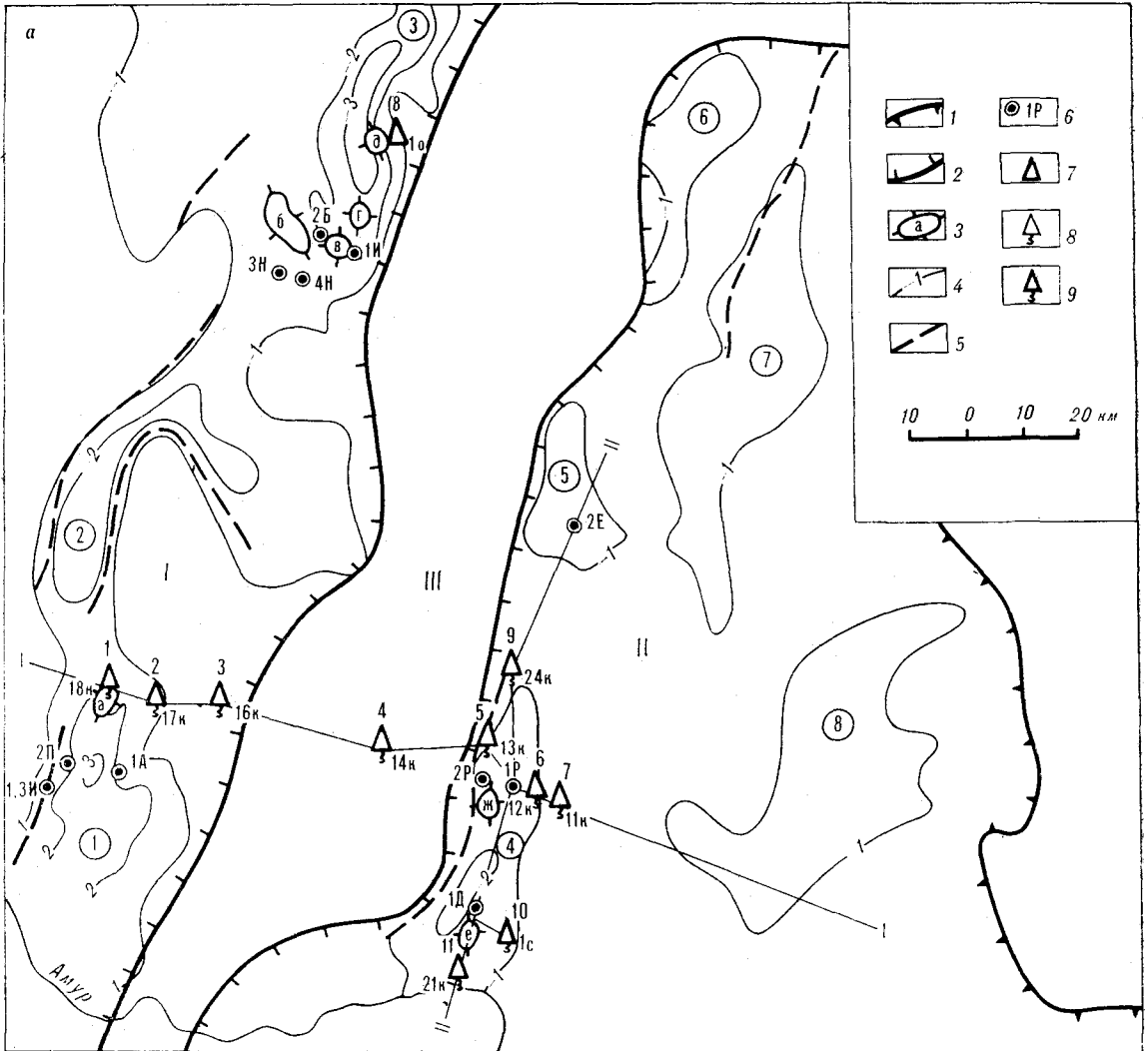
Оптимальными условиями для аккумуляции и сохранения углеводородов отличается Буреинский бассейн на участке развития глинисто-алевроитовой верхнемеловой толщи (Центральная погруженная зона, см. рис. 2), представляющей собой мощный (до 600—800 м) флюидоупор. Особую закрытость недр Буреинского бассейна обеспечивает многолетняя мерзлота мощностью 50—70 м, распространенная почти повсеместно (исключение составляют долины рек Бурей, Ургал и др.).

В Зее-Буреинском бассейне кровля водонапорной системы находится на глубине 300—500 м и приурочена к средней части цагайской свиты, в Среднеамурском — преимущественно глинистых неогеновых отложений — залегает на глубине до 100 м. Во всех бассейнах в зонах развития поровых коллекторов последние характеризуются хорошими емкостными (пористость 10—30%) и фильтрационными (проницаемость составляет десятки, сотни, до нескольких тысяч миллиардов) свойствами. Мощность их от нескольких десятков до сотен метров. Перекрывающие поровые коллекторы флюидоупоры примерно такой же мощности содержат примесь монтмориллонита, обеспечивающего хорошие экранирующие свойства глинистых пород. Для Зее-Буреинской и Средне-

Рис. 3. Схема нефтегазопроявлений в разрезе скважин (Буреинский прогиб).

В графах: 1 — литолого-стратиграфический разрез скв. 1-пр (опорный); 2 — гидрогеологический разрез скв. 1-пр; 3 — нефтегазопроявления в глубоких скважинах; 4 — то же в мелких скважинах. К графе 1: 1 — конгломераты; 2 — пески и песчаники; 3 — алевроиты и алевролиты; 4 — глины и аргиллиты; 5 — уголь; 6 — туфы и туффиты. К графе 2, а см. ус-

ловные знаки на рис. 1, б к графе 3. К графе 2, б: 7 — флюидоупор; 8, 9, 10 — водоносный горизонт соответственно с поровым, трещинно-поровым и порово-трещинным типом коллекторов. К графам 3, 4: 11 — интервал опробования (глубин нефтегазопроявлений); 12 — опробование без изоляции нижележащих горизонтов; 13, 14 — дебит газа, м³/сут; 15 — 16 — проявления: газа (15), нефти (16); 17 — вещественный состав пород в интервале глубин нефтегазопроявлений.



Проявления нефти и газа на поверхности

Номер по рис. 1	Место проявлений	Описание	Источник сведений
<i>Зее-Буреинская впадина</i>			
1	Амурская обл., Тыгдинский район, 1,5 км на СВ от пос. Апрельского (северо-западное обрамление впадины)	При проходке канавы выделение газа из трещиноватых плотных пород девонского возраста	Сулимов И. Н., 1961 г.
2	Архаринский район, вблизи ст. Архара	При рытье колодца сильные выделения горючего газа	Туаев Н. П., 1961 г.
2а	Там же, у дер. Аркадьевки, правый приток Архары	Обильное выделение газа с пленками нефти со дна реки.	То же
3	Хабаровский край, Верхнебуреинский район, левый приток р. Ниман — ключ Второй (западный борт впадины)	Выходы нефти со дна реки, подтвержденные картировочным бурением	Бакланова Л. С., 1968 г.
4	Там же, 2 км на ЮВ от ст. Ургал	Выделение газа из шурфа	То же
5	Ручей, впадающий в р. Сутырь, 200 м выше ее устья	В аллювии ручья постоянное выделение газа с ирризирующими пленками (по наблюдениям в течение двух лет)	Мирошников Л. Д., 1961 г.
<i>Среднеамурская впадина</i>			
6	Еврейская автономная область, Ленинский район, левый берег р. Биджан, в 4 км к ЮЗ от г. Кирова	Со дна реки периодическое выделение газа с ирризирующей пленкой	Варнаровский В. Г., 1963 г.
7	Хабаровский район, оз. Дарга	Интенсивное выделение газа со дна озера	Брянский Л. И., 1960 г.
8	Район им. Лазо, пос. Хор	При рытье колодца на глубине 2 м в коренных породах встречена трещина, из которой просачивался нефтенасыщенный ил (наблюдение велось в течение нескольких лет)	Варнаровский В. Г., 1963 г.
<i>Обрамление впадин и складчатые области</i>			
9	Вяземский район, в 4 км на ЮВ от пос. Третья Седьмая, ключ Теплый	Истечение воды сопровождается постоянным выделением газа, температура воды (18°C) неизменна в течение года	То же
10	Комсомольский район, в 4 км на СВ от пос. Нижне-Томбовское, ключ Солонцевый	То же, газ горючий (азотно-метановый)	То же
11	Комсомольский район, 20 км выше по течению р. Амур от г. Комсомольска, протока Копсоновская	Зафиксировано несколько источников с проявлениями горючего газа	То же
11	Там же, в 4 км на СВ от колхоза «Яркий луч» на берегу озера	То же	Васильев Н. Н., 1970 г.
12	В окрестностях г. Советская Гавань	При проходке карьера из трещины базальтов просачивалась нефть и выделялся газ. На побережье Татарского пролива наблюдались многочисленные выходы газа	Туаев Н. П., 1961 г.

амурской впадин вследствие осложнения их выступами фундамента характерна боковая раскрытость глубокозалегающих отложений.

Гидрогеологическая зональность выражается в снижении активности метеогенного водообмена, повышении температуры среды и минерализации подземных вод, возрастании их хлоридности и содержания биогенных и эндогенных компонентов в солевом и газовом составе подземных вод по мере удаления от областей питания и с глубиной. В зоне сво-

бодного водообмена мощностью около 100 м, ограниченной местным базисом эрозии, а также в зоне затрудненного водообмена, совпадающей в Зее-Буреинском и Среднеамурском бассейнах с регионально развитыми глинисто-песчаными отложениями соответственно мела и неогена, температура среды не превышает 20°C; развиты пресные воды гидрокарбонатно-натриевого типа с растворенными измененными воздушными газами (азотные с примесью углекислоты и метана).

Состав газов по проявлениям на поверхности

Номер по рис. 1	Место отбора	Объемные %							
		O ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	C ₅ H ₁₂
1	Вблизи пос. Апрельского	0,0	2,0	64,0	34,0	—	—	—	—
5	Вблизи устья р. Сутырь	0,0	2,0	68,4	27,0	0,2	0,3	1,9	0,2
6	Вблизи г. Кирова	0,0	11,0	63,1	25,8	0,1	0,0	0,0	0,0
7	Оз. Дарга	11,0	1,3	0,7	81,8	0,03	0,05	5,0	0,12
9	Ключ Теплый	9,7	0,4	0,4	86,4	0,07	0,05	3,0	0,08
9	То же *	8,8	1,8	0,0	89,4	0,00	0,00	0,0	0,00
11	У протоки Копсоновской	0,0	21,0	69,0	28,8	0,13	0,0	0,0	0,0
11	Вблизи колхоза «Яркий Луч»	0,0	8,3	74,3	17,4	—	—	—	—
11	То же	0,0	11,0	63,2	25,8	—	—	—	—

* Анализ выполнен в лаборатории ВНИИЯГиГ хронографическим методом в 1984 г. Остальные анализы сделаны в ЦНИЛ треста «Сахалиннефть» на аппарате ВТИ в 1959—1962 гг. (см. примечание к табл. 4).

В зоне весьма затрудненного водообмена гидрогеологические характеристики Буреинского и Зее-Буреинского артезианских бассейнов существенно различаются. В первом температура на глубине 3000 м достигает 100°C, во втором — не превышает 80°C. В Буреинском бассейне на глубине 800—1700 м развиты воды с минерализацией 3—10 г/л, ниже — до 16 г/л хлор-кальциевого типа, насыщенные метановыми газами с примесью (до 3%) высших гомологов метана. В Зее-Буреинском бассейне до глубины 3000 м минерализация вод не превышает 3 г/л. Они характеризуются преимущественно гидрокарбонатно-натриевым солевым составом и метаново-азотным (азотно-метановым) газовым составом, иногда со следами тяжелых углеводородов.

В Зее-Буреинской впадине, очевидно, значительный водообмен осуществляется на бортах прогибов, где осадочный чехол представлен грубообломочными отложениями конусов выноса и временных потоков.

В пределах геосинклинальных систем в приразломных зонах глубокого заложения протягиваются выходы азотных терм, а также углекислые источники. В формировании их солевого и газового состава, вероятно, принимают участие эндогенные компоненты.

Проявления нефти и газа на поверхности встречены в различных тектонических элементах Приамурья (см. рис. 1, табл. 1). Экзотический выход азотно-метанового газа на участке выступа Буреинского массива (точка 1 на рис. 1) интересен лишь с точки зрения доказательства глубинного происхождения метана (в настоящее время слабо разработана методика поисков трещинных резервуаров для нефти и газа в зонах развития массивных пород).

Особый интерес вызывает локализация уверенных проявлений нефти и газа в Архаринском и Буреинском прогибах, а также в районе

г. Советская Гавань в зоне сочленения Сихотэ-Алинского вулканогена с впадиной Татарского пролива. Они подтверждены неглубоким бурением.

В скважинах, пройденных вблизи указанных проявлений, отмечены пленки нефти и спонтанное выделение газа в процессе или по окончании бурения. Состав газа из скважин метановый, со следами тяжелых углеводородов, небольшой примесью азота и углекислого газа. Очевидна миграционная природа этих проявлений, возможно связанных со скоплениями углеводородов на большей глубине.

Сведения о составе газа поверхностных выходов весьма низкого качества (табл. 2); нефти не анализировались. Сомнительны определения (на аппарате ВТИ) высших гомологов метана, исследованиями авторов установлена ошибочность их. Анализ, выполненный в лаборатории ВНИИЯГиГ хроматографическим методом, показал отсутствие в составе газа ключа Теплого метана и высших его гомологов (точность определений 10⁻⁶ об. %), в то время как анализ, проведенный на аппарате ВТИ, указал на их присутствие в количестве 3,6 об. % (причем на долю бутана приходится 3,0 об. %). Отнесение указанного проявления, как и выходов газа со дна оз. Дарга, к признакам нефтегазоносности Среднеамурской впадины [4, 5] неправомерно — это типичные для складчатых областей азотные термы, не имеющие отношения к нефтегазоносности недр. В остальных выходах состав газа азотно-метановый, с примесью углекислого газа. Метан может иметь современную биохимическую или миграционную природу, а пленки нефти, возможно, являются следствием загрязнения водоемов нефтепродуктами. Таким образом, кроме указанных проявлений, подтвержденных бурением, перечисленные в табл. 1 проявления нефти и газа на поверхности не вносят определенности в оценку

Проявления нефти и газа в скважинах

Номер по карте *	Место нахождения скважины	Номер скважины	Глубина проявления (опробования), м	Геологический возраст	Описание	Источник сведений
1	2	3	4	5	6	7
<i>Буреинский прогиб (Верхнебуреинский район, Хабаровский край)</i>						
1	Верховье р. Нырты	50	—	K ₁ cm	Выделение газа при бурении	Торгованова В. Б., 1968 г.
1	То же	51	—	K ₁ cm	То же	То же
2	Ерикское поднятие	Сейсм. скв.		K ₁₋₂	Проявление газа после бурения	»
3	Р. Правая Лангры	79	240—245	K ₁ cm	Поднят шлам, пропитанный нефтью	Афонская Л. Г., 1964 г.
4	Вблизи устья р. Кындали	609	20	K ₁₋₂	Выделение газа при бурении	То же
5	На СЗ от ст. Ургал	19	74—77 155—290	K ₁₋₂	Самоизлив воды, пленок нефти, выделение газа при бурении	»
5	То же	22	75—342	K ₁₋₂	То же, без пленок нефти	Торгованова В. Б., 1968 г.
5	»	23	73—77	K ₁₋₂	Выделение газа при бурении	То же
6	Севернее ст. Ургал	4П	2360—2470	K ₁ cg	Испытателем пластов вызван приток воды с газом	Марков В. А., 1973 г.
7	Возле ст. Ургал	2П	1870—1996	K ₁ cm	То же	То же
7	То же	2П	1931—1996	K ₁ cm	»	»
7	»	2П	2207—2226	K ₁ cg	При опробовании (в колонне) самоизлив воды с выделением газа	»
7	»	2П	2387—2410	K ₁ cg	То же (проявление свободного газа)	»
7	»	2П	2710—2730	J ₃ — K ₁	Опробование (в колонне), без изоляции нижележащих, приток газа	»
7	»	2П	2853—2870	J ₃ — K ₁	То же	»
7	»	2П	2902—2917	J ₃ — K ₁	»	»
7	»	2П	2992—3004	J ₃ — K ₁	Приток газа (300 м ³ /сут)	»
8	»	1П	2285—2298	K ₁ cg	При опробовании (в колонне) приток воды с выделением газа	Торгованова В. Б., 1968 г.
8	»	1П	2470—2500	K ₁ cg	Приток воды со сгустками черной парафинистой нефти	То же
8	»	1П	2785—2809	J ₃ — K ₁	Приток газа с небольшим количеством нефти	»
8	»	1П	2941—2966	J ₃ — K ₁	Приток газа (500 м ³ /сут)	»
9	Вблизи устья р. Бурон	16к	52—499	K ₁ cg	Выделение газа при бурении	»
10	Возле пос. Ургал	27к	72—167	J ₃ — K ₁	Выделение газа и пленок нефти при бурении	Оленин В. Б., 1963 г.
11	Окрестности г. Чегдомын	223	13—36	J ₃ — K ₁	Сильное выделение газа	Торгованова В. Б., 1968 г.
12	Устье р. Чегдомын	627	170—330	J ₃ — K ₁	То же	То же
13	Вблизи ст. Чегдомын	569	20	J ₃ — K ₁	»	»
14	То же	17	—	J ₃ — K ₁	В результате выброса газа пожар	»
<i>Зее-Буреинская впадина (Амурская область)</i>						
1	Благовещенский район	18к	680—1100	K ₁ рк	Разгазирование глинистого раствора, обильные нефтяные пленки	Железнова А. Л., 1963 г.
2	Тамбовский район	17к	1198—1218	K ₁ it	То же	То же
3	То же	16к	435	K ₁₋₂	»	»
4	»	14к	356	K ₂	»	»
5	Михайловский район	13к	658—680	K ₁ рк	»	»
6	То же	12к	506—512	K ₁₋₂	»	»
7	»	11к	370—680	K ₁ рк	»	»
8	Белогорская площадь	1—0	1194—1218	K ₁ рк	При опробовании (в колонне) приток воды с пленками нефти	Сулимов И. Н., 1961 г.

1	2	3	4	5	6	7
9	Пос. Албазино	24к	224	K ₂	Вспенивание глинистого раствора, пленки нефти	Акулов В. Д., 1963 г.
10	Дубовская площадь	1с	650—760	K ₁ pk	То же	То же
11	Михайловский район	21к	250—704	K ₁ pk	»	»
12	Архаринский район	5к	514—526	K ₁₋₂	Выделение газа в процессе бурения	»
12	То же	5к	725—752	K ₁ zv	То же, и пленок нефти	»
13	»	169	247—253	K ₂ εg	Разгазирование глинистого раствора	Железнова А. Л., 1965 г.
<i>Среднеамурская впадина, Хогдинский прогиб, Сихотэ-Алиньский вулканоген (Хабаровский край)</i>						
1	Район им. Лазо	1—OK	1084—1089	P ₃ —P ₁	Поднят керн, пропитанный нефтью	Марков В. А., 1962 г.
2	То же	12—OK	507—549	N ₁	Разгазирование глинистого раствора	То же
3	Комсомольский район	—	53	N ₁	Поднят керн, пропитанный малтой	Леонкина Е. Б., 1979 г.
4	Советско-Гаванский район	52	150—273	—	Выделение газа длительный период	Туаев Н. П., 1964 г.

* Буреинский прогиб — см. номера по рис. 2, Зее-Буреинская впадина — по рис. 4, Среднеамурская и др. — по рис. 1.
Примечание. Прочерк означает отсутствие сведений.

перспектив нефтегазоносности участков их локализации.

Много данных накоплено по проявлениям нефти и газа в скважинах разных категорий по Зее-Буреинской впадине и Буреинскому прогибу и значительно меньше — по Среднеамурской впадине, где выполнен ограниченный объем нефтепоискового бурения (табл. 3).

Наиболее полноценные сведения получены на основании бурения в Буреинском прогибе. Как по условиям опробования, так и с учетом полных лабораторных определений большинство из отмеченных на рис. 2 проявлений нефти и газа относится к достоверным. Как правило, скважины фонтанировали или водой со спонтанным выделением газа и пленками нефти, или газом, или газом с небольшим количеством нефти. Пробы отобраны весьма квалифицированно без захвата воздуха либо с небольшой примесью его, а анализы выполнены в лабораториях ВНИГРИ, МГУ с определением инертных газов и (реже) изомерного состава углеводородов. Здесь не рассматриваются сведения о многочисленных проявлениях нефти и газа, обнаруженных в процессе разведки угольных месторождений, без точной привязки места проявлений и лабораторных определений.

Проявления нефти и газа в скважинах встречены во всех структурно-тектонических зонах, но преобладающее их число локализовано в Центральной погруженной зоне и в пределах Адникано-Лепиканского вала (см. рис. 2). В Восточной моноклинальной зоне бурения не проводилось.

До глубины 70 м независимо от стратигра-

фической приуроченности отмечены только проявления газа. Глубже проявления нефти и газа встречены во всех стратиграфических подразделениях, вскрытых скважинами, — от кындальской (нижний — верхний мел) до ургальской (верхняя юра — нижний мел) свиты включительно независимо от структурного положения скважин (см. рис. 3).

На Ургальском поднятии, по данным геофизических исследований, тремя скважинами вскрыты нефтегазные пласты в отложениях кындальской, чемчукинской, чегдомынской и ургальской свит. Причем в двух скважинах (1п, 2п) нижние три песчаных пласта юрско-меловых отложений, по данным БЭЗ, отнесены к нефтеносным. При их опробовании получен приток газа с небольшим количеством вязкой парафинистой нефти. Очевидно, по техническим причинам не удалось получить приток вязкой нефти из трещинных коллекторов, а небольшой приток газа (до 300—500 м³/сут), выносящего сильно парафинистую нефть, явился следствием дегазации нефти, выпадения из нее твердых компонентов в призабойной зоне при резкой депрессии. На Чегдомынском поднятии, по-видимому, была вскрыта залежь газа скв. 17к. Фонтан газа явился причиной пожара, в результате которого сгорела буровая вышка.

Сведения о составе газа (табл. 4) позволяют выделить и охарактеризовать пять видов проявлений газа в скважинах на площадях Буреинского прогиба.

1. Газы, растворенные в нефти (или газовой шапки нефтяной залежи). Они отличаются высоким содержанием тяжелых углеводородов

Номер по карте*	Номер скважины	Глубина проявления (опробования), м	Геологический возраст	Объем							
				O ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂ + и г.	Группа Не	Группа Аг	C ₂ H ₆	C ₃ H ₈
<i>Буреинский</i>											
1	50	—	K ₁ cm ₁	0,2	0,0	19,1	80,9	0,011	0,748	00	00
1	51	—	K ₁ cm	0,7	0,0	1,2	98,8	0,008	0,804	00	00
2	Сейсмическая скважина	—	K ₁₋₂	5,6	5,4	93,6	0,0	0,001	0,088	00	0,00
5			19	74—290	K ₁₋₂	0,4	0,0	30,7	69,3	—	—
5	22	75—342	K ₁₋₂	0,7	0,0	30,8	69,1	0,012	0,514	0,1	Сл.
7	2П	2207—2226	K ₁ çg	0,7	0,6	90,9	6,6	0,081	—	1,6	0,3
7	2П	2387—2410	K ₁ çg	1,3	0,4	89,4	7,0	0,069	0,075	2,6	0,5
7	2П	2992—3004	J ₃ — K ₁	0,7	0,0	73,7	2,8	0,011	0,111	14,2	5,6
8	1П	2941—2966	J ₃ — K ₁	0,0	0,0	82,9	2,9	0,013	0,140	12,2	1,5
8	1П	2785—2809	J ₃ — K ₁	0,0	0,0	83,6	2,2	0,013	0,110	10,2	2,7
9	16к	52—499	K ₁ çg	0,0	0,1	92,1	3,8	0,046	0,141	00	00
10	27	72—167	J ₃ — K ₁	0,0	4,0	76,6	19,4	0,334	0,320	0,0	0,00
12	627	170—330	J ₃ — K ₁	2,5	3,2	57,5	36,8	0,428	0,419	1,0	0,27
<i>Зее-Буреинская</i>											
12	5к	514—526	K ₁₋₂	0,0	1,5	96,7	1,5	—	—	0,3	Сл.
12	5к	725—752	K ₁ рк	0,0	1,0	97,1	1,7	—	—	0,2	Сл.
<i>Сихотэ-Алиньский</i>											
4	52	150—273	—	0,4	0,3	96,0	3,3	—	—	0,0	0,00

* Буреинский прогиб — см. номера по рис. 2, Зее-Буреинская впадина — по рис. 4, Сихотэ-Алиньский вулканогенный по рис. 5.
Примечание. Прочерк означает отсутствие сведений. При анализе во всех пробах сероводород и водород не обнаружены.

(14,2—22,6 об. %), самыми низкими значениями углеводородных коэффициентов, обогащены аргоном и обеднены гелием. По всем показателям они отличаются от газов глубоко залегающих газоконденсатных и газовых скоплений в мезозойских отложениях Западной Сибири, Краснодарского края и других нефтегазоносных провинций Советского Союза и за рубежом, а в большей степени соответствуют нефтяным газам.

2. Газы с примесью нефтяных газов. В зоне весьма затрудненного водообмена свойственные им значения углеводородных коэффициентов имеют промежуточные величины между таковыми для растворенных в нефти и водорастворенных газов. К ним относятся проявления газа в скважинах 2п (выше продуктивных горизонтов) и 627 (ургальская свита). В зоне свободного водообмена для этих газов характерно повышенное для данных условий содержание метана и гелия, наличие высших гомологов метана до пентана включительно, пониженное содержание аргона (скважины 19,

22, в которых были проявления газа и нефти).

3. Газы, связанные со скоплениями газа. В них отсутствуют тяжелые углеводороды, содержание метана колеблется в пределах 77—92% (скважины 16к и 27 на Дубликанском и Средне-Ургальском поднятиях соответственно).

4. Газы газогидратных скоплений. Они лишены азота, обеднены гелием, содержат углекислый газ до 5,4%, обогащены аргоном (сейсмическая скважина на Иорикском поднятии).

5. Водорастворенные газы с примесью газов, образовавшихся в результате современных биохимических процессов (скважины 50, 51).

По содержанию инертных газов и азота довольно четко разделяются газы погруженной Центральной зоны и Адикано-Лепиканского вала. В первой они обогащены аргоном (типичен безазотный аргон, коэффициент $Ag \times 100 / N_2 > 3;7$) и обеднены азотом (не более 2—4 об. %). Во втором газы характеризуются повышенным содержанием гелия и азота. Видно, что состав газа в обоих случаях отражает

вскрытых скважинами

ые %		C ₁ /C ₂₊	C ₁ +C ₂ / /C ₃₊	$\frac{i}{n} C_4$	C ₂₊	Ar×100/ /N ₂	Hex×100/ /N ₂	He/Ar	Вид газа	Наименование организации, где выполнен анализ
$\frac{C_4 H_{10}}{i/n}$	$\frac{C_5 H_{12}}{i/n}$									
<i>прогиб</i>										
0,00	0,00	—	—	—	Сл.	0,9	0,01	0,01	Спонтанный	ВНИГРИ
0,00	0,00	2	—	—	Сл.	0,8	0,01	0,01	»	ВНИГРИ
0,00	0,00	—	—	—	Сл.	8,8	0,10	0,01	Свободный	ВНИГРИ
Сл.	Сл.	—	—	—	0,1	—	—	—	Спонтанный	МГУ
Сл.	Сл.	—	—	—	0,1	1,7	0,04	0,02	»	ВНИГРИ
0,0	0,0	40	300	—	1,9	—	1,2	—	»	МГУ
0,1	0,0	20	150	—	3,2	1,1	1,0	0,90	Проявление свобод- ного газа	МГУ
$\frac{0,92}{1,06}$	$\frac{0,42}{0,36}$	4	10	0,8	22,6	4,0	0,4	0,10	Свободный (раство- ренный в нефти?)	МГУ
0,4	0,1	6	50	—	14,2	4,8	0,5	0,09	То же	МГУ
1,0	0,3	6	30	—	14,2	5,0	0,5	0,10	»	МГУ
0,00	0,00	—	—	—	Сл.	3,7	1,6	0,33	Спонтанный	МГУ
0,00	0,00	—	—	—	0	1,6	1,7	1,04	Свободный	ВНИГРИ
$\frac{0,15}{0,36}$	$\frac{0,13}{0,26}$	20	60	0,4	2,2	1,1	1,1	1,02	»	ВНИГРИ
<i>впадина</i>										
Сл.	0,00	300	—	—	0,3	—	—	—	Спонтанный	МГУ
Сл.	0,00	500	—	—	0,2	—	—	—	»	МГУ
<i>вулканогенный пояс</i>										
0,00	0,00	1000	—	—	0	—	—	—	Свободный	ВНИГРИ

яс — по рис. 1.

жены. Состав газа пересчитан на безвоздушность, о примеси воздуха свидетельствует содержание кислорода; и. г.— инертные

структурно-тектоническую обстановку участков их проявлений.

Состав нефтей Буреинского прогиба (табл. 5) изучен по данным исследования проб, отобранных из мелкой (19) и глубокой (1п) скважин. Нефти нефтеново-метановые с небольшим содержанием ароматических углеводородов, утяжеленные, малосернистые, высокопарафинистые, содержат в основном керосиновые фракции. Нефти подобного состава типичны для месторождений Китая (впадина Сунляо) и Монголии.

Как особенности региональных гидрогеологических условий (ограниченность современного метеогенного водообмена, сохранность значительно минерализованных, насыщенных метановыми газами вод, их напорный характер при повышенном тепловом режиме, очевидно вследствие современной активизации древней коры), так и широкое распространение по площади и в разрезе осадочного выполнения Буреинского прогиба прямых признаков нефтегазоносности недр дают дополнительное (кроме

геологического) обоснование прогноза открытия месторождений нефти и газа. Вполне вероятно широкое развитие газогидратных залежей на глубине 70—200 м. В центральной и восточной части прогиба газовые залежи, видимо, представят интерес не только для топливной, но и для химической промышленности.

Несравненно меньшей информативностью отличаются данные о макропроявлениях нефти и газа в скважинах, пройденных на площадях Зее-Буреинской и Среднеамурской впадин. За макропроявления газа принимались аномалии неизвестного происхождения по газовому каротажу (ГК) и сведения о газах, отобранных бутылкой Савченко из воды, поднятой на поверхность желонкой. Пробы отбирались неквалифицированно, с большим захватом воздуха (до 70—90%). К прямым признакам нефтегазоносности относилось небольшое количество углеводородов в составе продуктов дегазации глинистого раствора или воды. Анализ газа выполнялся на аппарате ВТИ и простейших газоанализаторах. Состав нефти изучался путем эк-

Состав и свойства нефтей Буреинского прогиба

страгирования различными растворителями из керна или из высушенного глинистого раствора. Определялся лишь элементарный состав однотипный по всем анализам.

Даже при современных методах проведения газокаротажных исследований в скважинах с использованием весьма совершенных газоанализаторов с ионно-пламенным детектором аномалии по ГК часто не отвечают продуктивности пластов, а состав газа по ГК не соответствует составу природных газов. Данные же по остаточному растворенному в воде газу никакого отношения к проявлениям свободного газа не имеют.

Таким образом, результаты поисково-разведочных буровых работ на нефть и газ, выполненных в Среднеамурской и Зее-Буреинской впадинах, позволяют условно принять во внимание факты о наличии проявлений нефти и газа без какой-либо качественной характеристики их состава (см. табл. 3, рис. 4—5). Из обычно упоминающихся скважин с проявлениями нефти и газа исключены те, в которые при ликвидации аварий было закачано большое количество нефтепродуктов, а также скважины с неопределенными аномалиями по газовому каротажу. Все указанные в табл. 3 проявления в этих районах требуют проверки. Исключение составляет скв. 5к в Архаринском прогибе, о которой упоминалось выше.

Преобладающая часть проявлений нефти и газа в Зее-Буреинской впадине связана с проходкой глинистых или вулканогенных практически непроницаемых отложений. Лишь в скважинах 14к, 169 (цагайская свита, верхний мел), 18к, 5к и 1оп (поярковская свита, нижний мел) проявления нефти и газа приурочены к песчаным пластам — коллекторам. По данным стандартного электрокаротажа скв. 18к, на глубине нефтегазопоявлений отмечаются положительные аномалии ПС при резком увеличении КС, однако мощность этих, возможно, продуктивных отложений не превышает 1—3 м, и практического значения они не имеют. Все скважины, в которых зафиксированы проявления углеводородов, пройдены в неблагоприятных структурных условиях.

Состав, свойства	Номер скважины			Китай (Дацин)	Монголия (Цаганьльс)
	1п	1п	19		
Глубина, м	2477—2500	2785—2800	74—77	1800	1450
Возраст пород	J ₃ — K ₁	J ₃ — K ₁	K ₁₋₂	K ₁	K ₁
Уд. вес, d ₄ ²⁰	—	0,848	0,875	0,860	0,870
Содержание, %:					
парафина	20	30	—	12	23
серы	—	0,24	0,5	0,1	0,2
Фракционный состав, %:					
Н. К., °С	—	198	170	100	204
до 200°	—	3	3	10	4
до 250°	—	9	16	—	—
до 300°	—	33	34	15	31
Остаток	44	67	66	85	69
Групповой состав, %:					
масла	83,4	94,2	—	—	89,8
смолы	11,2	4,6	—	—	8,4
асфальтены	3,4	1,3	—	—	1,8
Углеводородный состав дистиллата до 500°С, %:					
метановые	—	—	55	54	—
нафтеновые	—	—	37	31	—
ароматические	—	—	8	15	—
Наименование организации, где выполнен анализ; год	МГУ, 1971	ВНИГРИ, 1972	МГУ, 1967	[11]	[11]

Итак, в результате поисково-разведочных работ, несмотря на значительный объем глубокого бурения (см. рис. 4) в пределах всех наиболее перспективных прогибов Зее-Буреинской впадины, положительных результатов достигнуто не было. Очевидно, по-прежнему в отношении нефтегазосности наиболее интересны Васильевское поднятие, вблизи которого в скв. 1оп найдено проявление нефти (при опробовании низов поярковской свиты), и Архаринский прогиб, где установлены проявления нефти и газа на поверхности, подтвержденные бурением. По общегеологическим условиям интересен Екатеринославский прогиб, не изученный в отношении нефтегазосности.

По Среднеамурской впадине имеются сведения лишь о трех проявлениях загустевшей нефти в керне из скважин (известково-алевритистые, глинистые непроницаемые породы и уголь) и одной аномалии по газовому каротажу (газ азотный).

На основании приведенного анализа следуют выводы:

1. Систематизация сведений о проявлениях нефти и газа на поверхности с учетом региональной гидрогеологической обстановки позволила получить дополнительное (кроме геологического) обоснование прогноза открытия месторождений углеводородов в пределах Буреинско-

го прогиба. На глубинах от 70 до 200 м возможны газогидратные залежи, на больших — газовые, газоконденсатные и нефтяные. Нефти по составу не отличаются от таковых месторождений Китая и Монголии. Газы могут представлять интерес для комплексного использования.

2. Состав газа четко отразил структурно-тектонические особенности изученной части Буреинского прогиба. В Центральной погруженной зоне получили развитие газы, обогащенные аргоном и обедненные азотом, в пределах Адникано-Лепиканского вала газы характеризуются повышенным содержанием гелия и азота.

3. Данные о проявлениях углеводородов в Зее-Буреинской и Среднеамурской впадинах не внесли дополнительной информации в геологические оценки перспектив их нефтегазоносности. Исключение составляет Архаринский район, где получены достоверные данные о проявлениях нефти и газа. Остальные нефтегазопроявления в этих впадинах относятся к категории неуверенных, требующих дополнительной проверки. Исследованиями авторов не подтвердились ранее используемые в качестве признаков нефтегазоносности сведения о нескольких выходах углеводородных газов на поверхность в Среднеамурской впадине.

4. Достоверные нефтегазопроявления в районе г. Советская Гавань, очевидно, обусловлены миграцией углеводородов из впадины Тарского пролива.

5. Кроме неоднократно обсуждаемых в печат-

ти [3] недостатков нефтегазопоисковых работ на территории Приамурья, следует отметить также малый объем и чрезвычайно низкий уровень опробования скважин, неудовлетворительность лабораторной базы. При получении достоверных данных о газовом факторе подземных вод, полном составе водорастворенных, свободных и попутных газов, составе и свойствах нефтей, гидродинамических параметрах, температурной обстановке и т. д. результаты нефтегазопоисковых буровых работ внесли бы несравненно большую определенность в оценку перспектив нефтегазоносности поисковых площадей и в целом впадин и прогибов.

6. При слабой нефтегазогеологической изученности Зее-Буреинской, Среднеамурской и других мезозойских и кайнозойских впадин Приамурья стратегия дальнейших поисков углеводородного сырья в этих районах должна опираться на результаты региональных геофизических исследований и опорного бурения. В Буреинском прогибе рекомендуется проведение наряду с региональными детальными геологопоисковых работ на нефть и газ.

Авторы выражают благодарность В. Г. Варнавскому за любезно предоставленные рабочие материалы и консультацию по истории освещения вопроса, Т. Ф. Сороченковой, Н. Н. Ковриге и Т. А. Серпутько за помощь в систематизации материалов и оформлении работы, а также руководству производственного объединения Дальгеология за предоставление возможности использования архивных материалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов А. Я., Бурлин Ю. К. и др. Сравнительная характеристика нефтегазоносных бассейнов Дальнего Востока и Крайнего Северо-Востока СССР.— Вестник МГУ, 1970, № 5.
2. Бакулин Ю. И., Косыгин Ю. А. Основные проблемы геологии Приамурья.— Тихоокеанская геол., 1983, № 1.
3. Бутенко Б. П., Варнавский В. Г., Завадский В. А. О поисках нефти и газа на юге материковой части Дальнего Востока.— В кн.: Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
4. Варнавский В. Г. Карта перспектив нефтегазоносности Хабаровского края и Амурской области.— В кн.: Проблемы сибирской нефти. Новосибирск: СО АН СССР, 1963.
5. Варнавский В. Г. Нефть и газ.— В кн.: Геология СССР. Т. 19 (Хабаровский край и Амурская об-

- ласть). Ч. II (Полезные ископаемые). М.: Недра, 1976.
6. Васильев В. Г. Возможные нефтегазоносные бассейны Дальнего Востока и Северо-Востока СССР.— В кн.: Новости нефтяной и газовой техники. № 1. М.: ГОСНТИ, 1962.
7. Гидрогеология Азии/Под ред. Н. А. Маринова.— М.: Недра, 1974.
8. Гидрогеология СССР. Т. 23. Хабаровский край и Амурская область.— М.: Недра, 1974.
9. Каплан М. Е. Коллекторские свойства мезозойского терригенного комплекса Буреинского прогиба.— Тр. ВНИГРИ, 1973. Вып. 326.
10. Крапивенцева В. В. Угленосные формации Буреинского бассейна.— М.: Наука, 1979.
11. Нефти и газы месторождений зарубежных стран. Справочник.— М.: Недра, 1977.

Ф. Г. Корчагин, В. Н. Ставров, И. К. Туезов

ГЕОДИНАМИКА РАЙОНА ЗЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Рассмотрены особенности блокового строения, сейсмичности и современной кинематики разрывных нарушений района Зейского водохранилища. На основе тектонофизического анализа основных разломов оха-

рактеризованы современное поле напряжений района и характер деформаций отдельных неотектонических структур.

Геодинамические исследования в районах водохранилищ имеют значение для решения проблемы вызванных землетрясений. Наиболее интересны процессы, протекающие в земной коре и прежде всего в ее верхних горизонтах. Информацию о них можно получить путем анализа разломной тектоники и новейшей структуры. С этой целью проведено изучение последней района Зейского водохранилища.

БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА

В пределах рассматриваемого района выделяются следующие неотектонические структуры: Становое сводовое и Тукурингро-Джагдинское глыбовые поднятия, Майское полусводовое поднятие, Удско-Верхнезейская впадина и Амуро-Зейская плита [12]. Кроме этих структур авторами выделяется Верхнегилюйское сводовое поднятие, являющееся частью Тукурингро-Станового межгорного понижения [9]. Оно выступает в виде перемычки, соединяющей Тукурингро-Джагдинское и Становое поднятия.

Внутренняя структура этих крупных неотектонических элементов определялась морфометрическим методом [13], точнее его вариантом, разработанным применительно к горным условиям [11]. Составленная по этому методу карта вершинной поверхности дополнялась материалами дешифрирования космических снимков, после тектонической интерпретации которых была получена схема новейшей структуры района Зейского водохранилища (рис. 1). Статистическим анализом высот вершинной поверхности выделены в горной части шесть ступеней тектонического рельефа: свыше 1400, 1200—1400, 1000—1100, 700—900, 550—650 и 400—500 м, в районе впадин — ниже 400 м. Тектонические ступени обычно разделяют разрывные нарушения, а на равнинных участках и периферии горных сооружений наряду с ними при-

сутствуют пликативные дислокации. Как видно из рис. 1, район исследований имеет сложное блоковое строение. Ниже приведем его характеристику по отдельным неотектоническим структурам.

Верхнезейская впадина. Если Верхнезейская впадина на рассматриваемой территории представлена полностью, то Удская — лишь своей западной частью. С юга эта структура ограничена зоной обновленного в неоген-четвертичное время глубинного Тукурингрского разлома, выраженного в рельефе тектоническим уступом. Западная граница проходит по разлому северо-северо-западного простирания, трассирующегося фрагментами денудационно-тектонического уступа. С севера и северо-востока впадина частично ограничена фрагментами крупных разломов, выраженных в рельефе, частично граница проводится авторами по осям узких понижений земной поверхности. В связи с тем что впадина заполнена высокопластичными породами, внутренняя структура ее расшифровывается плохо. По геофизическим данным, фундамент впадины имеет блоковое строение, при этом устанавливаются три наиболее погруженных блока — Дубканский, Сирикский и Амканский [8], расположенные вдоль южного борта впадины. В пределах впадины устанавливается редкая сеть кольцевых и линейных разломов различного ранга, имеющих северо-западное, северо-восточное и субширотное простирание. Наиболее интенсивно разломная тектоника проявилась в пределах западной части впадины.

Амуро-Зейская плита. Элементы этой структуры занимают лишь небольшую часть юго-запада рассматриваемой территории. Здесь устанавливаются две тектонические ступени: менее 400 и 400—500 м. Крупные разломы имеют субширотное простирание, подчиняясь в целом таковому обновленного в новейшее время Южно-Тукурингрского глубинного разлома, ограничивающего плиту с севера. В целом эта часть

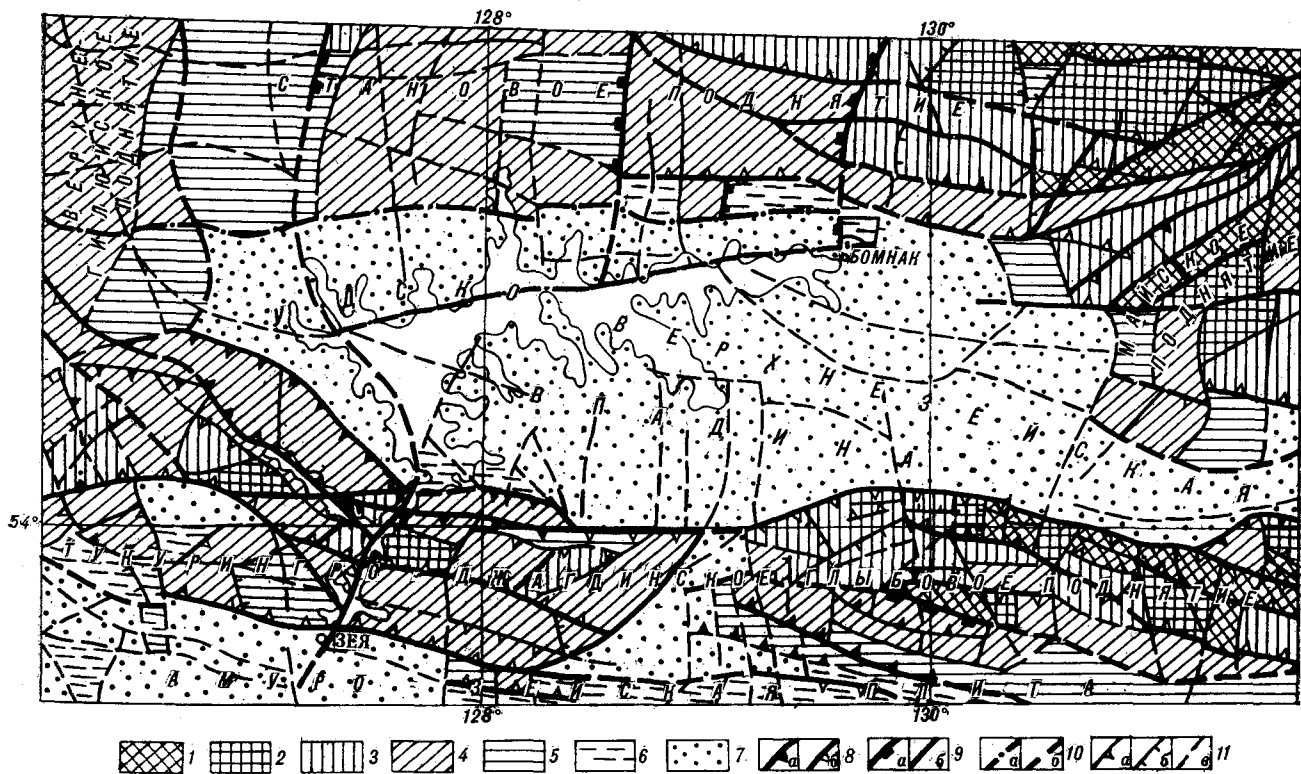


Рис. 1. Схема блокового строения района Зейского водохранилища.

1—6 — тектонические ступени: 1 — свыше 1400 м, 2 — 1200—1400 м, 3 — 1000—1200 м, 4 — 700—800 м, 5 — 700—800 м, 6 — 400—500 м; 7 — впадины; 8—10 — главные разломы: 8а — надвиги, 8б — взбросы, 9а — сбросы, 9б — разломы со сдвиговой составляющей, 10а — выраженные как синклиналивидные деформации, 10б — неустановленной кинематики; 11 — второстепенные разломы: 11а — взбросы, 11б — сбросы, 11с — сбросы неустановленной кинематики.

плиты разбита на узкие блоки, осложненные мелкими разломами северо-восточного и северо-западного простирания.

Верхнегилюйское сводовое поднятие. На рассматриваемой территории располагается только восточная часть этой неотектонической структуры. Со Становым сводовым, Тукурингским глыбовым поднятиями и Верхнезейской впадиной оно граничит по крупным разломам. Здесь выделяются три тектонические ступени рельефа — 400—500, 550—650 и 700—900 м, вытянутые в меридиональном направлении. Вкrest простирания поднятие пересекается синклинальной складкой, прослеживаемой в пределах Станового поднятия. Мелкими разломами тектонические ступени разбиты на блоки. Верхнегилюйское поднятие состоит из двух овально-блоковых новейших структур с радиально расположенными разрывными нарушениями. В целом рассматриваемое сводовое поднятие характеризуется слабодифференцированным тектоническим рельефом. Разломы имеют в основном широтное и север-северо-западное направление.

Становое сводовое поднятие. На рассматриваемой территории представлена только самая южная часть Станового поднятия. От Майского поднятия оно отделено крупным широтным

разломом, проходящим по долине р. Луча и прослеживаемым в пределах Верхнезейской впадины. По характеру и выраженности в рельефе новейшей структуры рассматриваемую площадь поднятия можно разделить на две части — западную и восточную, граница между которыми проходит примерно до долины р. Уган. Восточная часть характеризуется наибольшими отметками контрастного тектонического рельефа, мелкоблоковым по сравнению с западной частью строением. Здесь устанавливается ряд крупных субширотных и субмеридиональных разломов. Западная часть отличается слабой дифференцированностью высот рельефа и небольшой расчлененностью. Большая часть поднятия представлена тектонической ступенью 700—900 м, меньшая — 550—650 м. В целом вершинная поверхность этой части поднятия полого погружается в сторону Верхнезейской впадины. Крупные разрывные нарушения здесь распространены меньше, чем в восточной части. Широко развиты синклинальные изгибы поверхности, оси которых имеют субширотную, реже субмеридиональную ориентировку. Распространены овальные блоки, ограниченные дуговыми разломами или синклинальными изгибами земной поверхности.

Майское полусводное поднятие. В пределах исследуемого района устанавливается только западный фланг поднятия. От соседних неотектонических структур он ограничен крупными разломами. Внутри поднятия устанавливаются один субширотный крупный разлом и два северо-восточного простирания, ограничивающие ступень более 1400 м, соответствующую юго-западной части хр. Джугдыр. Северо-западная часть поднятия сложена мелкими блоками с отметками вершинных поверхностей от 500 до 700 м. Южнее хр. Джугдыр расположена относительно опущенная овально-блоковая структура, сложенная узкими изогнутыми блоками, имеющими отметки вершинных поверхностей от 500 до 1200 м.

Тукурингро-Джагдинское глыбовое поднятие. На рассматриваемой территории оно занимает практически всю южную часть. В формировании структуры важнейшую роль играют разрывные нарушения разного ранга. Эта особенность строения поднятия подчеркивалась многими авторами [1, 2, 4, 6, 9, 10, 14].

Новейшие разломы нередко полностью или частично пространственно совпадают с зонами древних и обновленных в кайнозое разломов. Наиболее известны Тукурингрский, Южно-Тукурингрский, Усть-Гилюйский, Ланский и другие разломы. Густая сеть разломов более высокого порядка образует (см. рис. 1) мелкоблоковую структуру Тукурингро-Джагдинского глыбового поднятия. По характеру новейшей структуры поднятие разделяется на три сегмента, характеристика которых дана ниже.

Тукурингрский сегмент. Занимает западную часть рассматриваемого поднятия. С востока он ограничен разломом, проходящим по долине р. Зея, с севера на значительном протяжении — Тукурингрским и с юга Южно-Тукурингрским глубинными разломами, западная его граница располагается за пределами рассматриваемой территории. Наиболее мелкие блоки расположены на северо-восточном фланге сегмента в междуречье рек Зея и Гилуй. Крупные разрывные нарушения имеют здесь северо-западное и субширотное простирание, за исключением разлома, приуроченного к антедедентному участку долины р. Зея, северо-северо-восточного простирания. Разломами более высоких порядков поднятие разбито на мелкие блоки, имеющие в основном неправильную форму, в большинстве случаев вытянутые в северо-западном направлении. В пределах Тукурингрского сегмента выделяются тектонические ступени с отметками менее 400—1400 м с наибольшей дифференциацией вершинных поверхностей в центральной части, где соседствуют блоки с высотами менее 400 (Эракингринская впадина) и 1200—1400 м (хр. Тукурингра).

Соктаханский сегмент. Имеет более простое строение, чем Тукурингрский, расположен в центральной части поднятия и ограничен со всех сторон разломами. В пределах сегмента устанавливаются два крупных, пересекающих его под прямым углом, разлома, протягивающихся в соседние неотектонические структуры. Этими разломами Соктаханский сегмент разбит на четыре блока, наиболее приподнятым из которых (до 1400 м) является северо-западный. Разломами высоких порядков он разбит на серию мелких блоков, при этом в западной части мелкие блоки имеют в основном форму, близкую к прямоугольной, в то время как в восточной — овальную. В пределах сегмента выделяются четыре тектонические ступени: 550—650, 700—900, 1000—1100 и 1200—1400 м.

Джагдинский сегмент. Занимает восточное крыло Тукурингро-Джагдинского поднятия и имеет в плане дугообразную (выпуклостью к северу) форму. Со всех сторон поднятие ограничено разломами. Относительно Соктаханского в целом сегмент смещен к северу. Характеризуется по сравнению с другими наиболее ярко выраженной дифференциацией высот тектонического рельефа и его контрастностью. Его облик в основном сформирован под влиянием разломов запад-северо-западного и широтного направлений, некоторые разломы имеют в плане дугообразную форму. Этими разломами поднятие разбито на узкие, вытянутые преимущественно в запад-северо-западном направлении, крупные блоки или зоны, которые, в свою очередь, разбиты на мелкие блоки разломами высоких порядков, преимущественно близмеридионального направления. В строении сегмента выделяются и овальноблоковые структуры, однако их выражение в рельефе менее отчетливое, чем линейных блоков и зон. В пределах поднятия выделяются шесть тектонических ступеней — от 400—500 м и выше. Наиболее поднятые тектонические ступени расположены в северной части сегмента. В целом особенности внутренней структуры хорошо подчеркивают внешнюю форму сегмента в плане.

Между Соктаханским и Джагдинским сегментами расположена Огоронская впадина. В плане она имеет блоковое строение. Выделяются три блока, расположенных, по данным В. С. Федоровского и Э. А. Малостового [9], на глубине 30—40, 120—130 и 200—210 м. Впадина ограничена со всех сторон крупными разрывными нарушениями.

ГЕОДИНАМИКА РАЙОНА

Геодинамика района определялась по кинематическим характеристикам разрывных нарушений, распределению сейсмичности в про-

странстве и тектонофизическому анализу сети разрывных нарушений.

Кинематическая характеристика основных разрывных нарушений. На характер распределения современных полей напряжений в значительной степени указывает кинематика главных разломов района. На рис. 1 основные разломы показаны как разломы первого порядка. К главным из них относятся прежде всего Тукурингский и Южно-Тукурингский. При исследовании кинематики разрывов использовались тектонические, геоморфологические, неотектонические и инструментальные данные.

Морфологические особенности строения рельефа в зоне разломов с определенными допущениями могут свидетельствовать о типе разрывных нарушений. Проведенный анализ рельефа показывает, что разрывные нарушения, имеющие субширотную ориентировку, относятся преимущественно к типу взбросов или надвигов, диагональную — к сдвигам, субмеридиальную — к сбросам часто со сдвиговой составляющей перемещения.

К основным разломам первой ориентировки относятся Южно-Тукурингский, широтная часть Тукурингского, Усть-Гилуйский, близширотные разломы Джагдинского сегмента, Станового, Верхнегилуйского и Майского поднятий. Наиболее изучена кинематика Южно-Тукурингского и Тукурингского, в меньшей степени — Усть-Гилуйского разломов. Исследуя строение и кинематику двух главнейших разломов района по геоморфологическим особенностям, анализу трещиноватости и непосредственному замеру плоскостей падения, В. В. Николаев с соавторами [9] показал, что Южно-Тукурингский разлом представляет собой взброс с левосторонним сдвигом и крутым падением (70°) плоскости сместителя на север. Поднятым является северное крыло взброса. Б. М. Козьмин [5] определил механизм Зейского землетрясения, произошедшего в зоне Южно-Тукурингского разлома. По его данным, при ориентировке главных сжимающих напряжений в северо-восточном направлении (а растягивающих в субширотном) наиболее вероятный тип перемещения в очаге — левосторонний сдвиг со взбросовой компонентой. Тукурингский разлом в своей центральной и восточной частях развивался как взброс в условиях северо-восточного сжатия [5]. На современном этапе кинематика разлома остается прежней. Так, исследование механизма Джагдинского землетрясения, (29 мая 1975 г.), приуроченного к Ланскому разлому, являющемуся продолжением Тукурингского, показывает, что ось сжатия направлена перпендикулярно к разлому и под углом 21° к горизонту. Ось растягивающих напряжений составляет с направлением на север угол 210° , с горизонтом 21° . В очаге землетря-

сения преобладала взбросовая подвижка [5]. Приведенные данные по механизмам очагов землетрясений свидетельствуют о том, что основные глубинные разломы — Тукурингский в своей широтной части и Южно-Тукурингский — развиваются в настоящее время как взброс и взброс с левосторонним сдвигом соответственно. При этом оси наибольшего сжатия ориентированы вкрест простирания разломов в основном в северо-восточном направлении, а растяжения — в северо-западном. Угол с горизонтом этих осей колеблется от 6 до 26° . Такое направление основных осей деформаций показывают и результаты геодезических измерений в горной части долины р. Зей. Предприятием ГУГК в 1975—1977 гг. проведены линейно-угловые измерения по трем четырехугольникам, расположенным в зонах Тукурингского, Усть-Гилуйского и Южно-Тукурингского разломов. Вычисление и последующий анализ параметров горизонтальных деформаций земной поверхности показывает, что сжимающие напряжения направлены вкрест простирания разломов, а растяжения — вдоль направления структуры [7]. При этом, если оси сжимающих напряжений выдержаны в северо-восточном направлении в зонах Тукурингского и Усть-Гилуйского разломов, то в зоне Южно-Тукурингского разлома сжимающие напряжения ориентированы по двум направлениям, что указывает на наличие, кроме взбросовой, и сдвиговой компоненты.

Поскольку геоморфологические, тектонические, неотектонические и инструментальные методы показывают, что главные субширотные разломы сохраняли свою кинематику в течение длительного промежутка времени вплоть до настоящего момента, авторы вправе считать, что и субширотные разломы более высоких рангов (по крайней мере в пределах Тукурингро-Джагдинского поднятия) сохранили свою кинематику и являются в основном взбросами и надвигами.

Кинематика основных новейших нарушений субширотного простирания, расположенных вне пределов Тукурингро-Джагдинского поднятия, изучена значительно меньше.

Сведений о кинематике диагональных (северо-западного и северо-восточного направлений) разломов мало. Морфологический облик рельефа зон разломов и данные дешифрирования снимков косвенно указывают на то, что эти разрывные нарушения в основном имеют сдвиговую составляющую перемещения. В какой-то мере сдвиговый характер разлома, разделяющего Тукурингский и Соктаханский сегменты, подтверждается анализом зеркал и борозд скольжения в долине р. Зей [6]. По-видимому, по разлому северо-восточного простирания, ограничивающему Огоронскую впадину с запада,

произошло перемещение Джагдинского сегмента к северо-востоку.

Из механизма очага Гилуйского землетрясения (13 июня 1972 г.) следует, что западная часть Тукурингского разлома, имеющая северо-западное простирание (Джелтулакский разлом), представляет собой левосторонний сдвиг. При этом сжимающие напряжения имеют северо-восточное направление, растягивающие — субмеридиональное [5].

Сказанное в основном относится к диагональным разрывам Тукурингро-Джагдинского поднятия. В пределах Майского полусводового поднятия сдвиговый характер диагональных разрывов устанавливается в основном по морфологии форм рельефа (являющихся в данном случае косвенными признаками) в зонах разломов. В пределах Верхнегилуйского и южной части Станового сводовых поднятий разломы этой ориентировки, как видно из рис. 1, практически отсутствуют.

Разломы субмеридиональной ориентировки на рассматриваемой территории получили незначительное развитие. Они имеются только в пределах Джагдинского поднятия и в незначительном количестве в зоне Станового. Кинематика разломов этой ориентировки мало изучена. Анализ форм рельефа в зоне разломов показывает, что они являются сбросами со сдвиговой составляющей. К такому же мнению приходят и авторы работ [10, 14].

Кроме разрывных нарушений этих трех ориентировок, на рассматриваемой территории, особенно к северу от Тукурингского глубинного разлома, получили развитие дуговые разломы, которые иногда оконтуривают интрузии кислого состава.

Пространственное распределение сейсмичности. Анализ пространственного распределения сейсмичности имеет существенное значение для изучения динамики земной коры. На рис. 2 показано распределение эпицентров землетрясений в районе Зейского водохранилища. На схему вынесены все известные землетрясения, произошедшие в исследуемом районе до 1980 г. включительно. Данные о землетрясениях взяты из сейсмологических бюллетеней Дальнего Востока, выпускаемых ИМГиГ ДВНЦ АН СССР, и сводных каталогов. Наиболее полная информация о сейсмичности района поступает с 1975 г., с тех пор, как ИМГиГ было открыто в этом районе четыре постоянно действующих сейсмостанции.

Сейсмическая активность основных неотектонических структур неодинакова. Верхнезейская впадина практически асейсмична. Здесь известны лишь несколько толчков ($K \geq 10$). Все они приурочены к диагональным разрывным нарушениям. Несколько выше сейсмичность бортов впадины. При этом практически

асейсмичны только юго-восточная и северная границы впадины. Особенно активны юго-западная и западная границы, вдоль которых основные эпицентры приурочены к зонам Тукурингского и крупного разлома северо-западной ориентировки, проходящего по долине р. Зей. Эпицентры вдоль северного борта тяготеют к крупным разломам и осям узких понижений земной поверхности субширотной ориентировки, при этом наиболее активным является разлом, проходящий по границе двух тектонических ступеней рельефа: 400—500 и ниже 400 м — и прослеживаемый через всю территорию в широтном направлении.

Активность Верхнегилуйского и южного фланга Станового сводовых поднятий примерно одинакова и несколько выше, чем Верхнезейской впадины. В пределах этих неотектонических структур эпицентры землетрясений ($K \geq 10$) приурочены к субширотным разломам. Зона сочленения Станового поднятия с Майским полусводовым характеризуется повышенной сейсмической активностью. Многочисленные толчки ($K < 10$) здесь приурочены к диагональным разломам и субширотному, проходящему по границе двух тектонических ступеней: 1400 и 1000—1100 м. Основная часть Майского полусводового поднятия в пределах рассматриваемой его части практически асейсмична.

Наиболее сейсмически активно Тукурингро-Джагдинское поднятие. При этом активность его сегментов различна. В целом на территории Амурской области и Хабаровского края фиксируются все землетрясения, начиная с $K = 9$. Кроме того, вблизи Джагдинского поднятия расположена сеть сейсмостанций, позволяющая зарегистрировать землетрясения и с меньшей энергией. Однако в пределах рассматриваемой части Джагдинского сегмента не установлено ни одного эпицентра землетрясения. Восточнее, в пределах этой структуры известно землетрясение ($M=5,1$), произошедшее 29 июня 1975 г. в зоне Ланского разлома.

Наиболее активен в сейсмическом отношении Тукурингский сегмент. Эпицентры тяготеют к северной части его, к зонам диагональных и широтных разломов. Все крупные землетрясения ($K \geq 10$), в том числе и Гилуйское (1973 г.), приурочены к диагональным разрывам. Часть сегмента в сейсмическом отношении менее активна. В южной части эпицентры приурочены к разлому антецедентного участка долины р. Зей (Зейский разлом), Южно-Тукурингскому разлому и к более мелким диагональным разрывам.

В Соктаханском сегменте наблюдается четкая приуроченность землетрясений к крупным разрывным нарушениям: широтным — Тукурингскому (продолжению Усть-Гилуйского на-

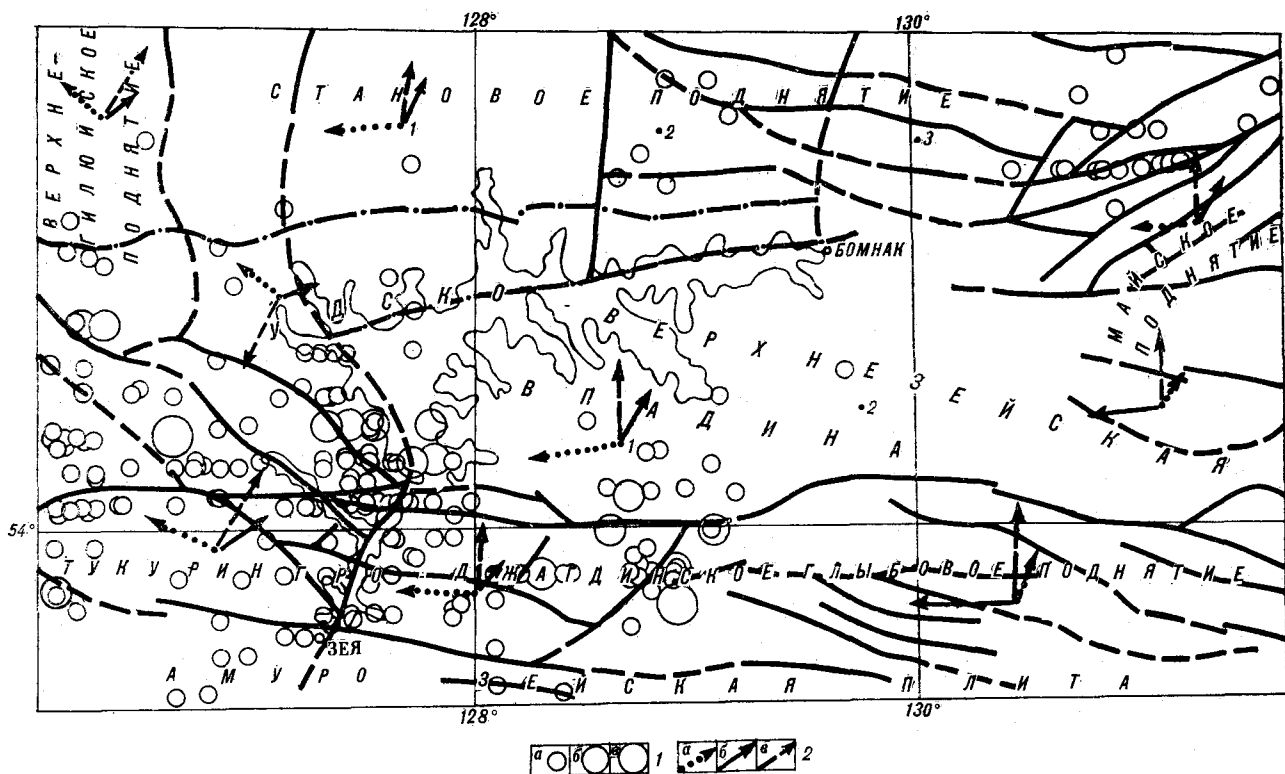


Рис. 2. Распределение эпицентров землетрясений в районе Зейского водохранилища.

1 — эпицентры землетрясений: 1а — $K < 10$, 1б — $K = 10-12$, 1в — $K > 12$; 2 — оси главных напряжений: 2а — растягивающих, 2б — промежуточных, 2в — сжимающих. (Остальные усл. обозн. см. на рис. 1.)

двига), в меньшей степени Южно-Туруринскому, и диагональным — Зейскому и Огоронскому, ограничивающему Огоронскую впадину с запада. Сильное Огоронское землетрясение 1977 г., как видно из рис. 2, также приурочено к диагональному разлому. Активность субширотного разлома, проходящего через среднюю часть Соктаханского сегмента сравнительно слабая.

Все землетрясения, произошедшие на данной территории, коровые. Из-за недостаточной точности привязки провести разделение землетрясений района по глубинам не представляется возможным.

Современные поля напряжений и деформаций. Исследуемый район находится на границе двух крупных элементов земной коры: Монголо-Охотской и Становой складчатых систем. Эти структуры располагаются между двумя жесткими глыбами земной коры — Буреинским массивом и Алданским щитом, относительное перемещение которых и определяет в целом региональное поле напряжений района. По мнению Г. Л. Кирилловой и М. Т. Турбина, развитие Джигдинского поднятия и граничащих с ним структур обусловлено взаимным сближением Алданского щита и Буреинского массива [4], т. е. район находился в условиях меридионального сжатия. Вполне понятно, что

этот вывод справедлив для далекого прошлого, так как основывается главным образом на тектонических данных. М. В. Гзовский с соавторами [3] показал, что ориентировка разрывов в пространстве, в однородном изотропном материале находится в строгом соответствии с таковой осей напряжений и варьирует в пределах изменения угла скальвания. На данном уровне исследований в первом приближении можно (не учитывая анизотропию среды) считать, что в целом ориентировка разрывных нарушений находится в соответствии с направлением главных осей напряжения. Исходя из этого, проведем анализ поля напряжений и деформаций исследуемого района. Несмотря на то что анализ разрывных нарушений дает представление о полях напряжений за весь неотектонический этап, можно предположить, что они сохранились и в настоящее время. Достоверность этого предположения обосновывается тем, что (как показано выше) кинематика основных разрывных нарушений, определенная геологическими и инструментальными методами, совпадает.

Широкое развитие крупных субширотных разломов, имеющих взбросовую и надвиговую составляющие, и диагональных разрывов со сдвиговым смещением, определения механизмов очагов землетрясений, а также инструментальные измерения деформаций земной поверх-

ности свидетельствуют о том, что как в новейший этап, так и в настоящее время район испытывает горизонтальное субмеридиональное сжатие. Анализ механизмов очагов сильных землетрясений, произошедших в пределах Тукурингро-Джагдинского глыбового и Станового сводового поднятий, показывает, что вектор главных сжимающих напряжений имеет северо-восточную ориентировку, растягивающих — северо-западную. Такая же ориентировка осей главных напряжений следует из инструментальных измерений деформаций земной поверхности в районе Зейского ущелья [7]. Исключение составляет участок Южно-Тукурингрского разлома, в районе пос. Зей, где по механизму очага Зейского землетрясения устанавливается субширотная ориентировка растягивающих напряжений, и Ланский разлом, где устанавливается субвертикальная ориентировка этих напряжений [5]. Таким образом, региональное поле напряжений в районе Зейского водохранилища характеризуется субгоризонтальной северо-восточной ориентировкой вектора сжимающих и северо-западной (или юго-восточной) растягивающих напряжений. При этом при перемещении с севера на юг ориентировка растягивающих напряжений от 340° в зоне Станового разлома, находящегося за пределами рассматриваемой территории, меняется до субширотной в зоне Южно-Тукурингрского (район очага Зейского землетрясения), ориентировка вектора сжимающего напряжения меняется при этом от 70 до 46°.

Вполне очевидно, что ориентировка осей главных напряжений в пределах различных неотектонических структур района различается между собой. Современное поле напряжений и характер деформаций в различных структурах можно охарактеризовать исходя из предположения о том, что, начиная с неотектонического этапа, поле напряжений в районе практически не меняется, а также учитывая результаты тектонофизического моделирования [3] и анализа основных, выраженных в рельефе разломов.

Становое сводовое поднятие. Как видно из рис. 1, для его южного фланга характерна субширотная и субмеридиональная ориентировка крупных разрывных нарушений. Вблизи южной границы поднятия дизъюнктивных и пликативных дислокаций субширотного направления сгущаются. Подобное явление возникает при деформации поперечного изгиба [3]. В начале такой деформации сжимающие или наименьшие из растягивающих главные нормальные напряжения направлены субвертикально, а растягивающие — субгоризонтально. В замке и на крыльях антиклинальной складки существуют значительные растягивающие напряжения, в ядре имеет место сильное всестороннее

сжатие. Наибольшие касательные напряжения возникают на крыльях складки, которые и вызывают формирование в первую очередь параллельных ее оси разрывов типа взброса (в данном случае субширотные взбросы). При возникновении осепродольных разрывов (параллельных оси складки) нормальные растягивающие напряжения переориентируются и их вектор становится параллельным оси складки, вследствие этого начинают развиваться осеперечные сбросы. Наибольшие касательные напряжения располагаются на крыльях складок, а вкrest структуры направлен вектор наименьших растягивающих напряжений. Приуроченность слабых толчков к субширотным разломам подтверждает вывод о том, что и касательные напряжения здесь наибольшие. Наличие разрывов вносит изменение в поле напряжений, однако в данном случае их ориентировка совпадает с векторами главных нормальных напряжений, и поэтому их влияние незначительно [3].

Итак, анализ ориентировки разрывных нарушений южной части Станового сводового поднятия показывает, что вектор главного растягивающего напряжения направлен субширотно и практически горизонтально, сжимающего — субмеридионально и под углом к горизонту. Деформации носят изгибовый характер.

Верхнегилуйское сводовое поднятие. Оконтурируется крупными нарушениями и крупным разломом, который располагается примерно по осевой линии поднятия. Наблюдаемая сетка разрывных нарушений возникает [3] при продольном сжатии. Сжимающие силы при этом, так же и главные нормальные сжимающие напряжения, ориентированы в субмеридиональном направлении, при котором развиваются деформации продольного изгиба, в результате чего наибольшие касательные напряжения возникают в осевой части образующейся антиклинальной складки. Траектория сжимающих напряжений при этом совпадает с падением слоев. В первую очередь разрывы возникают вдоль осевой части складки и имеют взбросовый или поддвиговой характер. После возникновения осепродольного разрыва происходит некоторая переориентация осей главных нормальных напряжений. Сжимающие напряжения сохраняют прежние направления, а растягивающие становятся параллельными осевой линии. Наибольшие касательные напряжения начинают формироваться по диагональным направлениям. Исходя из этого осепродольный разлом (учитывая приуроченность только к нему слабых толчков) в настоящее время еще не завершил своего формирования, и окончательная переориентировка осей напряжения не закончена, так же как не сформированы и зоны повышенных касательных напряжений. Следова-

тельно, современные растягивающие напряжения в пределах данной неотектонической структуры ориентированы в северо-западном направлении и действуют под углом к горизонту, сжимающие — в северо-восточном направлении и изменяют угол с горизонтом в соответствии с углом наклона крыльев складки, промежуточные — в вертикальном направлении. Накопление касательных напряжений происходит по диагональным направлениям.

Майское полусводовое поднятие. Характеризуется наличием осепродольного и диагональных разрывов в северной части. Анализ сети разрывных нарушений показывает, что деформации на этой территории в начальной стадии развивались так же, как и в предыдущем случае. После возникновения осепродольного разлома в южной части поднятия практически не накапливались касательные напряжения по диагональным направлениям, что подтверждается отсутствием соответствующих разломов и землетрясений, в то время как в северной части диагональные разрывы получили свое развитие. Исходя из наблюдаемой картины, современное поле напряжений в пределах Майского полусводового поднятия имеет следующий вид. В северной части векторы главных нормальных напряжений ориентированы: растягивающие — в широтном, сжимающие — в меридиональном и промежуточные — в вертикальном направлениях. Касательные имеют диагональную ориентировку. В южной части они имеют следующие направления: сжимающие — меридиональное, растягивающие — вертикальное, промежуточные — широтное. Касательные напряжения наиболее развиты в присоевой части.

В северной части поднятия диагональные разрывы оказывают влияние на поле напряжений следующим образом. С учетом моделирования [3] в местах, расположенных вдоль разрыва, касательные напряжения снижаются на 25—50%, в то время как на некотором удалении от него они возрастают на несколько процентов. Не исключено, что этот эффект сказывается на землетрясениях, возникающих на границе Майского полусводового и Станового сводового поднятий.

Верхнезейская впадина. Характеризуется осепродольными разрывами, расположенными по краям впадины, вытянутой в широтном направлении, и диагональными, наиболее широко развитыми в западной части впадины. Сопоставления наблюдаемой сетки разломов с результатами тектонофизического моделирования [3] показывают, что в период своего развития в новейшее время впадина, вероятно, испытала два типа деформаций. На первом этапе впадина развивалась как обратный поперечный изгиб, при котором оси главных нормальных напряжений имеют следующие направления: рас-

тягивающие — вертикальное, сжимающие — поперечное к оси впадины, промежуточные — вдоль оси. Наибольшие касательные напряжения возникают на крыльях складки. На этом этапе развивались осепродольные разрывы на северной и южной границах впадины, движение по которым со стороны впадины носит сбросовый или поддвиговый характер.

На втором этапе впадина испытывала продольный изгиб с меридиональной ориентировкой сжимающих, широтной растягивающих и вертикальной промежуточных главных нормальных напряжений. Касательные напряжения ориентированы по диагональным направлениям, вследствие чего и появились разрывы данной ориентировки. Судя по тому, что более мелкие молодые разломы развиваются также по диагональным направлениям, современное поле напряжений осталось прежним.

Широкое развитие диагональных разрывов привело к существенному снижению касательных напряжений, что, вероятно, является причиной низкой сейсмической активности впадины.

Тукурингро-Джагдинское глыбовое поднятие. Как уже отмечалось, поднятие с севера и юга ограничено глубинными Тукурингрским и Южно-Тукурингрским разломами. Тектонические признаки указывают на то, что последние развивались длительное время, по-видимому, с кембрия [4, 9, 10]. В неотектонический и современный этапы Южно-Тукурингрский разлом развивается как взбросодвиг, Тукурингрский — как взброс в своей восточной части и взбросодвиг в западной, где он известен в литературе под названием Желтулакского или Северо-Тукурингрского. Движения по этим разрывам и обуславливают характер деформаций структуры.

Судя по характеру и ориентировке основных разрывных нарушений, поля напряжений и деформаций в различных частях Тукурингро-Джагдинского поднятия несколько отличаются друг от друга, несмотря на то, что характер движения по глубинным разломам практически одинаков.

Тукурингрский сегмент. Характеризуется наличием в осевой части осепродольного надвига и диагональными разрывами в двух направлениях. Подобная сетка разрывов возникает в результате горизонтального сжатия при продольно-горизонтальном удлинении [3]. Главные нормальные напряжения при этом ориентированы: растяжения — вдоль структуры (в данном случае в северо-западном направлении), сжатия — вкрест простирания или в северо-восточном направлении, промежуточное — субвертикально. Касательные напряжения при этом развиты по меридиональным и широтным направлениям, что и подтверждается ориенти-

ровкой молодых разломов высокого ранга. Этот тип деформаций развивается после развития складок продольного сжатия [3], и напряжения на данном этапе реализуются не в изгибовых деформациях, а в блоковых подвижках. Ориентировка разрывов по отношению к траекториям главных нормальных напряжений такова, что в северной части сегмента они практически не влияют на величину касательных напряжений, в то время как в южной (за исключением зоны глубинного разлома) — снижают их.

Соктаханский сегмент. Характеризуется отсутствием, кроме ограничивающих его с запада и востока, диагональных разрывов и наличием крупных осепродольного и осепоперечного, продолжающегося в пределы Верхнезейской впадины и Станового сводового поднятия, разломов. Такая ориентировка разломов указывает на то, что сегмент испытывает деформации двойного рода. С одной стороны, это продольное сжатие, приведшее к образованию ограничивающих его с севера и юга взбросов, а с запада и востока сдвигов, с другой — поперечный изгиб, приведший к образованию осепоперечного разлома. Таким образом, в пределах сегмента, вероятно, развиваются и изгибовые деформации. Региональное сжимающее в северном направлении поле реализуется в основном во взбросовых и сдвиговых подвижках по ограничивающим сегмент разломам. Растягивающие напряжения внутри сегмента ориентированы субширотно и, вероятно, горизонтально, в то время как сжимающие — субмеридионально и составляют угол с горизонтом. Реализация регионального поля напряжений в сдвиговых деформациях привела к тому, что наибольшие касательные напряжения действуют как в плоскостях, оконтуривающих сегмент, так и по направлениям, перпендикулярным к ним. Наблюдаемые мелкие разрывные нарушения подтверждают такой вывод. В связи с тем что разрывы ориентированы в основном вкрест или вдоль действия главных нормальных напряжений, они мало изменяют касательные напряжения, за исключением диагонального разлома, проходящего по границе с Огоронской впадиной.

Джагдинский сегмент. Характеризуется изогнутой в плане, с выпуклостью к северу, формой, наличием осепродольных и осепоперечных разломов. Ориентация основных разрывных нарушений указывает на то, что сегмент в начале неотектонического этапа испытывал интенсивные деформации поперечного изгиба, которые привели к широкому развитию на крыльях

поднятия осепродольных и осепоперечных разрывов, носящих соответственно взбросовый и надвиговый и сбросовый характер. Смещение сегмента к северу и изгиб его в плане свидетельствуют о том, что в последующий этап и, видимо, в настоящее время Джагдинское поднятие испытывает деформацию продольного сжатия. Отсутствие диагональных разрывов указывает на то, что развитие этой деформации проходит первую стадию и векторы главных нормальных напряжений ориентированы по следующим направлениям: сжимающие — в субмеридиональном, растягивающие — близко к вертикальным, промежуточные — субширотно. Региональное субмеридиональное сжатие при этом реализуется во взбросовых и надвиговых подвижках по существующим разломам и в горизонтальном изгибе всей структуры в целом. Наибольшие касательные напряжения при этом действуют по плоскостям разломов и перпендикулярно к ним, чем и обусловлено незначительное развитие молодых осепоперечных разломов высокого ранга. В связи с тем что в настоящее время большинство осепродольных разломов проходит под углом к вектору региональных сжимающих напряжений и многие из них имеют дугообразную форму, они существенно (на 25—50%) снижают в районе касательные напряжения.

Основные выводы.

1. В целом район Зейского водохранилища испытывает горизонтальное сжатие в субмеридиональном и растяжение в субширотном направлениях.

2. Несмотря на то что региональное поле напряжений едино для всего района, на современном этапе разные неотектонические структуры испытывают различные деформации, а в пределах Тукурингро-Джагдинского поднятия тип деформаций меняется при переходе от одного сегмента к другому.

3. В течение неотектонического этапа наиболее сложным деформациям подвергалось Тукурингро-Джагдинское поднятие, различные сегменты которого испытали как минимум два их типа.

4. Ориентировка осей главных нормальных напряжений при переходе от одной структуры к другой меняется, подчиняясь в целом ориентировке регионального поля напряжений.

5. Сопоставление характера деформаций в районе с современной сейсмичностью показывает, что районы, для которых характерно широкое развитие изгибовых деформаций, обладают пониженной сейсмичностью.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Болохонцев Е. В.* Новейшая тектоника восточной части хребта Джагды.— В кн.: Тектоника и магматизм Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974.
2. *Болохонцев Е. В., Уфимцев Г. Ф.* Новейшая тектоника хребтов Тукурингра и Соктахан.— В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974.
3. *Гзовский М. В., Григорьев А. С. и др.* Вопросы тектонической характеристики напряжений, деформаций и разрывов в земной коре и механизмов ее деформирования.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 12.
4. *Кириллова Г. Л., Турбин М. Т.* Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой области.— М.: Наука, 1979.
5. *Козьмин Б. М.* Механизм очагов сильных южно-якутских землетрясений.— В кн.: Сейсмические и сейсмогеологические исследования на центральном участке БАМа. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1978.
6. *Корчагин Ф. Г.* Район строительства Зейской ГЭС как арена возможных техногенных тектонических процессов.— В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1974.
7. *Корчагин Ф. Г., Шароглазова Г. А., Чебогов С. А.* Влияние Зейского водохранилища на геодинамику района.— Тихоокеанская геол., 1983, № 5.
8. *Литвиневский Э. Н., Землянов В. Н.* Глубинное строение Верхнезейского и Удского прогибов по геолого-геофизическим данным.— Геол. и геофиз., 1972, № 2.
9. *Николаев В. В., Семенов Р. М., Солоненко В. П.* Сейсмогеология Монголо-Охотского линеамента (восточный фланг).— Новосибирск: Наука, 1979.
10. *Парфенов Л. М., Натальин Б. А. и др.* Роль разломов в формировании тектонической структуры юга Дальнего Востока.— В кн.: Разломы и эндогенное оруденение. Байкало-Амурского региона.— М.: Наука, 1982.
11. *Уфимцев Г. Ф.* Картографический анализ при изучении неотектоники горных стран.— Геол. и геофиз., 1974, № 2.
12. *Уфимцев Г. Ф.* Карта вершинной поверхности Дальнего Востока и ее неотектоническая интерпретация.— В кн.: Геоморфология и неотектоника горных областей Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
13. *Философов В. П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур.— Саратов: Саратовский ун-т, 1960.
14. *Юшманов В. В.* Кайнозойские разломы Алдано-Станового и Тукурингро-Джагдинского регионов.— В кн.: Современные тектонические концепции и региональная тектоника Востока СССР. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980.

ИТыГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
15 октября 1984 г.

УДК 551.26.037(571.63)

А. Г. Аблаев

ПРИРОДА ВУЛКАНИТОВ ОКРАИН ВОСТОЧНО-АЗИАТСКИХ МЕГАСТРУКТУР

Развивается тезис о принадлежности верхнемеловых вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня к орогенному ряду. Начало формирования их приурочено к середине мела (но не к сенону, как принимается большинством исследователей). Мнения, касающиеся общ-

Строение, эволюция и положение Сихотэ-Алинской складчатой системы в структуре Тихоокеанского пояса освещаются по-разному, иногда с диаметрально противоположных позиций. Дискуссионны проблемы генезиса и возраста Главного антиклинория и Главного синклинория Сихотэ-Алиня, Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, пространственно-временных связей со структурами обрамления и прежде всего с депрессионной структурой Японского моря. Обзор мнений по этим вопросам приводится в более ранней работе автора [2].

Данные последних лет по геологии и палеонтологии Япономорского региона — Сихотэ-Алинь, о. Сахалин, п-ов Корея, Японские острова — позволили полнее осветить эволюцию некоторых структур, в генерализованном плане реконструировать палеогеографическую обстановку и восстановить этапность в развитии докембрийской и фанерозойской биоты.

В геологической истории Сихотэ-Алиня удается выделить различные стадии развития геосинклиналей — от заложения геосинклиналей через стадии эв- и миогеосинклиналей до становления складчатой системы, — но не различные латеральные ряды, якобы фиксирующие миграцию островных дуг и активных континентальных окраин в сторону океана [15]. С палеозоя и до раннего мела включительно эта территория, судя по набору геологических формаций, представляла геосинклинальную систему, сочленяющуюся с геосинклинальной системой Сахалина.

В ходе развития геосинклинальной системы отдельные составные части приобретали жесткость; впоследствии они оказывались объектом длительного размыва. Именно к этим ранее сформировавшимся ядрам роста, иначе «жестким» структурам (Прибрежное антиклинальное

поднятие, Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня и др.)*, причленились «отмиравшие» разновозрастные герсинклинали. Впрочем, вся зона перехода от восточной окраины Азии к Тихому океану находится на разных уровнях эволюционного развития.

Исследованиями автора установлено, что именно в альб-сеноманское время (не сенонское, как считается большинством геологов) произошли события, определившие формирование основного структурного плана мезозойской складчатой системы, становление ее главных структурных элементов и образование рудных месторождений на востоке Сихотэ-Алиня. Накопление морских терригенных, карбонатных и кремнистых осадков, а также эффузивов основного и среднего состава прекратилось в конце раннего мела. Начало формирования вулканогенно-осадочного комплекса орогенного формационного ряда приурочено к рубежу раннего и позднего мела. Вулканиты, слагающие Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген, обычно рассматриваемый в качестве составной части трансконтинентального Чукотско-Катазиатского пояса, представляют собой образования орогенного ряда.

Следует отметить, что данная точка зрения на природу вулканитов разделяется не многими. Вулканоген, как правило, относят к наложенным структурам, развивающимся под контролем глубинных разломов. Его становление чаще всего связывают с процессами активизации тектонических движений в области завер-

ношениями тектонических движений в области завер-

* В отложениях Главного антиклинория, относимых ранее к верхнему палеозою, в последние годы все чаще находят остатки морской мезозойской фауны [9, 12]. Эти факты вносят существенные коррективы во взгляды на стратиграфию и историю развития структур.

шенной складчатости, индуцируемых движениями в смежной кайнозойской геосинклинали. Именно с тектономагматической активизацией поздне мелового — палеогенового возраста ряд исследователей связывают все оловорудные месторождения Сихотэ-Алинской металлогенической зоны; тем самым принимается допущение о расширении перспектив нахождения оловорудных месторождений на западе, за пределами Главной металлогенической зоны.

М. С. Нагибина [13] указывает, что развитие крупнейших вулканоплутологических поясов, расположенных вдоль окраин Евразийского (Чукотско-Катазиатский) и Американских (Ан-дрийский, Кордильерский) континентов, было сопряжено с системой протяженных субмеридиональных разломов.

По мнению А. П. Кулакова [11], вулканы окраин дальневосточных мегаструктур приурочены к системе долгоживущих глубинных разломов, обеспечивающих растяжение и погружение земной коры в зоне перехода континент — океан.

В [15] утверждается, что заложение окраинно-континентальных вулканических поясов произошло на месте прежней островной дуги, на консолидированном фундаменте вслед за орогеническими движениями; формированию Восточно-Сихотэ-Алинского пояса предшествовала предсенонская складчатость. Та же мысль развивается в [18]. Подчеркивая гетерогенность фундамента, на котором заложилась вулканическая зона Тихоокеанских складчатых областей, в пределах Восточного Сихотэ-Алиня автор выделяет верхнемеловые — палеогеновые вулканы, залегающие на орогенных верхне-сенонских осадочных отложениях. При этом отмечается, что появление вулканитов в разрезе фиксируется уже в подстилающем миогеосинклинальном формационном комплексе (в составе ларгасинской, удоминской и больбинской свит). К числу орогенных причислены лишь широко развитые здесь магматические формации. Нетрудно представить, что при такой интерпретации делается допущение о разрыве во времени между складчатостью и началом формирования вулканитов и, по существу, из поля зрения упускается орогенный этап развития мезозойд Сихотэ-Алиня, т. е. горообразование, накопление молассы и орогенный вулканизм.

Заметим, что большинство исследователей вулканизму Охотско-Чукотского пояса также приписывают признаки самостоятельного геологического явления. Однако такой вывод нуждается в аргументации. Вполне закономерно Н. П. Васильковским [4] ставится вопрос: «...Не является ли понятие о его наложенности несколько упрощающим его действительную природу?» (с. 263). Он выступает с утвержде-

нием о существовании единого Монголо-Охотского вулканического мегапояса (логичнее определять его Монголо-Чукотским), контролируемого системой глубинных разломов — Монголо-Охотской и Охотско-Чукотской системой разломов — со связанной с ней древней сейсмофокальной зоной большой протяженности.

Автор считает, что активные тектонические движения, приходящиеся на середину и всю верхнюю половину мелового периода, обусловили завершение геосинклинального режима Сихотэ-Алиня и становление вулканогенного пояса, ареал которого ограничивается Сихотэ-Алинем; сейчас уже вряд ли можно отстаивать точку зрения о его простирации в северо-восточном направлении за пределами данной территории. Западно-Охотская фланговая зона Охотско-Чукотского пояса, как считают Н. А. Шило и др. [22], поворачивает не на юг, а на запад. Исключительно интересными в обсуждаемом плане являются материалы работы [7] о затухании вулканогенной структуры в пределах палеопргиба, ограниченного ныне Амурским лиманом и его континентальным обрамлением.

По данным авторских лито- и биофациальных исследований отвергается временной перерыв между породами, образующими геосинклинальные и орогенные ряды в пределах Главного синклиория Сихотэ-Алиня, отсутствует между ними и структурное несогласие, что позволяет проследить последовательную смену миогеосинклинальных толщ молассовыми и вулканогенными.

О последовательности событий, их преемственности свидетельствуют многочисленные геологические данные. Они подтверждают начало проявлений вулканических процессов, приведших в итоге к формированию вулканогена, в раннем мелу: маломощные горизонты и прослой туфов кислого, смешанного, реже среднего состава обнаружены в толщах альбского возраста, в том числе в составе альбской лужкинской свиты, венчающей разрез геосинклинальных осадков. Важно подчеркнуть в этой связи о недопустимости впредь приписывать верхнемеловой (сенонский) возраст актеонелловым слоям в Сихотэ-Алине (правильнее называть слоями с *Quadratrigonia fadsinensis* и *Ovactaeonella dolium*, а на Сахалине — с *Ovactaeonella dolium*); в [10] доказывается их средне-позднеальбский возраст.

Выше лежащий комплекс молассовых и вулканогенно-осадочных пород орогенного класса, по данным палеофлористики [2 и др.], знаменует весь верхний мел от сеноман-туронских (арзамазовская свита и ее аналоги) до датских (богопольская свита и ее аналоги) толщ. Вулканы Сихотэ-Алинского вулканогена, радио-

логический возраст которых колеблется от 60 до 160 (чаще 7—120) млн. лет, пространственно и генетически сопряжены с магматическими формациями примерно того же возрастного диапазона [16]; для их противопоставлений нет никаких оснований.

Таким образом, на дальневосточной окраине Евразийского материка отчетливо вырисовывается картина геосинклинальной и инверсионной стадий. Вулканогенные породы в этой интерпретации — образования инверсионной стадии заключительного этапа геосинклинально-складчатой системы с последующим возобновлением подвижек в кайнозое, но не постинверсионной или посторогенной. Середина мела явилась важной вехой в геологической истории Сихотэ-Алиня, связанной с замыканием геосинклинали и становлением складчатой системы. Структурное несогласие и наложенный характер вулканогена устанавливаются с «жесткими» структурами, которые до вовлечения в эпи-геосинклинальный орогенез оставались относительно пассивными. Развитие вулканических поясов находится в едином тектоническом ритме с геосинклинальными системами [1, 6]; отнесение краевых вулканических поясов к пегеосинклинальным структурам (структурам активизации) вряд ли справедливо. Н. П. Васильковский [5] выступает против рассмотрения тектономагматической активизации как особого этапа геологической истории.

В связи с изложенным требует самой детальной разработки вопрос, касающийся соотношения материковых и островных вулканитов. Общеизвестное мнение о продолжении вулканитов Восточного Сихотэ-Алиня (вулканической дуги, в интерпретации Л. М. Парфенова с соавторами [15]) на Японских островах нашло отражение, в частности, в объяснительной записке к тектонической карте Северной Евразии [19]. Приводимые аргументы сводятся к следующему. По возрасту, геологическим и петрохимическим особенностям пород устанавливаются тектоническая общность территорий Сихотэ-Алиня, Кореи и Юго-Западной Японии и принадлежность их к единой зоне, отвечающей континентальной окраине Азии [17].

Следствием этих установленных закономерностей явился вывод о сравнительно недавнем времени образования Японского моря; молодое окраинное море возникло в результате раздвигового процесса (диффузный спрединг, по В. Е. Хану [20]), разрыва зрелой континентальной коры в конце палеогена после формирования вулканогенного пояса или даже в позднем кайнозое (неоген — квартере), правда, уже с позиции деструкции и обрушения участка Евразийского материка.

Однако преждевременно считать вулканиты Сихотэ-Алиня и внутреннего пояса Японской

островной дуги гомологами. Формации вулканоплутонических комплексов, образованные в орогенную стадию развития мезозойского Сихотэ-Алиня, датируются поздним мелом; основные процессы рудообразования также ограничиваются позднемеловой эпохой. Возрастной диапазон всего комплекса вулканогенных и интрузивных пород Тююку — Хида — Тамба значительно шире, с начала раннего мела, и в генетическом плане они не ассоциируются с обычными орогенными движениями. На материке происходило горообразование и становление складчатых зон; на островах это не проявлено, здесь процессы диастрофизма и магматической деятельности не следовали непосредственно за геосинклинальной стадией. Японские геологи позднемезозойский диастрофизм в главном поясе Хонсю рассматривают в связи с так называемыми яньшаньскими движениями восточной части Азии [8 и др.], незаслуженно принижая в то же время значимость тектонических процессов, происходящих в мезозойском эвгеосинклинальном поясе Симао и Китаками со стороны океана.

По данным [14], континентальные и островодужные вулканические пояса по структурному положению, составу и эволюции магматического вещества резко противопоставляются. По данным [23], для островодужных поясов характерно преимущественное развитие андезитового магматизма, флюидов с высоким содержанием серы и медной минерализацией, а для окраинных поясов — риолитового магматизма с большой газонасыщенностью (в 2—3 раза) флюидов при малом содержании в них серы, высоким отношением С/Н и оловополиметаллической минерализацией.

Проведенный анализ кайнофитных флор материковых и островных частей Япономорского региона не вскрыл между ними высоких флористических связей. Коэффициент флористического сходства сихотэ-алинской и японской флор, подсчитанный по Жаккару и Кендэлу, низкий: из сопоставлений спектров семейств можно говорить только о внешнем физиономическом сходстве флор обеих территорий, что свидетельствует об отсутствии тесных миграционных связей из-за наличия разделяющего их водного бассейна во всяком случае с мела [2]. О значительной древности впадины Японского моря, существовавшей как отрицательная морфоструктура, высказывается ряд исследователей [21].

Крайне важно дальнейшее детальное и всестороннее изучение и сравнение химизма вулканитов побережий Японского моря в плане расшифровки теплоэнергетического уровня, участия воды, а также режима щелочей, на что в

свое время указывал А. Ф. Белоусов с соавторами [3], сравнивая кислые вулканиты геологического развития Сихотэ-Алиньской части Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.

синклинальных, орогенных и платформенных областей.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аблаев А. Г.* Некоторые замечания к истории геологического развития Сихотэ-Алиньской части Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса.— В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и оруденения Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1973.
2. *Аблаев А. Г.* Геология и история флор побережий Японского моря (в позднемеловое и третичное время).— М.: Наука, 1978.
3. *Белоусов А. Ф., Налетов Б. Ф., Полякова З. Г.* Статистическое сравнение химизма кислых вулканитов геосинклинальных, орогенных и платформенных областей и вопросы их петрогенезиса.— Геол. и геофиз., 1971, № 10.
4. *Васильковский Н. П.* Геологическая история Северо-Востока Азии (Сибирская платформа и Верхояно-Чукотская складчатая страна).— М., Наука, 1981.
5. *Васильковский Н. П.* Направленность развития земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану.— В кн.: Геология дальневосточной окраины Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
6. *Власов Г. М.* О геологической сущности процессов активизации.— Геотектоника, 1976, № 6.
7. *Гальцев-Безюк С. Д., Куликов Н. В., Терещенков А. Н.* Геоструктурные связи Амурского лимана с Нижним Приамурьем и Северо-Западным Сахалином.— В кн.: Новые данные по нефтегазовой геологии Сахалина. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981.
8. *Геологическое развитие Японских островов.*— М.: Мир, 1968.
9. *Елисеева В. К., Липман Р. Х., Святогорова Н. Н.* Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня.— Геол. и геофиз., 1976, № 11.
10. *Коновалов В. П., Полякова З. К.* Актеонелловые слои Дальнего Востока и их значение для региональной корреляции мела.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, № 4.
11. *Кулаков А. П.* Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене.— М.: Наука, 1980.
12. *Мельников Н. Г., Голозубов В. В.* Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине.— Геотектоника, 1980, № 4.
13. *Нагибина М. С.* Структуры, преобразующие земную кору континентов в мезозое и кайнозое.— В кн.: Тектоника и структурная геология. Планетология. М.: Наука, 1976.
14. *Нагибина М. С., Шилов В. И.* Сравнительный анализ истории развития структур и магматизма Тихоокеанских вулканоплутонических поясов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 1.
15. *Парфенов Л. М., Натальин Б. А. и др.* Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления.— Геотектоника, 1981, № 1.
16. *Пуцин И. К.* О возрасте складчатости в Главном синклинории Сихотэ-Алиня.— В кн.: Геология докембрия и тектоника Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
17. *Пуцаровский Ю. М., Меланхолина Е. Н. и др.* Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей.— Геотектоника, 1977, № 5.
18. *Семенов Д. Ф.* Магматические формации тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина).— М.: Наука, 1982.
19. *Тектоника Северной Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Северной Евразии масштаба 1 : 5 000 000).*— М.: Наука, 1980.
20. *Хаин В. Е.* Тихий океан и Тихоокеанский подвижный пояс.— Вестник МГУ. Сер. геол., 1981, № 1.
21. *Худяков Г. И., Кулаков А. П. и др.* Система гигантских геоморфоструктур западной окраины Тихого океана.— Тихоокеанская геол., 1982, № 1.
22. *Шило Н. А., Белый В. Ф., Сидоров А. А.* Восточно-Азиатская система краевых вулканических поясов — особенности строения, магматизма и металлогении.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2.
23. *Moiseyenko V. G., Ablav A. G.* Geology and metallogeny of Chuckchee — Catasiatic belt.— Abstracts of XV Pacific Science Congress. V. 1. Dunedin, 1983.

АмурКНИИ ДВНЦ АН СССР
Благовещенск

Поступила в редакцию
25 октября 1983 г.

Ю. Ф. Мороз

ГЛУБИННАЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

Рассмотрено строение земной коры и верхней мантии по данным магнитотеллурических зондирований. Для изучения глубинного разреза использованы продольные кривые МТЗ. В земной коре вулканического пояса на глубине 10—30 км выявлены аномалии пониженного сопротивления до 5—10 Ом·м. В районе Авачинско-Корякского вулкана аномалия подтверждается зоной пониженных скоростей распространения уругих волн. В верхней мантии установлено существование проводящего слоя сопротивлением 10—

15 Ом·м, испытывающего подъем от 100—150 км в районе западного и восточного побережья до 70 км в зоне вулканического пояса. При подъеме слоя отмечается закономерное уменьшение его сопротивления. По данным распределения глубинной электропроводности приводится геотермический разрез. Поведение геоизотерм находит подтверждение в распределении регионального теплового потока на поверхности. Обсуждается возможная природа выявленных глубинных слоев пониженного сопротивления.

Территория Южной Камчатки, входящая в состав современной геосинклинали, характеризуется сложным геологическим строением и повышенной сейсмичностью. В этой части полуострова отмечаются отдельные выходы наиболее древних метаморфизованных пород (Срединный и Ганальский выступы), широко развиты современная вулканическая и гидротермальная деятельность, разрывная тектоника. Здесь отчетливо выражены структуры северо-западного простирания, не свойственного для Камчатской складчатой области.

Большой интерес представляет изучение глубинного строения этого региона геофизическими методами. К настоящему времени здесь проведены аэромагнитная, гравиметровая съемки, в небольших объемах — маршрутные исследования методами КМПВ и ГСЗ [1, 5, 10]. В последние годы на Южной Камчатке выполнен большой объем магнитотеллурических зондирований (МТЗ) объединениями Иркутскгеофизика, Камчатгеология, Сахалингеология, Институтом вулканологии ДВНЦ АН СССР. Обобщение и анализ этих материалов дают возможность выявить основные особенности в распределении глубинной электропроводности и получить геоэлектрическую модель земной коры и верхней мантии южной части полуострова.

Магнитотеллурическими зондированиями в большей мере охвачена западная часть площади, восточное побережье изучено лишь отдельными маршрутами. Расстояние между пунктами МТЗ не превышает 20 км. Регистрация МТЗ проводилась в диапазоне от 5—10 до 2000—3000 с. На большинстве пунктов МТЗ выполнены ВЭЗ с разносами АВ до 6 км с

целью изучения верхней части геоэлектрического разреза. Регистрация поля проводилась с помощью аналоговых и цифровых станций. В отдельных пунктах с помощью станций ИЗМИРАН-4, ИЗМИРАН-5 выполнены глубинные магнитотеллурические зондирования в диапазоне периодов от 1000 до 40000 с.

В геологическом строении региона принимают участие докайнозойские, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. Докайнозойские образования выходят на дневную поверхность в виде отдельных блоков метаморфических пород. Палеогеновые, неогеновые и четвертичные комплексы пород сложены терригенными и вулканическими фациями. Среди них большое распространение имеют эффузивные и интрузивные образования. Последние наиболее широко развиты в пределах вулканического пояса. Основные тектонические элементы имеют вытянутую форму, ориентировка их меняется от северо-восточной на западе до северо-западной на востоке. Большое распространение имеют глубинные разломы северо-восточного и субмеридионального направлений. Наряду с ними развиты поперечные разломы северо-западного и субширотного простираний. С разломами связан вулканический пояс, включающий активно действующие вулканы. Он имеет север-северо-восточное простирание и несогласно наложен на различные структурные элементы. Вулканический пояс и Южно-Камчатский антиклинорий характеризуются высокой гидротермальной активностью [3, 4].

Геоэлектрический разрез осадочно-вулканогенного чехла изучен по данным бурения, ВЭЗ, МТЗ [6]. Сопротивление горных пород зависит

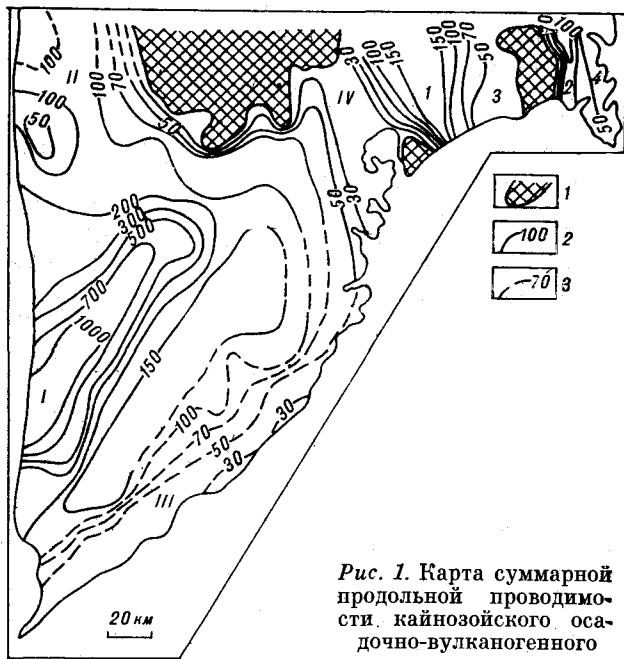


Рис. 1. Карта суммарной продольной проводимости кайнозойского осадочно-вулканогенного чехла.

1 — выходы пород докайнозойского комплекса; 2 — изолинии S в сименсах; 3 — изолинии S по данным комплексной интерпретации гравиразведки и электроразведки. Структурные элементы: I — Гольгигинский прогиб, II — Большерецкое поднятие, III — Южно-Камчатский антиклинарий, IV — Ганальский горст-антиклинарий. 1 — Авачинско-Корякская депрессия, 2 — Промежуточная синклиналичная зона; антиклиналичные зоны: 3 — Налычевская, 4 — Шипунская.

от фациального состава, наличия минерализованных вод и температуры. В обобщенном виде разрез площади представляется следующим. Верхняя часть, сложенная рыхлыми осадочными и вулканогенными четвертичными и современными образованиями, является резко неоднородной. Ее мощность меняется от десятков до первых сотен метров, сопротивление — от десятков до тысяч омметров. Ниже залегают палеоген-неогеновые осадочно-вулканогенные образования мощностью от первых сотен метров до 5 км, сопротивлением от первых сотен до первых единиц омметров. Пониженное сопротивление кайнозойской толщи характерно для западной части площади и связано с преобладанием в разрезе терригенных отложений. На восточном побережье эта толща имеет повышенное сопротивление, что обусловлено увеличением в разрезе вулканогенных образований. В целом для кайнозойской толщи отмечается уменьшение сопротивления с глубиной за счет возрастания температуры и минерализации грунтовых вод. Подстилающий докайнозойский комплекс характеризуется повышенным сопротивлением, достигающим первых сотен — тысяч омметров. Он является основным опорным высокоомным геоэлектрическим горизонтом при изучении верхней части земной коры.

Обработка полевых материалов МТЗ выполнена по единой методике. Определение компонент тензора импеданса производилось с помощью способа наименьших квадратов. Точность определения модулей импедансов в диапазоне периодов 10—1000 с составляет 10—20%, 1000—40000 с — 20—50%. Большинство полученных кривых существенно зависят от направления измерительных линий, что свидетельствует о значительном влиянии геоэлектрических неоднородностей на поведение кривых кажущихся сопротивлений. Анализ показывает, что ориентировка круговых диаграмм импедансов согласуется с простиранием структур осадочно-вулканогенного чехла. Это дает возможность разделить кривые по направлениям, отвечающим простиранию и вкрест простирания структур.

Результаты формальной интерпретации свидетельствуют, что поперечные кривые в лучшей мере отражают изменение верхней части геоэлектрического разреза. На это указывают также результаты сопоставления данных КМПВ и МТЗ [7]. Поэтому поперечные кривые использовались для изучения суммарной продольной проводимости (S) кайнозойского осадочно-вулканогенного чехла. В районах, слабо изученных МТЗ, определение S производилось с помощью графиков корреляционной зависимости значений поля силы тяжести (Δg) от суммарной продольной проводимости осадочно-вулканогенного чехла (S), установленных на смежных площадях. Коэффициент корреляции между значениями Δg и S равен 0,85. С помощью такой методики построена карта S Южной Камчатки, на которой изолинии S , полученные по данным комплексной интерпретации, показаны штрихом (рис. 1). Карта S , отражающая распределение терригенных и вулканогенных образований.

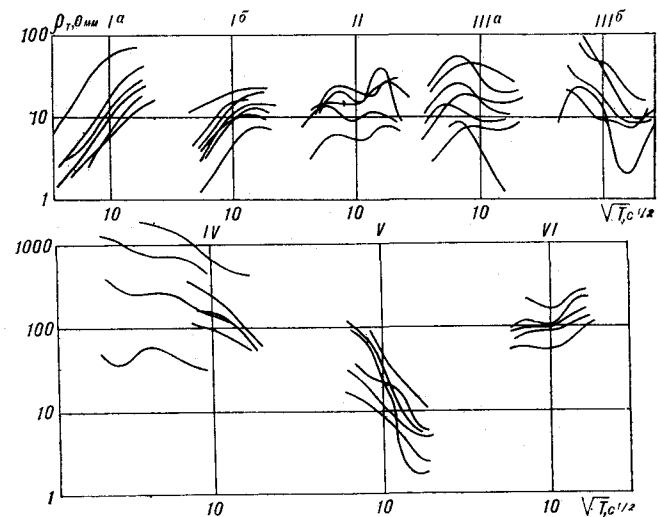


Рис. 2. Семейства кривых МТЗ в различных зонах (см. рис. 3).

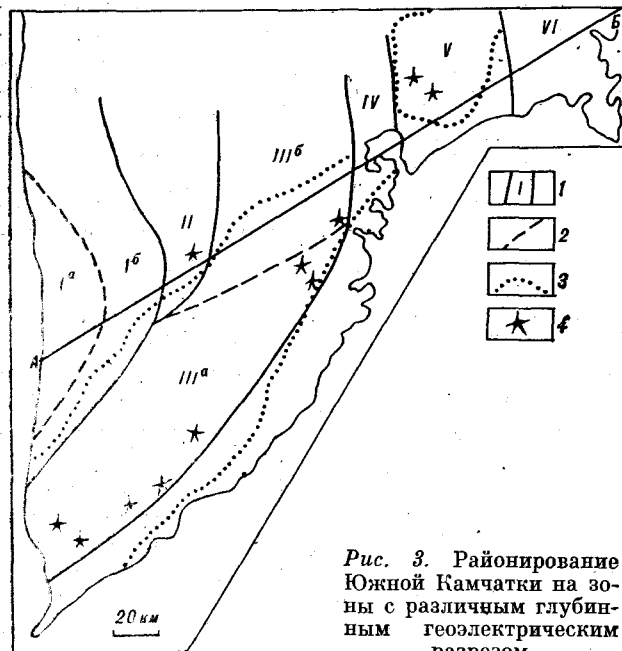


Рис. 3. Районирование Южной Камчатки на зоны с различным глубинным геoeлектрическим разрезом.

1, 2, 3 — соответственно границы зон, подзон и вулканического пояса с многочисленными геотермическими аномалиями [4]; 4 — центры современного вулканизма.

генных образований, характеризует основные черты тектоники Южной Камчатки. Зона повышенных значений S от 300 до 1000 См соответствует Голыгинскому прогибу, выполненному мощной толщей осадочно-вулканогенных образований. В разрезе преобладают терригенные отложения, с которыми связываются основные перспективы на нефть и газ. Значениями S от 50 до 100 См характеризуется Большерецкое поднятие, расположенное к северу от прогиба. Осадочный чехол поднятия сложен преимущественно терригенными породами мощностью до 1,5 км. Зоны небольших значений S , не превышающих первые десятки сименсов, отвечают Южно-Камчатскому антиклинорию и Ганальскому горст-антиклинорию. Пониженными значениями S (до 50 См) выражены Налычевская и Шипунская антиклинальные зоны. На восточном побережье аномалия повышенных значений S (до 150 См) отражает Авачинско-Корякскую депрессию, сложенную осадочно-вулканогенными образованиями увеличенной мощности.

Анализ материалов МТЗ показывает, что поперечные кривые значительно меняются по форме и уровню сопротивлений на небольших расстояниях друг от друга. Их формальная интерпретация дает неверные результаты о глубине залегания корового слоя пониженного сопротивления. Это свидетельствует о существенном искажении поперечных кривых МТЗ в низкочастотном диапазоне за счет горизонтальной неоднородности геoeлектрического разреза. В то же время продольные кривые в от-

дельных зонах более выдержаны по форме и уровню сопротивлений. Они в меньшей мере подвержены влиянию локальных неоднородностей. При этом необходимо считаться с тем, что минимумы и дополнительные перегибы на продольных кривых могут быть обусловлены индукционным влиянием токов, концентрирующихся в океане и впадинах осадочного чехла. Для выяснения этого выполнены теоретические расчеты по оценке индукционного эффекта, в основу которых была положена карта S осадочно-вулканогенного чехла. Результаты расчетов показывают, что проявление локального индукционного эффекта возможно на кривых, расположенных вблизи Голыгинского прогиба. Индукционное влияние этого прогиба выражается в появлении перегиба на продольных кривых МТЗ. Данное влияние проявляется на кривых на расстоянии до 20 км. Величина S , оцениваемая по перегибам, не превышает первых сотен сименсов. Поэтому минимумы на практических кривых, по которым S превышает 1000 См, обусловлены существованием глубинного слоя пониженного сопротивления. Региональное индукционное влияние океана приводит к выполаживанию максимума кривых МТЗ, но не к формированию нисходящих ветвей и дополнительных минимумов. Все это дает основание использовать продольные кривые МТЗ для изучения глубинного геoeлектрического разреза.

Продольные кривые МТЗ по форме можно разделить на шесть типов, отражающих зоны с различным геoeлектрическим разрезом земной коры и верхней мантии (рис. 2, 3). Простирание этих зон согласуется с таковым основных тектонических элементов. Форма кривых

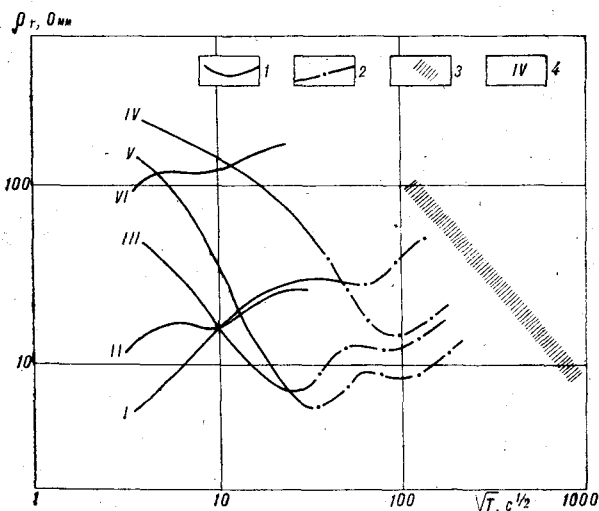


Рис. 4. Средние кривые МТЗ в различных зонах (см. рис. 3).

1 — кривые МТЗ; 2 — длиннопериодные ветви кривых МТЗ, полученные с помощью станций ИЗМИРАН; 3 — нормальная кривая МТЗ [2]; 4 — номер зоны (см. рис. 3).

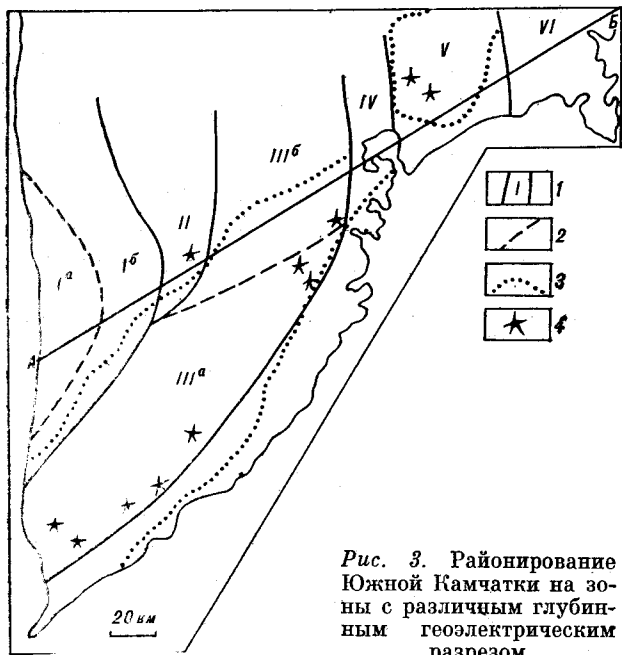


Рис. 3. Районирование Южной Камчатки на зоны с различным глубинным геоэлектрическим разрезом.

1, 2, 3 — соответственно границы зон, подзон и вулканического пояса с многочисленными геотермическими аномалиями [4]; 4 — центры современного вулканизма.

генных образований, характеризует основные черты тектоники Южной Камчатки. Зона повышенных значений S от 300 до 1000 См соответствует Голыгинскому прогибу, выполненному мощной толщей осадочно-вулканогенных образований. В разрезе преобладают терригенные отложения, с которыми связываются основные перспективы на нефть и газ. Значениями S от 50 до 100 См характеризуется Большерецкое поднятие, расположенное к северу от прогиба. Осадочный чехол поднятия сложен преимущественно терригенными породами мощностью до 1,5 км. Зоны небольших значений S , не превышающих первые десятки сименсов, отвечают Южно-Камчатскому антиклинорию и Гавальскому горст-антиклинорию. Пониженными значениями S (до 50 См) выражены Налычевская и Шипунская антиклинальные зоны. На восточном побережье аномалия повышенных значений S (до 150 См) отражает Авачинско-Корякскую депрессию, сложенную осадочно-вулканогенными образованиями увеличенной мощности.

Анализ материалов МТЗ показывает, что поперечные кривые значительно меняются по форме и уровню сопротивлений на небольших расстояниях друг от друга. Их формальная интерпретация дает неверные результаты о глубине залегания корового слоя пониженного сопротивления. Это свидетельствует о существенном искажении поперечных кривых МТЗ в низкочастотном диапазоне за счет горизонтальной неоднородности геоэлектрического разреза. В то же время продольные кривые в от-

дельных зонах более выдержаны по форме и уровню сопротивлений. Они в меньшей мере подвержены влиянию локальных неоднородностей. При этом необходимо считаться с тем, что минимумы и дополнительные перегибы на продольных кривых могут быть обусловлены индукционным влиянием токов, концентрирующихся в океане и впадинах осадочного чехла. Для выяснения этого выполнены теоретические расчеты по оценке индукционного эффекта, в основу которых была положена карта S осадочно-вулканогенного чехла. Результаты расчетов показывают, что проявление локального индукционного эффекта возможно на кривых, расположенных вблизи Голыгинского прогиба. Индукционное влияние этого прогиба выражается в появлении перегиба на продольных кривых МТЗ. Данное влияние проявляется на кривых на расстоянии до 20 км. Величина S , оцениваемая по перегибам, не превышает первых сотен сименсов. Поэтому минимумы на практических кривых, по которым S превышает 1000 См, обусловлены существованием глубокого слоя пониженного сопротивления. Региональное индукционное влияние океана приводит к выполаживанию максимума кривых МТЗ, но не к формированию нисходящих ветвей и дополнительных минимумов. Все это дает основание использовать продольные кривые МТЗ для изучения глубинного геоэлектрического разреза.

Продольные кривые МТЗ по форме можно разделить на шесть типов, отражающих зоны с различным геоэлектрическим разрезом земной коры и верхней мантии (рис. 2, 3). Простирание этих зон согласуется с таковым основных тектонических элементов. Форма кривых

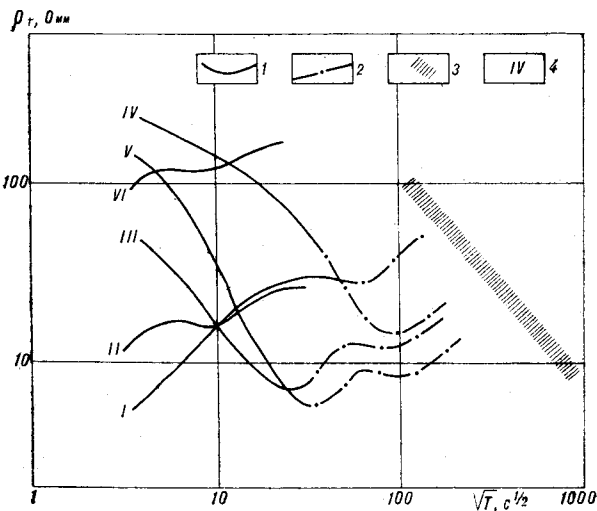


Рис. 4. Средние кривые МТЗ в различных зонах (см. рис. 3).

1 — кривые МТЗ; 2 — длиннопериодные ветви кривых МТЗ, полученные с помощью станций ИЗМИРАН; 3 — нормальная кривая МТЗ [2]; 4 — номер зоны (см. рис. 3).

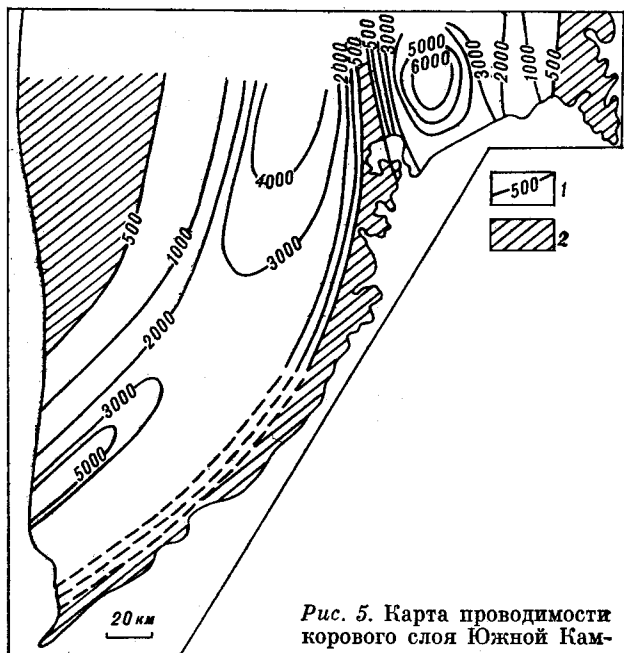


Рис. 5. Карта проводимости корового слоя Южной Камчатки.

1 — изолинии проводимости в сименсах; 2 — районы отсутствия корового слоя пониженного сопротивления.

МТЗ определяется проводимостью осадочно-вулканогенного чехла. В западной части площади, где S достигает тысячи сименсов, кривые МТЗ выражены, как правило, восходящей асимптотической ветвью и максимумом, в восточной части, с небольшими S , — представлены в виде ниспадающей ветви и минимума, отражающих существование глубинных слоев пониженного сопротивления (см. рис. 2). Как видно из этого рисунка, в каждой зоне кривые МТЗ близки по форме, но расходятся, хотя и незначительно, по уровню сопротивлений. Поэтому для получения обобщенной геоэлектрической характеристики выделенных зон рассмотрены средние кривые МТЗ. В I, III, IV и V зонах кривые МТЗ в низкочастотном диапазоне от 1000 до 40000 с дополнены значениями кажущегося сопротивления, полученными с помощью станций ИЗМИРАН. При совмещении с длиннопериодной ветвью за основную принималась средняя кривая зоны. Полученные таким путем кривые показаны на рис. 4 (для сравнения приведена нормальная кривая кажущегося сопротивления [2]). Они указывают на значительное изменение глубинного геоэлектрического разреза при пересечении структурных зон Южной Камчатки. На кривых МТЗ проявляется два слоя пониженного сопротивления. Верхний проводящий слой уверенно выделяется в III и V зонах на периодах 16—2500 с. По данным формальной интерпретации, глубина залегания кровли слоя в III зоне 15, в V — 20 км. Во II, IV и VI зонах на кривых МТЗ также проявляются минимумы на

периодах 25—400 с, но они выражены слабее. Проводимость, оцениваемая по ним, не превышает 500 См, что свидетельствует о резком изменении параметров (мощности и сопротивления) проводящего слоя в указанных зонах. Не исключается, что эти минимумы могут быть обусловлены индукционным влиянием проводящих слоев III и V зон. Представление об изменении проводимости корового слоя дает рис. 5, из которого видно, что оно достигает максимальных значений 4000—6000 См в III и V зонах, характеризующихся современным вулканизмом и высокой гидротермальной активностью (см. рис. 3).

Нижний проводящий слой отражается на кривых МТЗ в разных зонах на различных периодах. Проводимость слоя составляет в зонах I, III, IV, V соответственно 3000, 6000, 8000, 10000 См. Глубина залегания его кровли в зонах I и VI 100—125, III—V — 70—90 км. Приближенная количественная интерпретация кривых МТЗ выполнена с помощью дифференциальной трансформации Е. Нибле [14]. В результате интерпретации составлен геоэлектрический разрез, приведенный на рис. 6. Из него видно, что в земной коре III и V зон выделены низкоомные слои сопротивлением менее 15 Ом·м на глубине 10—40 км. Мощность слоя (по замкнутой изолинии 10 Ом·м) в III зоне 10, в V — 28 км.

В верхней мантии фиксируется слой повышенной электропроводности, воздымающийся в районе III—V зон, где он характеризуется увеличенной мощностью и наиболее низкими сопротивлениями, достигающими 10—15 Ом·м. Здесь, в V зоне, мощность слоя составляет не менее 90 км, судя по изолинии 10 Ом·м.

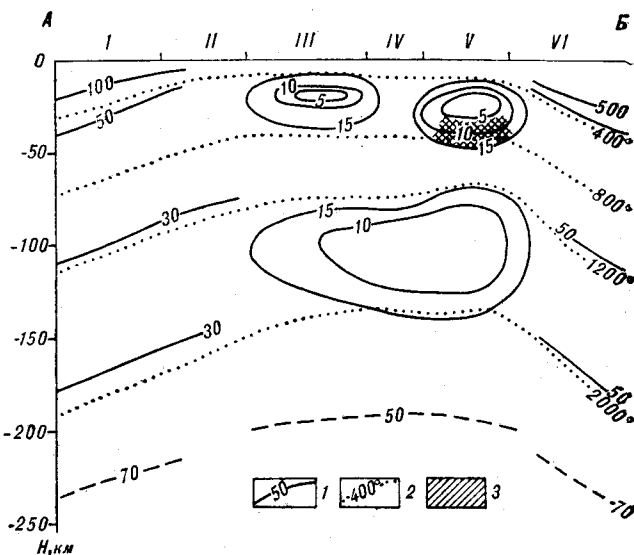


Рис. 6. Геоэлектрический разрез земной коры и верхней мантии по линии АБ (см. рис. 3).

1 — изоэмы; 2 — изотермы; 3 — слой пониженных скоростей по [1].

Выявленные особенности глубинного геоэлектрического разреза находят отражение в магматической и гидротермальной деятельности региона. Как видно из рис. 3, зоны III и V, в которых развит коровый проводящий слой и отмечается подъем поверхности проводящего астеносферного слоя, соответствуют на большей части своей площади четвертичному вулканическому поясу с центрами действующих вулканов и высокой гидротермальной активностью [3, 4].

Касаясь природы выявленных аномалий повышенной электропроводности, отметим следующее. Согласно известным данным [9], сопротивление кристаллических пород земной коры и верхней мантии на рассматриваемых глубинах при соответствующих давлениях и температуре до 1000°C составляет сотни — тысячи омметров. Как показывают экспериментальные данные [9], при температуре $1100\text{—}1200^{\circ}\text{C}$ и давлениях, соответствующих глубинам 70—200 км, может возникать частичное плавление ультраосновных пород верхней мантии, приводящее к понижению сопротивления на несколько порядков. Поэтому аномалии повышенной электропроводности в верхней мантии могут быть связаны с астеносферной зоной частичного плавления, кровля которой воздымается с глубин 100—120 км в западной и восточной частях площади до глубины 70 км в районе вулканического пояса. Полагая, что кровля этого слоя связана с геозотермой 1200°C , можно составить геотермический разрез, используя известный закон изменения температуры с глубиной для миегосинклинальных и эвгосинклинальных зон [11]. Как видно из рис. 6, в зонах III—V отмечается подъем изотерм, который можно объяснить увеличенным разогревом. Это согласуется с распределением регионального теплового потока [12], максимальные значения которого приурочены к рассматриваемым зонам. Повышенный разогрев, по-видимому, является одной из основных при-

чин возникновения зон пониженного сопротивления в земной коре и верхней мантии. Как видно из разреза, коровый проводящий слой располагается между изотермами $400\text{—}800^{\circ}\text{C}$, где возможна дегидратация пород и выделение воды, что существенно снижает температуру их плавления. Возникновение в земной коре 0,2—0,3%-ой жидкой фазы сопротивлением 0,01 Ом·м с образованием сквозной пленочной структуры уменьшает сопротивление пород до первых единиц омметров и скорость распространения упругих волн на 3—5% [2]. Поэтому слой пониженного сопротивления в земной коре можно связать с появлением высококомпенсированных вод и зон частичного плавления. Подтверждением этого являются широко развитый кислый и основной магматизм, а также многочисленные выходы гидротермальных источников в пределах вулканического пояса. Существование аномалии пониженного сопротивления в земной коре Авачинско-Корякской группы вулканов находит отражение и в данных ГСЗ [1, 5]. Здесь, начиная с глубин 30 км, фиксируется зона пониженных скоростей распространения упругих волн, мощность которой достигает 20 км. Эта зона рассматривается как «коромантийная смесь». На западном и восточном побережье (поднятие п-ова Шипунский) изотерма 1200°C погружается до глубины 120 км, что соответствует изменениям регионального теплового потока, который здесь понижен и не превышает 40 мВт/м^2 [12]. Близким распределением глубинных температур характеризуется изученный ранее п-ов Камчатский мыс [8]. Таким образом, поднятие восточных полуостровов Камчатки по своей геотермической характеристике является более холодным и сопоставимым с Западным побережьем. В земной коре в этом районе отсутствует слой повышенной электропроводности, что согласуется с высокой напряженностью коры, к которой приурочена здесь сейсмофокальная зона [13].

ЛИТЕРАТУРА

1. Балеста С. Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма.— М.: Наука, 1981.
2. Ваньян Л. Л., Шиловский П. П. Глубинная электропроводность океанов и континентов.— М.: Наука, 1983.
3. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Геол. описание.— М.: Недра, 1964.
4. Гидрогеология СССР. Т. 29. Камчатка, Курильские и Командорские острова.— М.: Недра, 1972.
5. Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки.— М.: Наука, 1978.
6. Мороз Ю. Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки по данным магнитотеллурических зондирований.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1982, № 1.
7. Мороз Ю. Ф. Суммарная продольная проводимость кайнозойских отложений Камчатки.— Геол. и геофиз., 1982, № 6.
8. Мороз Ю. Ф. О глубинном строении Восточной Камчатки по данным магнитотеллурических зондиро-

- ваний.— Вулканология и сейсмология, 1984, № 4.
9. *Пархоменко Э. И., Бондаренко А. Т.* Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах.— М.: Наука, 1972.
10. *Ривош Л. А.* Геомагнитная характеристика главных тектонических структур востока СССР переходной зоны от Азиатского континента к Тихому океану и абиссального дна последнего.— Геол. и геофиз., 1964, № 5.
11. *Смирнов Я. Б.* Связь теплового поля со строением и развитием земной коры и мантии.— Геотектоника, 1968, № 6.
12. *Смирнов Я. Б., Сугробов В. М.* Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма.— В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский: ДВНЦ АН СССР, 1974.
13. *Федотов С. А.* Глубинное строение, свойства верхней мантии и вулканическая деятельность Курило-Камчатской островной дуги по сейсмологическим данным на 1964.— В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1966.
14. *Niblutt E. R., Sayn Wittgenstein C.* Variation of electrical conductivity with depth by the magnetotelluric method.— Geophysics, 1960, v. 25.

*Камчатская геофизическая экспедиция
Елизово*

*Поступила в редакцию
5 марта 1984 г.*

Н. Л. Маловицкая, А. И. Ромашкин

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗОНЫ СОЧЛЕНЕНИЯ АЛДАНСКОГО ЩИТА И СТАНОВОЙ ОБЛАСТИ

По трем профилям, центральный из которых проходит вдоль Амуро-Якутской магистрали, построены плотностные разрезы методом подбора гравитационного поля в трехмерном варианте. Установлена зона разуплотнения под Алданским щитом. С позиций разных

Сочленение Алданского щита и Становой складчато-глыбовой области — зона Станового разлома — рассматривается в качестве региональной структуры глубинного заложения, разграничивающей крупные геоблоки земной коры с качественно различным проявлением тектоники, метаморфизма и магматизма.

Характеристика изученности региона. В гравитационном поле зона сочленения Алданского щита и Становой области приходится на центральную часть регионального гравитационного Алдано-Станового минимума [2, 8, 12], которому на поверхности соответствуют наиболее высокие плотности горных пород [8]. Природа этого минимума гипотетична [5, 7, 8, 12]. Наиболее полный обзор существующих гипотез дан в [8]. Расчеты по палеткам Ю. Я. Ващилова, проведенные Э. Л. Рейнлибом [16], показывают, что нижние кромки аномалиеобразующих масс находятся на глубине 70—85 км (при дефиците плотности 0,05—0,12 г/см³), что соответствует разуплотнению в верхней мантии.

Для Станового хребта характерны интенсивная разрывная тектоника, дифференцированные сводово-блоковые структуры, молодой вулканизм, в связи с чем ряд авторов выделяет здесь современную активную зону [1, 17]. Поскольку пространственно Становая область находится на продолжении Байкальского рифта, сейсмологи предполагают миграцию неотектонических процессов к востоку по этой зоне [16]. Детальные геодезические исследования в зоне сочленения Алданского щита и Становой области (район Амуро-Якутской магистрали) выявили наличие здесь современных горизонтальных движений [20].

Некоторые исследователи [11, 15] предполагают погружение границы Мохо в зоне сочленения Алданского щита и Становой области.

тектонических концепций построены три эквивалентные гравитационные модели этой зоны. Результаты моделирования позволяют сделать предположения о природе зоны сочленения Становой области и Алданского щита.

Однако на сейсмологическом профиле, пересекающем эту зону по Амуро-Якутской магистрали (АЯМ), не наблюдается понижения глубинных границ [4, 6]. Здесь выделяется глубинный разлом, уходящий корнями в мантию.

Приведенный обзор показывает, что зона сочленения Алданского щита и Становой склад-

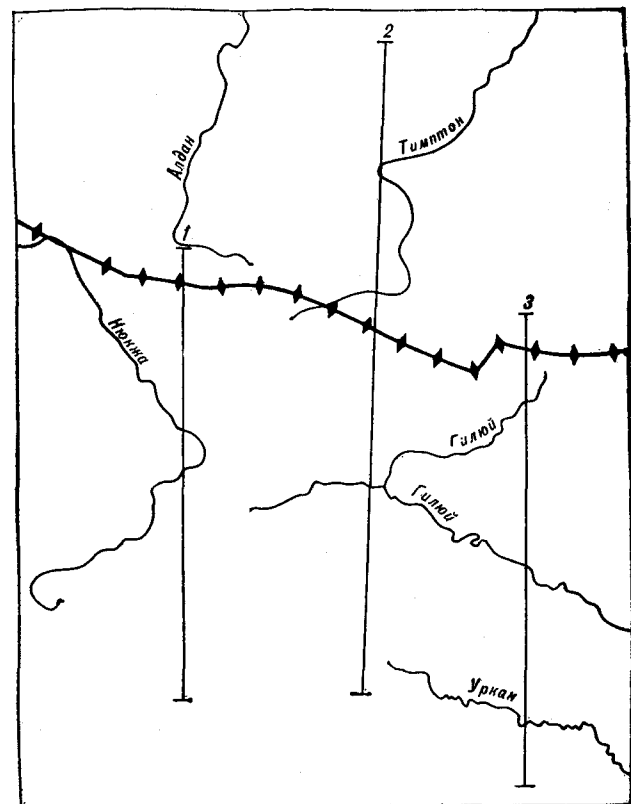


Рис. 1. Схема расположения профилей. 1 — линия Станового разлома.

Средние значения плотностей геологических комплексов Алдан-Станового региона

Комплексы пород	Плотность, г/см ³
А. Метаморфические породы	
Иликанская серия	2,68
Ионгрская серия	2,75
Курультино-гонамский комплекс:	
а) зверевская свита	2,74
б) иманграканская и курбаликитская свиты	2,85
Б. Интрузивные породы	
Граниты (PR)	2,58
Граниты (AR)	2,63
Диориты (PZ)	2,73
Гранитоиды (MZ)	2,63
В. Вулканогенно-осадочные образования	
Осадочные образования юрского возраста	2,63—2,52
Вулканиды мелового возраста	2,48

чато-глыбовой области является слабо изученным объектом. Комплексное рассмотрение ее глубинного строения с использованием всей имеющейся информации до настоящего времени не проводилось.

Методика моделирования. Изучение глубинного строения зоны сочленения Алданского щита и Становой области проводилось путем построения плотностных разрезов по трем профилям, пересекающим ее вкост простирания (рис. 1). Профили расположены субпараллельно, на расстоянии 120 км один от другого. Центральный профиль 2 по линии АЯМ обеспечен сейсмологическими наблюдениями МОВЗ.

Моделирование выполнялось методом подбора в три этапа: 1) строились модели первого приближения по исходной информации (геофизической, геологической, петрофизической); 2) рассчитывался гравитационный эффект от модели первого приближения и сопоставлялось рассчитанное поле с наблюдаемым; 3) выполнялся дополнительный анализ материалов и возможных гипотез, проводились изменение модели первого приближения и повторение расчета.

Итерационный процесс заканчивался при достижении удовлетворительного совпадения между рассчитанным и наблюдаемым полями. Поскольку имеются различные варианты этой методики [10], рассмотрим ее подробнее.

Выделение количества слоев земной коры и оценка их плотности выполнялись в зависимо-

сти от имеющейся сейсмической информации. В [10] показаны преимущества применения градиентно-слоистой модели земной коры. При этом сейсмические границы могут быть как границами первого рода, на которых происходит скачок скоростей продольных волн и соответственно плотностей, так и границами второго рода, на которых происходит изменение градиента нарастания скоростей и плотностей с глубиной.

Автором проведены модельные расчеты с целью установить, на каком расстоянии от профиля требуется учитывать приповерхностные тела. По результатам расчетов (рис. 2), в верхнем слое по удаленности от профиля выделено четыре зоны, в каждой из которых требуется учитывать гравитационный эффект от тел соответствующей минимальной ширины.

Гравитационный эффект рассчитывался по алгоритмам В. И. Старостенко [18] для прямоугольной усеченной пирамиды с линейно изменяющейся по глубине плотностью. Расчеты проводились на ЕС ЭВМ-1022 и ЭВМ-1052 по программам, составленным П. П. Лойтером.

Исходные данные. Для создания исходной модели среды использовались геологическая карта зоны БАМ м-ба 1 : 1 500 000 под редакцией Л. И. Красного (Л., ВСЕГЕИ, 1977) и материалы геологических съемок м-ба 1 : 200 000.

Данные о значениях плотностей пород Становой области и Алданского щита любезно предоставлены авторам Н. П. Романовским и В. Г. Гурович. Плотности стратифицированных геологических комплексов (докембрийских метаморфических образований и мезозойских терригенно-карбонатных отло-

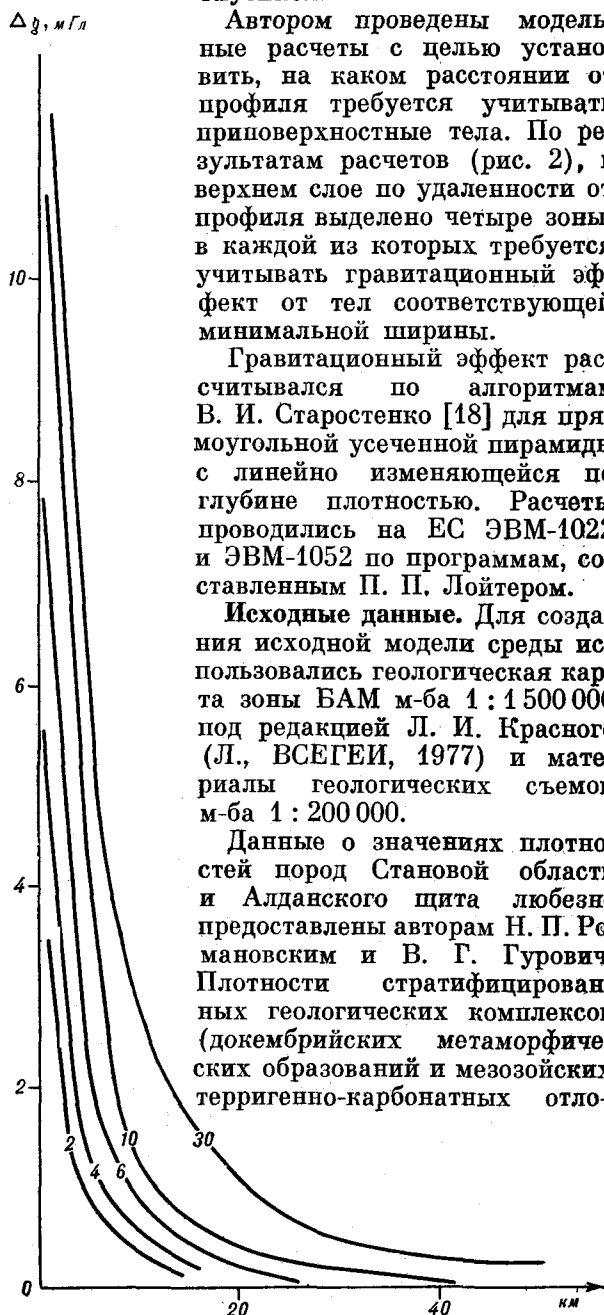
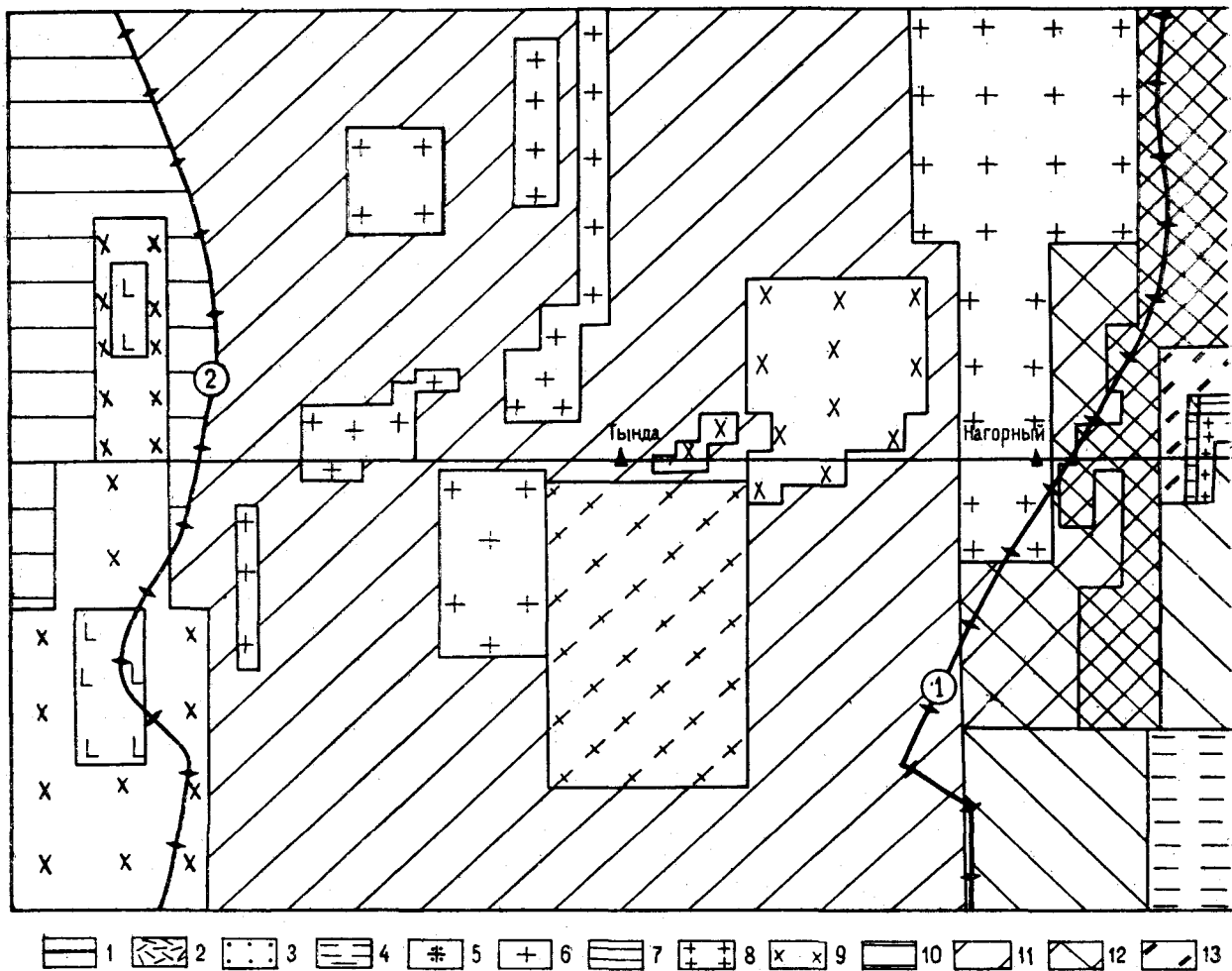


Рис. 2. Максимальные значения Δg на профиле в зависимости от удаленности ближней кромки тела I от линии профиля. $\Delta\sigma = 0,1$ г/см³, $\text{grad}\Delta\sigma = 0$, индекс кривой — ширина тела, км.



жений) рассчитаны как средневзвешенные плотностей пород, слагающих свиту. Веса определялись по распространенности пород, слагающих свиту, в процентах, по методике Е. А. Кулиша [9], с использованием геологических карт м-ба 1:200 000. Расчет средневзвешенной плотности для конкретной свиты осуществлялся по каждому листу карты по формуле

$$\sigma_{св} = \sum_{i=1}^n g_i \sigma_i / 100,$$

где $\sigma_{св}$ — средневзвешенная плотность пород свиты; σ_i — среднееарифметическое значение измеренной плотности i -го типа породы, входящей в состав свиты; g_i — распространенность i -го типа породы, входящего в состав свиты.

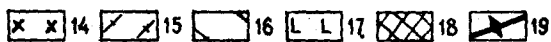
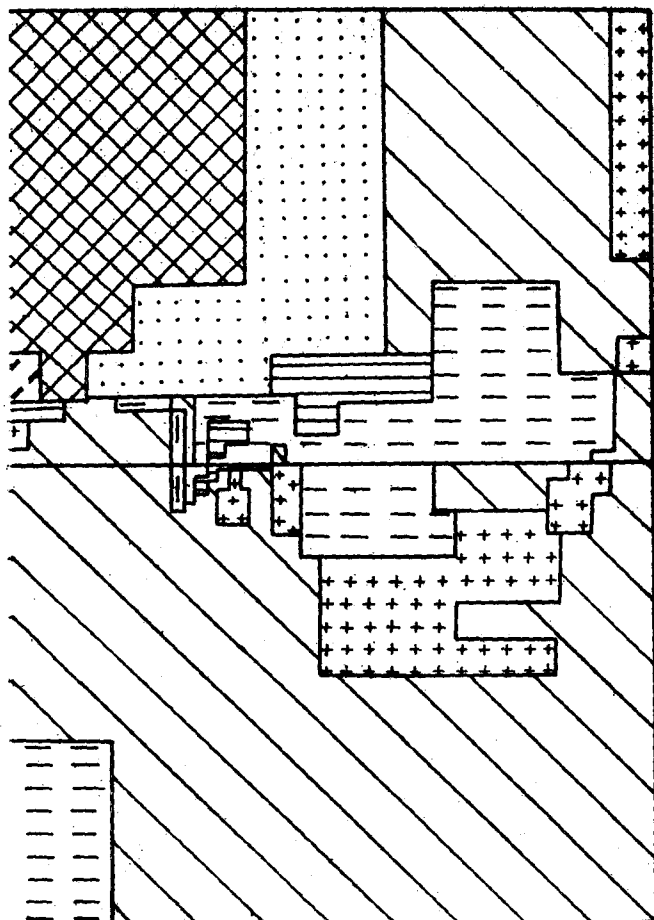
Средние значения плотностей серии рассчитаны аналогичным образом как средневзвешенные по распространенности величины полученных плотностей свит, слагающих серию (см. табл.).

Некоторое представление о составе и плотностях глубинных слоев дает анализ ксеноли-

тов в мезозойских породах, выполненный для Центрального Алдана [19]. На основании этого анализа выделяется три слоя: 1) верхний мощностью 5—7 км, метаморфизованный в регрессивной амфиболитовой фации с плотностью 2,64 г/см³; 2) средний мощностью 7—8 км, метаморфизованный в алданской фации глубинности с плотностью 2,70 г/см³; 3) нижний мощностью 25—30 км, метаморфизованный в сутамской фации глубинности с плотностью 2,80—2,90 г/см³.

Данные о геометрии среды известны по материалам МОВЗ [4, 6]. На сейсмологическом разрезе выделены две обменные границы. Граница М находится на глубине 37—40, Г — 8—11 км. Обе характеризуются плавным рельефом. Граница К прослеживается лишь спорадически на глубинах 15—20 км. Становой разлом выделяется как корово-мантийный, ограничивающий с севера Становую область; Монголо-Охотский разлом окаймляет эту территорию с юга. Остальные нарушения прослеживаются только в пределах земной коры.

Результаты моделирования. На профиле 2 по



сейсмическим данным закреплено положение границы М и горизонта Г. Поскольку данных о скоростях продольных волн не имеется, плотностные характеристики глубинных слоев взяты по аналогии с другими районами и с учетом данных о плотностях ксенолитов. При моделировании принято: плотность метаморфических пород на глубине около 10 км (на уровне Г) $2,85 \text{ г/см}^3$; Г — граница второго рода; скачок плотности на границе М $0,2 \text{ г/см}^3$; плотность верхней мантии $3,4 \text{ г/см}^3$. На других профилях границы раздела земной коры в первом приближении считались горизонтальными, плотностные характеристики такие же, как на опорном профиле.

Плотности тел, выходящих на поверхность, определены по денситометрическим измерениям. На рис. 3 представлена схема измеренных плотностей для профиля 2. Аналогичные схемы построены для 1 и 3 профилей. Границы выделенных плотностных тел продолжены на глубину вертикально до горизонта Г; кроме вулканотектонических депрессий и впадин. Глу-

Рис. 3. Петроплотностная модель поверхности района профиля 2. (В скобках указана плотность, г/см^3 .)

1 — линия профиля; 2 — кислые вулканиты мела ($2,48$); 3 — юрские песчаники ($2,52$); 4 — силурийские и юрские алевролиты ($2,56$); 5 — гранитоиды палеозойского возраста ($2,68$); 6 — гранитоиды раннепротерозойского возраста ($2,58$); 7 — юрские осадочные породы ($2,62$); 8 — архейские гнейсыграниты ($2,63$); 9 — палеозойские и юрские гранодиориты ($2,63$); 10 — вулканогенно-осадочные породы Монголо-Охотской системы ($2,66$); 11 — метаморфические породы становой комплекса ($2,66$); 12 — метаморфические породы зверевского комплекса ($2,66$); 13 — диафторированные породы ($2,72$); 14 — габбро-диориты пиканского комплекса ($2,73$); 15 — метаморфические породы становой комплекса ($2,73$); 16 — метаморфические породы Алданского комплекса ($2,75$); 17 — неогеновые базальты ($2,78$); 18 — метаморфические породы курультинно-гономского комплекса ($2,85$); 19 — глубинные разломы: 1 — Становой, 2 — Монголо-Охотский.

бина подошвы Чульманской впадины взята по данным ВЭЗ [13].

При подборе гравитационного поля по профилю вдоль Амуро-Якутской магистрали изменялись морфология и параметры геологических тел, слагающих верхний слой, в частности, положение нижних кромок гранитоидных массивов и углы падения последних. Подавляющее большинство массивов гранитоидов имеет глубину до нижней кромки 3—5 км; исключение — массив древнестановых гранитоидов, вытянутый вдоль Станового разлома, где гравитационную аномалию можно объяснить, предполагая, что нижняя кромка массива находится на глубине 8 км и значительная его часть не обнажается на поверхности.

Нижняя кромка массивов основных пород ограничена глубиной горизонта Г. Принятое в модели изменение плотности метаморфических пород с глубиной приводит к тому, что на уровне Г плотности метаморфических пород и основных интрузий становятся практически одинаковыми, что не позволяет судить о их дальнейшем распространении.

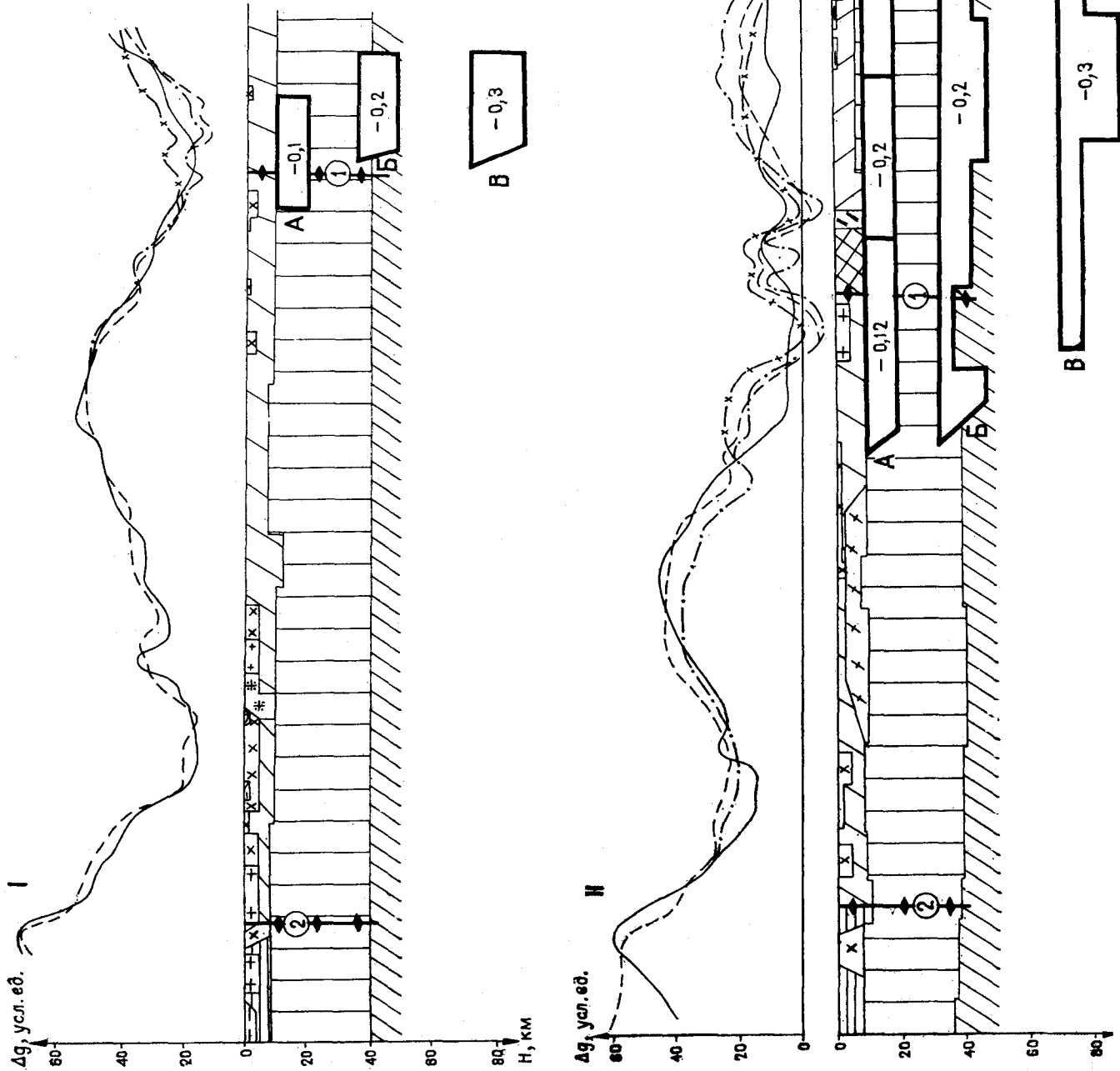
При подборе гравитационного поля по 1 и 3 профилям нижние кромки интрузивных тел взяты по данным моделирования на профиле 2. Подбор поля по этим разрезам на первом этапе произведен путем изменения рельефа горизонта Г. Однако и после того, как обоснованные возможности введения изменений в верхнем слое были исчерпаны, рассчитанное поле от модели не соответствовало наблюдаемому. Это выразилось в значительном превышении рассчитанного гравитационного поля над наблюдаемым в области Алданского щита. Адекватное решение получено путем введения зоны пониженных плотностей под Алданским щитом.

Рассчитано несколько вариантов плотностных моделей, удовлетворяющих наблюдаемому полю и не противоречащих имеющейся информации (рис. 4). В плане ширина максимальной части зоны разуплотнения на первом профиле составляет 40, на втором 40—50, на третьем более 30 км, так как северная граница зоны

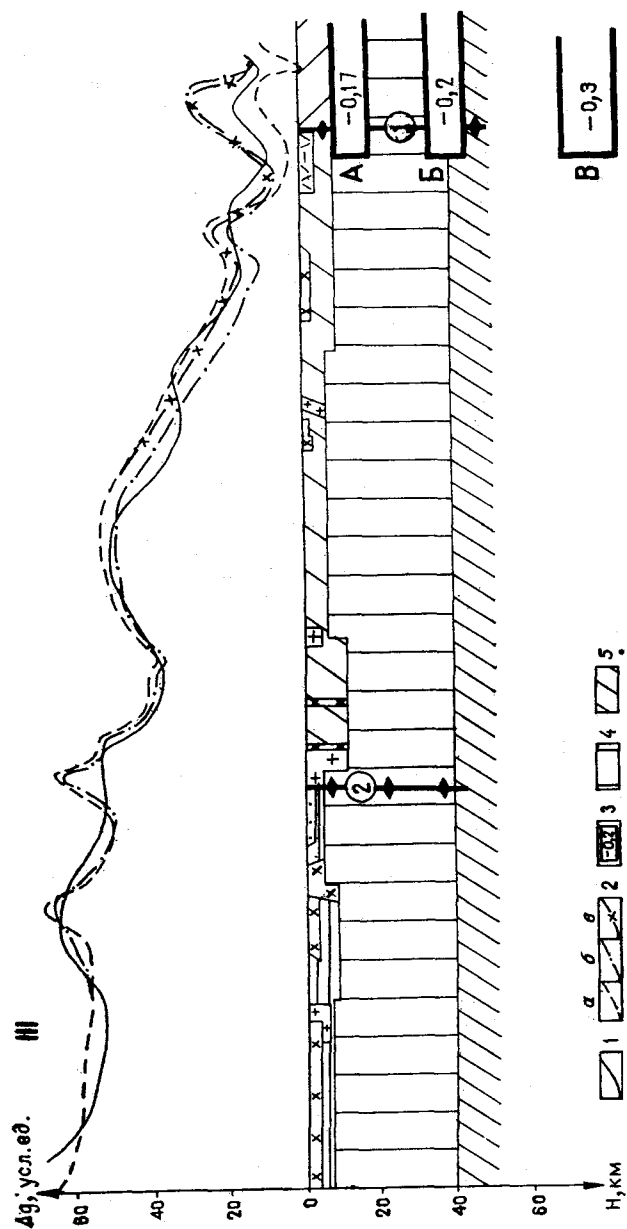
разуплотнения выходит за пределы профиля.
Анализ результатов. Имеющаяся информация не позволяет однозначно локализовать положение зоны разуплотнения в вертикальном разрезе, которая может располагаться на любом вертикальном уровне в пределах земной

коры и мантии. Предложенные варианты (см. рис. 4) наиболее наглядно показывают возможную геологическую природу зоны разуплотнения. Вариант А является иллюстрацией к возможному проявлению в земной коре про-

Рис. 4. Варианты моделей глубинного строения зоны сочленения Алданского щита и Становой области (I, II, III — по профилям 1, 2, 3 соответственно).
 1 — наблюдаемая кривая Δg ; 2 — рассчитанная кривая Δg ; а, б, в — для вариантов А, Б, В соответственно; 3 — контур зоны разуплотнения с указанным дефицитом плотности; 4 — слой земной коры между горизонтами Г и М; 5 — верхняя мантия. Остальные усл. обозн. см. на рис. 3.



цессов гранитизации — именно на этих глубинах существуют оптимальные условия для их развития. Дефицит плотности в этой модели соответствует разнице плотностей гранитов и метаморфических пород. Вариант Б может быть объяснен выплавлением базальтовой магмы в зоне перехода от земной коры к верхней мантии. Вариант В, по мнению авторов, наиболее проблематичен. В указанных условиях глубинности возможен процесс эклогитизации гранатовых перидотитов, не исключено существование слоя аномальной мантии на границе литосферы и астеносферы, разогретой до температуры, превышающей таковую окружающей среды на 100°. В полученных моделях хорошо видно строение зоны сочленения как зоны со-



прикосновения двух блоков различного глубинного строения. Приуроченность к зоне сочленения зоны максимального разуплотнения позволяет трактовать ее и как шовную структуру, которую можно отождествить с троговой. Известные представления [14] о надвиге Становой области на устойчивую, жесткую плиту Алданского щита в полученных результатах не находят выражения.

В дискуссии о природе Становой области имеются две точки зрения: первая объясняет возникновение ее за счет глубокой переработки архейских пород Алдана в условиях регрессивного метаморфизма, вторая обосновывает самостоятельность геологического развития. Рассмотрим этот вопрос о позиций полученных данных.

Диасторические преобразования архейских пород связаны с понижением их плотности, что должно повлечь за собой соответствующее понижение уровня гравитационного поля над Становой областью в сравнении с Алданским щитом. Плотности метаморфических пород Становой области действительно ниже таковых Алданского щита. Однако уровень гравитационного поля Становой области и Алданского щита принципиально не различается. Более того, наблюдаемое гравитационное поле Алданского щита имеющейся информацией не объясняется. Для его объяснения необходимо введение зоны разуплотнения в целом под Алданским щитом, максимум которой приходится на южное окончание щита непосредственно в зоне сочленения его со Становой областью. Гипотеза В. А. Артюшкова [3] о щитах как структурных ловушках объясняет приуроченность зон разуплотнения к щитам и в рассматриваемом случае показывает существующую границу Алданского щита, а следовательно, и независимость Становой области от Алданского щита.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмадулин В. А. Схема современных тектонически активных зон континентальной части Дальнего Востока. — В кн.: Геология Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
2. Ахмадулин В. А., Малышев Ю. Ф. и др. Районирование гравитационного и магнитного полей Дальнего Востока. — В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
3. Артюшков Е. В. Геодинамика. — М.: Наука, 1979.
4. Булин Н. К., Афанасьева К. А. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмологическим данным. — Сов. геол., 1972, № 10.
5. Глуховский М. З., Синцова Е. А. Метаморфические образования зоны сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой области. — В кн.: Докембрийские комплексы зоны БАМ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.

6. *Ицксон М. Н., Булин Н. К.* Некоторые особенности металлогении областей активизации Алданского щита и Монголо-Охотской области и их отражение в глубинном геологическом строении.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 11. М.: Наука, 1975.
7. *Карсаков Л. П., Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П.* Проблемы глубинного строения юго-востока Алданского щита.— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
8. *Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П.* Тектоническая природа гравитационных аномалий Дальнего Востока.— В кн.: Геофизические методы в познании земной коры в Сибири. Новосибирск, 1977 (Тр. СНИИГГИМС. Вып. 249).
9. *Кулиш Е. А.* Методы определения химического и петрографического составов геологических комплексов и регионов.— В кн.: Литология и минералогия метаморфических комплексов Дальнего Востока. Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1975.
10. *Красовский С. С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле.— Киев: Наукова думка, 1981.
11. *Лишневский Э. Н., Елисеева И. С., Богомазова Т. А.* Строение земной коры Верхнего Приамурья и Алданского щита по геофизическим данным.— Сов. геол., 1968, № 7.
12. *Малышев Ю. Ф., Парфенов Л. М.* Гравитационные аномалии Дальнего Востока.— В кн.: Районирование геофизических полей и глубинное строение Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
13. *Павлов Ю. А., Парфенов Л. М.* Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограниченной Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, 1973.
14. *Парфенов Л. М., Карсаков Л. П. и др.* Древние сиа-лические блоки в складчатых структурах Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1979, № 2.
15. *Пуринг В. В., Дитмар Г. В. и др.* Глубинное строение и некоторые особенности металлогении восточной части БАМ.— В кн.: Геология, геофизика и полезные ископаемые региона БАМ. Вып. 1. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.
16. *Солоненко В. П.* Живая тектоника и сейсмология переходной зоны Прибайкальского и Якутского сейсмических районов.— В кн.: Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий. М.: Наука, 1968.
17. *Рейнлиб Э. Л.* Мезозойско-кайнозойский тектогенез и его взаимосвязь с гранитоидным магматизмом в пределах территории юга Дальнего Востока. Автореф. канд. дис.— Хабаровск: ДВНЦ АН СССР, 1977.
18. *Старостенко В. И.* Устойчивые численные методы в задачах гравиметрии.— Киев: Наукова думка, 1978.
19. *Угрюмов А. Н., Угрюмов Ар. Н., Энгин А. Р.* Новые данные о структуре архея Алдано-Тимптонского междуречья (центральная часть Алданского щита).— Докл. АН СССР, 1971, т. 201, № 5.
20. *Фогиади Э. Э., Есиков П. Н. и др.* Тектонофизическое районирование зоны сочленения Алданского щита и Станового нагорья по данным геодезических измерений.— Геол. и геофиз., 1982, № 3.

*ДВИМС
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
7 декабря 1983 г.*

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.661+551.23

*М. Н. Голубчина, И. А. Загрузина, В. К. Пугинцев,
Л. В. Эйриш*

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ СУЛЬФИДОВ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

На основании полученных новых данных по изотопному составу серы сульфидов ряда золоторудных проявлений на территории Дальнего Востока СССР сделан вывод о том, что источник серы сульфидов продуктивной стадии преимущественно ювенильный. Изотопный состав серы сульфидов довольно близок к метеоритному стандарту, вариации значений $\delta^{34}\text{S}$ не превышают 10‰. Изотопный состав серы слабо зависит от возраста, минералого-геохимических особенностей

Проблема источников рудного вещества золоторудных месторождений в настоящее время является дискуссионной. Существенный вклад в ее решение могут внести изотопные исследования, в частности, изучение изотопного состава серы сульфидов, так как сера играет весьма важную комплексобразующую роль при формировании золоторудных месторождений практически всех формационных типов. Территория Дальнего Востока СССР, где сосредоточены самые различные золоторудные проявления [1, 8], представляется весьма благоприятной для изучения условий их формирования и выяснения источников рудного вещества.

В статье изложены результаты сравнительного анализа изотопного состава серы из золоторудных проявлений, приуроченных к различным структурно-металлогенным зонам, сопряженным с областями мезозойской тектономагматической активизации (Алданский щит, Становая плутоногенная область, Охотский вулканоген) и геосинклинально-складчатыми областями (Амуру-Охотская и Верхояно-Колымская системы) (см. таблицу).

Золоторудные проявления, локализованные в структурах областей тектономагматической активизации, приурочены к метаморфическим комплексам докембрийского фундамента, реже они залегают в терригенно-карбонатных комплексах осадочного чехла (Алданская и Становая провинции). В структурах наложенного Охотского вулканогена месторождения располагаются среди вулканитов среднего состава. Отчетливо проявлена тесная связь оруденения

месторождений, их положения в регионах с разными геологической историей и глубинным строением. Намечаются некоторые различия в изотопном составе серы месторождений, локализующихся в геосинклинальных складчатых областях и структурах мезозойской тектономагматической активизации. В последних сера обогащена тяжелым изотопом ^{34}S по сравнению с метеоритным стандартом.

в пространстве и времени с гипабиссальными интрузивами «магнитных» гранитоидов и щелочных пород [3, 4, 7]. Обращает на себя внимание повышенная сульфидность руд — это преимущественно руды умеренно сульфидной формации, по Н. В. Петровской [9]. Рудные тела представлены горизонтальными и крутопадающими залежами и жилами с золотым и золотополиметаллическим оруденением (см. таблицу, № 4). Набор сульфидов в рудах разнообразный, но преобладают пирит, арсенопирит, сфалерит и галенит. Околорудные метасоматиты состоят главным образом из кварца, серицита, хлорита, пирита. Для метасоматитов Уруша-Ольдойского района типичен гранат, а для Центрально-Алданского — тремолит. Месторождения относятся к субвулканическому или малоглубинному уровням. Наиболее близко к поверхности (верхний субвулканический уровень) месторождение, локализованное в меловых вулканитах Охотского вулканогена вблизи Юровского выступа раннедокембрийского фундамента Охотского массива. Для него типичны колломорфно-полосчатые руды кварцевого и адуляр-кварцевого состава с весьма незначительной вкрапленностью различных сульфидов, преимущественно пирита и арсенопирита, а также самородного мышьяка. Проба золота сравнительно высокая (800—970) в месторождениях гипабиссального уровня и низкая (730) — в близповерхностных.

Золоторудные проявления в пределах геосинклинально-складчатых областей приурочены к двум структурным уровням: нижнему (эвгео-

Некоторые геологические особенности и изотопный состав серы сульфидов отдельных

№ п/п	Рудоносный район (зона), провинция	Геолого-структурное положение, уровень оруденения	Вмещающая порода	Структурно-морфологический тип оруденения	Жильные минералы	Рудные минералы
1	2	3	4	5	6	7
1	Центрально-Алданский, Алданская	Карбонатный чехол щита, зона мезозойской активизации, гипабиссальный и субвулканический	Доломиты юдомской свиты венда	Горизонтальные залежи и крутопадающие жилы	Кварц, анкерит, кальцит, тремолит	<i>Пирит, гематит, халькопирит, пирротин</i>
2	Джалиндинский, Становая	Зона мезозойской активизации, кристаллический фундамент, гипабиссальный	Эндо- и экзо-контакт массива меловых гранитоидов	Крутопадающие жилы и жильные зоны	Кварц	<i>Арсенопирит, халькопирит, висмутин, пирит, магнетит</i>
3	Уруша-Ольдойский, Становая	То же	Гранитоиды протерозоя	Крутопадающая рудная зона	Кварц, серицит, гранат	<i>Сфалерит, галенит, пирит, пирротин</i>
4	Юровский, Приохотская	Зона мезозойской активизации, субвулканический	Андезиты, дациты позднемелового возраста	Крутопадающие жилы	Кварц, карбонат, адуляр	<i>Пирит, арсенопирит, самородный мышьяк</i>
5	Верхне-Селемджинский, Аму-ро-Охотская	Эвгеосинклинальный складчатый комплекс, глубокий	Слюдяно-альбит-кварцевые сланцы, афанасьевская свита протерозоя	Крутопадающие минерализованные жилы	Кварц альбит, карбонат	<i>Арсенопирит, пирит, галенит</i>
6	Верхне-Селемджинский, Аму-ро-Охотская	То же	Зеленокаменные графитистые и слюдисто-кварцевые альбитовые сланцы протерозоя	Наклонные жилы и залежи на периклинальном замыкании куполовидной антиклинали	Кварц	<i>Арсенопирит, пирит, шеелит</i>
7	Верхне-Селемджинский, Аму-ро-Охотская	Терригенный геосинклинально-складчатый комплекс, глубокий	Графитисто-кварцево-слудистые филлитовидные сланцы палеозоя	Крутопадающая минерализованная зона близ шарнира куполовидной антиклинали	Кварц, альбит, адуляр	<i>Арсенопирит, пирит, шеелит, антимонит</i>
8	Нимацский, Аму-ро-Охотская	Терригенный геосинклинально-складчатый комплекс, глубокий	Графитистые альбит-кварц-мусковитовые сланцы протерозоя (?)	Наклонные жилы на периклинальном замыкании куполовидной антиклинали	Кварц, альбит	<i>Арсенопирит, пирит, пирротин</i>
9	Верхне-Селемджинский, Аму-ро-Охотская	То же	Графитистые песчано-глинистые сланцы палеозоя	Линейные кварцевые и сульфидно-кварцевые штокверки, кровля антиклинали	Кварц, альбит, адуляр	<i>Пирит, арсенопирит</i>
10	Курун-Уряхский, Аму-ро-Охотская	Карбонатно-терригенный геосинклинально-складчатый комплекс глубокий (?)	Известково-глинистые сланцы верхнего протерозоя, близ свода антиклинали	Кварцевые штокверки	Кварц	<i>Пирит, гематит</i>
11	Верхне-Селемджинский, Аму-ро-Охотская	Терригенный геосинклинально-складчатый комплекс, малоглубинный	Песчано-глинистые породы верхнего палеозоя на крыле антиклинали	Жилы пластовые и секущие	Кварц, кальцит, адуляр, серицит	<i>Пирит, арсенопирит, сфалерит, галенит</i>

золоторудных месторождений Дальнего Востока СССР

Сульфидность руд	Проба золота	Предполагаемая связь оруденения с магматизмом	Околорудные изменения	δ ³⁴ S, ‰		Количество образцов
				среднее	пределы вариации	
8	9	10	11	12	13	14
Умеренно-сульфидные	850—900	Лакколиты, штоки, дайки, силлы щелочных и щелочно-земельных пород раннемелового возраста	Кварц-адуляр-пиритовые, кварц-серпичитовые метасоматиты. Тремолитизация, окварцевание	+1,2	+3,4 ÷ -0,8	22
Малосульфидные	920—970	Дайки порфириров, лампрофириров, порфириров мелового возраста	Серпичитизация, хлоритизация, окварцевание, сульфидизация	+0,3	+2,6 ÷ -2,6	5
Умеренно-сульфидные	800	Дайки порфириров, лампрофириров мелового возраста	Метасоматиты гранат-кварц-серпичитового состава с хлоритом, калишпатом, биотитом	+0,3	+2,3 ÷ -3,0	9
Убогосульфидные	730	Покровные и субвулканические вулканиды среднего и кислого состава, дайки порфириров	Проилитизация, окварцевание, адуляризация, карбонатизация	+3,8	+4,2 ÷ +3,4	2
Малосульфидные	870—910	Штоки и дайки порфириров и порфириров мелового возраста	Окварцевание, сульфидизация	-2,9	-3,2 ÷ -2,1	3
Малосульфидные	850—910	Дайки порфириров и порфириров мелового возраста	Окварцевание, сульфидизация, графитизация	-1,6	+1,6 ÷ -3,2	4
Малосульфидные	850—910	Дайки и штоки андезитов и диоритовых порфириров мелового возраста	Окварцевание, альбитизация, адуляризация	-4,0	—	1
Малосульфидная	930	Дайки лампрофириров, гранитов, гранит-порфириров мелового возраста	Окварцевание, сульфидизация, альбитизация	-1,9	—	1
Мало- и умеренносульфидная	Нет данных	Силлы палеозойских метагранитов, дайки андезитов, порфириров мелового возраста	Окварцевание, пиритизация, адуляризация, карбонатизация	-0,9	-0,5 ÷ -1,7	5
Малосульфидные	915	Дайки диабазов	То же	-0,7	-0,3 ÷ -1,2	3
Малосульфидные	700—760	Раннемеловые штоки диоритов, гранодиоритов, верхнеюрские дайки порфириров	Окварцевание, пиритизация, серпичитизация, карбонатизация	-0,6	-0,2 ÷ -1,1	2

1	2	3	4	5	6	7
12	Верхне-Селемджинский, Амуро-Охотская	То же	Песчано-глинистые сланцы верхнего палеозоя в экзоконтакте гранитного массива	Пластовые залежи и крутопадающие жилы	Кварц, карбонат	<i>Арсенопирит</i> , пирит, сфалерит, галенит
13	Кербинский, Амуро-Охотская	»	Песчано-глинистые сланцы в зоне разлома	Крутопадающие секущие жилы	Кварц, хлорит, серицит	<i>Арсенопирит</i> , пирит
14	Аллах-Юньский, Яно-Колымская	»	Раннепермские глинистые сланцы, антиклинали	Крутопадающие минерализованные зоны и оперяющие их жилы	Кварц, серицит, мусковит, кальцит, анкерит	Арсенопирит, пирит, <i>сфалерит</i> , галенит
15	Андыча-Тарынская зона, Яно-Колымская	»	Триасовые глинистые сланцы в зоне глубинного разлома	Крутопадающее жильное тело	Кварц, анкерит	<i>Антимонит</i> , пирит, арсенопирит
16	Ниманский, Амуро-Охотская	Нижний ярус геосинклинального этажа, гипабиссальный	Протерозойские (?) кристаллические сланцы	Наклонные жилы, оперяющие разлом	Кварц, кальцит, серицит	Арсенопирит, <i>пирротин</i> , касситерит, халькопирит, сфалерит, галенит и др.
17	Джалиндинский, Амуро-Охотская	Эвгеосинклинальный комплекс Монголо-Охотской складчатой области	Верхнепротерозойские (?) вулканогенно-терригенные толщи	Пластообразные залежи	То же	<i>Пирит</i> , халькопирит, магнетит, <i>арсенопирит</i>

Примечание. Курсивом выделены проанализированные минералы. Для анализа использованы пробы из сборов Л. В. Эйриша.

синклинальный комплекс) и верхнему (терригенный геосинклинальный комплекс). Проявления нижнего уровня залегают преимущественно в метаморфических сланцах зеленосланцевой фации и представлены малосульфидными кварцевыми жилами с альбитом, высокопробным золотом (850—910) и арсенопиритом в качестве основного сульфида. Исключением является штокверковое проявление в Верхне-Селемджинском районе, в котором из сульфидов резко преобладает пирит, а пробность золота, судя по близлежащим россышам, сравнительно низкая. Отмечается присутствие в жильных телах адуляра. Типичными представителями золоторудных проявлений, приуроченных к эвгеосинклинальному комплексу, являются Афанасьевское и Харгинское. В верхнем, существенно терригенном геосинклинальном комплексе развиты преимущественно малосульфидные золотокварцевые жилы и крутопадающие минерализованные зоны дробления, залегающие в слабофиллитизированных глинистых сланцах позднепалеозойского возраста.

На золоторудных полях большинства месторождений геосинклинальных складчатых областей Дальнего Востока развиты магматические образования инверсионного типа — дайки и штоки порфиров, лампрофиров и гранито-

идов существенно натриевого ряда. Возраст оруденения в геосинклинальных комплексах, судя по геологическим и радиологическим данным, главным образом охватывает период от средней юры до мела; возможно наличие позднепалеозойских рудопроявлений. Степень дислоцированности и метаморфизма вмещающих пород различная. Важнейшим рудоконтролирующим фактором является приуроченность месторождений к куполовидным антиклиналям, обеспечивающим условие экранирования оруденения. В орогенную стадию развития геосинклинальных складчатых систем руды в ряде случаев были регенерированы в результате воздействия пострудных гранитоидных интрузивов. Предполагается, в частности, что оруденение Ниманского и Кербинского районов метаморфизовано при внедрении позднемеловых гранитоидов, что привело к перекристаллизации руд, укрупнению золота и повышению его пробности, а также появлению наложенной минерализации, усложнению минерального состава рудных тел. Все золоторудные проявления геосинклинальных складчатых областей формировались на малых, реже средних, глубинах. Главные особенности рассматриваемых месторождений указаны в таблице, где вместе с золоторудными проявлениями приводятся данные

8	9	10	11	12	13	14
Мало-, умеренносульфидные руды	750—800	Массив позднепалеозойских (?) гранитоидов, мезозойские дайки порфиритов	Окварцевание, сульфидизация, серицитизация	-0,8	-0,7 ÷ -0,9	2
Малосульфидные	Нет данных	Мезозойские дайки порфиритов и микродиоритов	Окварцевание, сульфидизация, серицитизация	-0,6	—	2
Малосульфидные	720—770	Дайки порфиритов, лампрофиров, штоки диоритов мелового возраста	То же	-2,4	—	1
Умеренносульфидные и сульфидные	945—999	Шток верхнеюрских кварцевых диоритовых порфиритов	Окварцевание, серицитизация, карбонатизация, сульфидизация	-3,2	—	1
Умеренносульфидные	Нет данных	Дайки кварцевых порфиритов и лампрофиров	Окварцевание, хлоритизация, серицитизация, сульфидизация	-2,2	—	1
Сульфидные и умеренносульфидные	То же	Диабазы, габброиды палеозойского (?) возраста	Окварцевание, карбонатизация, хлоритизация, серицитизация	+1,3	+4,1 ÷ -5,1	4

А. П. Грибанова, В. Л. Шевкаленко, С. Г. Парады, Ю. И. Никитина, В. Г. Невструева, О. В. Шлейснер, А. П. Дергачева,

для Янканского проявления золотосодержащих колчеданных руд, которое образовалось в собственно геосинклинальный этап развития и приурочено к низам эвгеосинклинального разреза позднего протерозоя Амура-Охотской складчатой системы в отличие от золоторудных месторождений, связанных с инверсионной стадией развития.

Определение изотопного состава серы сульфидов выполнено во ВСЕГЕИ по общепринятой методике [11], что имеет большое значение для корректности сопоставления полученных данных с опубликованными ранее материалами по изотопии серы сульфидов золоторудных месторождений других регионов. Изотопный состав серы изучался в пирите, халькопирите, галените и сфалерите. Чистота отбора минеральных фракций проверялась под биноклем. Большая часть проб представляла собой однородные сульфиды, не содержащие посторонних включений.

Как видно из таблицы, изотопный состав серы сульфидов рассматриваемых золоторудных проявлений Дальнего Востока СССР меняется в довольно узких пределах — от +4,2 до -5,1‰, т. е. диапазон вариаций значений $\delta^{34}\text{S}$ не превышает 10‰. Если исключить из рассмотрения Янканское золотосодержащее колчеданное про-

явление, то диапазон вариаций $\delta^{34}\text{S}$ сужается до 7,4‰ (от +4,2 до -4,0‰). Средние значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют от +3,8 до -4,0‰ (от +4,1 до -4,0‰ с учетом Янканского месторождения). Приведенные данные, по мнению авторов, позволяют говорить о едином, хорошо гомогенизированном источнике сульфидной серы всех рассматриваемых месторождений и близких физико-химических условиях их формирования. Следует отметить, что сера сульфидов из золоторудных проявлений, локализованных в структурах мезозойской тектономагматической активизации, несколько обогащена тяжелым изотопом ^{34}S по сравнению с серой метеоритного троилита — средние значения $\delta^{34}\text{S}$ составляют от +3,8 до +0,3‰ (см. таблицу, № 1—4). Напротив, в золоторудных проявлениях из геосинклинальных складчатых областей сульфидная сера обогащена легким изотопом ^{32}S относительно метеоритного стандарта: средние значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют от -0,6 до -4,0‰ (см. таблицу, № 5—16). Подобные различия, возможно, не являются случайными, так как уже было отмечено устойчивое обогащение тяжелым изотопом ^{34}S пиритов из золотосульфидных руд Алданского щита: $\delta^{34}\text{S}$ составляет от +0,5 до +3,4‰ [6]. В пиритах золотоносных джаспероидов Алданского щита значения $\delta^{34}\text{S}$ варьируют от

+12,6 до +26,9‰. Для окончательных выводов необходимы дополнительные исследования.

Обогащение серы сульфидов из золоторудных проявлений геосинклинальных складчатых областей легким изотопом ^{32}S характерно не только для территории Дальнего Востока СССР. Оно проявлено и в южной части Яно-Колымской складчатой системы, в Южном Верхоянье, в Чукотской складчатой системе, в Забайкалье ($\delta^{34}\text{S}_{\text{сер}}$ соответственно равно -5,3, -0,5, -4,8, -3,8‰) [5].

В целом изотопный состав сульфидной серы всех золоторудных месторождений Дальнего Востока СССР, рассматриваемых в настоящем сообщении, оказался достаточно выдержанным и близким к метеоритному стандарту, несмотря на то что месторождения локализируются в структурах с неодинаковой геологической историей и глубинным строением. Несколько различаются геологический и радиологический возраст месторождений, их структурный и магматический контроль, особенности геохимического и минералогического состава. Полученные данные не противоречат представлениям о глубинном источнике серы сульфидов названных месторождений, поскольку принято, что откло-

нение величины $\delta^{34}\text{S}$ от метеоритного стандарта не более чем на 10‰ свидетельствует о преимущественно ювенильном источнике серы, а наблюдаемые диапазоны вариаций могут быть обусловлены фракционированием первично мантийной сульфидной серы при различных окислительно-восстановительных процессах в эндогенных условиях [2, 10]. Мнение о преимущественно глубинном источнике серы золоторудных месторождений в настоящее время разделяют многие ведущие специалисты в области металлогении золота, в его пользу свидетельствуют геологические исследования [8]. Однако одни только данные по изотопному составу серы, не подкрепленные сведениями по изотопному составу других элементов (кислорода, углерода, стронция и т. п.), не позволяют сделать окончательные выводы. Для более определенного ответа на вопрос об источнике рудного вещества золоторудных проявлений необходимы комплексные изотопные и геохимические исследования, проведение которых существенно повысит эффективность геолого-поисковых и прогнозных работ на Дальнем Востоке СССР.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология Северо-Восточной Азии. Т. 3.—Л.: Недра, 1973.
2. Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы.—М.: Наука, 1974.
3. Дубинчик Э. Я., Пугинцев В. К. Петрофизические фации интрузивных пород южной части Дальнего Востока и их рудоносность.—Сов. геол., 1974, № 12.
4. Дубинчик Э. Я., Пугинцев В. К., Соловьев В. В. Опыт комплексного использования петрофизических, геофизических и морфоструктурных данных для целей прогнозирования.—В кн.: Прогноз полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. Л.: Наука, 1973.
5. Загрузина И. А., Голубчина М. Н. Изотопный состав серы сульфидов золоторудных месторождений СССР.—В кн.: Тез. докл. 7-го Всесоюз. симпозиума по стабильным изотопам. М., 1978.
6. Загрузина И. А., Голубчина М. Н. и др. Изотопный состав серы сульфидов некоторых золоторудных месторождений зоны БАМ.—Записки ВМО, 1980. Ч. 109. Вып. 3.
7. Ишихара С., Терашима С. Сера и сульфиды в ильменитовых и магнетитовых сериях кайнозойских гранитоидов в Японии.—В кн.: Тез. докл. 6-го симпозиума МАГРМ. Тбилиси, 1982.
8. Основные закономерности развития и металлогения областей тектономагматической активизации юга Азиатской части СССР.—Л.: Недра, 1979.
9. Петровская Н. В. Характер золотоносных минеральных ассоциаций и формации золотых руд СССР.—В кн.: Тез. международного геол. конгресса. 21-я сессия. М., 1960.
10. Рай Р., Омото Х. Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд.—В кн.: Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. М.: Мир, 1977.
11. Устинов В. И., Гриненко В. А. Прецизионный масс-спектрометрический метод определения изотопного состава серы.—М.: Наука, 1965.

ВСЕГЕИ
Ленинград
ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
7 января 1984 г.

Ю. Л. Гульбин

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ В НИЖНЕМ ПРИАМУРЬЕ

Изложены результаты изучения изотопного состава серы сульфидов золоторудного месторождения в Нижнем Приамурье. Сделан вывод об источниках серы на различных этапах рудообразования. Сера раннего, золоторудного, этапа, связанная с вулканитами, имеет глубинный (мантийный) генезис, в то время как

Месторождение расположено в пределах Улской впадины, в структурном плане приуроченной к участку сочленения Монголо-Охотской и Сихотэ-Алинской складчатых систем и наложенного на них Прибрежного вулканогенного пояса [6]. Впадина выполнена нижнепалеогеновыми эффузивами андезитового и дацитового состава, прорванными гранитоидами Бекчи-Улского интрузивного массива и породами дайкового комплекса [4]. Основанием ее служат интенсивно дислоцированные верхнеюрские песчано-алевролитовые толщи. Согласно данным калий-аргонового метода, временные интервалы формирования вулканитов и пород главных интрузивных фаз близки и составляют соответственно 65—75 и 62—69 млн. лет [5]. Золотое оруденение относится к золотосеребряному типу слабосульфидной формации. Оно локализовано в протяженных метасоматических зонах северо-восточного простирания, положение которых фиксируется цепочками жерловых фаций вулканитов.

В истории формирования месторождения можно выделить три этапа [7]. Первому, золоторудному, этапу предшествовала интенсивная площадная пропилитизация вулканитов, выразившаяся в их хлоритизации, эпидотизации, пиритизации. Вдоль ослабленных зон на низкотемпературные пропилиты были наложены слабозолотоносные кварц-серицитовые метасоматиты, впоследствии заместившиеся золото-кварцевыми и золотоадуляркварцевыми телами, несущими основную рудную минерализацию. На завершающей стадии процесса образовались жилы и линзы карбонатного состава с редкими сульфидами.

Следующий, скарново-гидротермальный, этап связан с внедрением массива гранитоидов, вызвавшим значительный разогрев вмещающих толщ и активизацию гидротермальной деятельности. В этот период рудного процесса происходило формирование высокотемпературных скарновых ассоциаций в виде обособленных линз и гнезд, пространственно совмещенных с жилами золоторудного этапа. Вмещающие породы в ряде случаев оказались интенсивно

сера скарново-гидротермального этапа, связанного с интрузивной деятельностью,— смешанный. Доля коровой серы в последнем случае значительна. Для сосуществующих сульфидов рассчитаны «изотопные» температуры кристаллизации.

эпидотизированными. С поздними тремолит-эпидотовым и актинолит-хлоритовым парагенезисами ассоциируют кварц-магнетитовые и кварц-сульфидные жилы. Третий, позднегидротермальный, этап проявлен ограниченно. С ним связано формирование жил кварц-турмалиново-го состава.

Из рудных минералов на рассматриваемом месторождении наиболее распространены пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, блеклые руды, золото. «Проходящим» минералом является пирит, который в виде тонкой вкрапленности присутствует в пропилитах и образует мелкозернистые скопления, часто с серицитом, в жильном кварце главного этапа. В больших количествах он выделяется на скарново-гидротермальном этапе в виде прожилков и гнезд крупнокристаллического строения. Другие сульфиды встречаются значительно реже. В жильном кварце золоторудного этапа они образуют убогую вкрапленность. Сфалерит, галенит, халькопирит весьма обильны в скарновых телах, где совместно с пиритом формируют жилы и линзы.

Для изучения изотопного состава серы отобраны образцы сульфидов из Промежуточного, Южного, Флангового и Северного рудных тел месторождения, а также из вмещающих вулканогенных пород. Всего выполнено 38 анализов. Измерения производились на масс-спектрометре МИ-1309, в качестве стандарта использован образец троилитовой серы метеорита «Сихотэ-Алинь». Ошибка анализа составляет $\pm 0,5\%$. Как видно из табл. 1 и рис. 1, полученные значения изменяются от $-6,2$ до $2,2\%$, среднее значение составляет $-2,0\%$. По изотопному составу серы сульфидов рудные тела месторождения не различаются. Не выявлено также и закономерного изменения изотопного состава серы с глубиной. В то же время разные этапы рудообразования существенно различаются по своим изотопным характеристикам. Так, пириты по изотопному составу серы разделяются на три группы. Вкрапленный пирит из пропилитизированных пород отличается утяжеленным изотопным составом (от $+1,3$ до $+2,2\%$).

Таблица 1

Изотопный состав серы сульфидов

№ п/п	Номер образца	Рудное тело	Минералогическая характеристика	$\delta^{34}\text{S}$, ‰			
				Пирит	Сфалерит	Галенит	Халькопирит
<i>Дорудная (пропилитовая) стадия</i>							
1	6	Промежуточное	Пропилит с вкрапленным пиритом	+1,3	—	—	—
2	10	»	То же	+2,2	—	—	—
<i>Главная (золоторудная) стадия</i>							
3	92	Южное	Кварц-серицитовый метасоматит	-1,1	—	—	—
4	199	Северное	То же	-0,2	—	—	—
5	61	Южное	Серый кварц с рассеянным пиритом	-0,1	—	—	—
6	38	»	Серицит-пиритовое гнездо в кварце	-0,4	—	—	—
7	106	Фланговое	Пиритовый прожилок в кварце	-0,6	—	—	—
8	23	Промежуточное	Кальцитовые прожилки с сульфидами в кварце	—	-6,2	—	-3,3
9	28	»	Кварц с вкрапленностью сульфидов	—	-3,2	—	-0,2
Среднее . . .				-0,5	—	—	—
<i>Скарново-гидротермальная стадия</i>							
10	19	Промежуточное	Белый жильный кварц с вкрапленностью сульфидов	-1,9	-1,7	-4,3	—
11	62	Южное	Актинолит-хлорит-пиритовое гнездо в кварце	+1,2	—	—	—
12	69	»	Актинолит-кварц-пиритовая жила	-0,8	—	—	—
13	75	Фланговое	Кварцевая жила с сульфидами	—	-4,4	-5,7	-3,6
14	75	То же	Карбонатная жила с пиритом	-0,9	—	—	—
15	79	»	Кварц-пиритовый прожилок	-0,8	—	—	—
16	84	»	Кварц с прожилками крупнокристаллических пирита и сфалерита	-2,0	-1,0	—	—
17	115	»	Кварц-карбонат-актинолит-пиритовая жила	-2,5	—	—	—
18	130	Северное	Карбонатные прожилки с сульфидами	-2,3	-3,6	—	—
19	141	»	Сфалерит-галенитовый прожилок	—	-2,3	-4,8	—
20	185	»	Гнездо сульфидов в кварце	-0,7	-1,7	-4,2	—
21	221	»	То же	+1,7	+0,2	-3,2	—
22	42	Южное	Измененный гранодиорит с вкрапленным пиритом	-1,9	—	—	—
23	77	Фланговое	То же	-4,2	—	—	—
24	204	Северное	Эпидотизированный туфандезит с вкрапленным пиритом	-5,1	—	—	—
25	212	»	То же	+0,7	—	—	—
Среднее . . .				-1,5	—	—	—

Пирит из кварцевых жил главного этапа характеризуется наименьшим разбросом значений $\delta^{34}\text{S}$ (от -1,1 до -0,2‰) и практически соответствует метеоритному стандарту (среднее -0,5‰). Пирит скарново-гидротермального этапа имеет значительно больший разброс зна-

чений $\delta^{34}\text{S}$ (от -5,1 до +1,7‰) при слабом обогащении легким изотопом (среднее -1,5‰).

По сравнению с пиритом другие изученные сульфиды существенно обеднены тяжелым изотопом ^{34}S , главным образом в связи с явлением изотопного фракционирования. Для золоторуд-

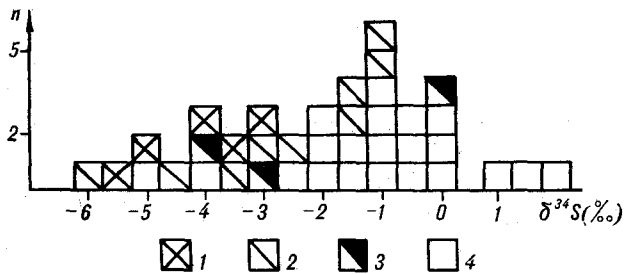


Рис. 1. Вариации изотопного состава серы сульфидов месторождения. 1 — сфалерит; 2 — галенит; 3 — халькопирит; 4 — пирит; n — число определений.

ного этапа присутствие изотопно легких сфалерита и халькопирита, возможно, указывает на изменение физико-химических параметров на поздних стадиях рудообразующего процесса, в частности на более окислительный характер растворов. Резко неравновесное распределение изотопов серы в данной сульфидной паре связано, по-видимому, со сложным характером взаимоотношений этих минералов: халькопирит образует эмульсионную вкрапленность в сфалерите или каемки вокруг сфалеритовых ядер.

Сосуществующие пирит, галенит и сфалерит скарново-гидротермального этапа, напротив, в большинстве случаев являются изотопно-равновесной ассоциацией. Это дает возможность определить температуры образования названных минералов (табл. 2). Рассчитанные «изотопные» температуры укладываются в интервал 175—290°C (за исключением одного более высокого значения 510°C). Критерием истинности полученных величин $T^{\circ}C$ является хорошее соответствие значений, рассчитанных по различным сульфидным парам, и, кроме того, близость к температурам гомогенизации включений в минералах (195—370°C) [7].

Для изучения эволюции изотопного состава серы гидротермальных растворов во времени

Таблица 2

Фракционирование изотопов серы между сосуществующими сульфидами (в ‰) и температуры минералообразования

Номер образца	Сфалерит—галенит	Пирит—галенит	Пирит—сфалерит	Сфалерит—галенит	Пирит—галенит	Пирит—сфалерит
19	+2,6	—	-0,2	281	—	—
75	+1,3	—	—	510	—	—
84	—	—	-1,0	—	—	—
130	—	—	+1,3	—	—	207
141	+2,5	—	—	292	—	—
185	+2,5	+3,5	+1,0	292	287	274
221	+3,4	+4,9	+1,5	212	200	174

Примечание. При вычислении температур использованы значения коэффициентов изотопного фракционирования, приведенные в [8].

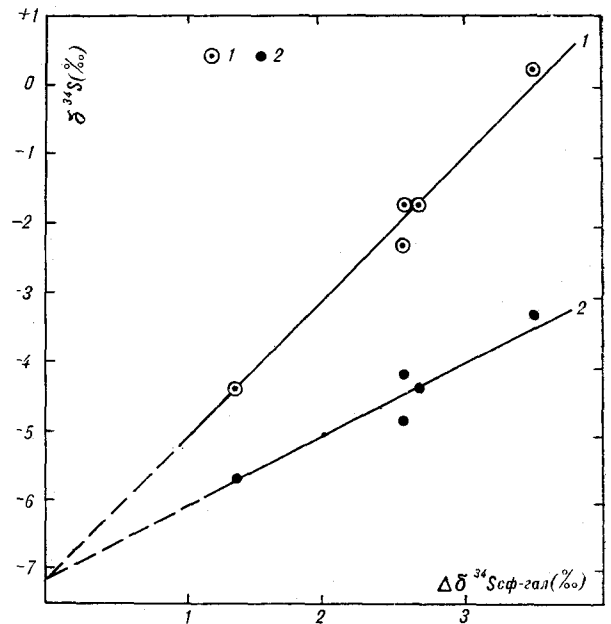


Рис. 2. Зависимость величины изотопного фракционирования от изотопного состава серы сосуществующих сфалерита (1) и галенита (2).

был построен график в координатах $\delta^{34}S$ — $\Delta\delta^{34}S_{сф-гал}$ по значениям изотопных отношений сосуществующих сфалерита и галенита (рис. 2). Полученная линейная зависимость указывает на закономерное «утяжеление» серы сульфидов более поздних и низкотемпературных стадий. Последнее можно объяснить тем, что рудоотложение на данном этапе происходило в условиях высокого парциального давления кислорода [7], причем со временем его активность падала. Об этом свидетельствует смена во времени кварц-магнетитовых жил кварц-сульфидными. Как известно [9], окисленные формы серы в растворе обогащены тяжелым изотопом вследствие изотопного фракционирования. Понижение окислительно-восстановительного потенциала раствора должно привести к смещению равновесия в сторону восстановленных форм серы и обогащению последних тяжелым изотопом ^{34}S (в условиях закрытой системы). Аналогичный вывод сделан в работе [3], авторы которой установили закономерное утяжеление сульфидов поздних стадий на оловорудных месторождениях.

Другое важное следствие установленной закономерности — существенное обогащение высокотемпературных ассоциаций легким изотопом ^{32}S относительно метеоритного стандарта. Изотопный состав высокотемпературных сульфидов, по-видимому, лучше характеризует состав суммарной серы, поскольку с ростом температуры коэффициенты изотопного фракционирования уменьшаются. При продолжении линий графика в область высоких температур

до пересечения их между собой и с осью ординат в точке пересечения можно получить величину, характеризующую изотопный состав суммарной серы раствора ($\delta^{34}\text{S}_\Sigma$). Как видно из рис. 2, она составляет примерно 7‰. Эта оценка является приблизительной, поскольку неизвестно точно, как поведут себя линии графика в области высоких температур. Такой существенно облегченный изотопный состав позволяет предположить участие коровой серы в процессе формирования гидротермальных растворов скарнового этапа.

Таким образом, на рассматриваемом месторождении растворы разных этапов рудообразования значительно различались по своим изотопным характеристикам. Ранний золоторудный этап, связанный с деятельностью гидротерм вулканического комплекса, характеризуется узким диапазоном вариаций изотопной серы (без поздних генераций) и близостью среднего значения $\delta^{34}\text{S}_\Sigma$ к нулю, что говорит о высокотемпературном, скорее всего глубинном (мантийном), источнике серы. Последнее хорошо согласуется с геологическими данными о глубинном источнике рудного вещества для

месторождений золотокварцевой формации, а также с результатами изотопных исследований других месторождений этого типа [2]. Источник серы рудной минерализации скарново-гидротермального этапа, генетически связанного с массивом гранитоидов, представляется смешанным. Доля коровой серы в этом случае значительна. Интересно сравнить полученные результаты с данными [1], где на основании изучения изотопного состава серы сульфидов различных генетических групп золоторудных проявлений Чукотки делается вывод, что сульфиды плутогенной группы рудопроявлений существенно обогащены легким изотопом ^{32}S (среднее 8‰) по сравнению с вулканогенной и субвулканическими группами (среднее от -4 до -2‰). Как и в рассматриваемом случае, это объясняется различной ролью коровой серы в процессе рудообразования.

Установленные зависимости изотопов серы сульфидов, возможно, отражают некоторые общие закономерности становления вулканоплутонических комплексов в складчатых поясах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воинов Д. М., Гриненко Л. Н., Давиденко Н. М. Об источниках вещества золоторудных проявлений Чукотской складчатой области (по изотопным данным серы).— Изв. вузов. Геол. и развед., 1976, № 2.
2. Загружина И. А., Голубчина М. Н. и др. Изотопный состав серы сульфидов золоторудных месторождений.— Записки ВМО, 1980. Ч. 109. Вып. 3.
3. Загряжская Г. Д., Василенко Г. П. Изотопный состав серы сульфидов Смирновского оловорудного месторождения (Приморье).— В кн.: Микроэлементы в минералах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976.
4. Зарембский Е. П. Типы минерализации на одном из золоторудных месторождений Нижнего Приамурья.— В кн.: Минералогия самородных элементов. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
5. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Дальний Восток.— Л., 1977.
6. Салун С. А. Основные черты тектоники Сихотэ-Алинской геосинклинально-складчатой системы.— В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан: ДВНЦ АН СССР, 1974.
7. Фатьянов И. И. Стадийность и температурные условия формирования одного из золоторудных месторождений Нижнего Приамурья.— В кн.: Термобарогеохимия и рудогенез. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
8. Kajiwaru Y., Krouse H. R. Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems.— Can. J. of Earth Sci., 1971, v. 8, N 11.
9. Ohmoto H. Systematic of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits.— Econ. Geol., 1972, v. 67, N 5.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
1 ноября 1983 г.

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

75-ЛЕТИЕ ЮРИЯ АЛЕКСАНДРОВИЧА КОСЫГИНА



Редакционная коллегия журнала «Тихоокеанская геология» сердечно поздравляет с 75-летием со дня рождения и 55-летием научной и научно-организационной деятельности заместителя главного редактора журнала академика Ю. А. Косыгина.

Научная деятельность Ю. А. Косыгина положила начало развитию многих современных направлений геотектоники и геологии в целом. Этому способствовали экспедиционные исследования в районах Средней Азии, Казахстана, европейской части СССР, Сибири, Дальнего Востока, Китая, Северной Америки и разнообразные тектонические эксперименты, про-

веденные Ю. А. Косыгиным и позволившие ему прийти к ряду важных теоретических положений и практических выводов, изложенных в монографиях «Тектоника» (1969, 1983 гг.) и «Основы тектоники» (1974 г.), а также отраженных в Тектонических картах территории СССР (1953, 1957 гг.), Карте докембрия Сибири (1962 г.), Тектонической карте докембрия континентов (1970 г.), Тектонической карте Дальнего Востока (1982 г.), руководителем и одним из основных составителей которых он являлся. Особое внимание Ю. А. Косыгин уделяет разработке методологии геологических исследований, совершенствованию тектонической

терминологии, вопросам математизации и применения ЭВМ в геологических построениях.

Ученик выдающихся советских геологов И. М. Губкина, А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского; Юрий Александрович во все периоды своей деятельности уделяет большое внимание работе с молодыми учеными и студентами. Многие его ученики стали известными специалистами и ныне возглавляют крупные научные коллективы и производственные организации. На постах заместителя председателя Президиума Дальневосточного научного центра АН СССР, директора созданного им Института тектоники и геофизики, председателя целого ряда научных советов и координационных ко-

миссий Ю. А. Косыгин возглавляет и направляет геолого-геофизические исследования территории и акваторий советского Дальнего Востока.

Научный и ратный труд академика Ю. А. Косыгина высоко оценен Советским правительством. Он награжден боевыми орденами и медалями, ему присвоено высокое звание Героя Социалистического Труда. Президиум Академии наук СССР за большие научные достижения присудил ему в 1985 г. высшую награду в области наук о Земле — золотую медаль имени А. П. Карпинского.

Коллеги, соратники и друзья желают Юрию Александровичу доброго здоровья и дальнейших успехов в работе на благо нашей Родины.

Ч. Б. Ворукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. И. Гончаров, В. В. Иванов, Г. Л. Кириллова, Е. В. Краснов, А. П. Милов, В. Г. Моисеенко, Е. А. Радкевич, К. Ф. Сергеев, С. М. Тильман, И. К. Тузов, В. Н. Шаронов, Н. А. Шило, А. Д. Щеглов

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1985 г.

- Аблаев А. Г.** Природа вулканитов окраин восточно-азиатских мегаструктур № 6
- Алакшин А. М., Карсаков Л. П.** Глубинное строение зоны Станового структурного шва № 3
- Артюшков Е. В., Безр М. А.** Механизм погружений континентальной коры в складчатых поясах северного обрамления Тихого океана. Статья 3. Миогеосинклинали и платформенные осадочные бассейны № 1
- Астахов А. С., Васильев Б. И.** Динамика современного осадконакопления и история развития Большого Гамовского каньона № 4
- Бабошина В. А., Терещенков А. А., Харахинов В. В.** Гравитационное поле Охотоморского региона и его интерпретация в комплексе с батиметрическими и сейсмическими данными № 6
- Базилевская Е. С.** Роль диагенеза в формировании железомарганцевых конкреций в рудной провинции Клариион — Кдиппертон № 6
- Белый В. Ф.** Вулканизм и тектоническое развитие континентальных окраин Тихого океана № 5
- Белый В. Ф., Федоришин Ю. И.** Новые данные о гранитоидном магматизме п-ова Кони, предшествовавшем формированию Охотско-Чукотского вулканогенного пояса № 4
- Бирюлина М. Г., Горбаренко С. А., Ткалич О. А., Уткин И. В.** О расчленении четвертичных отложений в одном из разрезов района Марианской островной дуги № 3
- Богатиков О. А., Цветков А. А., Коваленко В. И.** Магматическая эволюция островных дуг № 1
- Болрко Г. Ю., Сучков В. Н.** Тектоническая позиция и формационная принадлежность Селенгдарского месторождения апатита № 3
- Брянский Л. И., Малышев Ю. Ф.** Прогнозирование глубинных рудных объектов методами геофизического моделирования № 3
- Васильев Б. И., Марковский Б. А., Путинцев В. К.** Результаты изучения базальтов окраинно-океанического вала северо-западной части Тихого океана (по результатам драгирования 15-го рейса НИС «Каллисто») № 2
- Ващилов Ю. Я.** Некоторые проблемы глубинной геологической интерпретации геофизических данных № 5
- Вишневская В. С.** Биостратиграфия вулканогенно-кремнистых образований позднего мела Берингово-морского региона СССР по радиодатированию № 4
- Воеводина В. Н.** Значение вулканоструктур в размещении вольфрамового оруденения на Востоке СССР № 3
- Вонгдара Б., Ловягин В. А., Бакулин Ю. И., Грачев А. Ф.** Геологическое строение оловорудного района Нам Патен (Средний Лаос) № 2
- Воробьев Ю. Ю.** Трисуво-юрский вулканизм п-ова Кони (Северо-Восток СССР) № 4
- Гончаров В. И., Ворцешнев В. В., Альшевский А. В.** О магматогенной природе золотого оруденения в складчатых структурах Северо-Востока СССР № 5
- Еремин Р. А., Шахтыров В. Г.** Типизация геолого-структурных обстановок проявления золото-кварцевой формации для прогнозирования оруденения № 5
- Жуланова И. А., Давыдов И. А., Милов А. П.** Геологическая интерпретация результатов стронциевого датирования древнейших метаморфических комплексов Северо-Востока СССР № 5
- Заболотников А. А.** Хроностратиграфия осадочных бассейнов Северо-Беринговского шельфа № 3
- Зимин В. М.** Структурные элементы Камчатки в аномальном магнитном поле № 4
- Кальниченко С. С., Миянюк П. С., Нархинова В. Е., Ремизовский В. И.** Особенности строения и магнитные характеристики отложений рывгильской толщи Корякского нагорья № 2
- Карп Б. Я., Прокудин В. Г.** Строение осадочного слоя возвышенности Шатского по сейсмическим данным № 3
- Кириллова Г. Л.** Разрез вулканогенно-осадочного чехла дна Филиппинского моря вдоль 18° с. ш. № 1
- Копытин В. И.** Ртутное оруденение Восточной Азии и Северной Америки (сравнительная характеристика) № 5
- Корчагин Ф. Г., Ставров В. Н., Туезов И. К.** Геодинамика района Зейского водохранилища № 6
- Косыгин Ю. А.** Основные тектонические проблемы геологии океана № 1
- Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И.** Оптимальная плотностная модель земной коры и верхней мантии вдоль геотраверса Камчатка — Тихий океан № 1
- Красный М. Л., Косыгин В. Ю., Исаев В. И.** Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин — о. Итуруп — Тихий океан № 6
- Линькова Т. И., Райкевич М. И.** О природе намагниченности слоя 2 океанической коры № 5
- Липатов В. Г., Цой И. Г., Аблесимов Н. Е., Землянухин В. Н.** Экспериментальное моделирование процессов десерпентинизации (на примере гипербазитов Корякского нагорья) № 2
- Логвенчев П. И., Игнатъев А. В.** Колчеданное оруденение и сульфидная минерализация черных сланцев Янканского рудного поля (Амурская область) № 4
- Лычагин П. П.** Алучинский массив и проблема офиолитовых ультрабазитов и габброидов в мезозойдах Северо-Востока СССР № 5
- Маловицкая Н. Л., Ромашкин А. И.** Глубинное строение зоны сочленения Алданского щита и Становой области № 6
- Мерзляков В. М., Шпикерман В. И.** Стратиформ-

ная рудоносность Омудевского поднятия	№ 5
Мороз Ю. Ф. Глубинная геоэлектрическая модель Южной Камчатки	№ 6
Наталин Б. А., Попков Л. И., Чеботов С. А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы	№ 2
Никольский Н. С., Сахно В. Г. Глубинные флюиды и их роль в вулканизме Тихоокеанского пояса	№ 3
Олейников А. В., Неволлина С. И. Стратиграфия самаргинской свиты Сихотэ-Алиня	№ 4
Похпалайнен В. П. Альб-сенюманские моллюски моря Моури и его аналогов на севере Тихого океана	№ 5
Равдоникас О. В., Иванов Г. И. Природные горючие газы и нефти Приамурья	№ 6
Романовский Н. П. Рудно-магматические системы притихоокеанских орогенных сооружений Азии и их связь с зонами и центрами глубинной разрядки эндогенных процессов	№ 2
Сафронов Д. Н. Серии рудных месторождений и количественный региональный прогноз рудных ресурсов	№ 5
Свальнов В. Н., Линькова Т. И., Мухина В. В., Малахова Г. Ю., Малахов М. И. К стратиграфии осадков северной тропической зоны Тихого океана	№ 2
Семенова Г. И. Модели земной коры различных структур ложа Тихого океана	№ 4
Сергеев К. Ф. Геосинклиальная концепция развития структуры «осадочной» оболочки Земли и «новая глобальная тектоника»	№ 6
Сергеев К. Ф. О механизме образования Курильской островной системы	№ 1
Силчичев М. К., Белозерцева Н. В. Время и условия образования согласных золотокварцевых жил Южного Верхоянья	№ 4
Симаков К. В. Граница девона и карбона и проблема определения хроностратиграфических границ	№ 2
Симаков К. В. Практика и методология при определении границы девона и карбона	№ 5
Склярков Р. И. Закономерности размещения алюминиевых руд и сопутствующих им полезных ископаемых на Дальнем Востоке	№ 4
Смирнов А. М. К вопросу о природе Тихоокеанского сегмента Земли	№ 1
Степанко А. А. К проблеме построения петрохимической теории ассоциаций магматических пород	№ 1
Степанко А. А. Общие особенности петрохимической структуры массивов альпинотипных гипербазитов	№ 4
Сычев П. М. Аномальные зоны в верхней мантии, механизм их образования и роль в развитии структур земной коры	№ 6
Тузев И. К., Миков Е. Г. Соотношение наблюдений, эксперимента и измерений в науках о Земле	№ 1
Ужгалис Э. В. Распределение бора в палеоген-неогеновых породах Олюторской зоны Корьякского нагорья	№ 4
Умитбаев Р. Б., Сидоров А. А., Соболев А. П., Скибин Ю. П. Металлогеническая зональность Охотско-Чаунской области в связи с кислым магматизмом	№ 5
Шанцер А. Е., Шапиро М. Н., Колосов А. В., Челебаева А. И., Синельникова В. Н. Эволюция структуры Лесновского поднятия и его обрамления в кайнозой (Северная Камчатка)	№ 4
Шафрановский И. И. Гармония мира минералов	№ 2
Шилю Н. А. Горизонты геологической науки на Северо-Востоке СССР	№ 5

Шилю Н. А. Расслоенные плутоны и некоторые вопросы рудообразования. Статья 2. Плутоны или интрузии с концентрической ритмичностью	№ 2
Шилю Н. А., Гончаров В. И., Котляр И. Н. Проблемы геологии серебра	№ 1
Шилю Н. А., Иванов В. В. Проблема нефтегазоносности Северо-Восточной Азии (этапы разработки, развитие идей, состояние и задачи научных исследований)	№ 2
Шлезингер А. Е. Перерывы и несогласия осадочного чехла по данным сейсмостратиграфического анализа	№ 2
Щеглов А. Д. Металлогения и тектоника	№ 6

Краткие сообщения

Баллод С. А. Построение разрезов Северного Сахалина с учетом градиентов скоростей сейсмических волн	№ 3
Бурый Г. И. Триасовые конодонты в кремнистых толщах Сихотэ-Алиня	№ 2
Быков В. Г., Воробьев Ф. А., Жигулев В. В., Снеговской С. С. Опыт определения динамических параметров отраженных волн на склонах глубоководного желоба	№ 1
Васильев Б. И., Евланов Ю. Б., Симаненко В. П. К геологическому строению Магеллановых гор Тихого океана	№ 3
Верховская Н. Б. Спорно-пыльцевые спектры из глубоководных плейстоценовых отложений Берингова моря	№ 4
Голубчина М. Н., Загрузина И. А., Путинцев В. К., Эйриш Л. В. Изотопный состав серы сульфидов золоторудных месторождений Дальнего Востока СССР	№ 6
Гульбин Ю. Л. Изотопный состав серы золоторудного месторождения в Нижнем Приамурье	№ 6
Злобин Т. К. Изучение сейсмической расслоенности атмосферы по данным метода обменных волн землетрясений (на примере Малой Курильской гряды)	№ 2
Колесников Д. И. Состав магматических пород на золотоаргентитовом месторождении Дукат	№ 4
Колясников Ю. А., Красный Л. Л. Опухская вулканоструктура (Корякское нагорье)	№ 1
Корнев О. С. Драга для глубоководных геологических исследований	№ 2
Кулинич Р. Г., Обжиров А. И. О структуре и современной активности зоны сочленения шельфа Сунда и котловины Южно-Китайского моря	№ 3
Мардерфельд Б. Е., Кобзова В. М., Плехова В. В. Глубинное геоэлектрическое строение Гавайского архипелага	№ 3
Маслов Л. А., Лунев Б. В. Расчет напряжений в коре по гравитационному полю	№ 3
Михайлик Е. В., Чудаев О. В., Баринев Н. Н., Обжиров А. И. Гидротермальные проявления железомарганцевой минерализации в хребте Тонга	№ 2
Побережный В. Д., Сеначин В. Н., Сусеков Ю. А., Косыгин В. Ю. О природе гравитационных аномалий Курило-Камчатской системы дуга — желоб — океан (на примере южной части Курильской дуги)	№ 4
Попова И. М. О вероятном влиянии течения Куроси на распределение раковин радиолярий в донных отложениях	№ 4
Силчичев М. К., Белозерцева Н. В. Роль мышьяка в гидротермальных образованиях Южно-Верхоянского синклиория	№ 1

Уфимцев Г. Ф. Главная базисная поверхность Востока СССР	№ 3
Филимонова Л. Г., Лапутина И. П., Тронева Н. В. О находке эклогитовых нодулей в кислых вулканитах Южного Сихотэ-Алиня	№ 4
Шапиро М. Н., Петрина Н. М. Новые данные о геологическом строении о. Карагинского (Берингово море)	№ 1
Юшманов Ю. П. К вопросу о тектонических движениях по Нежданкинскому разлому (При- море)	№ 3

Критика и дискуссии

Власов Г. М. К проблеме офиолитов	№ 1
Власов Г. М. Ценный труд о вулканизме и металлогении Востока СССР	№ 4
Кириллова Г. Л. О книге В. Т. Фролова «Генетическая типизация морских отложений»	№ 3
Косыгин В. Ю., Исаев В. И. О построении региональных плотностных моделей	№ 2
Косыгин Ю. А. О методологических вопросах тектоники	№ 2
Онухов Ф. С. К методике анализа главной базисной поверхности	№ 4
Старостенко В. И. О построении региональных плотностных моделей	№ 1
Шапиро М. Н. Доказано ли существование на	

Камчатке кайнозойских океанических структур?	№ 2
Шапиро М. Н. Новая сводка по геологии Командорских островов	№ 5
Щеглов А. Д. Капитальный труд «Металлогения Казахстана» и его значение для геологии Дальнего Востока	№ 2
Щеглов А. Д. Монография о геологии ртути	№ 3
Щеглов А. Д. О новой книге Ю. А. Косыгина	№ 1

Хроника

Информационное сообщение о сессии Междуведственного тектонического комитета	№ 4
О работе I Тихоокеанской школы по морской геологии и геофизике	№ 1
Проблемы фосфоритов на XXVII сессии международного геологического конгресса (аналитический обзор)	№ 5
Совещание «Термобарогеохимия эндогенных процессов»	№ 2

Юбилейные даты

75-летие Юрия Александровича Косыгина	№ 6
---	-----

Некролог

<u>Андрей Максимильянович Смирнов</u>	№ 1
---	-----

ПРАВИЛА ОФОРМЛЕНИЯ РУКОПИСИ

(несоблюдение правил задерживает публикацию статьи)

1. В журнале публикуются результаты изучения состава и глубинного строения коры и мантий Земли, работы, освещающие геологическое строение и закономерности размещения полезных ископаемых в Тихом океане, окраинных морях и прилегающих территориях, геологические условия проявления магматизма и сейсмичности, проблемы тектоники литосферных плит, результаты неотектонических, геоморфологических и геодезических исследований в Тихоокеанском регионе, а также теоретические, методические и философские статьи по общим вопросам геологии, геофизики и геохимии.

Журнал печатает также критические статьи, рецензии, хронику важнейших событий научной жизни, библиографии.

2. Статьи, соответствующие профилю журнала, принимаются от авторов, работающих в научных, производственных организациях, в высших учебных заведениях.

3. Объем статьи не должен превышать 24 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы.

4. На публикацию материала требуется письменное разрешение руководителя организации, в которой проводилась работа. Если авторы работают в разных организациях, от каждой из них необходимо разрешение.

5. Статья представляется в двух экземплярах, один из них обязательно первый. Рукопись, в том числе приложения, список литературы, должны быть напечатаны на одной стороне листа через два интервала (27 строк на странице, 60 знаков в строке).

6. К статье необходимо приложить аннотацию, кратко излагающую содержание статьи и основные выводы автора, и шифр по УДК.

7. Представленная в редакцию статья должна быть окончательно проверена, датирована и подписана авторами.

Корректурa представляется авторам лишь для контроля, стилистическая правка, дополнения, сокращения в ней не допускаются.

8. Фамилии иностранных авторов в тексте должны приводиться в русской транскрипции.

9. Сокращения слов, кроме общеупотребительных, например и т. д., и т. п., 1 м, 2 кг, не допускаются.

10. Используемые в статье величины и единицы измерения должны соответствовать стандартным обозначениям согласно Международной системе единиц СИ.

11. Латинские названия фауны и флоры, формулы, тексты, приводимые в иностранной транскрипции, должны быть впечатаны или вписаны от руки четко и ясно. Необходимо соблюдать различие между прописными и строчными буквами, имеющими сходное начертание (К и к, О и о, С и с и т. д.), подчеркивая двумя черточками прописные буквы снизу, строчные — сверху, а также буквами, похожими одна на другую (g и q, l и e, n и u и т. д.). Латинскую букву I следует писать, как римскую единицу, и отличать ее от буквы J (йот).

12. Индексы и степени должны быть написаны строго ниже или выше символов, к которым они относятся, и отмечены простым карандашом соответствен-

но дугой \frown или \smile Штрихи, единицы, запятые необходимо четко различать.

13. Греческие буквы следует подчеркивать красным карандашом, готические — синим, рукописные — желтым.

14. Векторы набираются буквами полужирного шрифта, для отличия их необходимо подчеркивать снизу прямой черточкой и на полях пометать «п/ж».

15. Цифровые таблицы химических, минералогических и других анализов должны подписываться авторами с указанием, по какой методике проведены эти анализы.

16. Используемая литература дается общим списком в конце статьи. Фамилии авторов помещаются в алфавитном порядке (вначале русские источники, затем иностранные) и обозначаются порядковой нумерацией. В тексте ссылки на литературу даются соответствующей порядковой цифрой в квадратных скобках.

17. Список литературы оформляется следующим образом: для книг указываются фамилии и инициалы авторов, полное название издания, номер тома, части, выпуска, город, издательство, год издания, количество страниц в книге (например, 328 с.); для журналов — фамилии и инициалы авторов, название статьи, журнала, год, номер (в соответствующих случаях — номер тома и выпуска), количество страниц статьи (например, с. 28—42).

18. Иллюстрирование статей возможно лишь в полном соответствии с текстом, когда это необходимо для уяснения излагаемого материала. Общее количество иллюстраций — не более пяти, вклейки не допускаются.

19. Иллюстрационный материал, выполненный с учетом размера журнальной полосы, прилагается к рукописи в конверте в двух экземплярах, один из которых выполнен на кальке. Фото должны быть контрастными и четкими.

20. Рисунки необходимо пронумеровать и приложить в двух экземплярах напечатанный через два интервала список подписей к ним. На обороте каждого рисунка указать его номер, фамилию автора и название статьи.

21. На чертежах, картах должно быть приведено минимальное, соответствующее тексту, количество буквенных и цифровых обозначений, объяснения которых обязательно в подписи к рисунку.

22. Место расположения рисунков и таблиц необходимо указать на полях рукописи.

23. Правка иллюстрационного материала в корректуре не допускается.

24. Для обеспечения качественного перевода журнала просим в ссылках на иностранную литературу указывать полное наименование источника на иностранном языке без произвольных сокращений, а также представлять вместе с рукописью список упомянутых в статье зарубежных географических названий и имен иностранных авторов в оригинальном написании в именительном падеже ед. числа; русские географические названия также выносить отдельным списком в именительном падеже ед. числа.

25. Просим авторов указывать свои имена, отчества (полностью), домашние и служебные адреса и телефоны.

В издательстве «Наука» в 1986 г. выходит книга известного японского геолога М. Хошино «Морская геология» (объем 30 л., цена 3 р. 40 к.). В книге рассмотрен и критически проанализирован под углом зрения глобальных изменений уровня моря широкий круг проблем геологии, геофизики и океанологии. Всесторонне обсуждаются вопросы происхождения глубоководных желобов, океанических хребтов, гайотов, континентальных окраин (в связи с нефтегазоносностью). Особое внимание уделено анализу изменений уровня моря в истории Земли и связанным с ними несогласиям, прослеживается связь базальтоидного магматизма с повышением уровня моря. На большом палеобиогеографическом материале анализируется проблема «материковых мостов». Многие вопросы геологии получили оригинальное толкование.