

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



1

1990

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Журнал основан в январе 1982 г.

Выходит 6 раз в год

ЯНВАРЬ — ФЕВРАЛЬ

№ 1, 1990

СОДЕРЖАНИЕ

Красный Л. И. Магматические «линии» Пацифика и их металлогеническое значение . . .	3	ского водохранилища)	36
Биндсман И. Н. Смешение магм как механизм генезиса экструзивных дацитов вулкана Менделеева (о. Кунашир, Курильские острова)	11	Косыгин Ю. А. Земля и время	73
Богданов Н. А., Тильман С. М. Синтез тектоники Северо-Востока СССР с позиций актуализма	20	Быков В. Г., Туезов И. К. О возможности определения вязкости магматических расплавов астеносферы по сейсмическим данным	105
Тун Юймин, Линь Кэ, Цин Субао, Цао Сулин, Ли Зицин. Особенности тектонической эволюции угленосных впадин Северо-Восточного Китая	31	Брянский Л. И. Стандартные модели в гравиметрии	112
Борукаев Ч. Б., Булин Н. К., Виноградова Н. П., Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф., Смыслов А. А., Черкасов Р. Ф. Алданская сверхглубокая скважина: проблема места заложения	36	<i>КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ</i>	
Романовский Н. П., Гурович В. Г., Даммер А. Э., Каретников А. С., Копылов М. И., Носырев М. Ю., Сокарев А. Н. Плотностная характеристика выветрелых горных пород Дальнего Востока	56	Бехтольд А. Ф., Семенов Д. Ф. Метабазиты и гипербазиты Сусунайского хребта (о. Сахалин)	121
Корчагин Ф. Г. Геодинамические исследования при выделении вероятных очаговых зон землетрясений (на примере района Зей-		Горкуша С. В. Применение ЭВМ и машинной графики при пространственном анализе сейсмической информации	126
		<i>ХРОНИКА</i>	
		Проблемы Тихоокеанской геологии на 28-й сессии Международного геологического конгресса	131
		<i>ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ</i>	
		Илларион Иванович Тютрин (к 70-летию со дня рождения)	134
		Соломон Маркович Тильман (к 70-летию со дня рождения)	135

CONTENTS

Krasny L. I. Magmatic „lines“ of the Pacific and their metallogenic implications	3	Kosygin Yu. A. Earth and time	73
Bindeman I. N. Magma digestion as a genesis mechanism of extrusive dacites of the Mendeleev volcano (Kunashir Island, Kuril Islands)	11	Bykov V. G., Tuezov I. K. A possibility of determining viscosity of the asthenosphere's magmatic melts from seismic data	105
Bogdanov N. A., Tilman S. M. Synthesis of tectonics of the USSR North-East from the position of actualism	20	Bryansky L. I. Standard models in gravimetry	112
Tong Yuming, Lin Ke, Oin Subao, Qao Sulin, Li Zijun. Tectonic evolution of coal-forming basins in Northeast China	31	<i>BRIEF COMMUNICATIONS</i>	
Borukayev Ch. B., Bulin N. K., Vinogradova N. P., Kosygin Yu. A., Malyshev Yu. F., Smyslov A. A., Cherkasov R. F. The Aldan superdeep well: the problem of its location	36	Bekhtold A. F., Semyonov D. F. Metabasites and hyperbasites of the Susunaisky Range (Sakhalin Island)	121
Romanovsky N. P., Gurovich V. G., Dammer A. E., Karetnikov A. S., Kopylov M. I., Nosyrev M. Yu., Sokarev A. N. Density characteristics of the Far East weathered rocks	56	Gorkusha S. V. Computer and computer graphics application in space analysis of seismic information	126
Korchagin F. G. Geodynamic investigations when distinguishing probable earthquake focuses (exemplified by the Zeya reservoir)	63	<i>CHRONICLE</i>	
		Problems of Pacific geology at the 28th International Geological Congress	131
		<i>ANNIVERSARY DATA</i>	
		Illarion Ivanovich Tyutrin (70th anniversary)	134
		Solomon Markovich Tylman (70th anniversary)	135

УДК 552.11 : 551.14/15

*Л. И. Красный***МАГМАТИЧЕСКИЕ «ЛИНИИ» ПАЦИФИКА И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ**

В Тихоокеанском суперрегионе четко трассируются протяженные магматогенные георазделы, отчленяющие крупные его сегменты. Эти георазделы — магматические «линии», представляют собой граничные пояса длительной мантийной, мантийно-коровой активности.

На востоке Азии выделяется окраинно-континентальный андезитово-риолитовый геораздел, а на гра-

В общей системе глобальной гетерогенности литосферы особое место занимают гигантские магматические рубцы. Они уверенно трассируются в Тихоокеанском суперрегионе, где отчленяют крупные его сегменты. Это протяженные граничные пояса длительной мантийной и мантийно-коровой активности, связанной в общем виде с импульсивно-восходящим гребневидным тепловым фронтом. Некоторые из них в качестве магматогенных поясов («линий») выделялись здесь ранее геологами, петрологами, металлогенистами [2, 4, 7, 11, 12]. По всей совокупности данных (см. таблицу) они с геолого-структурных позиций должны рассматриваться как важнейшие планетарные георазделы, обусловленные глубинными процессами.

Георазделы — это линейно или реже дугообразно вытянутые на тысячи километров различные структуры, возраст которых по простиранию существенно изменяется (рис. 1). По обе стороны от них находятся сегменты литосферы, отличающиеся строением и эволюцией. В Тихоокеанском суперрегионе георазделы имеют отчетливо выраженную магматическую направленность. Так, известны линии: «андезитовая» (Маршалл), «риолитовая» (Ициксон), «базальтовая» (Ротман). Эти линии, судя по обобщениям С. С. Смирнова, М. И. Ициксона, Е. А. Радкевич, А. Д. Щелова и др., имеют характерные металлогенические черты. Области, отчленяемые георазделами, обладают своими закономерностями размещения рудных, нерудных и топливно-энергетических минеральных ресурсов (см. таблицу).

В ранней стадии магматогенные георазделы обуславливались системой продольных линеа-

нице Азиатско-Тихоокеанской транзитали — островодужный базальтоидно-андезитовый геораздел.

В центральной части океана четко прослеживается Великий Тихоокеанский геораздел с соответствующей щелочно-базальтоидной «линией».

Все магматические «линии» Пацифика имеют свои металлогенические особенности.

ментных раздвигов, ограничивающих ансамбли континентальных, транзитальных, океанских литосферных блоков (геоблоков) или других относительно жестких плитообразных сооружений [1, 8]. Известное (но не универсальное) значение имели глубинные сейсмофокальные зоны. В поздних стадиях преобладали сжимающие (содвиговые) процессы и в ряде случаев тектоническое расслаивание, выраженное в сложном пакетировании. Некоторую роль играл распад (деструкция) групп мегасводов с образованием рифтоподобных структур.

В понятие планетарных магматогенных георазделов входят: 1) петролого-геохимические их особенности, связанные с мантийно-коровыми процессами; 2) структурная приуроченность к крупнейшим разломным, флексурным, сейсмофокальным и другим дискретным зонам, нередко уходящим глубоко в мантию; 3) металлогеническая специфика, обусловленная глубинными клиньями в относительно узких энергетически активных зонах; 4) граничное положение, выявляющее глобальную сегментацию литосферы.

1. Окраинно-континентальный геораздел, отчленяющий материковые геоблоки (Колымский, Алдано-Становой, Амурский, Сино-Корейский, Янцзы, Южно-Китайский, Индокитайский) от транзитальных (Беринговский, Охотский, Япономорский, Филиппинский, Фиджийский и др.), отличается от других георазделов интенсивным проявлением кислого магматизма при заметном развитии андезитов (в ранней стадии) и еще более слабым проявлении базальтов (в конечной стадии). Известно их автономное структурное положение в полосе высоких горизон-

Общая характеристика магматогенных георазделов Тихоокеанского суперрегиона

Геораздел, длина (км)	Существующая номенклатура	Области, отчлняемые георазделом		Преобладающие породы	Главные полезные ископаемые георазделов (А) и областей, ими отчлняемых (I и II) (по [7, 10, 12 и др.])	Предлагаемые названия; геологический возраст
		I	II			
Восточно-Азиатский вулканогенный пояс (оceanно-континентальный); 8100	«Риолитовая линия»	Континентальная Восточная Азия	Азиатско-Тихоокеанская транзиталь	Вулканоплутонические ассоциации. Андезиты (в ранней стадии); риолиты, дациты, игнимбриты (в поздней). Гранитоиды	A: Au—Ag; Pb—Zn—Ag, Sn, Cu, Mo; флюорит-алунит I: Sn, W, Au, Sb II: нефть — газ	Окраинно-континентальный андезитово-риолитовый геораздел; J; K
Тихоокеанский островодужный пояс (оceanно-транзитальный); 22 000	«Андезитовая линия»	Азиатско-Австралийско-океанская транзиталь	Западный Пацифик	Толеитовые и щелочные базальты в основании дуг; андезиты, андезитобазальты в островной стадии. Ультрабазиты и габброиды	A: колчеданно-полиметаллические (куроко); Cu (порфиrowые); Cu—Mo; Au—Ag; Hg; As; Cr I: нефть — газ II: Co (Ni—Cu—Co)	Окраинно-транзитальный андезитово-базальтовый геораздел; K—P ₁₋₂ ; P ₃ —Q
Западно-Американский полигенетический интрузивно-вулканический пояс (граничный океаническо-континентальный)				Толеитовые базальты и спилиты ранних стадий; габброиды, андезиты, андезитобазальты, риолиты поздних стадий. Сложные гранитоидные интрузии	A: Mo, Hg; Cu; Cu—Zn—Pb; Au; Au—Ag I: Ni—Cu (Ni—Cu—Co) II: нефть — газ	Полигенетический граничный океанический — океанно-континентальный совмещенный андезитово-базальтовый геораздел с длительной эвгеосинклинальной предьсторией; PZ; T—K; KZ
а) Кордильерское звено 6400		Восточный Пацифик	Континентальная Северная Америка	Контрастные (базальт-риолит) и андезитовые ассоциации	A: Ag; Cu; Pb—Zn; Pb—Ag; Au—Ag; Hg; Sb; CaF ₂ I: Cu; Zn; Ag, включая массивные руды II: нефть — газ; соль	Межоканский андезитовый геораздел; K
б) Центрально-Американское звено; 4200		Юго-Восточный Пацифик	Карибия			
в) Индийское звено; 7400			Континентальная Южная Америка	Андезиты; риолиты; дациты. Протяженные интрузии гранитоидов	A: Cu (порфиrowые); Cu—Zn—Pb—Ag; Hg—Sb I: главное поле металлоносных осадков II: нефть — газ	Полигенетический океанно-континентальный совмещенный гранитоидно-андезитовый геораздел; T—K; KZ
Центрально-Тихоокеанский вулканогенный пояс; 11 400	«Великий Тихоокеанский геораздел» [8]	Западный Пацифик	Восточный Пацифик	Толеитовые базальты (от безоливиновых до океанитов); щелочные оливиновые базальты	A: Co; Ni, Co, Mn; фосфориты I: в конкрециях; Fe ≥ Mn; Co (Ni—Cu) II: в конкрециях; Mn > Fe; Ni—Cu (Co)	Центрально-Тихоокеанский базальтоидный геораздел; K ₂ ?—Q

тальных градиентов аномального гравитационного поля. Топоморфный ряд рудных формаций: золотосеребряная, сурьмяная, ртутная, медно-порфиrowая [2, 3, 15]. Они существенно связаны с магматической риолитово-гранитоидной группой формаций. С геодинамических позиций в георазделе наблюдается сложное сочетание сколовых и сдвиговых деформаций, а также кольцевых и различных дуговых структур. Эта громадная протяженности планетарная «линия» не имеет прямых аналогов в других регионах Земли.

Окраинно-континентальный андезитово-риолитовый геораздел, отчлняющий геоблоки Во-

сточной Азии от Азиатско-Тихоокеанской транзитали, наиболее рельефно прослеживается в вулканогенах Восточного Китая, юго-востока Корейского полуострова, в Восточном Сихотэ-Алине и Охотско-Чукотском звене. В более южных материковых окраинах (на п-ове Малакка и Восточной Австралии) протяженные цепи гранитоидов трассируют звенья сходного по структурному положению геораздела. В целом развитие их по простиранию происходило неодновременно. Так, цепь рудоносных гранитоидов в Тасмании и на востоке Австралии средне-позднепалеозойская, на п-ове Малакка — пермо-триасовая. Восточно-Китайское зве-

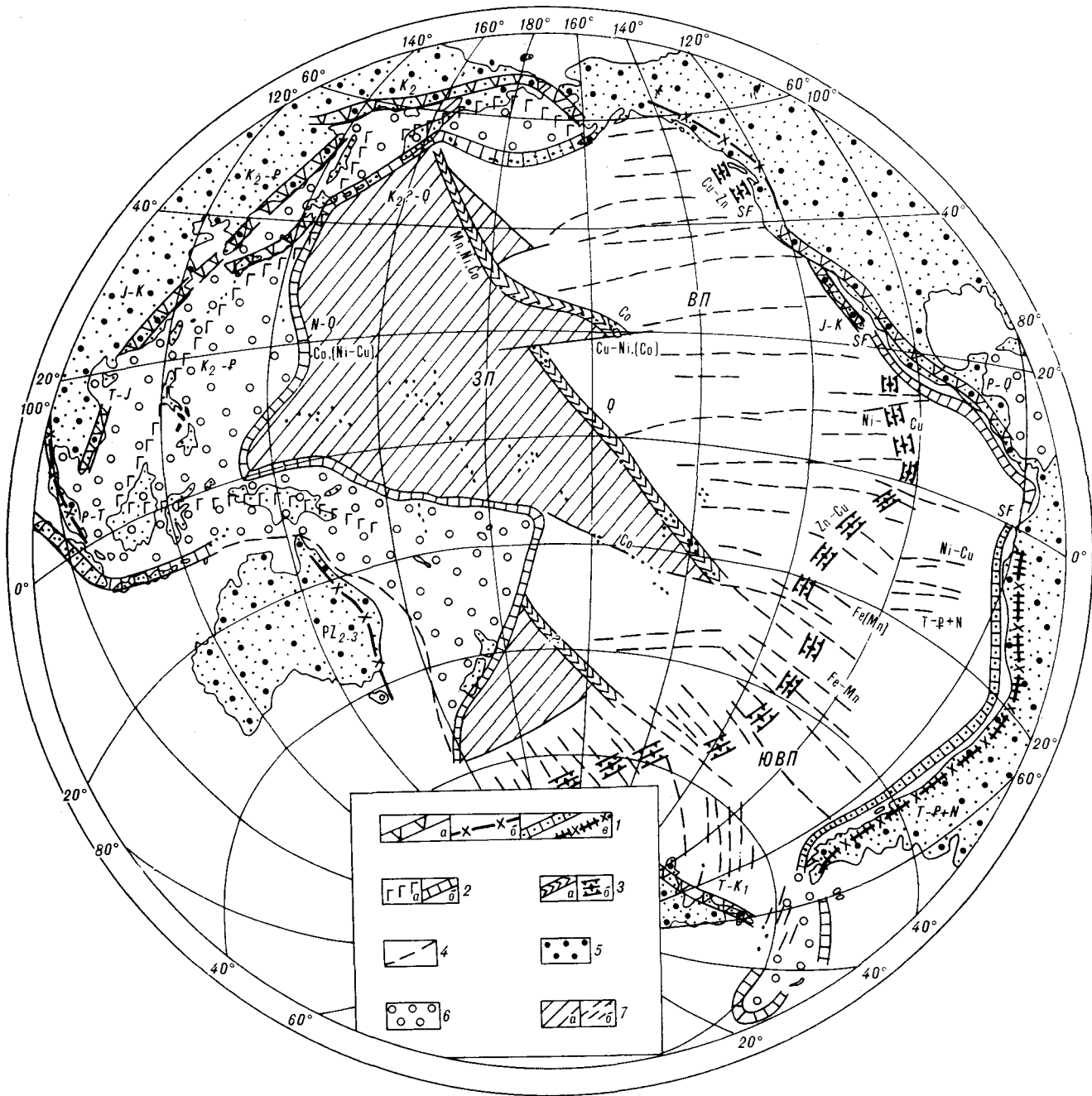


Рис. 1. Георазделы Тихоокеанского суперрегиона и отчлененные ими главные геолого-структурные подразделения.

1-3 — георазделы: 1 — окраинно-континентальные (а — вулканогенные андезитово-риолитовые, б — существенно гранитоидные, в — совмещенные андезитово-гранитоидные), 2 — транзитальные (а — базальтоидные (внутренние), б — андезитово-базальтоидные (окраинные)), 3 — внутриокеанские (а — базальтоидный (Великий Тихоокеанский), б — ультрабазит-габбродно-базальтоидный (Восточно-Тихоокеанское поднятие)); 4 — разломы; 5 — континенты; 6 — транзитали; 7 — океан (а — ЗП — Западный Пасифик (область развития океанских земель и микроконтинентов), б — ВП — Восточный Пасифик и ЮВП — Юго-Восточный Пасифик (область развития трансформных разломов)). Обобщенные данные о металлогении океана даны индексами (Sf — массивные сульфидные руды).

но в окраинно-континентальном вулканогенном поясе юрско-меловое, Восточно-Сихотэ-Алинское — поздне-меловое — палеогеновое, Охотско-Чукотское — существенно поздне-меловое.

II. Между этим георазделом и окраинно-транзитальным георазделом, в пределах «пере-

ходной зоны», выделяется своеобразная «базальтовая» или, точнее, базальтово-гипербазитовая линия (см. рис. 1) — важная составная часть транзитали, представляющая как бы внутренний геораздел второго ранга. Эта линия, приуроченная к основанию островных дуг,

прослеживается (по В. К. Ротману) [14] от западного побережья Берингова моря через п-ов Камчатка, острова Сахалин и Хоккайдо, Филиппины, Калимантан, Новую Гвинею и Соломоновы острова. Преобладающие породы — позднемеловые, палеогеновые и раннеэоценовые вулканиты, производные оливиновой щелочной базальтовой магмы. При удалении от «базальтовой линии» щелочные базальты постепенно замещаются толеитовыми. Существенно изменяется и состав плутонических пород: мелкие тела гипербазитов и базитов повышенной щелочности сменяются крупными массивами гардбургитов и дунитов, с которыми ассоциируются различные габброиды. Хром, платиноиды, иногда медно-порфировые руды, никель определяют главные металлогенические особенности базальтово-гипербазитовой линии.

III. Гигантской протяженности магматогенный геораздел на границе Азиатско-Тихоокеанской и Австрало-Тихоокеанской транзиталей известен под общим названием — островодужный. К югу от Японских островов его западная ветвь окаймляет Филиппинский геоблок. Исходя из концепции геоблоковой делимости литосферы, в отдельных звеньях островодужного геораздела отмечаются автономные петролого-геохимические черты. При общей характеристике геораздела выделяются дуги с сиалическим основанием (Курильская, Японская, Филиппинская и др.) с $V = 5,9-6,4$ км/с и с симатическим (мафическим) фундаментом (Идзу-Бонинская, Марианская) с $V = 6,5-6,8$ км/с. Геотектонические неоднородности приводят к петрогеохимическим, зависящим от субстрата низов коры и верхней мантии, а также состава и окислительно-восстановительного режима ювенильных флюидов. Еще в ранней стадии островодужного комплекса в морских (эоценовых, чаще олигоцен-миоценовых) вулканогенно-осадочных толщах преобладают производные андезитовой магмы. К этой стадии тяготеют породы от габбро до гранитоидов и плагиогранитов. Во внешних грядах дуг преобладает сквозькоревая толеитовая серия с гиперстенсодержащими базальтами (Малая Курильская дуга, Командоры, дуга Тонга и др.). Однако наиболее широким распространением в островных дугах пользуется известково-щелочная (андезитовая) серия, более сложная и разнообразная, чем толеитовая. К устойчивым петрохимическим признакам относится наличие базальтов, пересыщенных кремнеземом. Их щелочность, несомненно, выше, чем в толеитовых сериях. Хотя они в большинстве случаев принадлежат натриевому типу, содержание калия в них более высокое, чем в толеитах. По составу и разнообразию вулканических пород различаются базальт-андезитобазальтовый, андезитобазальтовый, базальт-андезит-дацитовый,

андезит-дацит-риолитовый типы. В обычно более поздней субщелочной серии преобладают трахибазальты и шошониты калиевого и калий-натриевого ряда. Породы этой серии наблюдаются в тыловых зонах более зрелых дуг. Следует подчеркнуть, что даже в одной цепи вулканических островов состав пород неоднороден. Так, в Марианской дуге преобладают базальты со значительной суммой щелочей (до 3,4 %, содержание $K_2O - 0,7$ %).

В кайнозойской истории вулканизма различных вулканических гряд во времени и по латерали происходили заметные изменения типа и состава вулканических извержений. Так, в Алеутской дуге западные группы островов лишены действующих вулканов. Восточнее молодые вулканы залегают на мезозойских и отчасти более древних геосинклинальных образованиях. Вулканиты варьируют по составу от базальтов до риолитов с преобладанием андезитов, а также щелочных пород с повышенным содержанием калия (о. Богослов). К дугам этого типа принадлежат и Соломоновы острова, где известны породы высокоглиноземистых андезитов с содержанием щелочей до 5—6 %.

Особое, выдвинутое в океан положение занимают Марианские острова, отличающиеся однородным базальтовым составом вулканических продуктов. Прослеживая особенности базальтоидно-андезитового геораздела Азиатско-Тихоокеанской и Австрало-Азиатской транзиталей, можно выявить значительную автономность его отдельных отрезков, заключающуюся не только в составе вулканических ассоциаций, но и в углах и направлении наклона зон Беньоффа — Заварицкого. Одно из объяснений этого явления следует из скорости продвижения Тихоокеанской плиты, другие — из автономности геоблоков, слагающих как транзитали, так и дно Тихого океана.

Островодужный базальтоидно-андезитовый геораздел имеет четко выраженную кайнозойскую металлогению [2, 3, 7, 12]. К ней приурочены колчеданно-полиметаллические, Суполиметаллические и реже колчеданные месторождения типа куроко, а также золотосеребряное оруденение, нередко сложного состава ($Au-Sb-Ag$; $Au-Ag-Te$). Существенное значение имеют медно-порфировые месторождения островодужных межгеоблоковых систем (Филиппины, Новая Гвинея, Соломоновы острова). Известны в этом георазделе и руды As, Hg, Sb.

IV. Великому Тихоокеанскому георазделу (ВТГ) посвящены специальные исследования [9, 12]. В северном звене Императорских гор отмечаются породы фонолит-трахит-щелочнобазальтовой формации, в южном хребте Лайн — щелочные базальты, муджиериты и фонолиты и в наиболее изученном Централь-

но-Гавайском — три вулканических комплекса (от ранних к поздним): а) базальтовый, б) феллит-трахит-щелочно-базальтовый и в) нефелиновый. В пределах этих цепей подводных и надводных островов выявлена значительная рудоносность. В Императорских горах в толще обломочной миоцен-плейстоценовой (эдафогенной) формации, перекрывающей более древние (маастрихт-олигоценные) вулканы, обнаружена в ряде скважин высокая концентрация микроконкреций с содержанием оксидов марганца около 25%, Ni — 1,1, Co от 0,13 до 0,97% [10].

Сейчас достаточно твердо установлено [6, 14], что в Западном Пацифике в железомарганцевых конкрециях и в корковидных образованиях (корках) на вершинных частях подводных вулканических гор и вулканоагориях (Маркус-Неккер и др.) ведущим металлом является кобальт, тогда как никель и медь имеют более низкое содержание, чем в Восточном Пацифике.

Значение Великого Тихоокеанского геораздела подчеркивается различием в возрасте и рудоносности верхних горизонтов коры осадочного чехла [10]. В Западном Пацифике в скважинах глубоководного бурения наблюдается позднечурская — раннемеловая и позднемеловая — эоценовая погребенная рудоносность. Значение ее как возможных промышленных объектов далеко не ясно. В Северо-Западном геоблоке на поднятии (оленде) Шатского известняк альб-плейстоценовый комплекс рудоносных осадков. В межгеоблоковом вулканоагорье Маркус-Неккер наблюдаются тонкодисперсные сульфиды, преобразованные продуктами гидротермальной активности.

Восточный Пацифик характеризуется наличием рудных горизонтов как в позднем мелу — палеогене, так и в особенности в олигоцене — плейстоцене. В первом из этих комплексов в скважинах 161, 162 кровля эоцен-олигоценного горизонта залегает на глубине 70—240 м от поверхности дна, а в скважине 163 вскрыта единая рудоносная толща мощностью 100 м. В конкрециях этой толщи содержания Mn — 13,6—30%, Ni — 0,4—1,0, Co — 0,1—0,2, Zn — 0,06—0,2%. Один из ареалов прослеживается между разломами Мендосино на севере и Кларии на юге на протяжении свыше 2,5 тыс. км. В Юго-Восточном Пацифике в геоблоках Перуанском и Беллинсгаузена присутствует палеоцен-раннеэоценовый рудный горизонт.

V. Полигенетический длительно эволюционировавший Западно-Тихоокеанский геораздел на границе Тихого океана с континентами Северной и Южной Америки различно выражен в трех звеньях [4]. Наиболее сложное Кордильерское звено имеет геосинклинальный этап с обилием подводных палеобазальтовых сплоти-

зированных вулканитов и местами ультрабазитов (O — P, T, J — K₁, P₁₋₂), развивавшихся на коре океанского типа. В ряде районов, начиная с раннего мела (апта), установилась субаэральная обстановка вулканизма с пестрыми по составу лавами (андезиты, дациты, риолиты, базальты). В мезозое и раннем кайнозое вулканизм сопровождался внедрением интрузий от гранодиоритового и кварц-монцитового состава (MZ) до кварц-диоритового. В отдельных районах сосредоточены позднечурские вулканы (базальты, реже андезиты и риолиты), достигающие максимума в Колумбии (общий объем лав 120 тыс. км³). Протяженный (1500 км) вулканоген, включающий юрские и меловые андезиты, дациты и риолиты, прослеживается на п-ове Калифорния.

Главнейшие металлогенические эпохи, мезозойская (от триаса до раннего мела) и позднечурская — палеогеновая, в разных зонах характеризуются сходной металлогенией, преимущественно халькофильного геохимического профиля (медь, полиметаллические руды, молибден). К зонам разломов в гипербазитах тяготеют месторождения хрома и руты. С вулканидами связаны наиболее молодые плиоценовые крупные эпitherмальные золотосеребряные месторождения. Следует добавить, что в Кордильерском звене заметное место принадлежит флюоритносным вулканическим поясам.

В Центрально-Американском звене геораздела, граничащем на востоке с Карибской транзиталью, преобладает кайнозойский вулканизм (средний олигоцен — миоцен, четвертичный период). К раннему этапу тяготеют базальты, андезитобазальты и андезиты, к позднему — крупные стратовулканы, сложенные андезитами и липаритами известково-щелочной серии. Здесь широко проявлены золотосеребряные месторождения, в отдельных районах — полиметаллические руды, руть, сурьма и флюорит.

Вулканогенно-плутоническая выраженность Андийского звена геораздела, его почти полная непрерывность на протяжении многих тысяч километров, широко известны. В северном, Перуанском сегменте от позднего триаса до юры и раннего мела в субаэральной и прибрежно-морской обстановке накапливалась толща (7—8 км) вулканитов (в основном андезитов и туфов). Позднее (с сенона) этот пояс сместился на 75—100 км на восток. Весьма дифференцированный Андийский батолит (от габбро до гранитов) развивался длительно (с 200 до 35 млн лет). В этом сегменте на территории Перу преобладают богатые полиметаллические месторождения, иногда с обильными сульфантимонитами. В южном, Чилийско-Аргентинском сегменте магматогенные особенности геораздела развиты полнее. С лейаса до палеогена в нем общая мощность вулканитов андези-

тобазальтового и риолитового состава достигает 15 км. Радиогенная датировка интрузий (от диоритов до тоналитов в юре и гранодиоритов и адамеллитов в палеогене) укладывается в четыре этапа: 173—145, 130—120, 110—90 и 68—47 млн лет. Верхний кайнозойский комплекс в раннюю миоцен-плиоценовую стадию характеризовался широким развитием риолитовых игнимбритов и туфов или (в других районах) — туфов андезитов. После периода подвижек образовалась эффектная цепь стратовулканов, сложенных андезитами, латит-андезитами, риолитоацитами известково-щелочной серии. Суммарный объем вулканитов превышает 250 тыс. км³.

Богатейшая меденосность с месторождениями Си-порфиорового типа, приуроченными к субвулканическим телам, образует металлогеническое лицо этой части геораздела, расположенного на границе океанских геоблоков — Перуанского, Чилийского и Беллинсгаузена и континентальных — Чако и Патагонского [7, 8, 13].

VI. Кроме намеченных выше магматогенных георазделов периферии и центральной части Тихого океана, представляется важным акцентировать внимание на Восточно-Тихоокеанском и других аналогичных (срединно-океанских) поднятиях как крупнейших планетарных магматогенных георазделах. Как видно на рис. 1, это поднятие отделяет Восточный и Юго-Западный Пацифик от Юго-Восточного, имеющего свой структурный облик (Галапагосский клинораздвиг, поднятия Кокос и Карнеги, плита Наска, линеамент о. Пасхи). В геоблоках Юго-Восточного Пацифика сосредоточены обширные поля сплошного распространения металлоносных осадков на поверхности дна с гидрооксидным и силикатно-гидрооксидным составом рудной фазы (Fe, Mn). В разломно-рифтовых зонах Восточно-Тихоокеанского поднятия [6] на крутых склонах обнажаются амфиболовые сланцы, гипербазиты и габбро, перекрытые базальтами. Во всех тектонических концепциях подчеркивается значение срединных океанских поднятий как граничных структур. Зарубежными геологами для Срединно-Атлантического поднятия радиогенными методами получены данные о древнем (докембрийском, палеозойском, раннемезозойском) возрасте различных образцов из скал Св. Павла. Унаследованная, протяженная во времени эволюция этого структурного шва позволяет рассчитывать на получение аналогичных данных о длительном развитии и центрального шва Восточно-Тихоокеанского поднятия. Отсюда следует, что к выделенным выше магматогенным георазделам следует добавить и Восточно-Тихоокеанский базальтоидно-базитовый геораздел. К зоне центрального грабена (рифта), где

предполагается быстрое (до 17 см/год) раздвижение, приурочены гидротермальные поля с многочисленными проявлениями оруденения (сульфиды железа, цинка, реже меди).

В заключение следует наметить возможную связь Тихоокеанских магматогенных георазделов с глубинным и сверхглубинным строением областей, ими отчленяемых. Сначала обратимся к «Схеме строения литосферной мантии по глубинным ксенолитам» [5]. В ней четко выступает Великий Тихоокеанский геораздел как зона развития эклогит-пироксенит-перидотитовой литосферной мантии, выделяемой в гавайский тип с анортит-форстеритовой фацией под поверхностью Мохо. Восточно-Тихоокеанский ультрабазитовый тип мантии предполагается в Восточном и Юго-Восточном Пацифике и для Восточно-Тихоокеанского поднятия. Крайне-транзитальный островодужный геораздел характеризуется наличием в глубинных ксенолитах пироксеновых и шинель-широповых перидотитов, гранатовых пироксенитов и магнезиальных эклогитов.

Не менее впечатляющая картина гиперглубинных неоднородностей в Тихоокеанском суперрегионе следует из возможностей сейсмической томографии. Согласно этим данным, корни Тихого океана и окружающих его континентов проникают вплоть до ядра. При этом центральная часть океана характеризуется в верхней и

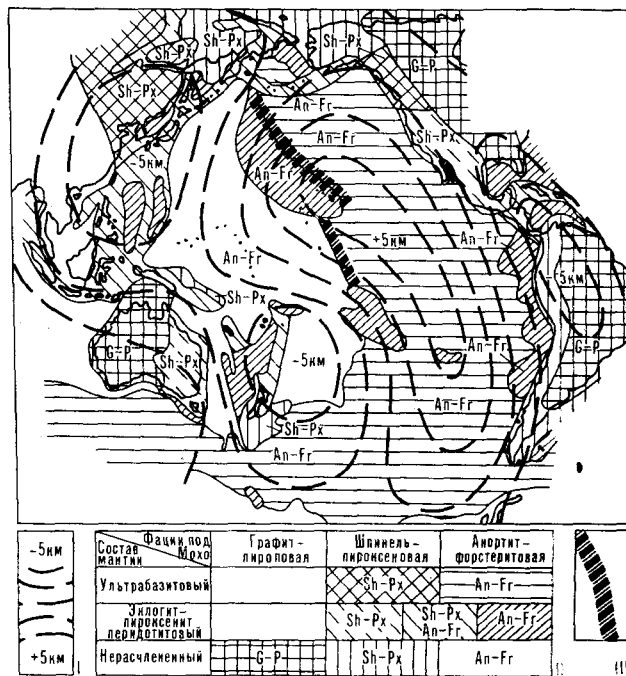


Рис. 2. Сверхглубинные и глубинные неоднородности Тихоокеанского суперрегиона. I — изолинии рельефа границы ядро-мантии, скорректированные по неоднородностям нижней мантии (крайние значения +5 км ÷ -5 км), по А. Morelli и А. Dziewonski [16] с уточнениями; II — вероятные особенности литосферной мантии, по Н. Л. Добрецову и Н. В. Соболеву [5] (упрощено); III — Великий Тихоокеанский геораздел.

нижней мантии преимущественно относительно пониженными сейсмическими скоростями, тогда как окружающие его континенты — относительно повышенными. В Азиатско-Тихоокеанской транзитали под низкоскоростной верхней мантией лежит слой высоких скоростей, достигающий толщины 1000 км.

На рис. 2 показано сопоставление неоднородностей на границе ядра и мантии [16] с представлениями о составе литосферной мантии по глубинным ксенолитам.

Несмотря на существенное расхождение во взглядах на строение и эволюцию тихоокеанских окраин и ложа океана [1—4, 8, 11], все авторы акцентируют внимание на роли магматических ассоциаций. Последние могут выступать как производные молодых геосинклиналей, конвергентных окраин, схождения и раздвижения геоблоков, доминирующего рифтогенеза и пр. Вероятно, еще не скоро будет выработан единый подход к проблеме происхождения магматогенных георазделов.

Целью настоящей статьи было в сжатом виде показать на примере Тихоокеанского суперрегиона, что края (границы) трех принципиально различных важнейших структур Земли — континентов, океанов и транзиталей [8] — обладают автономностью магматогенного (и минералогического) развития. Эти маргинальные георазделы, достигающие на поверхности Земли огромной протяженности (до 20—22 тыс. км!), на востоке Азии и Австралии, Северной, Центральной и Южной Америки, на границе Азиатско-Тихоокеанской и Австрало-Тихоокеанской транзиталей, а также внутри Тихого океана, разделяемого по ряду признаков на две самостоятельные океанские мегапровинции, являются крупнейшими планетарными линиями, отражающими неоднородности весьма значительных глубин. Наличие таких георазделов должно учитываться при разработке любой тектонической концепции и при построении общей теории Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов Н. А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей.— М.: Недра, 1988.
2. Власов Г. М. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации.— М.: Наука, 1978.
3. Вулканические пояса Востока Азии/Ред. А. Д. Щеглов.— М.: Наука, 1984.
4. Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. II: Магматизм и тектоника/Ред. Л. И. Красный.— Л.: Недра, 1978.
5. Добрецов Н. Л., Соболев Н. В. Схема строения литосферной мантии по глубинным ксенолитам // Карта Циркум-Тихоокеанского магматизма/ВСЕГЕИ.— Л., 1988.
6. Егизаров Б. Х., Андреев С. И., Иванова А. М., Айнемер А. И. Металлоносность Мирового океана // Изучение вещественного состава железомарганцевых конкреций.— Л., 1986.— С. 17—28.
7. Ицксон М. И. Металлогеническая зональность Тихоокеанского сегмента Земли.— М.: Недра, 1979.
8. Красный Л. И. О Великом Тихоокеанском георазделе // Докл. АН СССР.— 1978.— Т. 242, № 5.— С. 1148—1151.
9. Красный Л. И. Глобальная система геоблоков.— М.: Недра, 1984.
10. Левин Л. Э., Варенцов И. М., Баскакова Д. К.,

- Вирта А. Н. Рудоносность осадочного чехла Тихого океана и ее связь со спредингом и вулканизмом // Бюл. Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол.— 1987.— Т. 62, вып. 4.— С. 3—17.
11. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику тихоокеанского сегмента Земли.— М.: Наука, 1979.
12. Радкевич Е. А. Региональная металлогения.— М.: Недра, 1987.
13. Семенова Г. И. Модели земной коры различных структур ложа Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 4.— С. 3—12.
14. Хальбах П., Пугеанус Д. Богатые кобальтом железомарганцевые корки из районов подвижных гор центральной части Тихого океана — состав и образование // Геология Мирового океана.— М.: Наука.— 1984.— С. 27—40.— (Доклады 27 МКГ; Т. 6, ч. 1).
15. Шило Н. А., Бабкин П. В., Белый В. Ф., Сидоров А. А. Восточно-Азиатская система краевых вулканогенных поясов — особенности строения, магматизма и металлогении // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1978.— № 2.— С. 24—31.
16. Morelli A., Dzewonski A. M. Topography of the Core-Mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core // Nature.— 1987.— V. 19.— P. 679—683.

ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
7 февраля 1989 г.

ДИСКУССИЯ

В свое время Л. И. Красным был обоснованно выделен «Великий Тихоокеанский геораздел». Действительно, восточная и западная части Тихого океана имеют существенные различия. Непонятно, почему затем он все протяженные магматические зоны Тихоокеанского пояса причислил тоже к категории «гео-

разделов»? Отнюдь не доказано, что они являются границами блоков автономного развития, каждая из них уже имеет общераспространенное простое и понятное наименование: краевые вулканоплутонические пояса (риолитовая линия) системы островных дуг с внутренней (андезитовой) и внешней (преимуще-

ственно базитовой) дугами, края континентов Кордильерского и Андского типов и т. д. Магматические зоны сами по себе не являются автономными образованиями. Они — элементы общей системы. Базальтовая, андезитовая и риолитовая линии отражают процесс последовательной сиализации земной коры в направлении от океана. Внешняя дуга (базальтовая линия) связана с внутренней (андезитовой) дугой в островодужную систему. Причем базальтовая линия приокеаническая, а андезитовая находится ближе к материке, а не наоборот, как можно понять из написанного в статье: «Между этим георазделом (окрайно-континентальным андезиториолитовым) и крайно-транзитальным георазделом (островные дуги) в пределах переходной зоны выделяется своеобразная „базальтовая“, или, точнее, „базальт-гипербазитовая линия“».

Неоднократно подчеркиваемая автором автономность развития отдельных отрезков георазделов вряд

*ИТиг ДВО АН СССР
Хабаровск*

ли имеет место. В статье мы читаем: «Исходя из концепции геоблоковой делимости литосферы, отдельные звенья островодужных георазделов имеют автономные петрографо-геохимические черты». Правильнее, вероятно, будет исходить из имеющегося фактического материала, который показывает, что различные зоны протяженной островодужной системы имеют относительно выдержанный петрографо-геохимический состав. Вариации имеются, конечно, но они в общем не нарушают этой закономерности.

Вряд ли можно говорить об отсутствии прямых аналогов Тихоокеанских (Восточно-Азиатских) крайних вулканоплутонических поясов (окрайно-континентальных георазделов) в других регионах Земли. Близкие по составу, структуре и генезису образования описаны в Казахстане, Прибайкалье и в других областях.

Г. М. Власов

УДК 552.13

И. Н. Биндеман

СМЕШЕНИЕ МАГМ КАК МЕХАНИЗМ ГЕНЕЗИСА ЭКСТРУЗИВНЫХ ДАЦИТОВ
ВУЛКАНА МЕНДЕЛЕЕВА

(о. Кунашир, Курильские острова)

Приводятся минералогические (неравновесные сочетания вкрапленников), петрогеохимические (приуроченность к линии смешения) и текстурные (полосчатые разности пород, неравномерное распределение вкрапленников, меланократовые включения) доказательства смешения риолитовой и андезитобазальтовой магм как механизма генезиса экструзивных дацитов вулкана Менделеева. Оливин-двупироксеновые андезитобазальты, слагающие верхний лавовый комплекс

Как известно, существует несколько точек зрения на генезис андезитов и дацитов островных дуг. В последнее время все больше доказательств получает представление о гибридном происхождении по крайней мере части этих пород. Проведенное автором изучение петрографии, минералогии и геохимии экструзивных дацитов влк. Менделеева проливает дополнительный свет на физико-химические условия и механизм процесса смешения кислой и основной магм. Автор выражает благодарность профессору Т. И. Фроловой, а также Ф. Ю. Дубику и В. Б. Комарову за предоставление ряда образцов для их исследования на микроанализаторе, методом нейтронной активации и конструктивные критические замечания.

Вулкан Менделеева — второй с юга действующий вулкан о. Кунашир. В настоящее время он представляет собой сложную вулканическую постройку из нескольких вложенных друг в друга сильно разрушенных кальдерных конусов общим диаметром около 12 км, содержащих внутренний конус. Сквозь этот конус выдавлен экструзивный купол с площадью горизонтального сечения около 0,8 км².

Геологическое строение и общее петрографическое описание пород вулкана содержится в работах Е. К. Мархина * [6, 7], Г. С. Горшкова [3], О. Н. Волинца [2] и др. [9, 10].

* Е. К. Мархинин впервые обратил внимание на необычный состав экструзивных дацитов и предложил выделить их под собственным названием «кунаширит». (Прим. ред.)

вулкана, и риолитовые пемзы окрестностей вулкана рассматриваются как ингредиенты смешения на основании сопоставления их минералогических, петрохимических и геохимических особенностей с таковыми дацитов вулкана. Предполагается, что смешение происходило в последнем промежуточном очаге, расположенном под вулканом на глубинах 8—15 км и заполненным андезитобазальтовой магмой, путем движения через нее риолитовой магмы.

В строении кальдерных конусов вулкана принимают участие три разновозрастных комплекса вулканогенных пород андезит-андезитобазальтового состава: нижний лавовый, туфогенно-агломератовый и верхний лавовый. Породы верхнего комплекса слагают также внутренний конус вулкана. Экструзивный купол сложен дацитом и имеет возраст 4200 ± 100 лет [10].

Вулканическая постройка окружена полем развития пемз риолитового состава. Такие же пемзы обнаружены по данным бурения и под вулканом [10]. Связь пемз с влк. Менделеева из-за плохой обнаженности окрестностей вулкана остается дискуссионной [3, 7, 10]. Однако важно отметить, что они представляют собой сильнопористые образования с 15—20 % вкрапленников, среди которых встречены плагиоклаз № 40—35 (~10 %), кварц (~5), ортопироксен (2—3), магнетит (1) и, редко, клинопироксен (1—2 %). Размер вкрапленников 1—2 мм. Основная масса пемз стекловатая с редкими кварц-плагиоклазовыми псевдосферолитами и кристаллитами.

Породы нижнего лавового и туфогенно-агломератового комплексов кальдерных конусов вулкана представлены двупироксеновыми и, реже, оливин-двупироксеновыми андезитами и андезитобазальтами.

Верхний лавовый комплекс слагают лавы исключительно оливин-двупироксеновых андезитобазальтов и основных андезитов. Петрографически это массивные стекловатые породы, вкрапленники в которых представлены плагио-

Оксид	Породы			Минералы						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
				вкл.	Pl _Ц ^A	Pl _К ^A	Pl _Ц ^B	Pl _К ^B	Pl _Ц ^Г	Pl _Ц ^Б
SiO ₂	56,71	73,14	66,08	78,4	59,65	57,49	58,16	59,5	56,19	59,8
TiO ₂	0,66	0,37	0,45	0,16	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	16,37	13,06	15,35	10,20	24,82	25,95	25,12	24,32	26,37	24,3
Fe ₂ O ₃	8,03	1,44	1,83	—	—	—	—	—	—	—
FeO	2,15	2,29	3,81	1,23	0,32	0,58	0,43	0,34	0,81	0,29
MnO	0,07	0,06	0,10	0,09	—	—	—	—	—	—
MgO	5,21	1,29	2,28	0,42	—	—	0,13	—	—	—
CaO	7,77	2,98	5,35	1,25	8,17	10,0	10,61	8,17	10,97	8,12
Na ₂ O	2,30	3,92	3,26	5,63	6,78	5,85	5,20	7,15	5,28	6,88
K ₂ O	0,32	0,89	0,72	2,14	0,25	0,11	0,22	0,24	0,14	0,3
P ₂ O ₅	0,08	0,05	0,07	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,58	99,20	99,86	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
NPl	—	—	—	—	40	49	52	38	54	37,5
Fa	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fs	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Wol	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — оливин-двупироксеновый андезитобазальт внутреннего конуса вулкана; 2 — риолитовая пемза окрест вкрапленники дацитов экструзивного купола; 18—20 — минералы-вкрапленники оливин-двупироксеновых андезитобазальтов; клз, ц — центр вкрапленника, к — край вкрапленника, км — кайма (пижонита вокруг оливина), А, Б, В, Г — типы вкраплен ферросилита и волластонита в пироксенах. Прочерк — содержание элемента ниже чувствительности анализа или не определялось Н. Н. Корогаева.

клязом № 60 размером 1—2 мм (~10%), ортопироксеном размером 1 мм (~3), клинопироксеном размером 1,5 мм (~5) и оливином размером 0,7—1 мм (~2%). Состав темноцветных минералов приведен в табл. 1. Вкрапленники всех минералов образуют одну генерацию и погружены в гиалопилитовую основную массу с микролитами плагиоклаза, пироксенов и зернами магнетита. Это обстоятельство наряду с идиоморфной формой вкрапленников говорит о том, что все они кристаллизовались в единых, термически спокойных условиях, скорее всего в промежуточном очаге, который установлен под влк. Менделеева на глубине 8—15 км [4].

Как отмечают многие исследователи [7, 10], породы верхнего лавового комплекса весьма однообразны, что позволяет говорить о «едином генетическом типе оливин-двупироксеновых андезитобазальтов» [7], поэтому, вероятно, и весь верхний лавовый комплекс связан с деятельностью указанного очага. Это также заставляет считать, что очаг заполнен магмой андезитобазальтового состава, содержащей перечисленные выше вкрапленники.

Породы экструзивного купола. Экструзивный купол влк. Менделеева сложен массивными дацитами с характерными крупными вкрапленниками прозрачного бипирамидального кварца

и таблитчатого плагиоклаза, причем эти, а также и другие вкрапленники распределены в породе весьма неравномерно. Дациты содержат многочисленные округлые включения андезитобазальтового состава. В некоторых местах купола встречаются полосчатые разности дацитов — чередование полос с относительно повышенными или относительно пониженными содержаниями вкрапленников кварца, что впервые отметил О. Н. Вольнец, назвав эти породы гетеротакситовыми [2]. Вокруг купола по склонам вулкана разбросаны обломки вспененных пемзовидных дацитов, выброс которых, вероятно, был синхронен с экструзией.

Петрографическая характеристика. Дациты купола имеют неравновесный минеральный состав вкрапленников, составляющих ~40% от объема породы. Вкрапленники сложены плагиоклазом (~20%), кварцем (~10%), оливином (1—2), ортопироксеном (~4), клинопироксенами (авгит (~3%) и пижонит (~1)), магнетитом (~2%). Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза (10—15% от объема породы), ортопироксена (~3), авгита (~2) и мелких зерен магнетита (~2%), погруженных в светлое, нераскристаллизованное стекло (35—40%).

Вкрапленники плагиоклаза представлены четырьмя типами кристаллов, отличающимися

минералов-вкрапленников в них

вкрапленники

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Ol _ц	Ol _к	Orx _ц	Aug _ц	Pig _ц	Pig _{км}	Mt _ц	Ol _ц	Orx _ц	Aug _ц
38,56	38,45	53,46	52,32	52,36	52,80	0,04	38,07	53,13	51,34
—	—	0,01	0,19	0,40	0,45	6,4	—	0,33	0,35
—	—	0,26	0,72	3,24	1,65	3,66	—	2,39	2,35
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
21,67	25,71	23,45	10,03	16,54	18,82	85,67	24,79	20,51	8,14
0,11	0,20	1,62	0,89	0,45	0,51	0,54	0,35	0,7	0,23
38,89	35,24	20,05	13,14	20,90	20,49	2,57	36,16	20,56	14,57
0,12	0,28	0,97	22,14	5,67	4,9	0,12	0,15	1,5	21,66
—	—	—	0,54	0,12	0,31	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,0	100,00	100,00	100,00
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
24	30	—	—	—	—	—	28	—	—
—	—	37,5	15,4	27,5	29	—	—	36	13
—	—	1,6	43,6	9,8	10	—	—	2,5	45

ностей вулкана; 3 — щиты экструзивного купола; 4 — расплавленное включение в кварце первой генерации; 5—17 — минералы-вкл. — расплавленное включение, Ol — оливин, Orx — ортопироксен, Aug — авгит, Pig — пижонит, Mt — магнетит, Pl — плагиоников плагноклаза (см. текст), NPl — содержание анортита, %, Fa — содержание фаялита в оливине, %, Fs и Wol — содержание в связи с тем, что элемент в минерал не входит. Анализы минералов выполнены на микроанализаторе «CamSan» в МГУ, аналитик

по морфологии, характеру зональности и степени резорбированности.

Тип А. Идиоморфные таблитчатые кристаллы размером 2—4 мм, слагающие половину от объема всех вкрапленников породы, характеризующиеся обратной зональностью от № 40 в центре до № 50 на краю кристалла.

Тип Б. Сильно резорбированные блоки кислого плагиоклаза (№ 37,5) размером 0,2—0,5 мм, встречающиеся исключительно в центре кристаллов плагиоклаза типа А. Часто окружены зонами подплавления и насыщены первично-вторичными расплавленными включениями. Иногда бывает видно, как от поверхности плагиоклаза этого типа начинают расти двойники плагиоклаза типа А.

Тип В. Идиоморфные кристаллы таблитчатой формы размером 1—2 мм с прямой зональностью от № 52 в центре до № 38 на краю кристалла.

Тип Г. Сильно резорбированные кристаллы основного плагиоклаза размером 1—1,5 мм со сложным характером зональности. Средний состав — № 55, пределы колебаний — № 50—№ 57.

Выделяются три генерации вкрапленников кварца. Кварц I — мелкие (0,3—0,5 мм) изометричные, оплавленные зерна, обрастающие с поверхности каймами из агрегатов зерен пижонита и ортопироксена (оптические опреде-

ления). Отличительной морфологической особенностью кварца I являются крупные стекловатые расплавленные включения типа стекло — газ, стекло которых отвечает по составу риолиту (см. табл. 1). Это позволяет считать, что кварц I кристаллизовался в риолитовом расплаве. Кварц II — крупные (2—4 мм) бипирамидальные идиоморфные кристаллы, составляющие подавляющее большинство вкрапленников кварца. Кварц III представлен мелкими (0,5—1 мм) изометричными кристаллами, часто с бухтообразными заливами основной массы.

Оливин представлен мелкими (0,3—0,5 мм) резорбированными зернами слегка вытянутой формы, имеет прямую зональность от Fa₂₄ до Fa₃₀. По краям зерен и по трещинкам оливин замещается пижонитом. Выделение вкрапленников пижонита и замещение этим минералом оливина, очевидно, происходило одновременно, о чем говорит близость состава названных минералов (см. табл. 1).

Среди вкрапленников ортопироксена можно выделить два типа: тип А — идиоморфные вытянутые кристаллы размером 1—1,5 мм постоянного состава Fs_{37,5}; тип Б — сильно резорбированные кристаллы размером 0,5 мм состава Fs₄₆, мелкие зерна ортопироксена типа Б были обнаружены в центре плагиоклаза типа А, рядом с блоками кислого плагиоклаза типа Б.

Характерно, что ортопироксен типа А равновесен с оливином, в то время как ортопироксен типа В значительно отклоняется от линии равновесного сосуществования [14].

Кристаллы авгита имеют размеры 0,7—1 мм, идиоморфную призматическую форму. Отмечается слабая прямая зональность от $Wo_{43,6}En_{41}Fs_{15,4}$ до $Wo_{44}En_{40}Fs_{16}$. Такой состав равновесен как с ортопироксеном типа А, так и с оливином [14].

Вкрапленники пижонита идиоморфны, но более мелкие по размеру (0,4—0,6 мм), бесцветны и имеют постоянный состав $Wo_{9,8}En_{67}Fs_{27,5}$.

Магнетит вкрапленников имеет размеры до 0,5 мм, встречается исключительно в виде сростков с другими минералами (плаггиоклазом типа А, пироксенами). В своем составе содержит от 6 до 15 % TiO_2 .

Средний состав основной массы дацитов*, определенный на микроанализаторе (%): SiO_2 — 59,6; TiO_2 — 0,7; Al_2O_3 — 17,7; $FeO_{обм}$ — 7,5; MgO — 4,0; CaO — 6,2; Na_2O — 3,2; K_2O — 0,6; P_2O_5 — 0,1; Cl_2O — 0,1 — более основной, чем состав породы в целом (см. табл. 1). Тем же свойством обладают и микролиты плаггиоклаза (№ 82—67), ортопироксена (Fs_{26}) и клинопироксена ($Wo_{126}En_{46}Fs_{28}$) по сравнению с соответствующими вкрапленниками. Эти обстоятельства, а также повышенная концентрация ортопироксена показывают, что основная масса дацитов купола вулкана разительно отличается от основной массы обычного дацита.

Неравновесные сочетания вкрапленников (магнезиальный оливин + кварц, магнезиальный оливин + железистый ортопироксен типа В, железистый ортопироксен типа В + магнезиальный ортопироксен типа А, кислый плаггиоклаз типа В + основной плаггиоклаз типа Г) показывают, что вкрапленники породы кристаллизовались в разных расплавах. Их можно разделить на три группы, существенно отличающиеся по генезису.

1. Вкрапленники, первоначально кристаллизовавшиеся в кислом (риолитовом) расплаве, кварц I, плаггиоклаз типа В, железистый ортопироксен типа В. Облик и набор этих вкрапленников соответствуют облику и набору вкрапленников риолитовых пемз окрестностей вулкана.

2. Вкрапленники, первоначально кристаллизовавшиеся в основном расплаве, оливин, плаггиоклаз типа Г, центральные части вкрапленников магнезиального ортопироксена типа А и авгита. Набор, облик и состав вкрапленников

* Основная масса дацита была отобрана в шлифах и затем расплавлена в муфельной печи при температуре 1100 °С до образования гомогенного стекла, которое затем и было проанализировано на микроанализаторе.

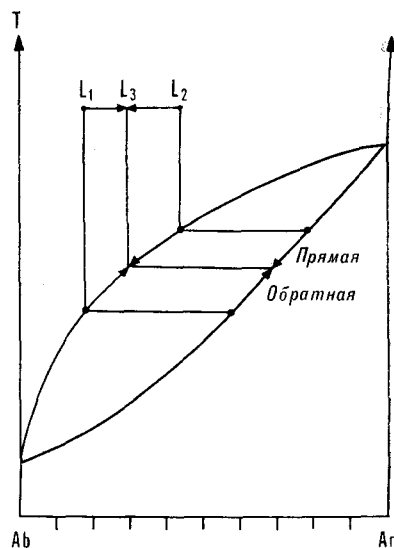


Рис. 1. Механизм возникновения обратной зональности в плаггиоклазе, сосуществующей с прямой.

L_1 — кислый; L_2 — основной; L_3 — гибридный расплав. Показан идеальный вариант, когда после смешения оба типа плаггиоклаза имеют одинаковый состав. В случае роста зональных вкрапленников плаггиоклаза будут образовываться значительные перекрытия интервалов зональности, что и наблюдается (плаггиоклаз типа А и В).

темноцветных минералов и плаггиоклаз типа Г отвечают таковым для андезитобазальтов верхнего лавового комплекса вулкана (см. табл. 1 и выше).

3. Вкрапленники, кристаллизовавшиеся в процессе смешения магм и после завершения их смешения, плаггиоклаз с обратной зональностью типа А и плаггиоклаз с прямой зональностью типа В (рис. 1), ортопироксен, авгит, пижонит, магнетит, кварц II и III.

Таким образом, исходя из петрографического изучения, можно предположить, что дациты есть результат смешения оливин-двупироксеновой андезитобазальтовой и риолитовой магм.

Текстуры неоднородности пород. Текстуры неоднородности пород купола создаются меланократовыми включениями андезитобазальтового состава, полосчатыми разностями пород, а также неравномерным распределением лейкократовых и темноцветных минералов («скрытая» неоднородность).

Меланократовые включения составляют 10—15 % от объема купола, варьируют в размерах от 1 до 50 см, имеют округлую, каплевидную форму и порфиоровую структуру. Они содержат вкрапленники плаггиоклаза (~5 %), оливина (~1), ортопироксена (~1), клинопироксена (~1), магнетита (~1 %), которые под микроскопом очень напоминают вкрапленники андезитобазальтов верхнего лавового комплекса вулкана и соответствующие вкрапленники дацитов купола. В краевых частях крупных включений можно видеть захваченный из вмещаю-

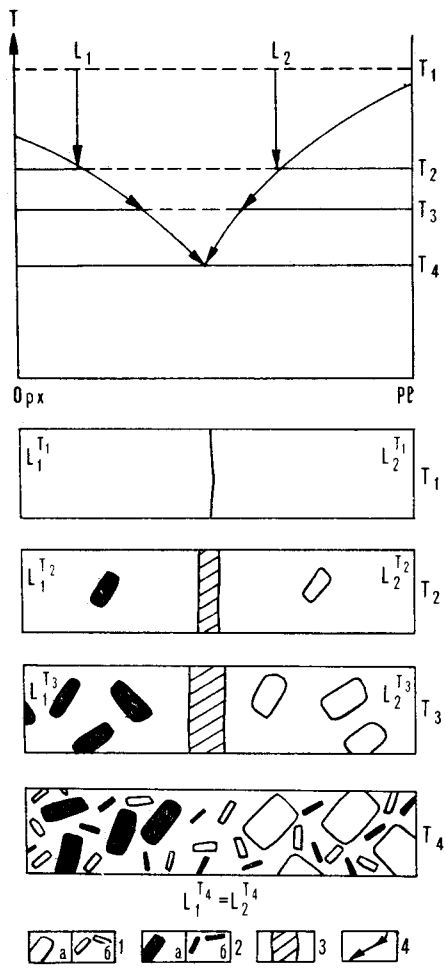


Рис. 2. Механизм возникновения «скрытой» неоднородности при смешении магм.

Последовательные стадии гомогенизации двух контрастных расплавов: T_1 — стадии соприкосновения двух (L_1 и L_2) расплавов; T_2, T_3 — стадии выделения вкрапленников и диффузионного смешения; T_4 — стадии образования однородного остаточного расплава, 1 — плагиоклаз (а — вкрапленники, б — микролиты); 2 — пироксен (а — вкрапленники, б — микролиты); 3 — диффузионная зона смешения; 4 — ход кристаллизации.

щего дацита кварц, обрастающий пироксенами. Основная масса включений хорошо раскристаллизована, содержит лишь небольшое количество стекла и представлена каркасными сростаниями футляровидных микролитов плагиоклаза и пироксенов. Важно отметить, что рост футляровидных кристаллов плагиоклаза происходит при переохлаждении расплава на $40-100^\circ$ [12], что соответствует разнице температур андезитобазальтового и риолитового расплава. Включения имеют зональное строение. Их внутренние части крупнопористые и часто содержат мелкие обломки чуждых пород, а внешние представляют собой зону закалки, имеют мелкозернистое строение и не содержат пор. Граница включений с вмещающим дацитом резкая.

Полосчатость пород обусловлена чередованием светло-серых разностей пород, содержащих 10% вкрапленников кварца, и темно-серых, содержащих 3–5% вкрапленников кварца, имеющих соответственно андезитодацитовый ($SiO_2 = 62,2\%$) и дацитовый ($SiO_2 = 67,5\%$) состав [2]. Наибольшая контрастность полос встречена в пределах пемзовидных дацитов, где черные бескварцевые полосы чередуются с белыми, насыщенными кварцем (кварца

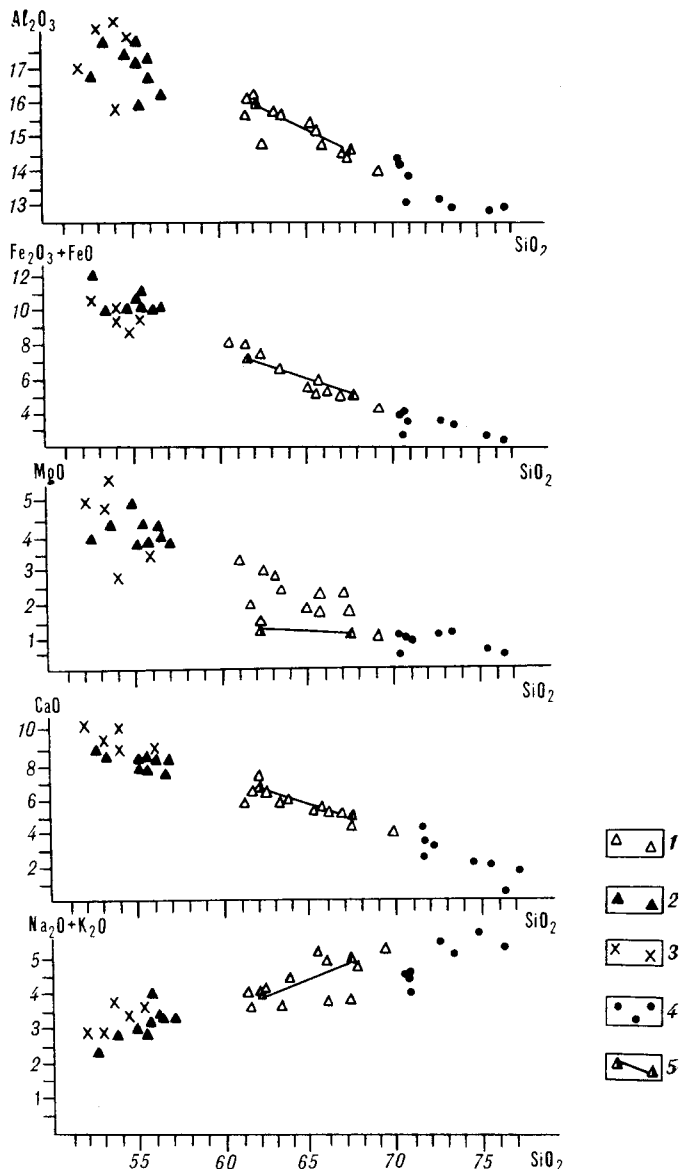


Рис. 3. Диаграммы Харкера для пород влк. Менделеева и риолитовых пемз окрестностей вулкана, по данным автора и [3, 7, 9, 10].

1 — породы экструзивного купола; 2 — меланократовые включения в породах купола; 3 — андезитобазальты внутреннего конуса вулкана; 4 — риолитовые пемзы окрестностей вулкана; 5 — гетеротаксировый дацит из экструзивного купола, по данным О. Н. Волынца [2], линия соединяет составы андезитодацитовый и дацитовый полос в пределах купола.

15 %). Мощность полос варьирует от 1 до 10—15 см, макроскопически граница между ними резкая, под микроскопом устанавливается диффузионный ее характер.

«Скрытая» неоднородность выражается в наличии обособленных участков, в одних из которых преобладают вкрапленники кварца и плагиоклаза, а в других — темноцветных минералов, при этом основная масса породы везде имеет одинаковый облик. Существующее объяснение этого явления всплыванием более легких вкрапленников (кварца и плагиоклаза) и оседанием более тяжелых (темноцветных) [8], на наш взгляд, малоубедительно из-за высокой вязкости кислой магмы. Такая неоднородность, по нашему мнению, есть конечный продукт смешения магм (рис. 2). Как видно из рисунка, состав контактирующих жидкостей выравнивался не столько за счет встречной диффузии компонентов, сколько в результате выделения избыточных над эвтектикой вкрапленников в каждом из расплавов. В определенный момент (T_4) состав остаточного расплава в сосуществующих магмах стал одинаковым, что и привело к единообразной основной массе и отступанию границ.

Таким образом, описанные типы текстурных неоднородностей фиксируют различные этапы сосуществования и смешения двух контрастных расплавов. Захват включений, по-видимому, происходил в ранний момент, когда расплавы еще сохраняли значительную разницу температур, вязкости, контрастность состава, из-за чего существенного смешения магм не происходило. Образование полосчатых разностей дацитов относится уже к более поздним стадиям совместного движения и смешения расплавов, которые по мере развития процесса смешения приобрели одинаковую температуру, вязкость и стали не столь контрастными по составу. Дальнейшее сосуществование и кристаллизация привели в конце концов лишь к «скрытой» неоднородности, столь широко проявленной в пределах купола.

Петрохимическая и геохимическая характеристика пород вулкана. Породы влк. Менделеева и риолитовые пемзы окрестностей вулкана относятся к низкокальциевой толеитовой серии [9]. Химические анализы пород купола, приводимые разными авторами [2, 3, 7, 9, 10], дают вариацию содержания SiO_2 в 7 % (62—69). Диаграммы Харкера (рис. 3) показывают закономерные вариации и для остальных петрогенных окислов. Примечательно, что точки составов пород располагаются вдоль прямой линии (линии смешения) между андезитобазальтом и риолитом, отражая различные пропорции смешения этих двух магм. Отмеченный интервал гетерогенности дацитов купола примерно соответствует разнице в составах между

темно-серой и светло-серой полосами в полосчатом даците ($\text{SiO}_2 = 62,2\text{—}67,5\%$) [2]. Достаточно широкие (5 %) вариации состава отмечаются и для меланократовых включений в куполе. Составы наиболее основных из них перекрываются с составами оливин-двупироксеновых андезитобазальтов (52—55 % SiO_2). Меланократовые включения с содержанием SiO_2 55—57 %, по-видимому, испытали частичное смешение, о чем можно судить по захвату ими кварца из вмещающего дацита.

На диаграмме плавкости $\text{Ab} + \text{Or} - \text{An} - \text{Q}$ (рис. 4, а) нанесены пересчитанные по методу CIPW нормативные составы пород вулкана. Видно, что эволюция пород конуса вулкана от андезитобазальтов до андезитов может объясняться на этой диаграмме отсадкой основного плагиоклаза, т. е. кристаллизационной дифференциацией. Точки составов риолитовых пемз располагаются вокруг $\text{Q} - \text{Pl}$ котектики, что соответствует и набору вкрапленников в них. Точки составов дацитов экструзивного купола не продолжают тренд кристаллизационной дифференциации андезитобазальт — андезит, как следовало бы ожидать, а лежат на линии смешения андезитобазальт — риолит и даже смещены относительно андезитов в сторону более высокотемпературной эвтектики $\text{Q} - \text{An}$. Аналогичные закономерности установлены и на $\text{Q} - \text{Pl} - \text{Orx}$ диаграмме, где нормативный состав дацитов обогащен относительно андезитов нормативным ортопироксеном (см. рис. 4, б). Это соответствует установленной под микроскопом стабилизации основного плагиоклаза и ортопироксена в основной массе как результата смешения магм.

Необычны геохимические черты экструзивных дацитов. В них как бы совмещены признаки основных и кислых пород. С одной стороны, наблюдаются повышенные концентрации когерентных элементов группы железа (Ni , Co , Cr , V), что характерно для андезитобазальтов, а с другой — крупноионных литофильных элементов (Rb , Cs , U , Th) (табл. 2 и [11]), что свойственно риолитовым пемзам. Из рис. 5 видно, что средний состав дацитов попадает как раз на линию смешения андезитобазальт — риолит. Это объясняет нам отмеченные геохимические особенности: линия смешения для этих групп элементов лежит выше линии кристаллизационной дифференциации. «Промежуточность» дацитов иллюстрируется и графиком распределения редких земель (рис. 6).

Таким образом, приуроченность дацитов на петрохимических и геохимических диаграммах к линии смешения является петрохимическим и геохимическим доказательствами смешения магм.

Модель смешения магм. Образование гибридных дацитов требует смешения примерно рав-

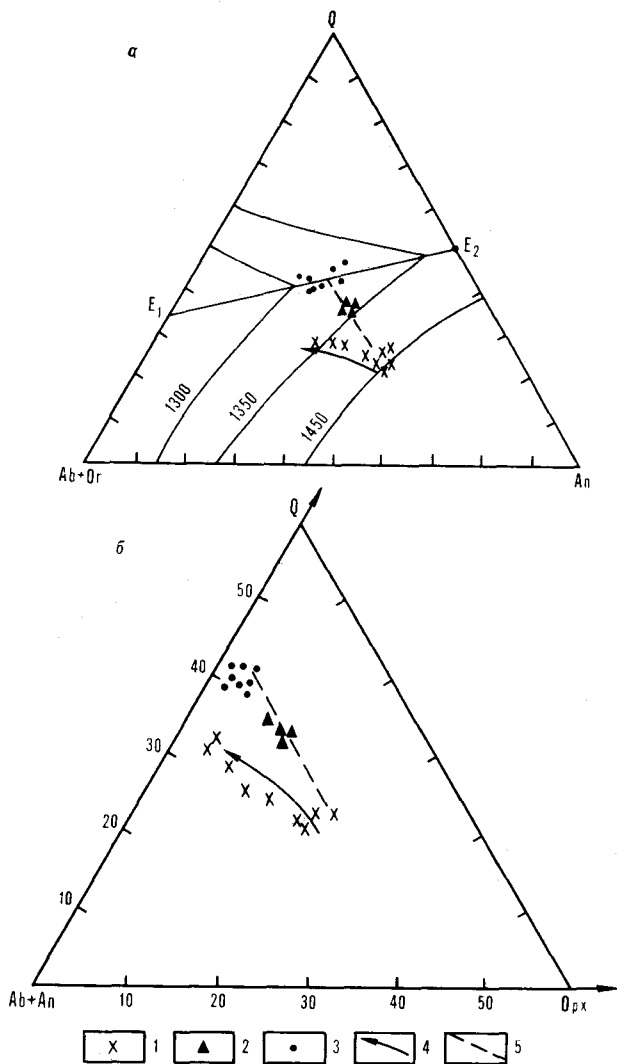


Рис. 4. Нормативные составы пород влк. Менделеева и риолитовых пемз окрестностей вулкана на диаграммах:

а — $Ab + Or - Q - An$; б — $Ab + An - Orx - Q$. 1 — андезитобазальты и андезиты конусов вулкана; 2 — дациты экструзивного купола; 3 — риолитовые пемзы окрестностей вулкана; 4 — тренд кристаллизационной дифференциации; 5 — линия смешения.

ных объемов риолитовой и андезитобазальтовой магм. Проблема пространства не позволяет полагать, что очаг, заполненный магмой одного состава, может принять такое же количество магмы другого состава. Процесс смешения магм не может иметь и чисто диффузионный характер, ибо диффузия не обеспечит производства кубических километров гибридной магмы за геологически реальное время. Это возможно лишь в рамках конвективной модели. О конвективном характере процесса смешения в нашем случае свидетельствуют описанные текстурные неоднородности, фиксирующие совместное перемещение и кристаллизацию расплавов, а также отсутствие всех промежуточ-

ных между андезитобазальтами и риолитами составов пород, что должно было бы наблюдаться при диффузии. Для конвективного перемешивания расплавов необходимо, чтобы более легкий риолитовый расплав в начальный момент находился в нижней части очага, заполненного андезитобазальтовой магмой. На рис. 7 приведена предполагаемая схема развития процесса смешения.

Поступление в очаг небольшого количества риолитовой магмы происходило вследствие его приоткрытия из-за растягивающих тектонических усилий (рис. 7, стадия А). Риолитовая магма, по-видимому, представляет собой частичную выплавку из нижней коры, что наиболее соответствует ее геохимическим и изотопным особенностям [13, 15]. О том, что частичное плавление нижней коры в настоящее время возможно, говорят последние данные по тепловому потоку под о. Кунашир [1]. Так, на глубинах 15—20 км температура составляет 800—900 °С, что вполне достаточно для выплавления риолитов в присутствии небольшого количества воды.

В процессе подъема на границе двух расплавов помимо диффузии и термодиффузии на первых порах преобладали процессы теплопереноса, которые вызвали вскипание контактирующих расплавов и инверсию вязкостей. Последний факт сделал возможным захват андезитобазальтовой магмы внутрь кислой (стадия В). Из-за значительной разницы температур она вскипала и застывала в условиях переохлаждения, давая охарактеризованные меланократовые включения. В следующий этап (стадия В) уже частично модифицированный кислый расплав занял апикальную часть очага,

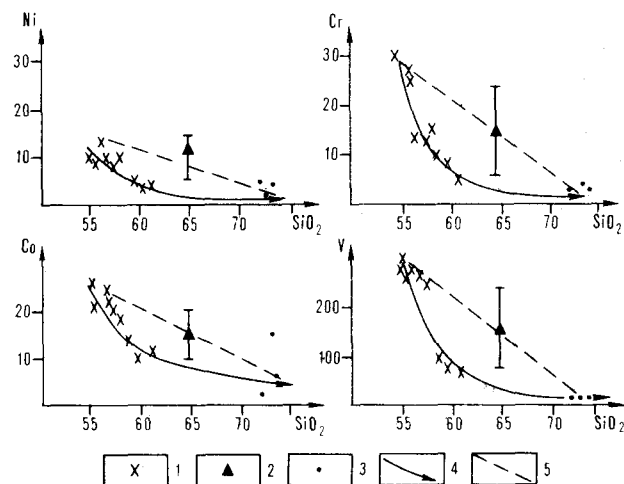


Рис. 5. Распределение некоторых микрокомпонентов (г/т) в породах влк. Менделеева и риолитовых пемзах окрестностей вулкана; усл. обозн. см. рис. 4; на рисунке показаны средний состав дацитов купола и пределы колебаний.

Таблица 2

Содержание микроэлементов в дацитах и риолитовых пемзах влк. Менделеева

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂		67,78	66,08	59,60	58,1	73,14	72,71
K ₂ O		0,7	0,72	0,60	0,22	0,89	0,90
Rb	18	15,2	20,0	29	<20	22,0	20,0
Cs	<1,0	1,1	1,0	<1,0	<1,0	<1,0	1,7
Ba	<200	287	<200	<200	<200	313	462
U	1,0	0,54	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0
Th	0,95	0,8	1,4	0,8	0,15	3,7	1,9
La	3,4	5,7	4,0	4,5	2,1	7,3	6,7
Ce	9,7	13,3	6,5	6,1	5,3	20,0	16,8
Nd	<3,0	9,5	10,0	13,0	3,5	15,0	15,0
Sm	1,9	2,9	2,2	1,9	0,54	3,8	4,0
Eu	0,52	0,85	1,1	0,7	1,3	0,95	1,10
Yb	3,3	3,0	3,5	2,8	0,3	3,6	5,4
Lu	0,30	0,57	0,36	0,32	0,078	0,60	0,58
Cr	9,6	3,0	13,0	10,3	2,5	3,8	4,6
Co	15,4	9,4	22	23	1,6	3,6	18,0

Примечание. 1, 2, 3 — дациты экструзивного купола; 4 — основная масса дацитов; 5 — вкрапленники плагиоклаза; 6, 7 — риолитовые пемзы окрестностей вулкана; прочерк — нет данных. Содержания SiO₂ и K₂O — в мас. %, микроэлементов — в г/т. Анализы на микроэлементы выполнены в ядерно-физической лаборатории ЦНИГРИ нейтронно-активационным методом, точность — 3 %.

вытесняя оттуда андезитобазальтовый и смешиваясь с ним. Вследствие постепенного изменения температур и состава резорбировались минералы-вкрапленники, происходил рост плагиоклаза с обратной зональностью. Очевидно, что температурное равновесие было достигнуто раньше, чем выравнивание составов. Сближение вязкостей сделало возможным полосовидное перемещение частично модифицированных гибридных магм. В дальнейшем уже достаточно гомогенизированная гибридная дацитовая магма поступила на поверхность и застыла в виде экструзивного тела (стадия Г). Процесс выдавливания экструзии — еще один динамический элемент, способствующий гомогенизации. В момент экструзии дорастали вкрапленники, давая охарактеризованную «скрытую» неоднородность, и кристаллизовалась основная масса породы.

Согласно предлагаемой модели процесс смешения привел к плотностной неоднородности в пределах очага. Это в определенной мере подтверждается современными геофизическими

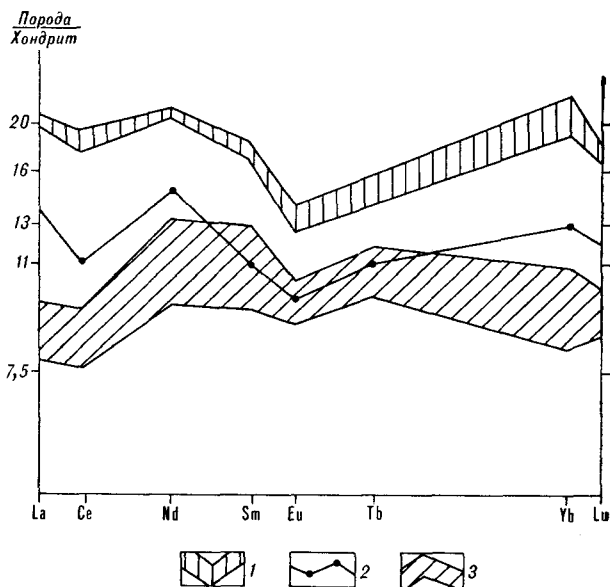


Рис. 6. Нормализованное по хондриту распределение редких земель в породах влк. Менделеева и риолитовых пемзах окрестностей вулкана.

1 — риолитовые пемзы, по данным автора; 2 — дациты купола, среднее из табл. 2 и по данным Т. И. Фроловой и др. [11]; 3 — андезитобазальты конусов вулкана, по данным Т. И. Фроловой и др. [11].

данными [5], которые показывают, что 1) очаг заполнен материалом повышенной плотности, чем может быть андезитобазальтовая магма; 2) верхнюю часть очага заполняет материал пониженной плотности, чем может быть гибридная дацитовая магма.

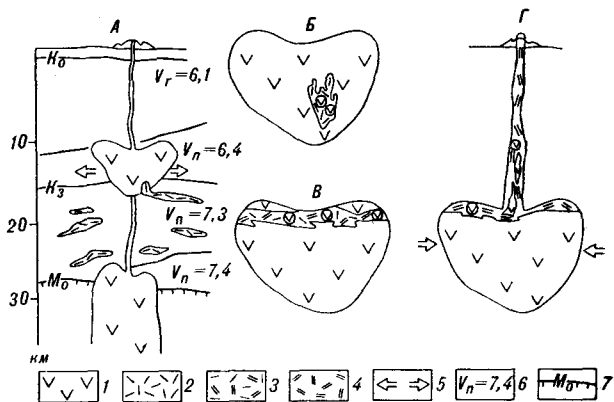


Рис. 7. Предлагаемая модель смещения магм на влк. Менделеева.

1—4 — расплавы: 1 — андезитобазальтовый, 2 — риолитовый, 3 — частично смешанный риодацитовый, 4 — дацитовый; 5 — тектонические напряжения; 6 — скорости сейсмических волн, км/с, по данным Т. К. Злобина и др. [4]; 7 — геофизические границы, по [5]; А — Г см. в тексте.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас геолого-геофизического строения Курило-Камчатской островной системы.— М.: Наука, 1987.

2. Волынец О. Н. Гетеротакситовые лавы и пемзы // Проблемы глубинного магматизма.— М.: Наука, 1979.— С. 181—196.

3. Горшков Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги.— М.: Наука, 1967.
4. Злобин Т. К., Федорченко В. И., Петров А. В., Немченко Г. С. Структура литосферы о. Кунашир по сейсмическим данным // Тихоокеанская геология.— 1982.— № 1.— С. 92—101.
5. Злобин Т. К., Петров А. В. Сопоставление и анализ физических неоднородностей различной природы, выделенных по данным МОБЗ и ГСЗ в земной коре о. Кунашир (Курильские острова) // Там же.— 1983.— № 5.— С. 110—116.
6. Маргинин Е. К. Кварцево-оливиновый дацит о-ва Кунашир // Бюллетень вулканологических станций АН СССР.— 1957.— № 26.— С. 35—52.
7. Маргинин Е. К. Вулканы о-ва Кунашир // Труды лаборатории вулканологии.— 1959.— Вып. 17.— С. 64—156.
8. Овчинников Л. Н., Банщикова И. В., Васильев Е. В. Включения расплавов и растворов — прямые свидетели рудогенерирующей роли магм // Термобарогеохимия в геологии: Материалы VI Всесоюзного совещания по термобарогеохимии/ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1982.— С. 33—37.
9. Происхождение вулканических серий островных дуг.— М.: Недра, 1985.
10. Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева.— М.: Наука, 1980.
11. Фролова Т. И., Бурикова И. А., Бейли Дж., Дриль С. И. О генетической общности оливин-анортитовых включений и вмещающих их базальтов // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 5.— С. 27—36.
12. Lofgren G. An experimental study of plagioclase morphology; isothermal crystallization // Amer. J. Sci.— 1974.— V. 274, N 3.— P. 225—241.
13. Meijer A. The origin of low-K rhyolites from Mariana frontal arc // Contrib. Miner. Petrol.— 1983.— V. 83, N 1.— P. 45—51.
14. Sakuyama M. Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanos, Japan: Crystallization sequence and evidence of magma mixing // J. Petrol.— 1981.— V. 22.— P. 553—583.
15. Tarney J., Windles B. F. Chemistry, thermal gradients and evolution of the lower continental crust // J. Geol. Soc.— 1977.— V. 134, N 2.— P. 153—172.

МГУ
Москва

Поступила в редакцию
21 октября 1988 г.

УДК 551.242

*Н. А. Богданов, С. М. Тильман***СИНТЕЗ ТЕКТониКИ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР С ПОЗИЦИЙ АКТУАЛИЗМА**

На территории Северо-Востока СССР размещены Сибирский и Арктический континенты (пассивные окраины), разновозрастные зоны выклинивания континентальной литосферы, отвечающие материковым склонам и их подножиям, структурные разновидности активных окраин (микроконтиненты, островные дуги, комплексы краевых морей, окраинно-материковые вулканические пояса, коллизионные и постколлизионные осадочные бассейны), а также фрагменты океанических структур. К последним принадлежат аккреционные призмы сложного строения (террейны) с офиолитами, океаническими осадками с тетической

фауной, внутриокеанические хребты и поднятия, зоны субдукционного меланжа и т. д.

Сформулирован вывод о том, что в пределах северо-западного обрамления Тихого океана пространственно совмещены аккреционные области и области, образовавшиеся в результате коллизионного коллажа. К первым принадлежит Корякско-Камчатский регион, ко вторым — Индигиро-Колымская область с многочисленными микроконтинентами. Главные эпохи коллизии пришлись на средний мел, маастрихт-палеоген, средний миоцен и неоген-четвертичное время. Охарактеризованы коллизионные зоны и выполнены некоторые палеотектонические реконструкции.

В современной геологии были разработаны разные принципы тектонического районирования континентов: тектоностратиграфические, структурные, по возрасту заключительных эпох складчатости, по времени становления континентальной земной коры и т. д. В той или иной степени они были положены в основу составления широко известных мелко-масштабных тектонических карт Европы, Евразии, Мира, Северной Америки, Арктики, Тихоокеанского сегмента Земли, Востока СССР и других регионов. Их анализ увенчался рядом крупнейших теоретических разработок, не потерявших своей актуальности еще и сейчас. Это, в частности, сложившиеся представления о латеральных и вертикальных рядах формаций, о связях тектоники с магматизмом и мигрированием, о типах складчатых систем и поясов, отличавшихся условиями своего формирования и замыкания.

Мобилистские концепции и в особенности тектоника плит придали в последние годы новый импульс тектоническому синтезу. Стали появляться обобщения, в которых акцент сместился в сторону актуализма. В них речь идет о возможности выявления палеотектонических и геодинамических обстановок, похожих на современные или приближенных к ним. При этом явственно обозначился отход от вертикалистских положений геосинклинальной теории, согласно которым все былые прогибы,

заполнявшиеся осадками и вулканическими породами, занимали в пространстве фиксированное положение, а затем подверглись деформациям в результате обращения геотектонического режима, т. е. инверсии.

Актуалистический анализ геологических процессов и геодинамических обстановок, конечно, не может быть распространен на всю геологическую историю развития Земли, ибо он противоречил бы постулату необратимости ее развития, пока не опровергнутому ни одним естествоиспытателем. Ограничения накладываются прежде всего на поиски аналогий между событиями, происшедшими в дорифейское и фанерозойское время. Тем не менее, имея дело с неглубоко преобразованными ассоциациями осадочных, вулканических и интрузивных пород, находящихся в относительно обособленных структурных зонах, представляется возможным идентифицировать их с элементами активных и пассивных окраин, а также в нередких случаях и океанических бассейнов, начиная, по крайней мере, с палеозоя. Что же касается более ранней рифейско-вендской истории, то она во многом еще неясна и нуждается в углубленной расшивке.

В соответствии с изложенной методологией мы попытаемся рассмотреть тектонику и геодинамику Северо-Востока СССР — региона, изучению которого авторы посвятили многие годы.

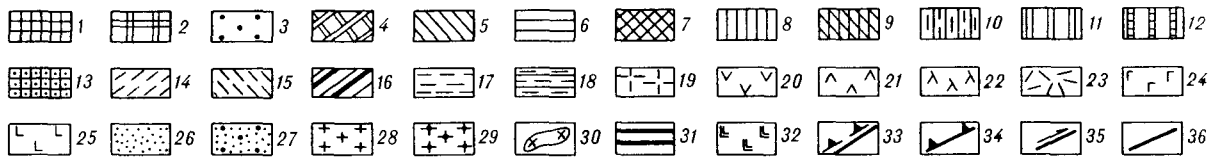
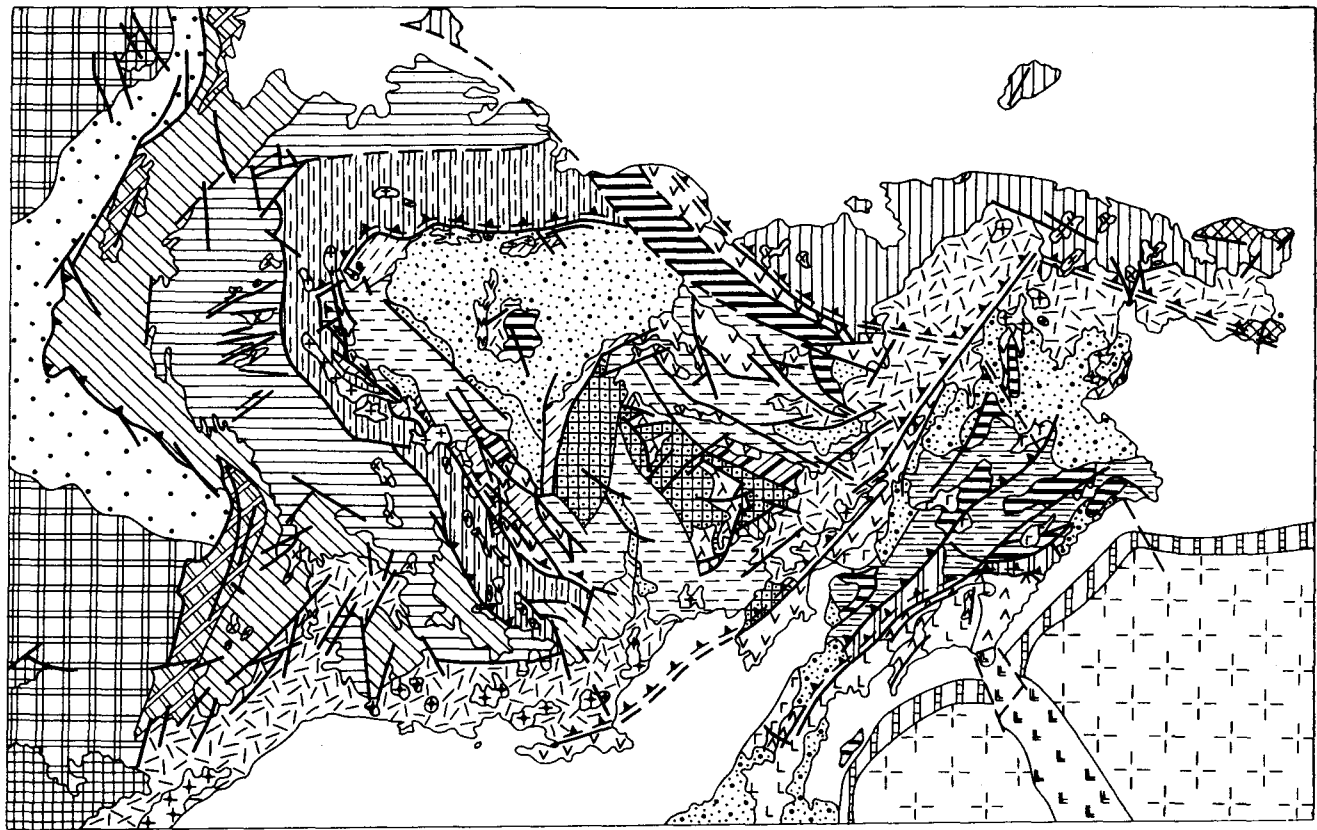


Рис. 1. Схема тектоники и геодинамики Северо-Востока СССР.

1—6 — Сибирский континент: 1—3 — платформа (1 — дорифейский фундамент, 2 — нерасчлененный чехол (R—J), 3 — Приверхоянский краевой прогиб (J₃—K₁), 4—6 — Верхоянская складчатая область: 4 — мелководные шельфовые комплексы (R—C₁), 5 — глубоководные шельфовые комплексы (C₂—P), 6 — то же (T—J₃); 7, 8 — Арктический континент: 7 — дорифейские метаморфические образования, 8 — шельфовые комплексы, затронутые деструкцией (Pz—T); 9—12 — зоны выклинивания континентальной литосферы: 9 — палеозойские, 10 — триасово-среднеюрские, 11 — меловые, 12 — неоген-четвертичные; 13—30 — структурные подразделения активных окраин: 13—15 — микроконтиненты (13 — первого типа, 14 — второго типа, 15 — третьего типа), 16 — рифтовые зоны (Pz), 17—19 — комплексы краевых морей (17 — позднелазейско-юрские, 18 — мел-палеогеновые, 19 — неоген-четвертичные), 20, 21 — комплексы островных дуг (20 — преимущественно титон-неокомские, 21 — поздне меловые), 22—25 — окраинно-материковые вулканогенные пояса и поля (22 — палеозойские, 23 — среднемеловые, 24 — палеогеновые, 25 — неоген-четвертичные), 26, 27 — коллизионные и постколлизионные впадины (26 — поздне мезозойские, 27 — кайнозойские), 28—30 — интрузии (28 — коллизионные (J₃—K₁), 29 — субдукционные (K), 30 — внутриплитные (J₃—K₁)); 31, 32 — фрагменты океанических структур: 31 — аккреционные призмы сложного строения с офиолитами (террейны), 32 — поднятия и хребты на океанической коре; 33—36 — структурные знаки: 33 — швы столкновения, 34 — надвиги, 35 — сдвиги, 36 — разломы недифференцированные.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Территория Северо-Востока СССР объединяет части Сибирского и Арктического континентов, зоны выклинивания континентальной литосферы, структурные подразделения активных окраин и фрагменты океанических бассейнов (рис. 1).

Сибирский континент представлен здесь Верхоянской складчатой областью. Ее фундамент обнажен только в Кухтуйском блоке Охотского массива, где он сложен глубоко преобразованными породами архея и протерозоя.

По минеральным парагенезисам, степени метаморфизма, структурным характеристикам, геохронологическим датировкам и некоторым другим признакам он сопоставляется с соответствующими комплексами Алданского щита [12]. О том, что аналогичный или подобный фундамент простирается далеко в пределы Западного и Центрального Верхоянья, могут свидетельствовать лишь косвенные данные — наличие продуктов размыта сиализированной дорифейской коры: аркоз, обломков и галек гнейсов, кристаллосланцев и гранитоидов типа рапакиви в базальных слоях рифейского разреза (Кыллахское поднятие, Хараулахские

горы, Уядинский блок, Приколмые и др.). Однако не исключено, что местами фундамент Верхоянской области, как и Сибирской платформы, гетерогенен, так как отдельные его площади, по некоторым данным, сохранили первичную гранулит-базитовую основу, не подвергаясь в дальнейшем существенной континентализации [5, 10].

Осадочные породы Верхоянья слагают деформированный плитный чехол, принадлежащий пассивной окраине. Среди них различаются мелководные и глубоководные шельфовые, а также рифтогенные комплексы. Углубление шельфовых морей происходило как во времени, так и в пространстве. Морские отложения в объеме от рифей до раннего визе ближе к Сибирской платформе обладают малыми мощностями, заключают линзы и прослои конгломератов и гравелитов, красноцветных пород и эвапоритов, насыщены растительным детритом, т. е. характеризуются призмами, свойственными проксимальным фациям. Вдали появляются более полные и более мощные разрезы, образованные преимущественно массивными известняками и доломитами с обильной фауной, как это можно судить по поведению ордовикских, силурийских, девонских и нижнекаменноугольных отложений, развитых на восточном крыле Сетте-Дабанского поднятия [21].

Следующая группа структур Верхоянской области представлена протяженными на сотни километров тектоническими зонами, сложенными разными частями одноименного комплекса. Верхнепалеозойские отложения малых глубин, более грубые на западе, сменяются восточнее глубоководными тонкозернистыми до флишoidalными. В Центральном и Восточном Верхоянье распространены раннемезозойские отложения. Исключая районы пологого залегания пород верхоянского комплекса (Иняйский, Адыча-Эльгинский, Средне- и Нижнеянский), где зафиксированы неполные разрезы, размыты и стратиграфические несогласия, во всех остальных преобладают глубоководные глинистые, алевролитовые и песчано-алевролитовые осадки, характерные для дистальных фаций [17, 21].

Обширный Верхоянский шельф Сибирского континента по крайней мере трижды подвергался рифтогенезу. Самые ранние грабеновые комплексы выявлены в последние годы в составе рифейских отложений. Они представлены пепловыми туфами и туффитами, лавами и sillами щелочных базальтов калиевой специализации, конгломератами и грубыми песчаниками [18]. В средне-верхнедевонских отложениях хр. Сетте-Дабан выделяется известная джалканская серия (1400—1800 м), сложенная лавами и туфами базальтов и тра-

хибазальтов, пестроцветными алевролитами, песчаниками и конгломератами, известняками и доломитами [14].

В Западном Верхоянье закартирована кельтерская серия мощностью до 600—800 м, состоящая из аргиллитов, алевролитов, песчаников, разделенных покровами диабазов, пластами и прослоями туфов и туффитов. Диабазы по составу отвечают траппам. Серия охарактеризована остатками флоры и мелководной фауны индского яруса [9].

Вулканогенно-осадочные толщи всех трех подразделений Верхоянья (рифей, девон, нижний триас) заключают стратиформные медноколчеданные и медно-полиметаллические месторождения и рудопроявления и, таким образом, являются своего рода рудоконтролирующими объектами.

Структурные элементы Верхоянской области образовали в современном плане сложную комбинацию складчатых дуг большого радиуса кривизны, обращенных в сторону внутреннего угла Сибирской платформы. Они осложнены продольными крутыми надвигами и взбросами, наклонными преимущественно на юго-восток. Наиболее ярко надвиги выражены вдоль восточного края Приверхоанского прогиба. В Центральном Верхоянье складки, флексуры и моноклинали нарушены многочисленными поперечными, главным образом правосторонними, сдвигами.

В пределах пассивной окраины Верхоянья размещаются гранитоидные массивы, сгруппированные в короткие пояса и отдельные узлы (Аллах-Юньский и Тас-Кыстабытский пояса, Куларский и Адычанский узлы и т. д.). Они принадлежат к внутриплитным образованиям, поскольку находятся в стороне от главных швов столкновения. Время проявления внутриплитного гранитоидного магматизма охватывает интервал от начала поздней юры до середины мела, что доказывается многочисленными калий-аргоновыми и рубидий-стронциевыми датировками, а также некоторыми геологическими данными.

Арктический континент. Новосибирско-Чукотская область является частью Арктического континента. Она объединяет острова и шельфы Восточно-Сибирского и Чукотского морей, а также Анжуйско-Чукотскую систему. Дорифейские породы обнажены в пределах Чукотского п-ова и отсюда прослеживаются на Аляску на п-ов Сьюард. Они объединены в эскимосский комплекс, который отличается от Сибирского преобладающим развитием первично-осадочных пород. В верхах разреза (лаврентьевская серия) наблюдается груборитмичное строение; каждый ритм характеризуется в целом постепенной сменой вверх по разрезу глиноземистых пород известковистыми, однако

такая последовательность не везде выдерживается. Эскимосский комплекс обладает зональным строением и относительно низкотемпературным метаморфизмом, соответствующим амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям [26].

В разных регионах Арктического континента палеозой представлен различными шельфовыми формациями. На о-вах Новосибирского архипелага доминируют карбонатные породы, на о. Врангеля в девоне (свита Берри) распространены пестроцветные терригенные осадки и эвапориты, а в карбоне — преимущественно известняки, доломиты и мергели. В Алярмаутском поднятии Анюйской зоны карбон терригенный, на побережье пролива Лонга девон, карбон и пермь представлены карбонатно-терригенными формациями, то же наблюдается в ордовике, силуре, девоне и карбоне на Чукотском п-ове.

Объем мезозойского комплекса (анюйская серия и ее аналоги) по сравнению с верхоянским сокращенный (триас — средняя юра) и, кроме того, характеризуется широким развитием в нем габброидов, диабазов, их туфов и местами спилитов. Имеются данные и о наличии серпентинизированных ультрабазитов [21]. Пассивная окраина Арктики представляет собой, таким образом, часть обширного морского бассейна, в основании которого в раннем мезозое находилась преобразованная континентальная кора, большей частью утоненная, а местами раскрытая до океанической.

На палеозойское и раннемезозойское складчатое основание несогласно и со стратиграфическим перерывом налегает молассовый комплекс, выполняющий ряд впадин: Мечигменскую, Раучуанскую и др. Он охарактеризован титон-неокомской фауной и флорой.

Структуры Анюйско-Чукотской системы обладают складчато-глыбовым строением. Они нарушены продольными и поперечными разломами, контролирующими интрузии гранитоидов, цепочки габбро-диабазов, свиты даек, кварцевые жилы. Здесь зафиксированы три эпизода тектономагматической активности, отвечающие трем стадиям коллизии: среднеюрский, оксфорд-неокомский и среднемеловой [19].

Как можно видеть, пассивные окраины Верхоянья и Чукотки отличаются друг от друга разной степенью консолидации и гранитизации дорифейского фундамента, типами разрезов фанерозойских образований, степенью раскрытия (рифтинга) континентальной коры, событиями, происшедшими в эпохи коллизии. Одним из авторов они были установлены давно [20], однако в то время не находили удовлетворительного объяснения, так как преобладала фиксистская интерпретация тектониче-

ских явлений. В самом деле, едва ли кому-нибудь тогда приходила в голову мысль, что Сибирский и Арктический континенты, например, в мезозое были разделены океаническими бассейнами и в результате горизонтальных перемещений могли сблизиться, столкнуться и в конечном счете образовать единый мегаблок, именуемый Верхоянско-Чукотской складчатой областью.

Зоны выклинивания континентальной литосферы. Соотношения континентов с прилежащими к ним в прошлом активными окраинами, в том числе и с малыми океаническими бассейнами, в ряде случаев оказались затухающими в результате неоднократных тектонических преобразований. Тем не менее в современном плане сохранились иногда достаточно крупные структурные элементы, отвечающие зонам выклинивания континентальной литосферы или, что то же самое, разновозрастным материковым склонам и их подножиям. Это, в частности, позднепалеозойская Ауланджинская зона, обрамляющая на юге Омолонский массив, триасово-среднеюрские Иньяли-Дебинская и Ольджойская зоны, опоясывающие структуры бывшего Колымского массива и его краевых палеозойских поднятий, мелпалеогеновая Укэлаятская зона в Корякском нагорье, наконец, современная зона, обрывающаяся Берингоморский шельф.

В зависимости от конкретных обстановок в разных зонах обнаруживаются специфические ряды формаций. Например, в Ауланджинской зоне преобладают пепловые туфы и туффиты среднего и кислого состава, конгломераты и олистостромы с алевролитовым матриком, пачки двухкомпонентного флиша, прослой и линзы известняков. По мере приближения к Омолонскому массиву происходит постепенное утонение и выклинивание туфотерригенных толщ и пачек и замещение их мелководными известняками. При этом мощности отложений сокращаются в несколько раз [15].

В других наиболее типичных зонах (Иньяли-Дебинская, Укэлаятская) развиты мощные толщи трехкомпонентного флиша, подстилаемого дистальными турбидитами. Флишевые толщи в разрезе и по простиранию чередуются с пачками и линзами олистостром, а иногда, как это имеет место в Корякском нагорье, и с горизонтами кремнисто-вулканогенных пород. Тонкозернистые глубоководные фации в характеризуемых зонах сменяются алевролитами, песчаниками, внутриформационными конгломератами, образующими шпировую формацию, которая, собственно, и венчает разрезы подножий материковых склонов.

Их былые связи со смежными структурами выражены тектоническими швами (Адыча-Тарынский, ограничивающий Иньяли-Дебинскую

зону), крутыми взбросами или надвигами (Вывенский надвиг в Корякском нагорье), флексурами или пологими склонами, осложненными поперечными каньонами, как это имеет место в Беринговом море. Ширина зон выклинивания континентальной литосферы может быть самая различная. На пассивных окраинах она достигает наибольших размеров (более 300 км), а на активных не превышает 60—80 км.

Структурные подразделения активных окраин. Группа структурных подразделений активных окраин объединяет микроконтиненты, краевые рифты, палеоаналоги задуговых и междуговых бассейнов, фрагменты разновозрастных островных дуг, окраинно-материковые пояса, коллизионные и постколлизионные осадочные бассейны.

Микроконтиненты, отождествляемые со средними массивами, находятся только в пределах Индигиро-Колымской области. По отношению к окружающей их раме они представляют собой чужеродные образования, либо отторгнутые от соседних континентов и перемещенные в виде блоков разных форм и размеров в область развития окраинно-морских бассейнов, как это наблюдается, скажем, в Охотском и Японском морях, либо транспортированные на весьма далекие расстояния из южных широт в бореальную провинцию. Они различаются по структурному положению фундамента, возрасту и по особенностям строения осадочно-вулканогенного чехла. К массивам с обнаженным на дневной поверхности дорифейским кристаллическим фундаментом, неравномерно покрытым осадочно-вулканогенным чехлом (первый тип), принадлежат Омолонский, Приколымский, Тайгоносский и некоторые другие. Второй тип массивов — это блоки, сложенные дислоцированными шельфовыми комплексами рифея и палеозоя, а местами и раннего мезозоя (Омулевское, Тас-Хаях-Тасское, Уяндинское, Полоусненское поднятия). К третьему типу массивов относятся блоки, в строении которых принимают участие отложения, синхронные верхоянскому комплексу (Балыгчанский массив).

Несмотря на отмеченные различия, эти блоки сближают следующие общие черты: угловатость форм, тектонические ограничения, повышенная по сравнению с окружающей рамой трещиноватость, частые перерывы в осадконакоплении чехла, присутствие интрузий палингенного класса, сиалическая металлогеническая специализация.

С некоторыми микроконтинентами пространственно сближены блоки, сложенные рифтовыми формациями. Они похожи на рифты, располагающиеся внутри континентальных плит, однако занимают иное структурное положение.

Современным аналогом таких структурных обособлений является, в частности, Дерюгинская впадина в Охотском море.

Палеозойские рифтовые зоны известны в Омулевских горах (Рассопинская), в хребте Уш-Урукчан, что находится севернее Омолонского массива, и в некоторых других регионах. Это относительно короткие и узкие клинья или блоки (длина 80—100 км, ширина 15—20 км), в строении которых принимают участие лавы и туфы трахибазальтов и трахиандезитов, пестроцветные известняки, глинистые сланцы и туффиты, конгломераты и песчаники, слои и пачки флишеидного чередования терригенных и вулканокластических пород. В Омулевских горах рифтовые формации принадлежат к ордовику — силуру, отчасти к девону, а в хребте Уш-Урукчан — к среднему и верхнему палеозою.

Могут быть выявлены мезозойские рифтовые зоны в Анойско-Чукотской системе в районе Колочинской губы, на восточном окончании Олойской зоны вблизи Охотско-Чукотского пояса и в некоторых других местах, однако потребуется провести специальные исследования.

Палеоаналоги краевых морей — наиболее широко распространенная категория структурных подразделений активных окраин. Также широк их возрастной диапазон — от верхнего палеозоя до кайнозоя. В Индигиро-Колымской области преобладают триасово-юрские бассейны, а в Корякско-Камчатской — меловые и палеогеновые. Слагающие их комплексы представлены разнообразными формациями: туфотерригенными, граувакковыми, флишевыми и флишево-олистостромовыми, вулканогенно-кремнистыми, в меньшей степени — вулканогенными (базальтоидными), карбонатными и некоторыми другими. На примере триасово-юрских отложений Олойской зоны или позднеюрско-меловых Алганской, Великореченской, Пикасвьямской и Ильпийской зон Корякского нагорья можно наблюдать чрезвычайно напряженную их внутреннюю тектонику. В перечисленных зонах доминируют чешуйчатые и покровно-чешуйчатые структуры, иногда со сдвоенными разрезами. Пластины бывают осложнены наклонными или изоклинальными складками, разбитыми разломами различного морфологического выражения (надвиги, взбросы, сдвиги) и разной ориентировки [3, 11, 16].

Палеодуги того же возраста, что и комплексы окраинных морей, разделяются на краевые и внутренние. Первые из них непосредственно соседствуют с Сибирским и Арктическим континентами (Уяндино-Ясачненская, Кульпольнейская), другие размещаются внутри областей аккреционного тектогенеза (Удско-Мургальская, Майницкая, Ватынская) и либо сопря-

жены в пространстве с комплексами задуговых и междугловых бассейнов, либо в виде фрагментов входят в состав аккреционных призм сложного строения. Имеют место случаи соприкосновения некоторых дуг со срединными массивами (Олойская зона).

подавляющее большинство дуг Индигиро-Колымской области принадлежит к энсиалическим образованиям и характеризуется преимущественным распространением известково-щелочных вулканитов кислого и среднего состава. Все, без исключения, дуги здесь ориентированы в северо-западном направлении.

В пределах же Корякского нагорья преобладают комплексы, свойственные энсиалическим дугам. Так, раннемезозойские вулканиты хребта Кэнкерен (Майницкая дуга) представлены бонинитами, генерированными из перидотитовой мантии [6], а разрез позднемеловой Ватынской дуги образован преимущественно толеитовыми базальтами и андезитобазальтами, сочетающимися с кремнисто-вулканогенными и граувакковыми формациями. Замечено, что чем ближе располагаются разновозрастные палеодуги Корякско-Камчатского региона к Тихому океану, тем больше возрастает мафическая компонента их вулканических продуктов. Применительно к триасовым вулканитам это убедительно показали М. Л. Гельман и Ю. Б. Бычков [7].

На Северо-Востоке СССР распространены вулканические образования девонского, средне-позднемелового, палеогенового и неоген-четвертичного возраста, принадлежащие к окраинно-материковым поясам Андийского типа. Это соответственно Кедонский, Охотско-Чукотский, Западно-Корякско-Камчатский и Апукско-Вывенкский пояса.

Девонские вулканиты находятся внутри и по южной периферии Омолонского массива. Общая их площадь составляет свыше 20 тыс. км². В составе комплекса кислые эффузивы и их пирокласты преобладают над производными андезитовой, трахитовой и базальтовой магм. В центральной и южной частях массива вулканиты субаэральные, а в северной части появляются морские толщи приблизительно того же возраста, что свидетельствует об иной геодинамической обстановке их образования. Пространственно и генетически с эффузивами кедонской серии тесно связаны массивы гранитоидов, дайки и субвулканические интрузии аляскитовых гранит-порфиров, липаритов и дацитов [8].

Девонская вулканоплутоническая ассоциация известна также и на Охотском массиве, где она представлена туфами и лавами андезитов и реже липаритов, залегающих в форме покровов. Около Кухтуйского блока имеются штоки, силлы и небольшие массивы, сложен-

ные гранитами, граносиенитами и гранит-порфирами [18].

Строение Охотско-Чукотского вулканогенного пояса детально рассмотрено в монографиях В. Ф. Белого [2], Н. И. Филатовой [25] и других авторов, поэтому здесь нет необходимости повторяться. Отметим лишь, что он весьма протяженный (около 3000 км), наложен на разные структурные зоны «мезозойд», контролируется крутыми надвигами и взбросами, наклоненными преимущественно под континент, и характеризуется чрезвычайно пестрым составом лав, их пирокластических продуктов и игнимбритов. В разных участках пояса обнаруживаются разрезы как с антидромной, так и с гомодромной последовательностью. В части пояса, обращенной к континенту, преобладают кислые и средние лавы, а к океану — преимущественно средние и основные. Такая латеральная зональность свойственна Эвенскому отрезку пояса (от п-ова Кони до Центрально-Чукотского района), в остальных она не фиксируется.

Лавы и туфы пояса вмещают интрузии, принадлежащие охотскому комплексу. Среди них различаются гранодиориты и граниты, адамеллиты, диориты и габбро, тоналиты и плагиограниты. Последние «оттеснены» к стороне пояса, обращенной к Охотскому морю и Анадырско-Корякской системе.

На всем протяжении пояса отмечаются крупные, средние и мелкие вулканотектонические структуры: компенсационные прогибы, кальдеры и просадки, вулканокупольные поднятия и своды. К положительным структурам чаще всего приурочены плутоны гранитоидов.

Кайнозойские вулканогенные пояса (Западно-Корякско-Камчатский и Апукско-Вывенкский) и сопряженные с ними разрозненные поля образованы базальтами, андезитобазальтами, андезитами и их туфами. Меньшее значение имеют вулканиты кислого и среднего состава. Значительные площади их сложены преимущественно известково-щелочными сериями, которые участвуют в строении стратифицированных покровов, осложненных, в свою очередь, изометричными просадками и кальдерами. Вместе с тем установлены и отдельные узкие грабенообразные зоны, в пределах которых состав вулканитов существенно отличается от нормальных известково-щелочных серий. Так, в Пенжинско-Анадырском и других районах Корякского нагорья рифтогенные структуры сложены щелочными базальтоидами и бимодальными вулканитами в объеме от маастрихта до эоцена [25]. В Пахачинском хребте Камчатки позднекайнозойские вулканиты по петрологогеохимическим характеристикам приближаются к особому рода разновидностям, образование которых произошло в ре-

зультате деструкции субконтинентальной литосферы, что возможно в условиях сложного аккреционного строения переходных к океану зон [13].

Если абстрагироваться от палеозойских вулканитов, первоначальное положение которых не представляется достаточно ясным, то все остальные пояса (К, Р, N, Q) расположены конформно по отношению к современным ограничениям Тихого океана. При этом обнаруживается та же закономерность, что и в случае с островными дугами: по мере приближения к океану происходит их омоложение и убывание степени их континентализации.

Среди множества структурных подразделений активных окраин весьма заметную и важную роль играют осадочные бассейны разного возраста, поскольку с ними связываются перспективы нефтегазоносности. Впадины, выполненные баррем-альбскими и (или) альб-сеноманскими морскими и континентальными молассами, развиты преимущественно в Индиго-Кольмской области (Зырянская, Омсукчанская, Айпахургенская, Умкувеемская и др.). В Корякском нагорье большее распространение находят впадины палеоген-раннемиоценового (Нижнехатырская, Орловская, Куйвиваямская и др.), а также плиоцен-четвертичного возраста (Пенжинская, Марковская, Бельская, Анадырская). Заложение и развитие одной группы впадин происходило одновременно или почти одновременно с эпохами коллизии, другие образовались позднее в связи с растяжением и утонением коры, реагировавшей на перестройки тектонического плана в северо-западной части Тихого океана.

Структурные подразделения океанических бассейнов. Океанические структуры встречаются на Северо-Востоке СССР в нескольких вариантах: а) в виде офиолитовых аллохтонов, обдуцированных на края формирующихся поднятий, б) аккреционных призм сложного строения, в) океанических вулканических сооружений.

Офиолитовые пластины (Алучинская в Олойской зоне, Куюльская, Усть-Бельская, Пекульнейская, Тамватнейская в Корякском нагорье), состоящие из псевдостратифицированного разреза ультрабазитов, габбро, расслоенного и дайкового комплексов и базальтов, тектонически перекрывают разнообразные и разновозрастные отложения до сенона включительно. Имеют место случаи их соприкосновения и с кайнозойскими отложениями. Они залегают в виде покровов или входят в состав меланжа в подошвах надвиговых зон. В процессе перемещения офиолиты подвергались иногда глаукофан-сланцевому метаморфизму и тектоническим деформациям, образовав анти- и синформы. Ультрабазиты, габбро и базаль-

ты по петрохимическим и изотопным характеристикам в рассматриваемых районах стоят ближе к островодужному и окраинно-морскому типам, нежели к базитам спрединговых зон открытого океана, хотя данное предположение нуждается в дополнительном обосновании.

Аккреционные призмы разных форм и размеров нашли распространение в пределах Алазейского и Алучинского поднятий, в Южно-Анжуйской зоне (Индиго-Кольмская область), а также в Таловско-Пекульнейской, Майницкой, Хатырской, Пикасваямской и Олюторской зонах (Корякское нагорье). Они характеризуются почти хаотическим строением, обязанным тектоническому совмещению разнообразных по своей геодинамической природе комплексов: вулканогенно-кремнистых, туфотерригенных, вулканогенных среднего и кислого состава, флишевых и олистостромовых. В них находятся полосы серпентинитового и катакластического (субдукционного) меланжа, включающего блоки и бесформенные глыбы яшм, известняков, габброидов и многих других пород. Конденсированные разрезы хомогенных пород, переслаивающихся с базальтами и их туфами, являются принадлежностью океанического чехла, а все остальные указывают на присутствие фрагментов островных дуг и прилежащих к ним прогибов, вовлеченных в аккрецию.

В призмах Хатырской и Майницкой зон обнаружены остатки позднепалеозойской фауны фузулиид, триасовых и раннеюрских амmonoидей, радиолярий и конодонт, принадлежащих Тетической зоогеографической провинции [4, 22, 23]. Сходные формы норийских амmonoидей имеются в Олойской зоне на правобережье р. Бол. Анжуй [4].

Хребет Ширшова в Беринговом море и Олюторский п-ов, находящийся на его продолжении, являются пока единственными представителями положительных структур океанического типа. Подобные им элементы, возможно, могут быть обнаружены и в других районах Северо-Востока СССР, для чего потребуются специальные исследования. К олюторскому магматическому комплексу относится эффузивная толща, представленная базальтами, переходящими в гиадокластиты и автокластические брекчии. Основным лавам подчинены пачки и горизонты кремнистых пород, в которых обнаружены остатки поздне меловых радиолярий. Комплекс вмещает силлы, дайки и штоки диабазов, габбро-диабазов и габбро. По условиям залегания и петрохимическим параметрам интрузивные мафиты комагматичны базальтам и в совокупности составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию. Она формировалась в относительно глубоководных условиях, о чем свидетельствуют преобладание подущеч-

ных лав, их ассоциация с кремнистыми породами и почти полное отсутствие взрывчатых фаций. Совокупность геологических и петролого-геохимических характеристик олюторского магматического комплекса позволяет рассматривать его в качестве индикатора внутриплитного вулканического поднятия, заложившегося на коре океанического типа [24].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Границы прежних континентов (Сибирского и Арктического) с активными окраинами маркируются швами столкновения. Один из них — Полоусненско-Колымский — выражен в современном тектоническом плане палингенными гранитоидами Яно-Колымского и Полоусненского поясов, вулканитами Уяндино-Ясачненского островодужного пояса, полосами интенсивной тектонизации пород, свитами даек и малых интрузий, наконец, короткими линзами серпентинизированных ультрабазитов (Уяндино, Уча, Увязка, Мунилкан и др.). Мафические породы, свиты даек на краю Иньяли-Дебинской зоны, полосы серпентинитов фиксируются знакопеременными магнитными аномалиями высокой интенсивности. Это, в сущности, коллизионная зона сложного строения. С северной и северо-восточной стороны к коллизионному шву причленены палеозойские поднятия (микроконтиненты второго типа): Полоусненское, Уяндинское, Тас-Хаях-Тасское, Омлевское и др.

Другой шов — Новосибирско-Чукотский — проявлен в несколько иных формах. Северный его край непосредственно обрывает континентальную террасу Аноийской складчатой зоны, далее уходит на восток, скрываясь под вулканитами Охотско-Чукотского пояса, и предположительно оканчивается на северном побережье Анадырского залива. К северо-западу от устья р. Колыма он перекрыт четвертичными отложениями Колымской низменности, однако следится по полосе магнитных аномалий. Рассматриваемая коллизионная зона включает в себя (с севера на юг) Кульпольнейскую островную дугу, Южно-Аноийскую аккреционную призму с офиолитами и бескорневыми пластинами верхнепалеозойских вулканогенно-кремнистых пород, образовавшихся покровно на титон-неокомском терригенно-флишевом комплексе (устное сообщение С. Г. Бялбжеского по результатам исследований 1988 года).

С юга и юго-востока к Южно-Аноийской призме «припаян» Алучинско-Яракваамский

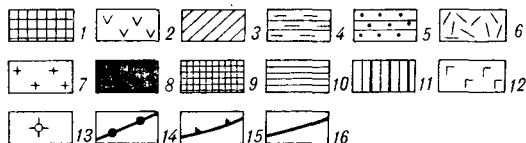


Рис. 2. Геолого-структурная схема бассейна верхнего течения р. Бол. Аноуй.

1 — шельфовые комплексы Аноийско-Чукотской системы, затронутые деструкцией; 2 — комплекс островных дуг ($J_3 - K_1$); 3, 4 — комплексы краевых морей: 3 — триасовые, в том числе с тетической фауной, 4 — юрские; 5 — молассовые комплексы наложенных впадин, синхронные коллизии ($K_{1b} - K_{1a1}$); 6 — вулканиты Охотско-Чукотского пояса и отдельных покровов ($K_{1a1} - K_{2s}$); 7 — гранитоиды коллизионные и субдукционные, нерасчлененные (К); 8 — ультрабазиты Алучинского блока и Южно-Аноийской зоны; 9 — габбро и плагиограниты в Яракваамском блоке; 10 — палеозойские вулканогенно-кремнистые образования и граувакки в Алучинском и Яракваамском террейнах; 11 — вулканогенно-кремнистые образования Южно-Аноийской зоны в покровном залегании; 12 — потоки четвертичных базальтов; 13 — потухшие вулканы; 14 — коллизионный шов; 15 — надвиги; 16 — разломы недифференцированные.

блок, в пределах которого тектонически размещены ультрабазит-габбровые массивы, фрагменты метаморфизованных океанических пород палеозоя, граувакковые толщи триаса с остатками тетической фауны [1] и некоторые другие комплексы (рис. 2). Все они «запечатаны» баррем-альбской молассой (айнахкургенская и чимчемемельская свиты). Отчетливое угловое несогласие в основании упомянутых свит прослежено на правом берегу р. Бол. Аноуй [20].

Новосибирско-Чукотский шов в целом конформен структурам Арктического континента и Индигино-Колымской области, а со структурами Корякского нагорья он находится в торцовом сочленении, срезая их под тупым углом.

Между коллизионными швами находятся внутренние районы Индигино-Колымской области, ограниченной на востоке Кони-Мургальской островной дугой и Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. В ней сосредоточены микроконтиненты разного типа, фрагменты палеозойских и мезозойских островных дуг, задуговых и преддуговых бассейнов, ранне- и позднемиоценовые коллизионные и постколлизи-

онные осадочные бассейны, гранитоиды и вулканические поля.

Претерпев неоднократные горизонтальные перемещения, подразделения Индигиро-Колымской области, а равно и фрагменты океанических бассейнов, здесь сгруппировались таким образом, что в конечном счете возникли структуры, которые сейчас принято именовать «тектоническим коллажем». Признаки горизонтального сгущивания разновозрастных комплексов таковы: сложный и местами хаотичный мозаично-блоковый стиль тектоники Олойской и Алазейской зон, присутствие явно чужеродных образований, транспортированных из низких широт, сочетание в пространстве блоков с разными типами коры (океанической, переходной, континентальной), наличие элементов покровной тектоники, надвиговых и чешуйчатых структур и др.

Таким образом, в центральной части Северо-Востока СССР в конце раннего мела, если судить по баррем-альбскому несогласию, проявленному во многих районах, совершилась коллизия, в результате чего элементы активных окраин спаялись с Сибирским и Арктическим континентами, а также с отторгнутыми от них ранее микроконтинентами разного типа и в совокупности образовали часть нового Азиатского материка. В это время и позже он уже стал выполнять роль пассивной окраины, за пределами которой (Корякско-Камчатская область) продолжала свое развитие переходная зона к Мезопацфику.

Мы полагаем, что коллизию не следует рассматривать как одноактный процесс, ибо в пределах Сибирского и Арктического континентов, а тем более в Индигиро-Колымской области, намечались три периода, в течение которых происходила смена формаций, структурные перестройки, фиксируемые региональными несогласиями, гранитоидный магматизм. Они пришлись на конец средней юры, титоннеоком, баррем-альб и отражают три стадии коллизии, тектоническая активность которых достигла максимума в последнюю из них. Другими словами, со средней юры постепенно возрастала скорость сближения континентальных массивов и находящихся между ними блоков, принадлежащих активным окраинам. Именно в этом и состоит суть мезозойского тектогенеза, столь типичного для континентального обрамления Северной Пацифики.

Коллизия привела к уничтожению морских бассейнов с океанической или близкой к ней корой, к торшению пород, складчатости и разломообразованию, к сближению и столкновению различных по своей природе блоков. Внутри и по периферии Индигиро-Колымской области эти события зафиксированы сутурами, лентами известково-щелочных вулканитов,

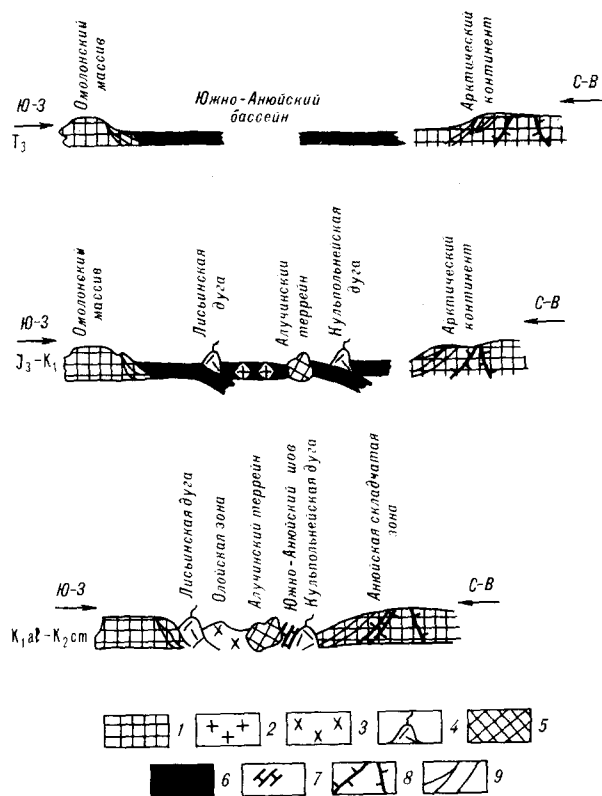


Рис. 3. Палеотектонические реконструкции Олойско-Алейского региона.

1 — континенты и континентальные массивы; 2 — блоки, отторгнутые от Омолонского массива; 3 — зоны коллизионного коллажа; 4 — островные дуги; 5 — террейны с офиолитами; 6 — океаническая кора; 7 — коллизионный шов; 8 — рифтообразующие разломы; 9 — листрические сбросы. Стрелки указывают направление движения плит.

поясами гранитоидов. Сопряженные друг с другом разнородные блоки получили название «террейнов», которые, собственно, и являются элементами коллажа [27]. Эволюция Индигиро-Колымской области в мезозое иллюстрируется палеогеодинамическими профилями (рис. 3).

Иная картина пространственного размещения структур вырисовывается за пределами новообразованного мезозойского континента, о чем можно судить, исходя из анализа тектоники Корякского нагорья.

Прежде всего обращает на себя внимание характер границы континента с активной в прошлом Анадырско-Корякской окраиной. Она выражена Кони-Мургалским швом столкновения, контролирующим вулканиты одноименной дуги, габбро-плагиогранитные интрузии, позднемезозойские эффузивы и молассы, связанные с развитием Охотско-Чукотского пояса. Далее в направлении с северо-запада на юго-восток, сохранения тихоокеанские простирания, следуют Таловско-Пекульнейская, Майницкая, Хатырская и Пикасвьямская аккре-

ционные призмы, разделенные окраинно-морскими бассейнами (Алганская, Великореченская, Алякватваамская зоны). Все перечисленные элементы подверглись в маастрихте — палеогене деформациям и складчатости, сопровождавшимся покровообразованием и обдукцией офиолитов, и превратились в сложно построенное Центрально-Корякское поднятие с субконтинентальной корой. Оно оканчивалось там, где тогда находилась Укэлаятская зона выклинивания континентальной литосферы.

Юг Корякского нагорья занят Олюторской зоной, объединяющей позднемеловую Ватынскую островную дугу, Западно-Камчатско-Корякский палеогеновый вулканогенный пояс, Ильинский флишевый прогиб, Апукско-Вывенский неоген-четвертичный вулканогенный пояс и Говенско-Карагинскую мел-палеогеновую дугу (рис. 4).

В отличие от Индигиро-Колымской области стиль тектоники Корякско-Камчатского региона характеризуется последовательным омоложением тектонических зон в сторону Тихого океана и приблизительно параллельной их ориентировкой. Он оформился в результате неоднократной субдукции океанической литосферы под вновь образуемые континентальные или субконтинентальные массивы. Можно говорить, о нескольких эпохах субдукции: средне-меловой, эоценовой, среднемиоценовой и плиоцен-нижнечетвертичной. В конце каждой из них островные дуги, вулканические наземные пояса, фрагменты краевых морей и океанических структур, нередко независимые друг от друга как во времени, так и в пространстве, сгруппировывались и причленялись к возникавшим перед тем поднятиям или континентальным блокам. В результате возникла сложно построенная приокеаническая аккреционная система, элементами которой тоже являются террейны. Однако, если в Индигиро-Колымской области среди них находят распространение отторженцы древних континентов, то в Корякско-Камчатском регионе главенствующую роль играют фрагменты океанических бассейнов и их обрамления.

Итак, приведенные данные свидетельствуют о том, что бывшие активные окраины Северо-Востока СССР представляют собой комбинацию пакетов аллохтонных блоков, принадлежащих разным палеоклиматическим областям. В пределах Индигиро-Колымской области мы имеем дело с так называемым коллизионным коллажем, а в Корякском нагорье — с аккреционным.

Отсутствие палеомагнитных данных не позволяет пока определить первоначальное местонахождение корневых областей, откуда срывались и затем транспортировались плиты с те-

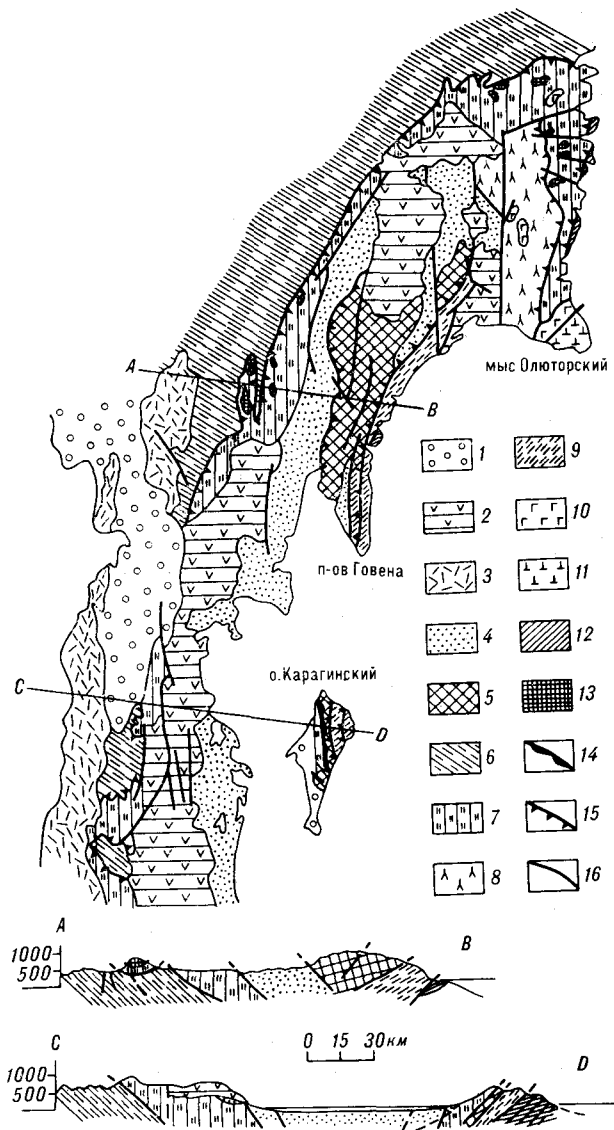


Рис. 4. Геолого-структурная схема Олюторско-Камчатского региона (по В. Д. Чеховичу с изменениями).

1 — неоген-четвертичные отложения впадин и депрессий; 2 — вулканы Западно-Камчатско-Корякского пояса (N—Q); 3 — вулканы Западно-Камчатско-Корякского пояса (P); 4 — терригенные комплексы Ильино-Пахачинской зоны (P—N₁); 5 — вулканы Говенско-Карагинской островной дуги (P); 6 — флиш Укэлаятской зоны (K₂—P); 7 — кремнисто-вулканогенные комплексы Вагынской островной дуги (K); 8 — вулканы западных склонов Олюторского хребта (K,sn); 9 — флиш глубоководного желоба (P); 10 — толетитовые базальты окраинно-морского типа (K); 11 — вулканические серии океанических поднятий (K); 12 — осадочный (субдукционный) меланж (P); 13 — дунит-пироксенит-габбровый комплекс; 14 — офиолитовый меланж; 15 — надвиги; 16 — разломы недифференцированные.

тической фауны. По аналогии с Южной Аляской и Канадскими Кордильерами, где на тех же стратиграфических уровнях установлены идентичные фаунистические сообщества и где производились палеомагнитные измерения ориентированных образцов, можно заключить, что бассейны с обитавшей в них тетической

фауной в позднем палеозое, триасе и юре находились примерно около 40-й параллели с. ш. (юг Сихотэ-Алиня), т. е. они продвинулись к северу и северо-западу более чем на 1500 км. Интересно, что в Южном Приморье и на

о. Хоккайдо тетические фаунистические сообщества не представляют исключения и не находятся в подчинении бореальным видам [4, 23].

ЛИТЕРАТУРА

1. Афицкий А. И. Биостратиграфия триасовых и юрских отложений бассейна р. Большой Анюй (Западная Чукотка).— М.: Наука, 1970.
2. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканического пояса.— М.: Наука, 1977.
3. Богданов Н. А., Вишневская В. С., Кепежинкас П. К. и др. Геология юга Корякского нагорья.— М.: Наука, 1987.
4. Бычков Ю. М., Дагис А. С. Позднетриасовая фауна Корякского нагорья и ее значение для палеогеографических и палеотектонических построений // Стратиграфия, фауна и флора триаса Сибири.— М.: Наука, 1984.— С. 8—16.
5. Васильковский Н. Н., Предтеченский А. А. О строении Сибирской платформы // Геология и геофизика.— 1964.— № 6.— С. 3—18.
6. Гельман М. Л., Бычков Ю. М., Левин В. С. Бонититы Корякского нагорья // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1988.— № 2.— С. 35—47.
7. Гельман М. Л., Бычков Ю. М. Триасовые вулканы хребта Кэнкэрен и зональность геосинклинального вулканизма в Корякском нагорье // Тихоокеан. геология.— 1988.— № 1.— С. 53—62.
8. Геология СССР. Т. XXX. Кн. 2.— М.: Недра, 1970.
9. Геология Якутской АССР.— М.: Недра, 1981.
10. Глуховский М. З., Павловский Е. В. Новые аспекты геотектоники и минерации // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1982.— № 11.— С. 5—20.
11. Григорьев В. Н., Крылов К. А., Соколов С. Д. Основные формационные типы мезозойских отложений Корякского нагорья и их тектоническое значение // Раннегеосинклинальные формации и структуры.— М.: Наука, 1987.— С. 198—245.
12. Гринберг Г. А. Докембрий Охотского массива.— М.: Наука, 1968.
13. Кепежинкас П. К., Гулько Н. И., Ефремова Л. Б. Геохимия позднекайнозойских вулкаников юга Корякского нагорья // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 6.— С. 67—75.
14. Левашев К. К. Среднепалеозойские эффузивные базиты Сетте-Дабана и восточной части Сибирской платформы // Магматизм Северо-Востока СССР.— М.: Наука, 1973.— С. 199—206.
15. Основные черты стратиграфии пермской системы СССР/Ред. Г. В. Котляр, Д. Л. Степанов.— Л.: Недра, 1984.
16. Очерки тектоники Корякского нагорья/Ред. Ю. М. Пушаровский, Тильман С. М.— М.: Наука, 1982.
17. Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии.— М.: Наука, 1984.
18. Структура и эволюция земной коры Якутии.— М.: Наука, 1985.
19. Тектоника континентальных окраин северо-запада Тихого океана/Ред. М. С. Марков, Ю. М. Пушаровский, С. М. Тильман и др.— М.: Наука, 1980.
20. Тильман С. М. Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья.— Магадан, 1962. (Тр. СВКНИИ СО АН СССР; Вып. 1).
21. Тильман С. М. Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца.— Новосибирск.: Наука. Сиб. отд-ние, 1973.
22. Тильман С. М. Рифейская и фанерозойская история Северо-Востока СССР // Закономерности формирования структуры континентов в неогее.— М.: Наука, 1986.— С. 128—142.
23. Тильман С. М. Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР.— 1987.— Т. 292, № 5.— С. 1220—1222.
24. Федорчук А. В. Океанические базальты Олюторского хребта Корякского нагорья // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 1.— С. 37—46.
25. Филатова Н. И. Периокеанические вулканические пояса.— М. Недра, 1988.
26. Шульдинер В. И. Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и обрамляющих платформ.— М.: Наука, 1982.
27. Howell D. G., Jones D. L., Schermer E. R. Tectonostratigraphic Terranes of Circum-Pacific Region // Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Series.— 1985.— N 1.— P. 3—30.

Институт литосферы АН СССР
Москва

Поступила в редакцию
17 мая 1989 г.

УДК 553.(94 + 96) + 551.24(518)

*Тун Юймин, Линь Кэ, Цин Субао, Цао Сулин, Ли Зицин***ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ УГЛЕНОСНЫХ ВПАДИН
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО КИТАЯ**

Выделено два типа угленосных впадин: геосинклинальный и дива. Рассмотрена эволюция их тектоники, магматизма и угленакопления.

В Северо-Восточном Китае имеется ряд угленосных впадин геосинклинального (карбон, пермь) и дива (поздний триас — средняя юра, поздняя юра — ранний мел, палеоген — неоген) типов. Условия накопления в них угленосных толщ и их пространственное размещение различны. В геологической литературе уделялось определенное внимание эволюции угленосных впадин и их пространственному распределению. Н. И. Погребнов [1] считает, что угленосные впадины преимущественно располагаются вдоль зон крупных региональных разломов либо в пределах подвижных поясов. В. Ф. Череповский [2] разделил восточную часть Урало-Охотского складчатого пояса, прилегающую с севера к территории Северо-Восточного Китая, на восемь угленосных зон и узлов, формировавшихся с палеозоя по кайнозой. Чен Года [3] отмечает дифференцированное развитие в пространстве и во времени различных участков земной коры региона, включающих угленосные впадины.

Авторы данной статьи, проведя систематизацию и анализ геологических материалов по типовым угленосным впадинам Северо-Восточного Китая и используя результаты собственных полевых исследований, установили ряд закономерностей эволюции впадин и процессов угленакопления в них. Описание этих закономерностей посвящена настоящая статья.

Формирование угленосных бассейнов. В позднем палеозое поднятия Сун-Ляо, Аргунское, Буреинское и Маньчжурское—Северное Гоби подверглись денудации и были лишены осадочных отложений, а остальная площадь региона была покрыта морем. Вследствие интенсивных тектонических движений, магматических излияний и быстротечных опусканий фундамента условия формирования торфяных

болот были неблагоприятными. В районе рек Хэйхэ, Нэньцзян, Хайлун, на западном склоне Мал. Хингана на севере провинции Хэйлунцзян мощность нижнекарбонных отложений превышает 2000 м. В начале ранней перми мощность осадков составляла 5000—6000 м на востоке и западе уезда Умуцин. В конце ранней перми она равнялась 1000—3000 м в геосинклиналях Цзихей и Синмэн и соответствовала периоду их максимальной подвижности. Угленосные бассейны геосинклинального типа в провинциях Хэйлунцзян, Гири и на востоке Внутренней Монголии образовались в переходных зонах между морем и континентом. В начале поздней перми регион целиком был смят в складки и подвержен воздыманию. Сформировалась серия континентальных межгорных прогибов, выполненных мощной толщей обломочных пород, среди которых преобладали лавы среднего и кислого состава и пирокластические образования. Их можно отнести к молассе поздней стадии геосинклинального развития.

Условия угленакопления в бассейнах геосинклинального типа были малоблагоприятными, а последующая перестройка их структуры значительной. Например, свита Дундагоу (верхний карбон) в районе Баоцин на востоке провинции Хэйлунцзян сложена алевролитами, граувакками, карбонатными глинистыми сланцами, углями с прослоями туфов, ее мощность превышает 700 м. Это толща терригенных обломочных отложений быстрой аккумуляции. Суммарная мощность угольных пластов в ней составляет 60—130 м. Угли интенсивно метаморфизованы, местами почти целые залежи обрамлены или прорваны магматическими породами и превращены в высокосольный антрацит (рис. 1).

В позднегерцинский орогенез в раннем и среднем триасе регион после складчатости и инверсии испытал общее поднятие. В резуль-

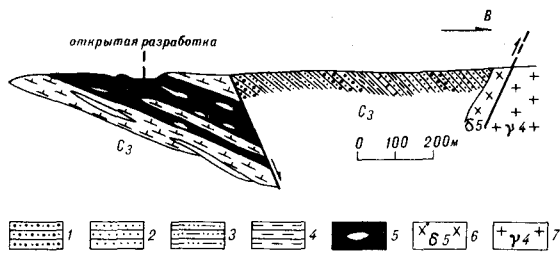


Рис. 1. Геологический разрез верхнего карбона (часть профиля) через гору Инмань, уезд Баоцин, провинция Хэйлуцзян. По материалам 108-й геолог.-разведочной партии с дополнениями авторов.

1 — крупнозернистый песчаник, содержащий галечники; 2 — мелкозернистый песчаник; 3 — алеурит; 4 — аргиллит; 5 — угольные пласты с прослоями углистых аргиллитов; 6 — яньшаньский кварц — диоритовый порфир; 7 — герцинский гранит.

тате растяжения образовалось несколько впадин грабенового типа (Цзютайская впадина в провинции Гири).

Формирование угленосных впадин типа дива началось в верхнем триасе и характеризовалось чередованием вулканических излияний с периодами угленакопления. Установлено 6 вулканических циклов, охватывающих диапазон времени ранняя юра — неоген: 1) вулканы свиты Синлунгоу ранней юры (К—Аг-метод, 191 ± 6 млн лет); 2) андезитовые агломераты свиты Ланьци средней юры (158 млн лет); 3) исяньские вулканы поздней юры, низы разреза вулканических серий Бол. Хингана и вулканы хребта Хош, район Цзютай (137 ± 7 млн лет); 4) вулканы, покрывающие угленосные свиты раннего мела (95—100 млн лет); 5) базальты позднего мела — палеогена (66 ± 2 млн лет); 6) щелочные базальты неогена ($20 \pm 0,9$ млн лет) в районе Фушунь — Нижнее Ляохэ. Угленакопление обычно происходит между излияниями вулканитов. Пространственно угленосные осадки располагаются в краевых частях вулканических зон. Мощность отдельного угольного пласта 0,6—1,4 м, суммарная мощность промышленных пластов от 2 до 40 м. Например, базальты третичной впадины Фушунь содержат прослойки угля и нефтеносных сланцев свит Лицзытоу и Лаохутай. Угольные пласты промышленного значения имеют мощность до 10—13 м [4].

Большинство угленосных бассейнов типа дива относятся к средним и мелким. Их площадь составляет в среднем 2000 км². Некоторые впадины характеризуются развитием мощных угольных пластов с суммарной мощностью от нескольких десятков до 200 м и более. Озерные фации глинистых сланцев в верхней и нижней части разреза имеют хорошие соотношения залежей-резервуаров, пластов-источников углеводородов и покрышек, т. е. в них мо-

гут формироваться не только угольные, но и нефтяные и газовые месторождения высокой продуктивности (рис. 2).

Тектоническая эволюция угленосных впадин. В позднем палеозое Северо-Восточный Китай занимал юго-восточное окончание Урало-Охотского геосинклинального пояса. Высокая подвижность региона сопровождалась интенсивными вулканическими излияниями и вертикальными перемещениями блоков земной коры, что отрицательно сказывалось на накоплении угленосных толщ. Такая тектоническая обстановка отличала этот регион от Китайско-Корейской и Сибирской платформ, где были более подходящие условия для образования угленосных впадин [4]. В позднюю стадию герцинского орогенеза в результате сжатия при движении Китайско-Корейской и Сибирской платформ навстречу друг другу произошло формирование складчатых горных сооружений с последующей консолидацией их в единое целое. В распределении угленосности имеется отчетливое различие на площадях, расположенных к северу и югу от линии Эрлянь — Каньюань. Во-первых, наблюдается отличие в верхнепалеозойской угленосной флоре: на севере преобладает ангарская флора, на юге — катаязиатская. Во-вторых, угленосные впадины геосинклинального типа по обе стороны от указанной линии испытывали в направлении север — юг интенсивную деформацию, метаморфизм и частые несогласия осадочных и угольных напластований. Но форма контакта северного блока с Сибирской платформой дугообразная, выпуклая к югу, а южного с Китайско-Корейской — линейная [6].

В начале мезозоя герцинские складчатые сооружения не успевали пенепленизироваться и, минуя платформенную стадию развития, переходили в стадию дива [5]. Вступление в стадию дива датируется началом позднего триаса и характеризуется резкой сменой знака движения по вертикали. Горизонтальные перемещения коровых масс вследствие мантийного крипа (скольжения литосферных блоков по поверхности пластичной мантии) усиливают обстановку сжатия в регионе. Образующиеся складки и разломы имеют преимущественно северо-восточное простирание и контролируют распределение интрузивного магматизма.

В ранней и средней юре напряжения сжатия ослабевают, проявление магматизма ограничено вулканическими излияниями вдоль разломов. Угольные месторождения этого возрастного диапазона локально распределены по времени их формирования между вулканическими циклами.

В поздней юре и раннем мелу благодаря изменению направления мантийного крипа сменился характер регионального напряжения от

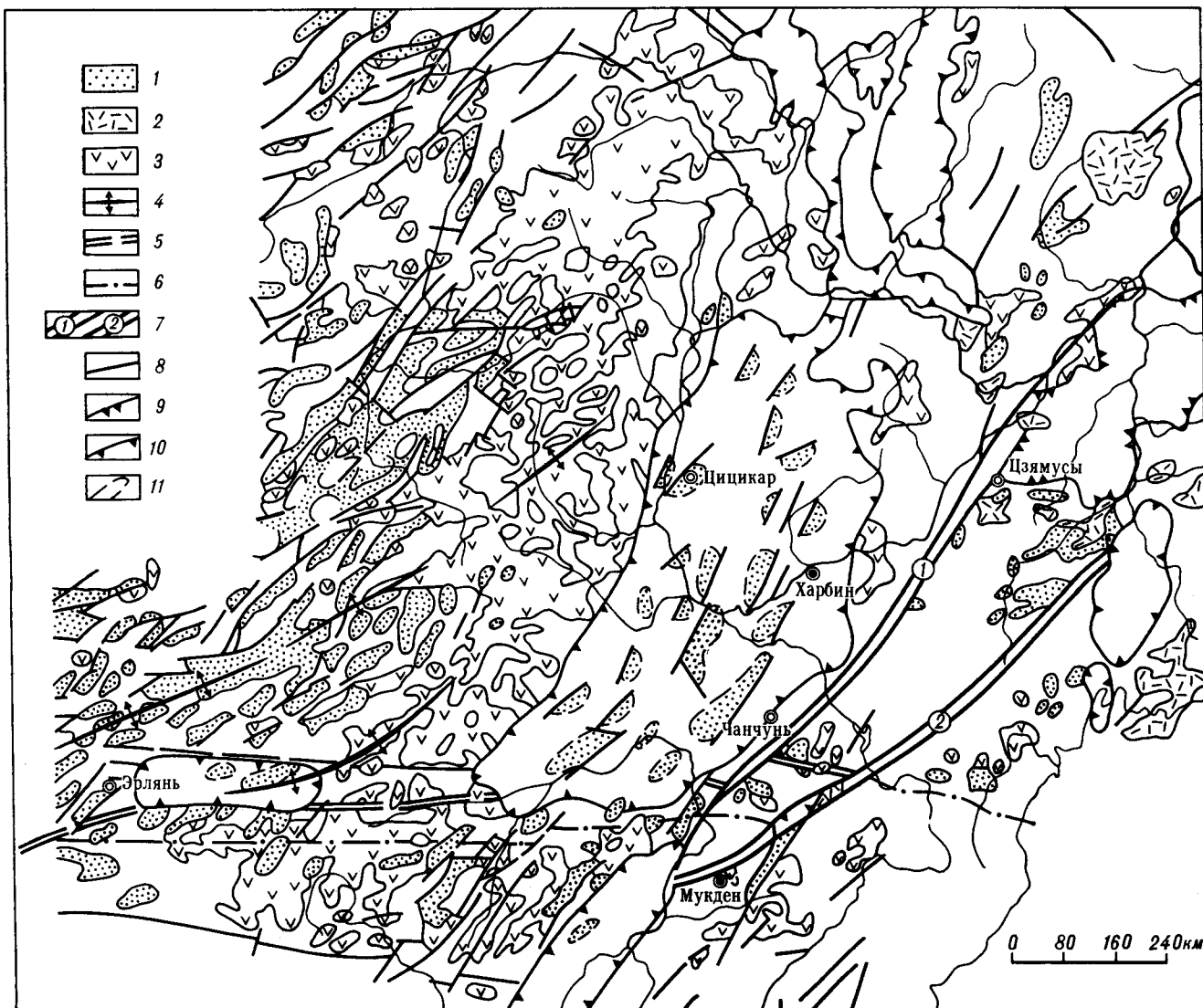


Рис. 2. Схема расположения позднеюрских — раннемеловых угленосных впадин типа дива Северо-Восточного Китая.

1 — угленосные впадины; 2 — вулканические породы поздней юры — раннего мела; 3 — вулканические породы позднего мела; 4 — оси герцинских складок (синклиорий); 5 — глубинный разлом Тянь-Шань — Каньюань; 6 — зона разломов северного ограничения Китайско-Корейской платформы; 7 — глубинные разломы (1 — Нижнее Ляохэ — Цзямусы, 2 — Фушунь — Мишань); 8 — разломы; 9 — граница впадины Трех рек (Саньцзян), выполненной отложениями прибрежных фаций; 10 — крупные позднемеловые и кайнозойские впадины (прогибы и депрессии сбросового типа); 11 — погребенные грабены.

сжатия к растяжению, ориентированному на северо-запад и юго-восток. В результате произошло внедрение мантийного материала в ослабленный участок земной коры, подъем глубинного тепла и развитие грабенообразования. Вдоль хр. Бол. Хинган проявились широко-масштабные излияния базальт-андезит-липаритовых (кальций-щелочные серии) лав, образовавшие толщу вулканитов мощностью 5000 м. В ряде мест среди вулканитов распространены глинистые образования мощностью 1000 м, что указывает на длительность процесса формирования впадин грабенового типа. Прогибания земной коры, сопряженные с участками обиль-

ных излияний мантийных магм, стали удобными местами для скопления угленосных и нефтегазоносных отложений.

В начале кайнозоя при перемещении мантийных масс окраины Восточно-Азиатского континента к востоку и юго-востоку произошло раскрытие Японского моря. Этот процесс сопровождался растяжением земной коры вдоль крупных разломов северо-восточного простирания с формированием рифтов и грабенов (разлом Тянь-Лу, Байкальский рифт). При этом создались условия для накопления третичных угленосных осадков. На территории Северо-Восточного Китая такие грабены распо-

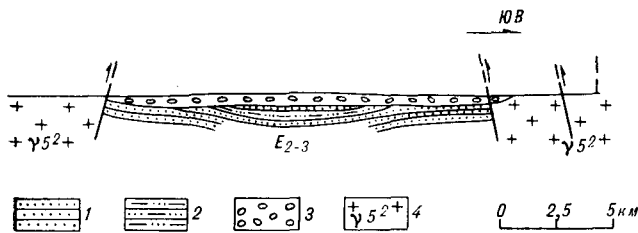


Рис. 3. Структурный разрез угленосной впадины дива грабенового типа по линии Илань — Итуан, уезд Шуаньян, провинция Гиринь.

Показаны краевые взбросы, направленные на впадину. 1 — песчаник; 2 — алевроит; 3 — аллювий; 4 — раннеяньшаньский калиевый гранит-порфир.

лагаются на вероятных северных продолжениях разлома Тянь-Лу по линиям Нижнее Ляохэ — Цзямусы и Фушунь — Мишань.

В конце палеогена структура поля регионального напряжения изменилась. Весь регион подвергся сжатию в северо-западном направлении, произошла смена преобладающих левосторонних сдвигов на правосторонние, и Северо-Восточный Китай стал испытывать правостороннее вращение. Растяжение вдоль разломов северо-восточного и север-северо-восточного направлений резко замедлилось, условия угленакопления в грабенах ухудшились. Наблюдаются взбросы и надвиги краевых блоков обрамления впадин на грабены. Такая картина (рис. 3) установлена не только для впадины Нижнее Ляохэ, но по полевым наблюдениям авторов в грабеновом поясе Фушунь — Мишань. С изменением регионального поля напряжения сменился тип краевых разломов угленосных впадин. Так юго-восточные ограничения впадин Фушунь и Юбяошань представлены разломами типа сжатия — сдвига вместо растяжения — сдвига. Более позднее региональное сжатие усиливает развитие сколов, которые переходят затем в взбросы с крутыми углами падения, по форме соответствующие перевернутой букве «У» [7].

В неогене движения земной коры имели характер дифференциальных субвертикальных перемещений. Угленосные отложения размещаются в унаследованных впадинах грабенового типа, но мощность отложений и степень угленасыщенности их меньше таковых для угленосных грабенов палеогена. В конце неогена базальтовые излияния перекрыли многие угленосные бассейны, сформировавшиеся в более раннее время.

Характеристика угленосных впадин. Каждая впадина грабенового типа имеет не только черты сходства в осадконакоплении и строении (геометрической форме, структуре, литологии и литофациях, стратиграфии, латеральном изменении мощности пластов, потенциале угленосности), но и индивидуальные особенности.

В процессе эволюции некоторые впадины были, вероятно, связаны друг с другом. В начале мела несколько впадин, пройдя грабеновую стадию, перешли в стадию общего прогибания коры (сначала рифт, затем прогиб). В результате группа мелких угольных бассейнов объединилась в крупный бассейн, содержащий кроме угля большие нефтяные и газовые залежи. Например, во впадине Сун-Ляо имеется более 30 позднеюрских угленосных грабенов и 40 раннемеловых, погребенных на глубине.

Кроме отдельных крупных осадочных бассейнов среди угленосных впадин дива наибольшим распространением пользуются межгорные впадины, выполненные речными и озерными отложениями. Лишь впадина Трех рек (Саньцзян) в восточной части провинции Хэйлуцзян относится к иной палеогеографической обстановке и сложена осадками прибрежных фаций. На западе впадина ограничена древним поднятием Лаопелин (Бурейнский массив), а на юго-востоке — разломом Фушунь — Мишань. В ней кроме третичных угленосных отложений развиты средне-позднеюрские образования прибрежной фации Лунчжао-гоу, которые содержат от 50 до 63 угольных пластов.

Характеристика угленосных впадин главным для Северо-Восточного Китая периода угленакопления (поздняя юра — ранний мел) в настоящей статье дается на примере угле-нефтегазового бассейна Сун-Ляо. Фундамент Сун-Ляо является частью палеозойской геосинклинали — герцинской складчатой системы, представленной тремя синклиналиями и двумя антиклиналиями северо-восточного простирания. Развиты две группы разломов ортогональной (широтные и меридиональные) и диагональной (северо-восточные и северо-западные) систем. Причем первая группа была заложена раньше второй. По разломам произошло внедрение герцинских и яньшаньских гранитов. В начале позднего мела (третья фаза яньшаньского орогенеза) нефтеносные толщи бассейна Сун-Ляо были смяты в складки, образовались зоны дива и купольных структур. В середине позднего мела бассейн был поднят, и его площадь сократилась в 10 раз по сравнению с первоначальной. В конце палеогена (гималайский орогенез) сформировались новые купольные и дива зоны, подобные формам современного рельефа (рис. 4).

Полученные в последние годы геофизические, геотермические данные и результаты глубокого бурения в бассейне Сун-Ляо показывают:

1. Земная кора района утолщена до 29—34 км, рельеф фундамента бассейна имеет зеркальное отображение по сравнению с рельефом Мохо, что связывается с перемещением мантийных масс вверх.

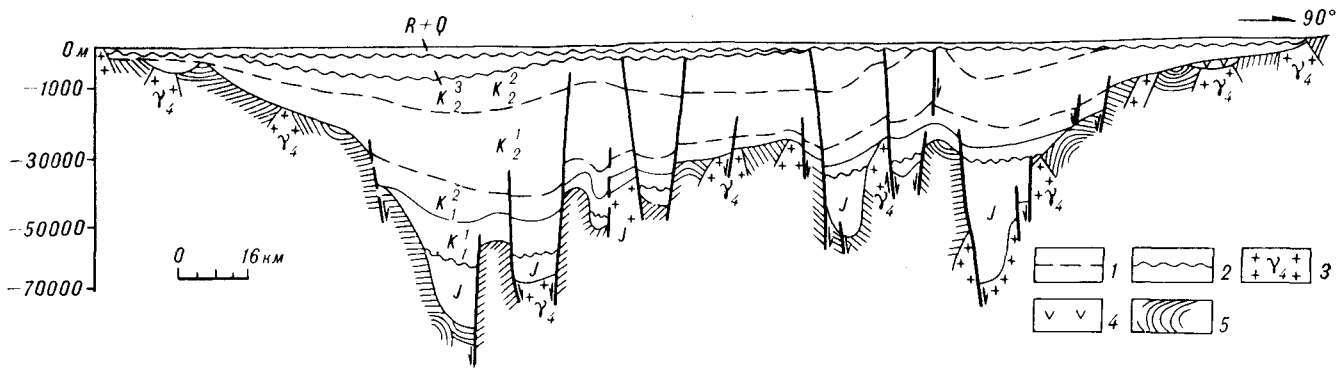


Рис. 4. Схематический геолого-структурный разрез бассейна дива Сун-Ляо. По данным Чэнь Сюэжу. 1 — параллельное несогласие (перерыв в отложении); 2 — угловое несогласие; 3 — герцинские и няньшаньские граниты; 4 — юрские вулканиты; 5 — метаморфические породы позднего палеозоя.

2. Тепловой поток повышен от 50 до 90 мВт/м² и подобен его значениям для районов дива.

3. Грабеновая стадия развития (ранний и начало позднего мела) характеризуется высокой скоростью осадконакопления — 250—400 м/млн лет, что превышает таковую для платформенных и геосинклинальных регионов.

4. Количество несогласий в осадочной толще бассейна значительное, не менее 6.

Заключение. В позднем палеозое в геосинклинальную стадию развития Северо-Восточный Китай испытывал сжатие со стороны Сибирской и Китайско-Корейской платформ. Угленосные впадины протягивались в широтном направлении. С середины мезозоя регион вступил в стадию дива, платформенный этап развития, находясь попеременно в обстановках сжатия и растяжения. Угленосные впадины дива располагались в северо-восточных и север-северо-восточных зонах, физический механизм формирования которых, возможно, связан с мантийным крипом.

В период максимальной активности стадии дива (поздняя юра — ранний мел) развивались угленосные впадины грабенового типа, включая бассейн Сун-Ляо. Их образованию способствовали обширные вулканические излияния, провоцировавшие опускания дневной поверхности, и теплый и влажный климат, благоприятный для накопления угленосной органики.

На завершающей стадии дива в третичное время угленосные бассейны представлены грабенами, положение которых контролируется глубинными разломами (Тань-Лу, Фушунь — Мишань и др.).

Эволюция угленакопления с позднего палеозоя по кайнозой не была однообразной. Наряду с экзогенными условиями углеобразования (палеоклиматических, палеогеографических и палеоботанических) изменялись эндогенные факторы формирования угленосных бассейнов (палеотектонические, магматические, геотемпературные и др.).

ЛИТЕРАТУРА

1. Погребнов Н. И. О приуроченности крупных угольных бассейнов к зонам региональных разломов земной коры // Сов. геология.— 1974.— № 10.— С. 120—125.
2. Череповский Ф., Портнов А. Г. Зоны и узлы углеобразования восточной части Урало-Монгольского складчатого пояса // Там же.— 1982.— № 12.— С. 58—63.
3. Chen Guoda. Theory of progression with alternation of active and stable regions.— A new recognition on the regularity of the earth's crust development // Acta Geologica Sinica.— 1959.— V. 39, N 3.
4. Cheng Shaobao. Features of the coal series deposited in erupting intervals and their prospecting propo-

- sals // Acta Sedimentologica Sinica.— 1987. V. 5, N 1.
5. Fei Baosheng. Tectonic evolution of the Erlian basin and its bearing on oil and gas // Geotectonica of Metallogenia.— 1985. V. 9, N 2.— P. 121—132.
6. Tong Yuming, Lin Ke. Characteristics of coal-forming geotectonic environment in the Carboniferous-Permian of China // Proceedings of the symposium on Carboniferous-Permian stratigraphy and geology of China.— Science Press, 1987.
7. Xu Zhengyu et al. On the Tertiary continental basins and their petroleum potential in Qinghai-Xizang (Tibet) plateau with Lunpola basin as example // Contribution to the geology of the Qinghai-Xizang (Tibet) plateau.— 1985.— V. 17.

Институт геотектоники АН КНР
Чанша

Харбинский институт, Северо-Восточное
угольно-геологическое управление
Харбин

Поступила в редакцию
29 августа 1988 г.

УДК 550.822(571.56—13)

*Ч. Б. Борукаев, Н. К. Булин, Н. П. Виноградова,
Ю. А. Косыгин, Ю. Ф. Малышев, А. А. Смыслов, Р. Ф. Черкасов*

АЛДАНСКАЯ СВЕРХГЛУБОКАЯ СКВАЖИНА: ПРОБЛЕМА МЕСТА ЗАЛОЖЕНИЯ

Главные задачи проходки скважины глубиной 12—13 км — вскрытие неизвестных доныне толщ нижнего архея (подиенгская толща алданской серии и доалданский комплекс) и выяснение природы геофизических разделов земной коры. Рассмотрены различные места заложения скважины с акцентом на Нимырский район с Керакским участком и Горбылях-

ский район с одноименным участком. На основе представления о гигантской ритмичности прогнозируется базальная толща алданской серии, маркированная диоксидовыми породами (гомолог федоровской свиты). Обращается внимание на необходимость вскрытия древнейшей толщи в ядре антиклинали.

В 60-е годы Министерство геологии СССР и Академия наук СССР разработали комплексную научно-техническую программу «Изучение недр Земли и сверхглубокое бурение». Для ее реализации предложен и осуществляется подход, основанный на комплексном использовании данных сверхглубокого (7 км и более) и глубокого бурения, а также результатов геофизических, геохимических и других видов исследований, проводимых вдоль трансрегиональных профилей (геотраверсов), пересекающих в разных направлениях территорию страны и шельфы окраинных морей [15, 17]. Предполагается, что материалы изучения глубоких (ГС) и сверхглубоких (СГС) скважин, расположенных в створе геотраверсов, позволят повысить надежность интерпретации данных глубинной геофизики и их геологическую эффективность.

На начальном этапе применения сверхглубокого бурения (1960—70 гг.) скважины бурились в основном для решения прикладных вопросов нефтегазовой геологии. В эти годы в СССР и за рубежом пробурено несколько десятков СГС с целью изучения условий формирования, накопления и сохранения залежей углеводородов в осадочном слое земной коры. В ныне реализуемой советской программе, рассчитанной до 2000 года, большое значение придается объемным геолого-геофизическим построениям отдельных участков и структурных элементов земной коры [15]. Эти построения рассматриваются в качестве основы для решения важнейших проблем глубинной геологии, создания общей теории развития Земли и вы-

бора стратегии поисковых работ на полезные ископаемые. К настоящему времени уже выполнено около половины всех запланированных геотраверсов в основном методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В стадии бурения находятся 11 СГС. Анализ схемы размещения СГС и геотраверсов [15, 16] и задач, поставленных перед бурящимися СГС, позволяет отметить следующее:

1. Основная часть выполненных геотраверсов расположена главным образом в пределах Западно-Сибирской и Сибирской платформ. Многие из этих профилей отработаны с применением крупных промышленных взрывов по методу многоволнового сейсмического просвещения, что обеспечило получение достаточно полной сейсмической информации. В то же время почти все СГС, находящиеся в бурении или в стадии обустройства, расположены в западных районах страны.

2. Если осадочный слой пройден многими тысячами скважин на полную его мощность или, по крайней мере, на глубину 5—7 км, то число скважин и шахтных стволов, вскрывших фундамент древних, молодых платформ и складчатых областей на глубину более 3 км, исчисляется единицами.

3. Все СГС в рудных районах СССР приурочены к отрицательным структурам и зачастую находятся в непосредственной близости от зон глубинных разломов. Щиты древних платформ исследуются единичными СГС (Кольская и Криворожская скважины), находящимися в пределах структур, аномальных по глубинному строению. Поэтому даже в случае достиже-

ния проектных отметок (соответственно 15 и 12 км) результаты бурения этих СГС не смогут дать достаточный материал для решения фундаментальных геологических проблем. Сверхглубокое разбуривание щитов имеет большое практическое значение для поисков рудных месторождений, выявления источников и путей использования геотермальной энергии, разработки экологически чистых способов и наиболее благоприятных мест захоронения радиоактивных и других отходов промышленного производства и решения других народнохозяйственных задач. Щиты являются наилучшими полигонами для определения с помощью СГС природы региональных геофизических границ в наиболее глубоких частях разрезов.

Учитывая все это и принимая во внимание необходимость получения опорных данных по глубинному строению земной коры восточных районов СССР, авторы в качестве первоочередного объекта для постановки сверхглубокого бурения выдвигают Алданский щит. Аналогичное предложение делалось ранее сотрудниками ВСЕГЕИ Е. П. Миронюком, Э. Б. Навливкиной, В. М. Терентьевым и др.

О ЗАДАЧАХ СВЕРХГЛУБОКОГО БУРЕНИЯ

Основные задачи, решаемые с помощью СГС, следующие: вскрытие разреза земной коры и изучение состава и строения ее глубоких горизонтов, в том числе геофизических границ; корреляция данных сверхглубокого бурения с данными региональной геофизики и геологии однотипных структурных зон территории СССР; экстраполяция их на смежные блоки земной коры и обоснование моделей глубинного строения земной коры.

Первоочередной задачей является изучение структурно-вещественных, петрофизических, геодинамических характеристик глубинных слоев земной коры. Наиболее важные ее аспекты: а) получение прямых данных о литологии, стратиграфии, тектонике, метаморфизме, магматизме и метасоматозе, химическом и минералогическом составе пород различных комплексов разреза СГС и района ее заложения; б) получение параметрического материала, необходимого для надежной геологической интерпретации геофизических данных по району заложения СГС и выяснения природы глубинных геофизических разрезов.

Цель бурения Алданской СГС. Нижний архей широко обнажается лишь на щитах древних платформ. Бурящиеся на них СГС — Кольская и Криворожская — в значительной мере решили задачи изучения глубинного

строения рудоносных районов, локализованных в умеренно метаморфизованных вулканогенных и осадочных толщах.

Основная часть ствола этих СГС находится в нижнепротерозойских образованиях.

Нижний архей вскрыт Кольской СГС и Миннибаевской СГС [9, 18], мощность 5 и 3 км, угол наклона слоев к оси скважины 40—60 и 45° соответственно. То есть истинная мощность меньше вертикальной примерно на 1/3. Однако стратиграфическая мощность может оказаться значительно меньшей, ибо нормальное и опрокинутое залегание не различались (см. ниже). Таким образом, весьма вероятно, что разрезы, вскрытые названными скважинами, обнажены и на земной поверхности.

На Алданском щите древнейшие толщи занимают наибольшую площадь по сравнению с другими щитами СССР. Этот выход докембрия принимается в качестве эталона его глобального подразделения — алдания [1] или архея (по Л. И. Салопу). В центральной части щита (Центрально-Алданский субрегион, или Центральный Алдан, которому соответствует нижнеархейская Нимнурская тектоническая зона (рис. 1), известная так же как Алдано-Тимптонский мегаблок) древнейшие толщи в связи с высокой рудоносностью являются самыми изученными в мире (имеется в виду общегеологическая изученность съемочными и поисково-съемочными работами). Исходя из этого, главную цель сверхглубокого бурения в центральной части Алданского щита мы видим во вскрытии древнейших геологических слоев, не выходящих на поверхность Земли, и в сопоставлении их с геофизическими слоями.

Возможна и другая цель бурения: изучение глубинных рудогенерирующих и рудоподводящих структур на одном из главных золоторудных полей Алданского щита — Куранахском или Лебединском (рис. 2). Эти поля локализованы в венд-фанерозойском платформенном чехле с мощностью не более 0,5 км. Здесь в кристаллическом фундаменте и на его контакте с чехлом возможно обнаружение золоторудных залежей, а на глубине свыше 5—6 км — мезозойских магматических палеочагов. Для изучения разреза древнейших толщ такая СГС может оказаться малоэффективной, ибо ни структура, ни стратиграфия в верхней части кристаллического фундамента на указанных полях не известны. Можно лишь предполагать, что там находятся верхи, а не низы нижнеархейской алданской серии (комплекса), в связи с чем СГС может не достичь древнейших слоев, не выходящих на поверхность. Кроме того, глубинное изучение золоторудного поля — не оригинальная цель, ибо уже ведется бурение такого поля в другом регионе (Мунтауская СГС).

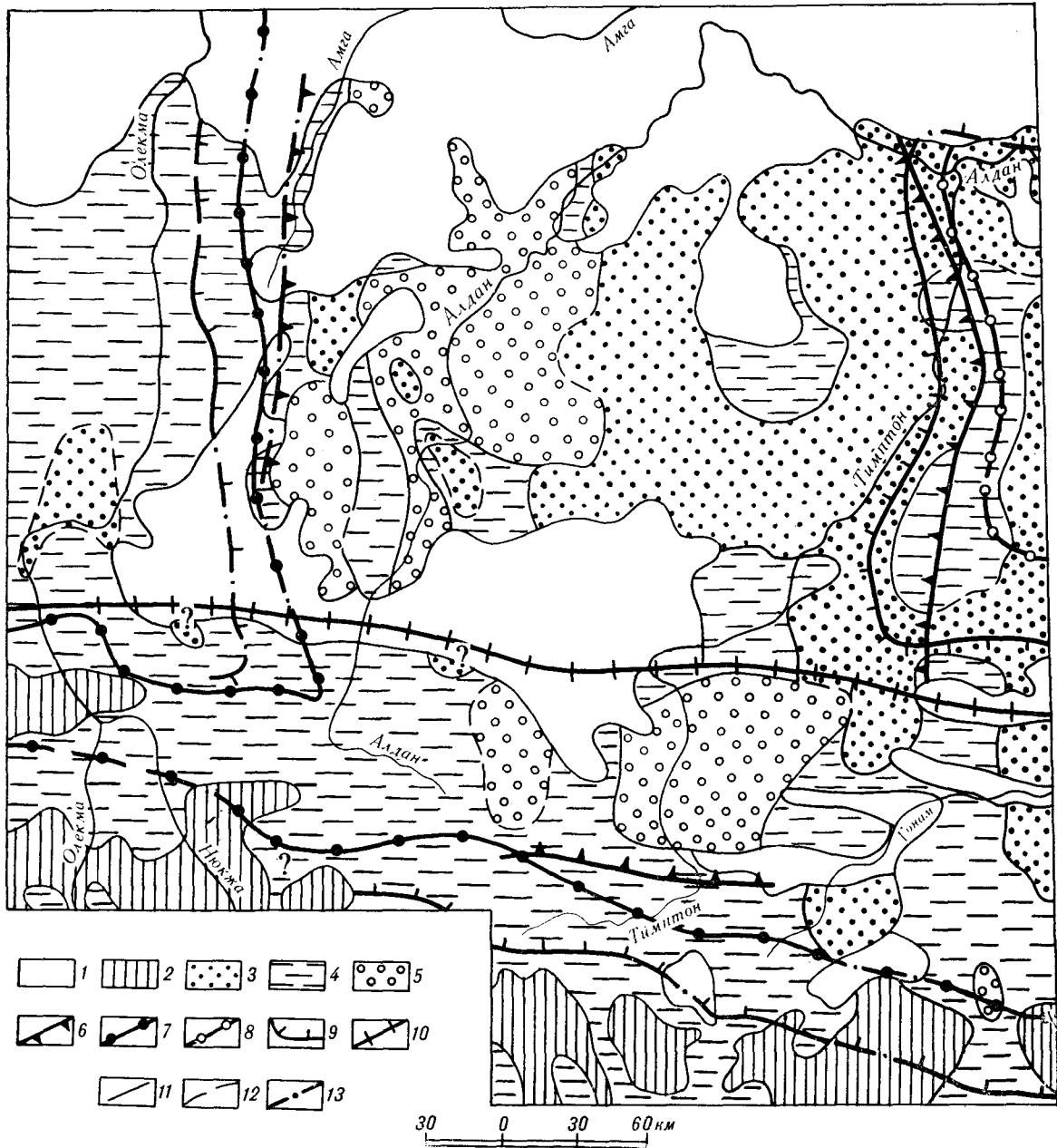


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Алданского щита (по [36] с упрощениями и дополнениями).

1 — участки широкого распространения послепархейских толщ; 2 — крупнейшие плутоны. Нижний архей (3—10); 3 — районы относительно широкого (5—30% площади) распространения желтулинского (и Ыльмакского) горизонта; 4 — районы, где господствует (более 99%) тимптонский горизонт; 5 — районы относительно широкого (5—30% площади) распространения иенгурского горизонта; 6 — границы Нимырской тектонической (фациальной) зоны (зубцы повернуты внутрь зоны); 7, 8 — региональные метаморфические зоны; 7 — граница амфиболитовых зон (Олекминской и Становой) и Алданской гранулитовой зоны, 8 — граница внешних подзон (Нимырской и Гонамской) гранулитовой зоны и ее внутренней подзоны (Желтулинской); 9 — границы областей наибольшей гранитизации (зубцы повернуты внутрь областей), с широким распространением образований вторичной амфиболитовой фации; 10 — северная граница зоны интенсивной мезо-кайнозойской блоковой тектоники, в которой местами нарушается нормальная нижеархейская метаморфическая зональность. 11—13 — границы: 11 — достоверные, 12 — предполагаемые, 13 — предполагаемые под послепархейскими толщами и плутонами.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫБОРА МЕСТА ЗАЛОЖЕНИЯ СГС

Места заложения СГС можно классифицировать по формальному признаку — ширине территории — следующим образом: а) регион

(многие сотни, до 1 тыс. км); б) субрегион (первые сотни километров); в) район (несколько десятков, не более 100 км); г) участок (несколько километров, не более 10 км); д) точка заложения (несколько десятков метров).

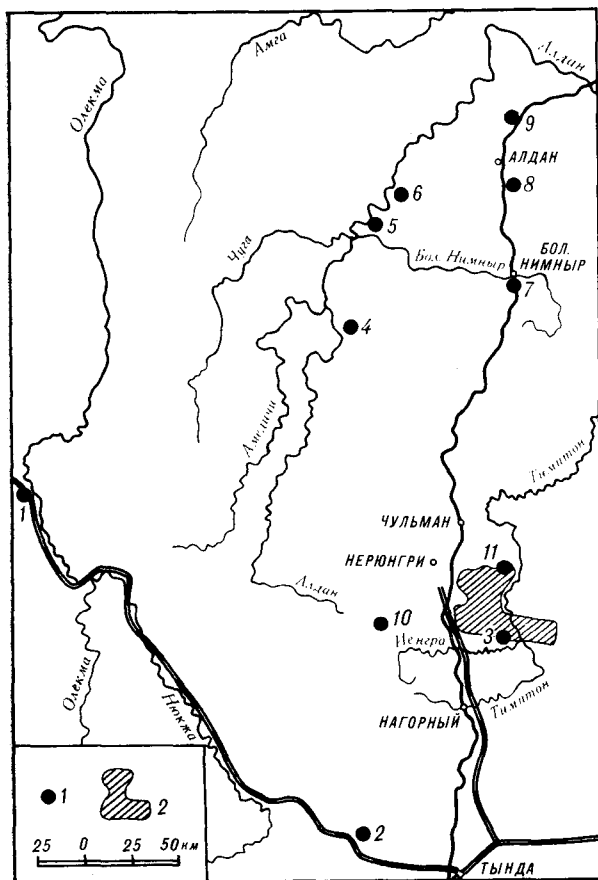


Рис. 2. Обзорная схема размещения участков возможного заложения Алданской СГС.

1 — участки возможного заложения СГС (1 — Средне-Олекминский (предложил Е. П. МIRONЮК), 2 — Верхне-Ларбинский (В. Н. Мошкин), 3 — Окурданский (Р. Ф. Черкасов), 4 — Курумканский (Л. И. Салоп), 5 — Грековский (Л. П. Карсаков), 6 — Перекатный (В. Г. Велгужских, А. А. Сясько), 7 — Кераский (Р. Ф. Черкасов), 8 — Лебединский, 9 — Куранахский, 10 — Верхне-Чульманский (Л. П. Карсаков), 11 — Мало-Нихотский (Р. Ф. Черкасов)); 2 — Горбыльяхский район (А. З. Конинов, Л. В. Травин, В. И. Шульдинер, Г. М. Беллев, Л. В. Дубинина, Н. П. Виноградова), в котором может быть выбран участок заложения СГС.

Вопросы обоснования выбора районов заложения СГС разрабатываются с начала 60-х гг. (В. В. Белоусов, Н. А. Беляевский, И. Л. Косминская, И. В. Литвиненко, Н. И. Хитаров, В. В. Федьинский, Ю. М. Шейнманн и др.). При выборе районов учитывается множество факторов, которые можно подразделить на две группы: 1) геолого-геофизические и 2) экономико-географические, горно-технические и экологические. Критерии второй группы достаточно очевидны (наличие транспортных коммуникаций, обеспеченность электроэнергией, водными ресурсами, расположение СГС за пределами заповедников и др.). Геолого-геофизические критерии зависят от геологических особенностей изучаемых объектов и целей СГС. Ряд критериев имеет общий характер:

1. Районы заложения СГС должны быть геологически и геофизически хорошо изучены

(детально разработаны схема стратиграфии, вопросы магматизма, тектоники, металлогении, территория полностью охвачена кондиционными геологическими съемками и др.).

2. Целесообразно рассматривать геологически хорошо обнаженный район (блок), в пределах которого стратиграфические подразделения представлены наиболее полно, т. е. являющийся опорным в отношении стратиграфии.

3. Районы заложения СГС должны располагаться в наиболее детально исследованных участках профилей опорно-каркасной сети изучения глубинного строения территории СССР [33], желательно в местах пересечения нескольких геотраверсов. Новые СГС следует помещать в створе глобальных профилей-геотрансектов, входящих в программу «Глобус» [17].

4. Наиболее благоприятны для заложения СГС районы, где контрастно выражена расчлененность верхней части земной коры по физическим свойствам (отчетливые геофизические границы, волноводы и другие аномальные характеристики разреза).

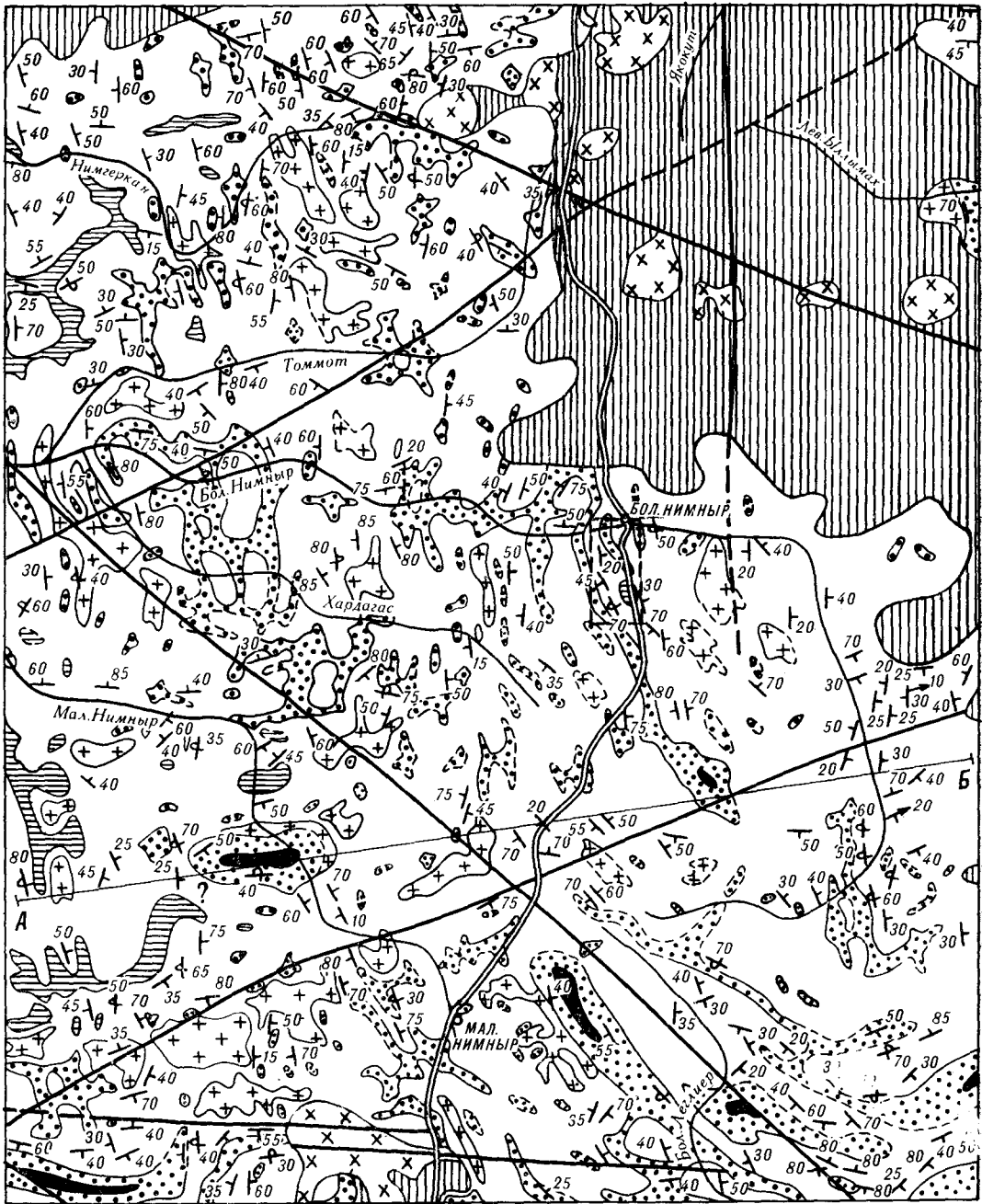
5. В районах заложения СГС должна быть осуществлена всесторонняя интерпретация геолого-геофизических данных на основе учета реальных возможностей отдельных геофизических методов при построении комплексных моделей земной коры [21]. Необходимо использовать опыт Кольской СГС, где геологическая интерпретация в общем надежных сейсмических данных оказалась ошибочной, ибо проводилась с монополярных позиций одного подхода [26]. Границы разной специализации (в том числе литологические и сейсмические) могут не только не совпадать, но и пересекаться [20]. Сейсмические границы, в частности поверхность Конрада, не обязательно разделяют слои с разным петрографическим составом. Эти положения хорошо согласуются с фактами, полученными в первых СГС.

При выборе мест заложения СГС на щитах должны учитываться дополнительные критерии, из которых назовем следующие:

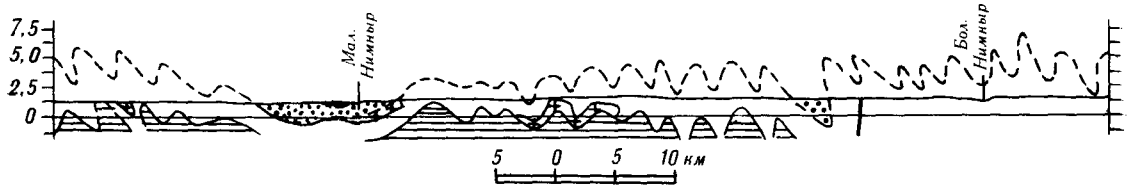
1. Наиболее благоприятным объектом является район, в пределах которого отсутствуют аллохтонные соотношения различных геологических тел. Мелкие блоки (первые километры в поперечнике) неблагоприятны для заложения СГС.






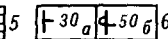





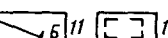
2. В районе должны быть развиты наиболее древние геологические образования из известных в исследуемом регионе; при этом желательно их конкордантность с вышележащими свитами и сериями.

3. Процессы гранитизации, метасоматоза и диафореза, изменяющие вещественный состав пород и стирающие их первичные генетические признаки, не должны иметь широкого



Р А З Р Е З П О Л И Н И И А - Б



- | | | | | | |
|---|---|---|---|---|--|
|  |  |  |  |  |  |
|  |  |  |  |  |  |

проявления. Наличие резко дифференцированного магнитного поля может служить указанием на широкое проявление гранитизации и других наложенных процессов.

4. Допустимо минимальное проявление интрузивного магматизма. Для оценки глубины и морфологии интрузивных тел целесообразно использовать методы геофизического моделирования.

Если при выборе района заложения и более крупных подразделений основное значение имеют общие геолого-геофизические и технико-экономические характеристики, в том числе современная геодинамика (сейсмичность, тепловой поток и т. д.), то при определении участков заложения СГС главную роль играют особенности структуры, в первую очередь складчатой, регулирующей распределение толщ в трехмерном пространстве. При выборе точки заложения важное значение приобретают элементы основных складок. Характерной чертой древнейшей структуры Алданского щита являются повсеместно распространенные основные (базисные, главные) складки шириной в несколько километров (рис. 3). Их амплитуда чаще 2—3 км [36]. Таким образом, при вскрытии древнейшей толщи в ядре антиклинали экономится несколько самых дорогостоящих километров проходки СГС по сравнению с вариантом бурения в синклинали. Этим определяется особая роль участка и точки заложения СГС, и впервые встает задача их выбора (при проектировании предыдущих СГС ограничивались районом заложения).

Знание складчатой структуры участка позволит различать нормальное и опрокинутое залегание свит и пачек в разрезе СГС. Для уже упоминавшихся СГС такая задача не ставилась и при интерпретации стратиграфического положения пачек и толщ в целом применялся гипсометрический подход («выше — значит моложе»). В действительности же возможны четыре варианта разреза: а) нормальное залегание толщ (неопрокинутое крыло основной складки); б) опрокинутое залегание (опрокинутое крыло); в) вначале нормальное, затем опрокинутое залегание (ядро опрокинутой антиклинали, в том числе изоклиальной); г) вначале опрокинутое, затем нормальное залегание (ядро опрокинутой синклинали, в том числе изоклиальной).

Основные складки имеют решающее значение для обоснования не только первичной по-

следовательности свит, но и для определения их стратиграфической мощности. С учетом большой стоимости проходки каждого километра СГС, которая возрастает с глубиной почти в геометрической прогрессии [6], вопрос о мощности свит и серий имеет большое значение. Долгое время в изучении стратонов преобладал вещественный подход, что вело к пропуску основных складок (в первую очередь серий изоклиально-опрокинутых складок) и латеральной изменчивости состава толщ. Следствием этого явилось завышение в официальной схеме [31] мощности обнаженной части нижнего архея до 30—40 км. Лишь на совещаниях по «Геолкарте-50» (г. Алдан, 1983; пос. Чульман, 1985) она сокращена в 4—5 раз, что хорошо согласуется с результатами, полученными при структурно-вещественном подходе [36]. Завышалась в несколько раз и мощность некоторых свит. Например, мощность рудоносной и потому наиболее изученной Федоровской свиты определялась 2,5—5,1 км [31], а на названных совещаниях была признана равной 1,1—1,9 км*.

Наконец, для стратонов участка заложения Алданской СГС должна быть установлена однозначная и достоверная связь с типовым разрезом алданского комплекса (серии) в долине р. Тимптон [19].

ГЕОЛОГИЯ НИЖНЕГО АРХЕЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛДАНА

Для северной, большей по размерам и наиболее изученной, части Нимнырской зоны в результате длительной и сложной эволюции стратиграфических и тектонических взглядов (она рассмотрена, например, в [36]) геологи, по существу, вернулись к представлению основоположника геологии архея Алдано-Станового региона Д. С. Коржинского [19], расчленившего архейский алданский комплекс на три свиты (серии). Это было отражено в решениях совещаний по «Геолкарте-50» (по названиям толщ, данные Д. С. Коржинским, использованы не в приоритетном смысле, что признано в пояснениях к решениям).

* Это даже несколько ниже значения, полученного при детальном картировании типовой местности Федоровской свиты (0,8—1,2 км [36]) и близкого к авторскому определению. Дело в том, что верхнефедоровская подсвита, фигурирующая в решениях указанных совещаний, соответствует Ыллымахской свите [36] с неполной мощностью 0,6 км.

Рис. 3. Геологическая схема Нимнырского района (по [36] с дополнениями).

1 — венд-фанерозойский платформенный чехол, 2—5 — нижний архей — алданский комплекс или серия; 2 — Ыллымахская свита, 3 — Федоровская свита, 4 — Тимптонская свита, 5 — Иенгская свита; 6 — залегание нижеархейской слоистости и параллельных ей тектур: нормальное (а) и опрокинутое (б); 7 — залегание нижеархейской линейности; 8 — крупные тела мезозойских щелочно-земельных и щелочных пород (сиениты, порфиры и др.); 9 — крупные тела нижеархейских гранитов; 10 — некоторые установленные (а) и предполагаемые (б) основные разломы, обычно являющиеся центральными частями крупных разломов; 11 — линия разреза; 12 — Керанский участок.

В северной части Нимырской зоны самым древним стратонам большинством геологов признана «гнейсово-кварцитовая» («кварцитовая») толща, или иенгрская свита (серия) Д. С. Коржинского* (верхнеалданская свита Е. М. Лазько, нижняя подсвита верхнеалданской свиты, по Ю. К. Дзевановскому). Ее обнаженная мощность 2,0—2,5 км. Для свиты характерны кварциты и гнейсокварциты. В ней присутствуют пачки и линзы высокоглиноземистых (с силлиманитом, гранатом, кордиеритом), биотитовых, биотит-гиперстеновых гнейсов и основных сланцев (преимущественно пироксен- и двупироксен-амфиболовые плагиосланцы).

На иенгрской свите залегает «гнейсовая» («чарнокитовая») толща или тимптонская свита (серия) Д. С. Коржинского (нимгерско-чугинская свита Е. М. Лазько, нимырская свита С. П. Коноплева и др., верхняя подсвита верхнеалданской свиты, по Ю. К. Дзевановскому). Ее мощность 1,0—3,0 км. Свита сложена обычно биотит-гиперстеновыми и биотитовыми гнейсами, гранитогнейсами, переслаивающимися и переходящими по латерали в основные сланцы, высокоглиноземистые и биотит-гранатовые гнейсы, плагиогнейсы. В зонах синклиналиев она насыщается до 1/3 объема основными сланцами [36].

Верхи стратиграфического разреза представлены, как сейчас почти общепризнано, «мраморно-гнейсовой» толщей или федоровской свитой С. П. Коноплева и др. Для нее характерны существенно диопсидовые породы, мраморы, кальцифиры, диопсидовые плагиосланцы и диопсид-скаполитовые сланцы. Доминируют пироксен- и двупироксен-амфиболовые, реже амфибол-двупироксеновые плагиосланцы; линзы и пачки биотит-гиперстеновых, биотитовых, иногда биотит-гранатовых и высокоглиноземистых гнейсов, плагиогнейсов. Эта свита значительно превосходит остальные по насыщенности породами основного и ультраосновного состава, слагающими не менее 2/3 ее объема.

Стратиграфическим аналогом федоровской свиты в соседней Желтулинской зоне является желтулинская свита Д. С. Коржинского, в связи с чем горизонт, объединяющий по латерали разновозрастные свиты разных структурно-фациальных зон, назван желтулинским (см. рис. 1, табл. 1). В ядрах некоторых основных синклиналей сохранились низы второй «гнейсовой» толщи — ыллымахской свиты (см. рис. 3), которая нередко рассматривается как верхнефедоровская подсвита. По составу она

близка к тимптонской свите. Количественное распределение высококремнистых и высокомагнезиально-известковистых пород по стратиграфическому разрезу дано в табл. 1.

В южной, менее изученной части Нимырской зоны (иногда выделяемой в самостоятельные тектонические зоны или блоки — Мелекенский и др.) и ее ближайшем окружении однозначности в стратиграфическом расчленении (количество свит и их последовательность) и в сопоставлении с хорошо изученным разрезом основной части Нимырской зоны не достигнуто. Этому препятствуют отсутствие в южной части надежных маркирующих горизонтов, обилие средне- и низкотемпературных диафоритов, интенсивно проявленная мезозойско-кайнозойская блоковая тектоника (см. рис. 1), а также широкая полоса венд-фанерозойских толщ, разделяющая на большом протяжении части Нимырской зоны. В южной части господствует «гнейсовая» толща, которую одни геологи считают более молодой, чем алданский комплекс, другие — более древней, а третьи — одновозрастной.

Большинство радиогеохронологов определяют возраст толщи Нимырской зоны как архейский или нижнеархейский: 3,3 млрд лет (Э. В. Соболев и др., 1973), 3,5 млрд лет (С. Б. Смелов и др., 1975), в интервале 3—4 млрд лет (О. А. Левченков и др., 1973). А. И. Тугаринов, Е. В. Бибикова и др. (1967, 1976), Н. П. Щербак и Е. В. Бибикова (1984) считают гранулитовые толщи Центрального Алдана нижнепротерозойскими (1,9 и 2,5 млрд лет), а серогнейсовые толщи Олекмы и Становика архейскими (2,9 млрд лет).

Различные участки и районы для бурения СГС в Алдано-Становом регионе предложили сотрудники ВСЕГЕИ, Института тектоники и геофизики и ПГО Якутскгеология (см. рис. 2). Их обобщенная характеристика дана в первом приближении в табл. 2. Керакский, Перекатный, Курумканский, Мало-Нихотский и Окурданский участки в связи с рудоносностью наиболее изучены и геологически однотипны: на них в ядрах основных антиклиналей обнажается иенгрская свита. Разница между участками в основном географо-экономическая.

Грековский участок безруден и потому менее исследован. Он рекомендован по результатам работы [27], в которой описан выход до иенгрского «комплекса основания», представленного гиперстен-биотитовыми плагиогнейсами и гранитизированными породами с радиологическими датами 3,1 и 3,3 млрд лет и характеризующегося отсутствием кварцитов. Однако в северо-западной части этого выхода известна полоса кварцитов протяженностью 2 км [36]. Ввиду недостаточной изученности Грековского участка окончательные выводы де-

* После названия стратона мы вынуждены указывать его автора, ибо многие названия, и прежде всего введенные Д. С. Коржинским, употреблялись в существенно разных смыслах. В частности, название «иенгрская» применялось не менее чем в 10 смыслах [36].

Региональные стратоны, формации и реконструированный формационный ряд алдания Южной Якутии (по [37] с дополнениями и уточнениями)

Глобальные стратоны	Межрегиональные стратоны (надгоризонты)	Региональные стратоны (горизонты) и их мощность в обнаженной части	Распределение руководящих пород в обнаженной части, %		Части алдания и стратиграфическая их мощность	Вертикальные метаморфические зоны	Вещественные типы формаций		
			кремнистых *	карбонатных **					
Алданий	Верхний алданий				Эродированная часть, 5-6 км	Неметаморфическая	Вулканитовая, частично „сланцевая“		
						Зелено-сланцевая		„Сланцево-кремнистая“	
							Эпидот-амфиболитовая		
		Ыльмахский, ≤ 0,8 км	< 1	2-5			„Гнейсовая“		
		Джелтулинский регионально-маркирующий, 1-1,5 км	0	90-95	Обнаженная часть, 7-10 км	Амфиболитовая	„Мраморно-гнейсовая“, насыщенная ультраосновными сланцами ***		
		Тимптонский, 3-5 км	1	3-5			„Гнейсовая“		
	Нижний алданий	Иенгрский, регионально-маркирующий, ≤ 2,5 км	> 98	1				Гранулитовая	„Гнейсово-кварцитовая,“
									„Гнейсовая“
				Невыкрытая часть, 3-5 км		„Гнейсовая“ насыщенная ультраосновными сланцами ***			
Доалданий						„Гнейсовая“			

* Различные кварциты и гнейсо-кварциты. ** Мраморы, кальцифиры, диопсидовые плагиосланцы, плагиогнейсы, диопсид-скаполитовые сланцы.
 *** ультраосновные сланцы характерны для Нимнырской, Мугусканской и однотипных с ними зон.

Характеристика участков возможного заложения Алданской СГС

Признаки и их оценка в баллах	Участки									
	Средне-Олекминский	Верхне-Ларбинский	Окурданский	Курум-Канский	Греховский	Перекапный	Керакский	Верхне-Чульманский	Мало-Нихотский	Горбыляхский
Геологическая изученность (2 — детальные и крупномасштабные, 1 — среднемасштабные работы)	1	1	2	2	1	2	2	2	2	1
Геофизическая изученность (2 — крупно- и среднемасштабные, 1 — мелкомасштабные работы)	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2
Специальное геофизическое изучение (расстояние до АЯМ, по которой оно проведено, км: 3 — до 10, 2 — 10—30, 1 — более 30)	1	1	2	1	1	1	3	1	2	2
Степень эродированности (3 — до нижней и средней части иенгрской свиты, 2 — до верхней части иенгрской свиты, 1 — до тимптонской свиты и ее аналогов)	1	1	3	3	1	3	2	1	3	1?
Усложненность структуры надвигами, сбросами, сдвигами и т. д. (2 — маловероятна, 1 — вполне возможна)	1	1	1	2	2	2	2	1	1	1
Сейсмичность [11] (3 — до 6 баллов, 2 — от 7 до 8 баллов, 1 — 8 и более баллов)	1	3?	2	3?	3	3	3	1	2	2?
Выявленность основных складок (2 — установлены, 1 — не установлены)	1	1	2	2	1	2	2	1	2	1
Корреляция с типовым разрезом р. Тимптон (2 — однозначная, 1 — неоднозначная)	1	1	2	2	1	2	2	1	2	1
Удаленность от дорог (3 — до 10 км, 2 — 10—30 км, 1 — более 30 км)	3	3	2	1	1	1	3	1	2	2
Удаленность от линий электропередач (3 — до 10 км, 2 — 10—30 км, 1 — более 30 км)	1	1	2	1	1	1	3	1	2	2
Сумма баллов . . .	12	14	20	19	14	19	24	12	20	15

дать преждевременно. Но нельзя исключить, что здесь, как и на более исследованных местах Нимырской зоны, гиперстен-биотитовые плагиогнейсы и гранитизированные породы принадлежат тимптонской свите.

Толщи Средне-Олекминского, Верхне-Чульманского и Верхне-Ларбинского участков (курультинская серия Е. П. Миронюка, свита Зверева А. Г. Каца и др.) считаются обогащенными основными сланцами. Все участки слабо изучены. А. Г. Кац [14], проводивший картирование южной части Алданского щита, допускал, что эти толщи, возможно, подстилают иенгрскую серию. Но он не исключал и иного их возраста, указывая на возможность образования этих толщ в другой структурно-фациальной зоне, чем серии внутренней части Алданского щита.

В это же время А. А. Каденский [12] отнес толщи междуречья Тимптон — Иенгра к тимптонской серии. Позднее там стали выделять стратонны с другими названиями, в частности кабактинскую серию [5], на 98—99 % состоящую из основных и ультраосновных сланцев. Ввиду такого своеобразия считалось, что эта серия отличается от толщ Алданского щита и является древнейшей, доиенгрской. Однако при проверке установлено, что указанная серия состоит на 4/5 из гнейсов и гранитогнейсов [13], как и большинство других толщ Алданского щита. Поэтому на совещании по «Геолкарте-50» (пос. Чульман, 1985) при обсуждении проекта стратиграфических легенд амнуактинская и тангракская свиты, составляющие кабактинскую серию, были исключены из легенды как неподтвержденные.

Таким образом, наиболее исследованными являются Курумканский, Перекатный, Керакский, Окурданский и Мало-Нихотский участки, на которых проводились детальные съемочные и поисково-разведочные работы и выявлены основные складки, позволившие обосновать стратиграфическую последовательность свит. Из них в наилучших географо-экономических условиях находится Керакский участок*. Его недостаток — относительно слабая эродированность иенгрской свиты. В том, что иенгрская свита является самой древней в северной части Нимнырской зоны, у авторов нет разногласий. Но для южной части зоны сотрудники ВСЕГЕИ считают горбыляхскую свиту более древней. Ниже наряду с Керакским рассматривается Горбыляхский участок.

Керакский участок (рис. 4). Долгое время Керакская антиклиналь пропускалась, а кварциты рассматривались обычно как мощная линза, залегающая в «гнейсовой» толще. Разведочные работы на огнеупорные кварциты (Н. Н. Гераков, 1954) вскрыли важные детали структуры, которые позволили в дальнейшем геологам независимо друг от друга выделить антиклиналь с самостоятельной «гнейсово-кварцитовой» толщей в ядре (В. А. Луконина, 1964; Р. Ф. Черкасов, 1965; Г. И. Хайми и др., 1966).

Выход иенгрской свиты (ее обнаженная мощность здесь несколько сот метров) эллипсоидальной формы, размером 2×1 км. Так как кварциты более устойчивы к выветриванию, чем гнейсы, то выход выражен в рельефе поднятием с центральным холмом высотой 25—30 м, где имеются обнажения кварцитов. По описанию Н. В. Фроловой [35], здесь представлены крупнозернистые кварциты, как мономинеральные, так и содержащие примеси полевых шпатов, роговой обманки, биотита, магнетита. По данным Н. Н. Геракова, подавляющее большинство первых состоит на 96—99 % из кремнезема. Имеется проявление магнетитовых кварцитов.

Мощность тимптонской свиты на рассматриваемом участке минимальная, порядка 1 км. Судя по материалам Н. В. Фроловой, низы этой толщи сложены гиперстеновыми и двупироксеновыми гнейсами, реже плагиосланцами, с прослоями кварцитов; в средней и верхней части существенную роль играют пироксен- и двупироксен-амфиболовые плагиосланцы при

* Если исходить из чисто геологических соображений, то лучшим участком для СГС был бы Нижне-Амедицинский, находящийся западнее Курумканского участка. В низовье р. Амедици иенгрская свита наиболее эродирована, в связи с чем она заполняет там не только основные антиклинали, но и смежные синклинали [36].

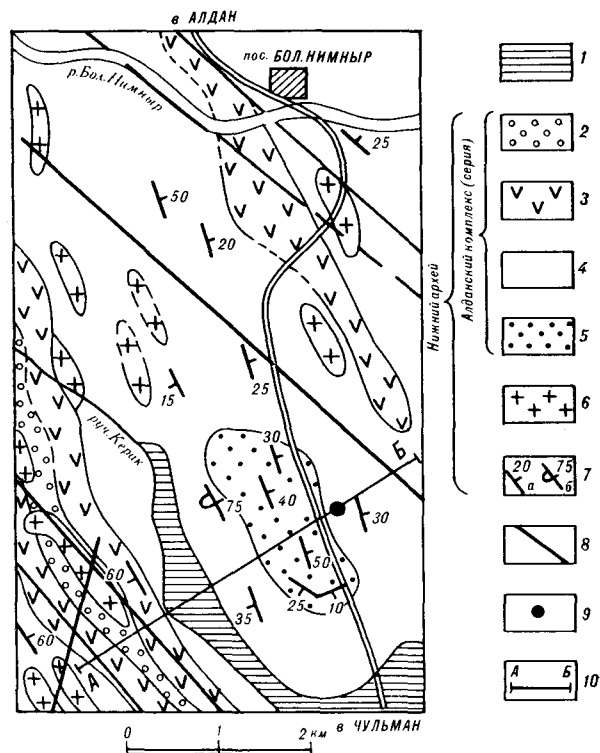


Рис. 4. Геологическая схема Керакского участка (по Р. Ф. Черкасову и В. П. Антонову).

1 — четвертичные отложения; 2 — среднефедоровская под-свита; 3 — нижнефедоровская подсвита; 4 — тимптонская свита; 5 — иенгрская свита; 6 — граниты; 7 — залегание слоистости и гнейсовидности (а — нормальное, б — опрокинутое); 8 — разломы, часто сопровождаемые дайками протерозойских диабазов; 9 — возможная точка заложения СГС; 10 — линия разреза А — Б.

подчиненном значении различных гнейсов (биотит-роговообманковых, биотит-гиперстеновых и др.), мигматизация проявлена обычно слабо.

В ядрах соседних синклиналей, оси которых проходят в двух километрах западнее и восточнее оси антиклинали, локализованы выходы федоровской свиты, состав которой здесь обычен (см. выше). В основном (западном) выходе разведано Керакское флогопитоносное поле, Керакское и другие месторождения графита. Последние размещаются как в низах федоровской, так и в верхах тимптонской свиты. За пределами участка в Нимнырском районе (см. рис. 3) имеются, кроме того, месторождения золота (россышные), железа (в том числе крупное Таежное месторождение), боратов, апатита — в том числе подготавливаемое к эксплуатации крупное Селигдарское месторождение. На последнем пробурена наиболее глубокая (1,6 км) скважина.

Участок находится в самой западной части меридионального Верхне-Нимнырского (Верхне-Тимптонского) антиклинория, сменяющегося к западу Томмотским (Хардагасским) синклинорием (см. рис. 1, 3). Через Нимнырский район проходят крупные диагональные и орто-

гональные разломы (зоны трещиноватости, кактаклаза и милонитизации, окварцевания и т. д.). На Керакском участке имеются лишь диагональные разломы с роями даек протерозойских диабазов. Смещений по ним не обнаружено. Вблизи выхода иенгрской свиты разломы отсутствуют. Нижнеархейские граниты (лейкократовые, биотитовые и амфиболовые) образуют согласные тела мощностью до первых сотен метров, не связанные с разломами.

Район слабосейсмичен — участок находится в четырехбалльной зоне [11].

Падение слоев в крыльях Керакской антиклинали изменяется, судя по замерам слоистости, от 30 до 60°. При этом западное крыло, вероятно, круче восточного. В таком случае целесообразно выбрать точку заложения СГС в тимптонской свите у ее контакта с иенгрской свитой (см. рис. 4) и проходить ее по возможности вертикально.

Обнаженная мощность иенгрской свиты, как уже упоминалось, достигает 2,5 км. По аналогии с вышележащими свитами предполагается, что ее полная мощность не превышает 3 км. Тогда кровля подиенгрской толщи будет вскрыта при самом неблагоприятном варианте, т. е. при среднем угле падения крыла 60° (рис. 5), на глубине, не превышающей 5—6 км. Как уже упоминалось выше, подиенгрская толща выделялась без соответствующего структурного обоснования неоднократно, но ни в одном случае ее существование на поверхности в дальнейшем не подтверждалось.

Предполагается, что подиенгрская толща имеет примерно такую же мощность, что и известные толщи, т. е. порядка 3 км. Если исходить из представления о гигантской ритмичности алданской серии (комплекса), то она делится на нижний гемирим (нижнеалданская подсерия или ее межрегиональный стратиграфический эквивалент — нижний алданий) и верхний гемирим (верхнеалданская подсерия и соответственно верхний алданий) (см. табл. 1). Сохранилась от эрозии и обнажена только нижняя половина верхнего гемиримта и верхняя половина нижнего гемиримта, что позволяет представить строение и состав целого гемиримта и прогнозировать необнаженную часть алданской серии. Верхний гемирим начинается толщей, весьма насыщенной породами основного и ультраосновного * состава (федоровская свита), на которой залегает кое-где сохранившаяся «гнейсовая» толща (биотит-гиперстеновые и другие гнейсы, переходящие

* Существуют разные представления о генезисе согласных тел существенно диопсидовых пород. В частности, их рассматривают как диопсидовые парасланцы [25]. Однако есть не меньше оснований считать их ортосланцами — ультраосновными металавами [38].

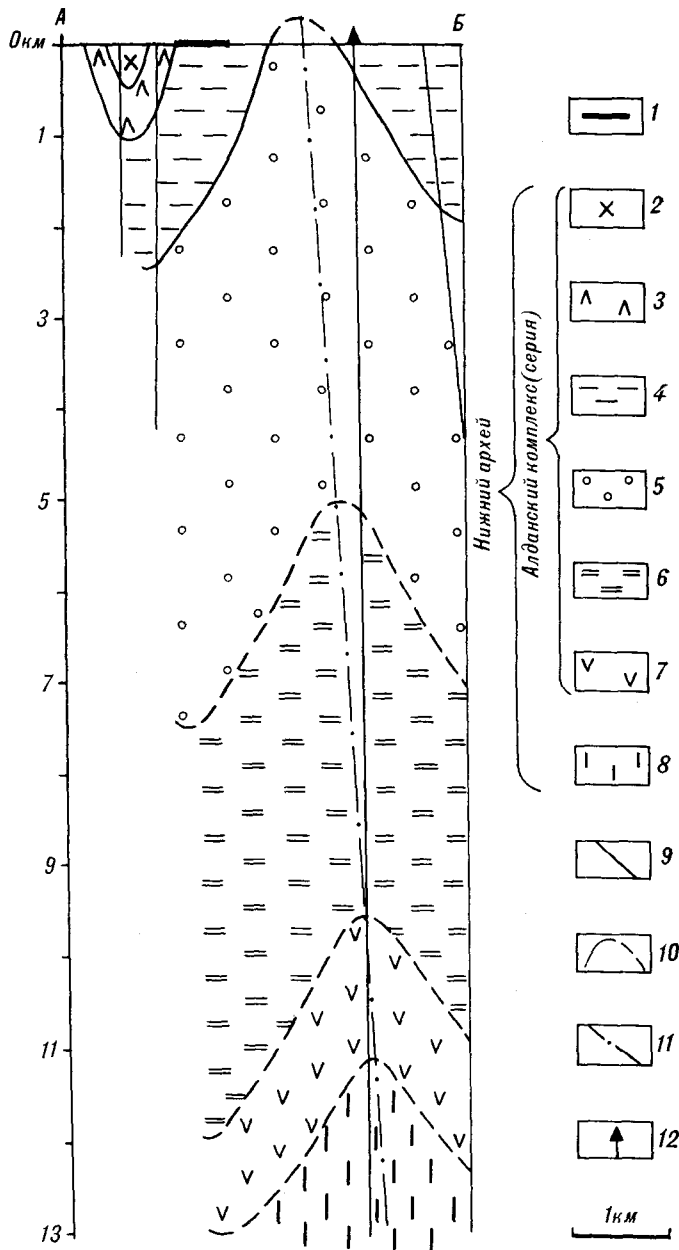


Рис. 5. Схематический глубинный геологический разрез Керакского участка (составил Р. Ф. Черкасов).

1 — четвертичные отложения; 2 — среднефедоровская подсвита; 3 — нижнефедоровская подсвита; 4 — тимптонская свита; 5 — иенгрская свита; 6—8 — предполагаемые подразделения, неизвестные на земной поверхности: 6 — подиенгрская толща, верхняя свита, 7 — подиенгрская толща, нижняя свита, 8 — доалданский комплекс; 9 — разломы; 10 — стратиграфические границы; достоверные (сплошные), предполагаемые (пунктирные); 11 — след осевой поверхности Керакской антиклинали; 12 — проектируемая сверхглубокая сваяжина.

по латерали в основные кристаллосланцы). Предполагается, что и нижний гемирим начинается близкими образованиями (см. рис. 5): нижняя свита — преобладают основные кристаллосланцы с характерными слоями диопсидовых пород; мощность порядка 1 км (более древний гомолог федоровской свиты); следующую

щая за ней «гнейсовая» свита мощностью порядка 2 км — гомолог Ыльмамахской свиты.

При таком строении низов алданской серии даже при крутом наклоне крыла Керакской антиклинали (60°) ее подошва будет вскрыта на глубине, не превышающей 11—12 км, и скважина войдет в доалданский комплекс. О составе его верхней части можно будет уверенно судить, углубив скважину на 1 км (вероятно, эта часть представлена «гнейсовой» толщей). Исходя из этого проектная глубина СГС 12—13 км. По расчетам У. И. Моисеево (ВСЕГЕИ), тепловой поток в Нимньском районе 45 МВт/м², температура на глубине 13 км порядка 180 °С.

Керакская антиклиналь, вероятно, асимметрична, и ее осевая поверхность наклонена очень круто на восток (точный угол должен быть определен при дополнительном изучении). СГС должна быть спроектирована и пройдена так, чтобы ее нижняя часть попала в ядро антиклинали. Если же она попадет в ядро синклинали, то, как уже упоминалось, для достижения цели придется бурить лишних 2—3 км, причем самых дорогостоящих.

Итак, обнаружение на глубине более древнего гомолога федоровской свиты, маркированного диопсидовыми породами (ультраосновными сланцами), отсутствующими в смежных толщах, будет подтверждением правильности рассмотренного представления. Причем в отличие от федоровской свиты присутствие мраморов и кальцифиров в базальной толще алданской серии маловероятно, ибо их количество увеличивается в ходе эволюции: в обнаженной части этой серии карбонатных пород меньше 1 %, а в сериях неогей их на порядок больше [36]; ультраосновные лавы ведут себя противоположным образом.

До начала бурения на Керакском участке целесообразно провести детальную геолого-геофизическую съемку, которую могло бы осуществить ПГО Якутскгеология. При этом надо уделить повышенное внимание структурным наблюдениям для выяснения морфологии Керакской антиклинали и особенностей поведения ее осевой поверхности. Так как участок в значительной мере задержан, то имеет смысл применить на всех маршрутных линиях плужный канавокопатель для вскрытия элювия. Для проведения структурных наблюдений требуется большое количество (не менее 1 тыс.) искусственных обнажений. Кроме того, на участке надо поставить геохимические, минералогические, петрографические и петрофизические исследования (силами академических и отраслевых НИИ).

Горбыляхский участок. В Горбыляхском районе (см. рис. 1) часть исследователей рассматривает горбыляхскую свиту в качестве до-

ингерской толщи. Выделивший эту свиту А. Г. Кац в объяснительной записке к листу среднемасштабной геологической карты СССР (1976 г.) указывает, что в ее составе наряду с гнейсами заметную роль играют основные сланцы (пироксеновые, амфибол-пироксеновые, двупироксеновые). Свита распространена в бассейне р. Горбылях в ядре Горбыляхской антиклинальной структуры с размахом крыльев 25 км. Значительно южнее, в верховьях р. Тимптон, выделен [5] ряд свит, насыщенных основными сланцами (двупироксеновыми, двупироксен-гранатовыми, двупироксен-амфиболовыми), которые считаются [30] более древними, чем горбыляхская свита.

На основе указанных представлений составлен предполагаемый глубинный разрез Горбыляхского участка (участок пока не имеет в пределах бассейна р. Горбылях точной привязки). При этом образования муравьевской и джелиндинской свит [5] рассматривались как диафориты по породам других свит и были исключены из разреза; мощность горбыляхской свиты предполагаемая, а мощности некоторых других свит уменьшены согласно [30]. В соответствии с такими построениями (рис. 6) СГС на глубине порядка 8—9 км войдет в образования, не обнажающиеся на дневной поверхности. Они являются либо нижней частью нижнеархейского гранулитового комплекса, либо его фундаментом. При современных технических возможностях СГС может, видимо, вскрыть толщу этих пород мощностью 4—5 км и на глубине 13 км войти в предполагаемый «базальтовый» слой. По расчетам У. И. Моисеево, температура на этой глубине 250 °С (тепловой поток в Горбыляхском районе 55 МВт/м²).

Представление о разрезе Горбыляхского участка (см. рис. 6) разделяется не всеми авторами. Укажем основные замечания.

1. Большая часть предполагаемого разреза (9 км) состоит из свит, выделенных на поверхности. Поэтому логичнее бы проектировать СГС в верховье р. Тимптон, на выходе тангракской свиты. Но, как уже упоминалось, там не подтвердились сведения об основном составе толщи, в связи с чем эта и амнуактинская свиты исключены из легенды «Геолкарты-50».

2. Часть исследователей выделяет в бассейне р. Горбылях надингерскую тимптонскую свиту [36] или, в номенклатуре Л. М. Реутова [30]*,

* По мнению этого геолога, горбыляхская свита, сложенная почти наполовину основными сланцами, обнажена не на ее типовой местности, а в 50 км к востоку от р. Горбылях, вблизи Митингских месторождений горного хрусталя, в ядре выделенной им Мало-Кабактинской антиклинали [30]. Л. М. Реутову, видимо, не были известны результаты детальной съемки (Е. Т. Саратова и др.), согласно которым на том участке господствуют биотитовые и другие гранитоиды, локализованные в ядре синклинали.

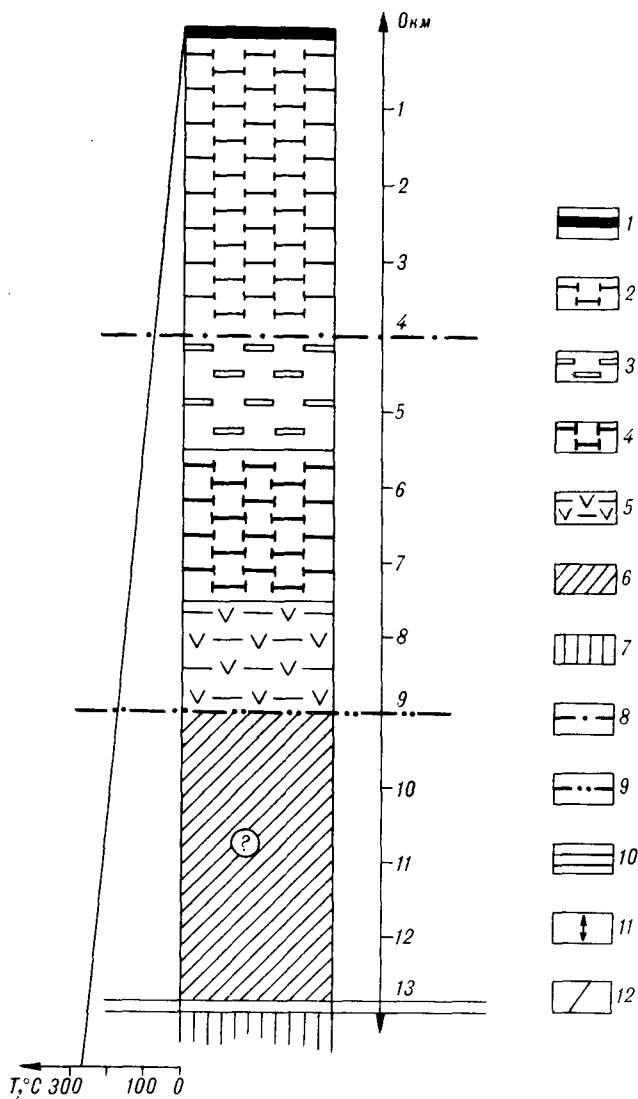


Рис. 6. Предполагаемый разрез Алданской СГС, Горбыляхский участок Мелемкенского блока (составила Н. П. Виноградова).

1 — четвертичные отложения; 2—5 — нижнеархейский гранулитовый комплекс, свиты: 2 — горбыляхская, 3 — сыгынахская, 4 — амнунактинская, 5 — тангракская; 6 — образования, не обнажающиеся на дневной поверхности, — нижнеархейский гранулитовый комплекс (?) или верхняя часть «базальтового» слоя (?), 7 — предполагаемый «базальтовый» слой; 8 — опорная сейсмическая граница обмена (горизонт Г), соответствующая подошве гнейсобазитогранулитовой ассоциации гранитно-метаморфического слоя; 9 — осевая линия аномалии обменонасыщенности, соответствующая подошве базитогранулитовой ассоциации гранитно-метаморфического слоя; 10 — предположительно граница Конрада; 11 — технически возможный интервал проходки СГС; 12 — график изменения современной температуры недр.

бугорыктанскую свиту. С этой точки зрения СГС в бассейне р. Горбылях войдет в «гнейсово-кварцитовую» толщу на глубине, не превышающей несколько километров. В среднем течении реки имеются три небольших (как на Керакском участке) выхода иенгрской свиты [36].

3. Восточнее р. Горбылях расположен Мелемкенский хрусталеносный район, где прове-

дено крупномасштабное и детальное картирование. Там выявлена приуроченность хрусталеносной толщи (иенгрской свиты на типовой местности) к ядрам основных антиклиналей [36], а в районе в целом — к Верхне-Тимптонскому антиклинорию, выделенному Л. М. Минкиным [28]. В покрывающей «гнейсовой» толще в западной части этого района появляются пачки основных сланцев. А. Г. Кац и др. (1976) отнесли эти пачки, имеющие тот же состав, что и горбыляхская свита, к федоровской свите. На правобережье р. Горбылях обе свиты показаны как контактирующие по разлому. При последующих работах представление о широком распространении федоровской свиты в данном районе не подтвердилось. Толща с пачками основных сланцев отнесена к подфедоровской свите [7, 30]. Западнее Верхне-Тимптонского антиклинория расположен синклинорий, в котором эта толща закономерно обогащается основными сланцами [36].

Разрез горбыляхской свиты не составлен ввиду ее малой изученности, а также интенсивной гранитизации и мигматизации толщи р. Горбылях [8]. Поэтому трудно судить о количестве основных сланцев в ее составе. Согласно [7], свита состоит из гнейсов. Автор названия свиты А. Г. Кац не описал ее взаимоотношения и контакты с «кварцитовой» (иенгрской) свитой.

4. В верховьях р. Горбылях проходит Южно-Чульманский региональный надвиг архея на мезозой Чульманской впадины с горизонтальной амплитудой до 10—15 км [10]. Севернее выделено несколько наклонных разломов, параллельных Южно-Чульманскому [7]. Поэтому вероятность встречи СГС на глубине с тектоническими чешуями достаточно высока.

Итак, проблема обнаженной доиенгрской толщи в Горбыляхском районе нуждается в дальнейшем изучении. Нельзя исключить возможность появления этой толщи в небольших блоках.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕЙ ЛИТОСФЕРЫ

В работах С. С. Глебовского, Ю. Ф. Малышева [24], В. В. Зоркальцева, В. А. Абрамова и др. приводятся сводки плотностных и магнитных свойств пород Центрального Алдана. На их основе оценены средние значения плотности (г/см^3) свит: иенгрской — 2,75—2,78, тимптонской — 2,77—2,83, федоровской — 2,74—2,86, ылыммахской — 2,76. Магнитные свойства более дифференцированы. Значения магнитной восприимчивости свит (в единицах СГС $\times 10^{-6}$): иенгрской 100—6500 (без железистых кварцитов), тимптонской — 1500—4500,

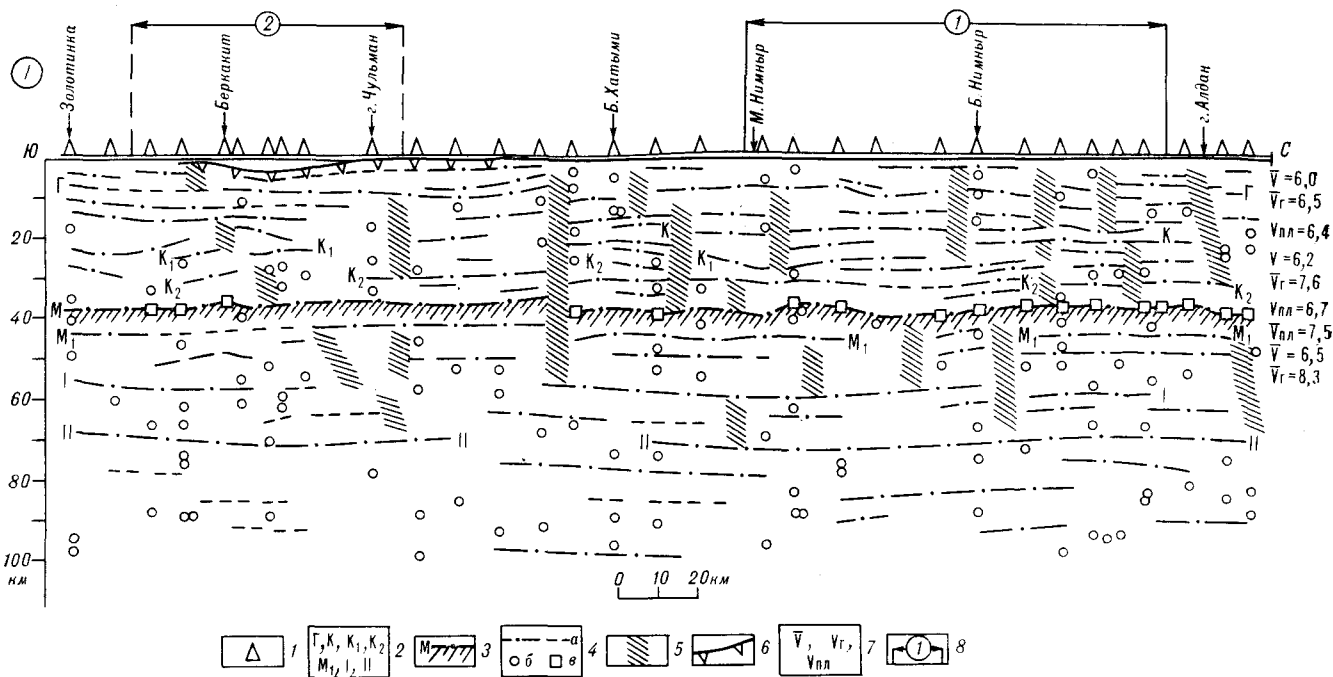


Рис. 7. Разрез МОВЗ (границы обмена) вдоль АЯМ (составил Н. К. Булин).

1 — стоянка сейсмических станций; 2 — сейсмические границы (Γ — горизонт в гранитно-метаморфическом слое, K_1, K_2 — горизонты в «базальтовом» слое, M_1, I, II — горизонты в верхней мантии); 3 — площадки по волнам PS типа; 4 — сейсмические границы интенсивных обменов (a), площадки прочих обменов (b), площадки по волнам типа «обрыв сейсмической записи» (e); 5 — близвертикальные и наклонные глубинные зоны; 6 — Чульманская впадина; 7 — скорости сейсмических волн: пластовая ($V_{пл}$), граничная ($V_{г}$), средняя (\bar{V}); 8 — Нимырский (1) и Горбылахский (2) районы.

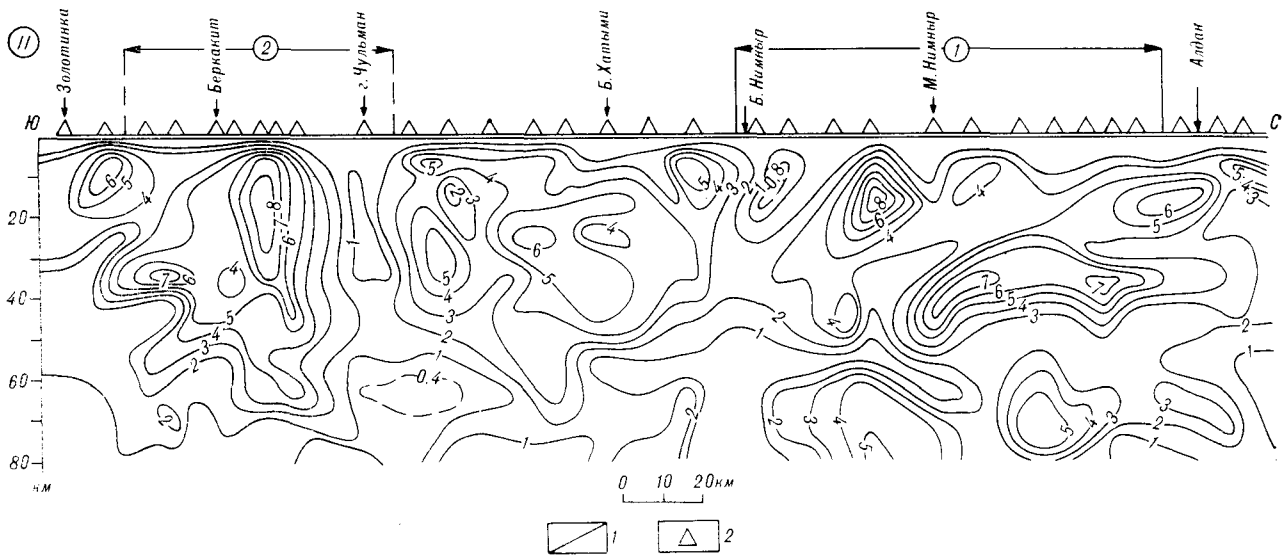


Рис. 8. Разрез МОВЗ (обменонасыщенность) вдоль АЯМ (составил Н. К. Булин).

1 — изолинии обменонасыщенности; 2 — стоянки сейсмических станций.

федоровской 100—4400 (без магнетитовых руд).

Глубинные исследования Центрального Алдана (главным образом по АЯМ) проводили Н. К. Булин [3, 4], Т. А. Аргутина, Э. Н. Лишневский, В. А. Абрамов, Ю. А. Павлов, Ю. В. Талтыкин и др.

Рассмотрим новые результаты сейсмологиче-ских исследований МОВЗ и геофизического моделирования вдоль АЯМ (рис. 7—10). По сравнению с [4] разрез МОВЗ уточнен и дополнен результатами анализа обменонасыщенности (см. рис. 7, 8). Изолинии обменонасыщенности A представляют собой результат

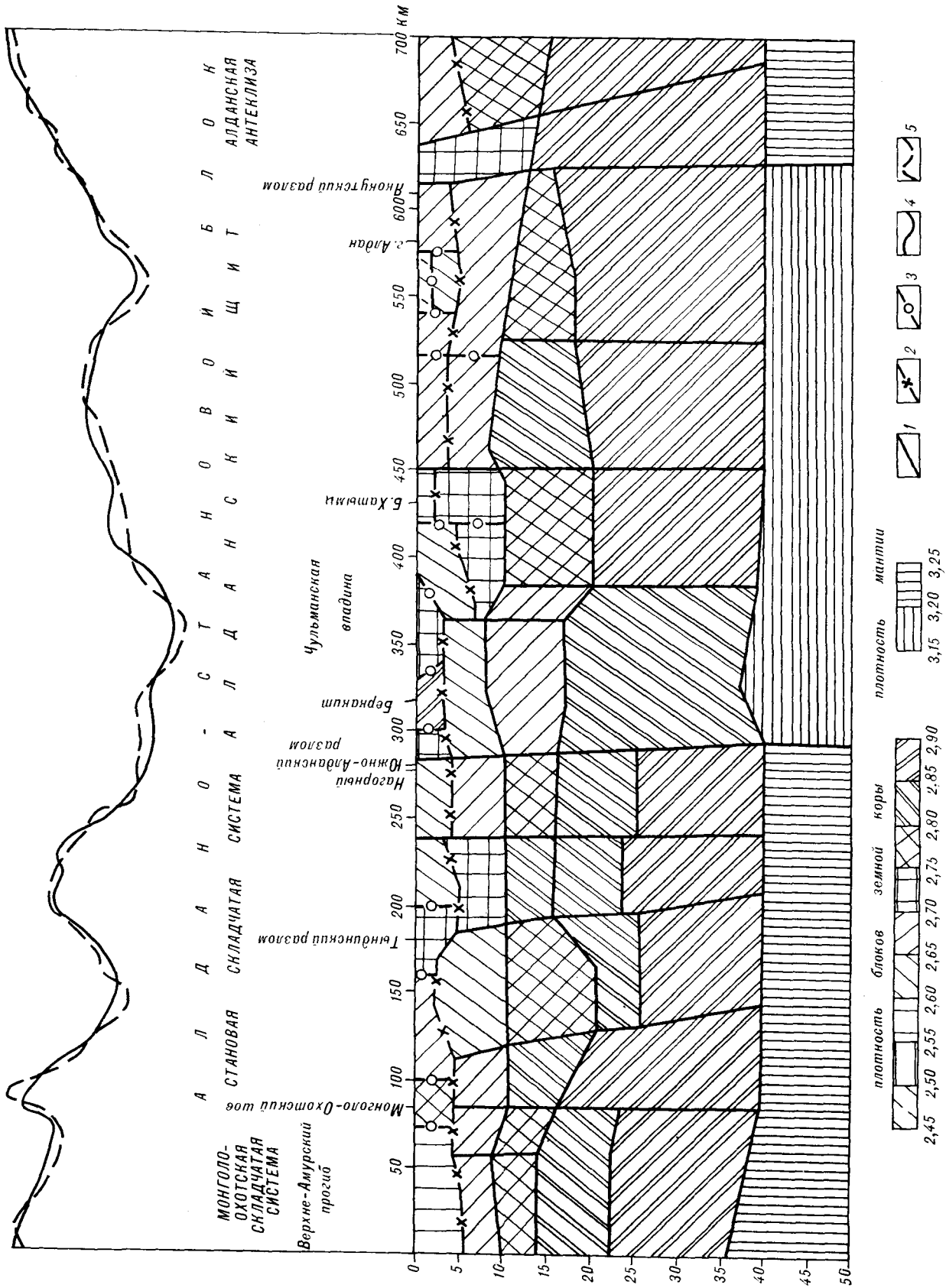
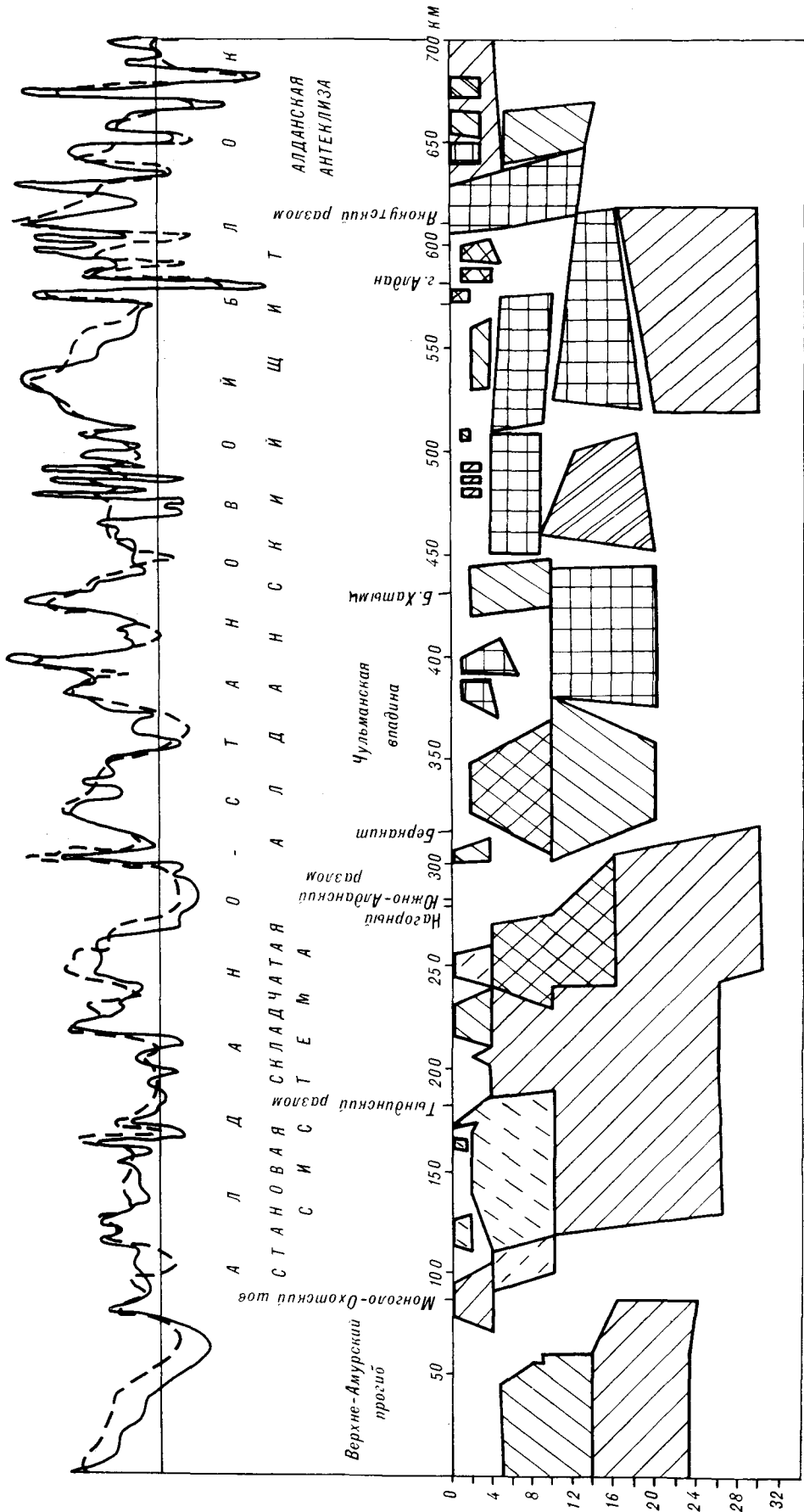


Рис. 2. Плотностной разрез по профилю АЯМ (составили Ю. Ф. Малышев, В. И. Борозин). Границы на разрезе по данным: 1 — МОВЗ, 2 — магнитосектральных расчетов, 3 — гравитационного моделирования. Кривые Δg: 4 — исходная, 5 — расчетная.



Шкала эффективной магнитной восприимчивости в 10^{-6} гс/см



Рис. 10. Магнитный разрез по профилю АЯМ (составили Ю. Ф. Малышов, В. И. Бородин).

1 — исходное поле ΔT_a с удаленным нормальным фоном; 2 — поле, рассчитанное от модельного 2,5-мерного разреза; 3 — границы сечений 2,5-мерных блоков.

осреднения статистического поля числа актов обмена волн P от удаленных землетрясений в плоскости разреза, которое нормируется с учетом числа землетрясений в каждом пункте наблюдений:

$$A = \frac{\sum N_i}{K_j} \cdot 10,$$

где K_j — общее число актов обмена волн P до фиксированной глубины, N_i — число актов обмена, попадающих в выбранное прямоугольное «окно» размером 10 км по вертикали и 20 км по горизонтали.

Высокие значения A и большая плотность изолиний этого параметра в вертикальном разрезе отвечают областям, характеризующимся повышенной способностью реальной среды продуцировать обменные волны PS при падении на сейсмическую границу продольных волн от удаленных землетрясений. Конфигурация изолиний обменонасыщенности дает качественное представление о тенденциях латеральной изменчивости этого параметра в плоскости разреза.

По данным МОВЗ, мощность земной коры составляет от 37 до 41 км. Регионально прослеживаемыми также являются граница Г (горизонт А) в гранитно-метаморфическом слое [3] и горизонт M_1 в верхней мантии. На участке между пос. Чульман и пос. Мал. Нимныр этот горизонт, расположенный на глубине 44—47 км, является самой устойчивой границей обмена, выделяемой по волнам PS землетрясений. Единого мнения относительно сейсмической стратификации границы 44—47 км не существует. В пределах Алданской антеклизы, по данным ГСЗ, она характеризуется граничной скоростью 8,3 км/с и, по представлению С. В. Потапова [29], отвечает подошве земной коры, а вышележащий горизонт на глубине 40 км с пластовой скоростью 7,5—7,6 км/с является отражающей границей в сейсмическом «базальтовом» слое. По данным МОВЗ, граница 44—47 км отвечает горизонту M_1 мантии, а подошвой земной коры является граница 37—41 км, которая обладает характерной «сейсмической меткой» — преимущественной приуроченностью площадок по волнам PS типа «обрыв сейсмической записи». Такая трактовка границы обмена 37—41 км получила подкрепление в результатах точечного сейсмозондирования вдоль профиля р. Зей — р. Селемджа (Б. П. Мишенькин и др., 1986).

Среди внутрикоровых границ обмена, помимо опорного горизонта А на глубине 8—11 км, наилучшей прослеживаемостью отличаются граница К (18—20 км) и горизонт K_2 , расположенный на 7—8 км выше границы М. В верхней мантии регионально прослеживаемыми

являются также горизонты I и II, фиксируемые на глубинах от 55 до 75 км.

Выделенные по данным МОВЗ глубинные ограничения блоков («разломы») занимают в основном субвертикальное положение. Наклонные «разломы» фиксированы главным образом под Горбыляхским районом. В распределении границ обмена отчетливо проявлен блоковый характер строения литосферы, по крайней мере до глубины 70 км. Преобладающие поперечные размеры блоков земной коры в створе профиля (30—40 км) коррелированы со средней глубиной до границы М.

Блоковый характер строения верхней части литосферы отчетливо проявлен в распределении показателей обменонасыщенности (см. рис. 8). Наряду с блоками, характеризующимися поперечными размерами (в сечении профиля) 15—30 км, наблюдается неоднородность более крупного ранга. По преобладающей конфигурации изолиний параметра A , его числовым значениям, ориентации высокоградиентных зон обособляются три крупных блока, внутренние границы которых можно провести в районе пос. Чульман и пос. Мал. Нимныр.

В Институте тектоники и геофизики проведено сейсмогравитационное, магнитогравитационное и магнитное моделирование земной коры вдоль АЯМ. Сейсмогравитационное моделирование проведено с использованием разреза МОВЗ в его первоначальном варианте [4] после осреднения и сглаживания некоторых сейсмических границ. В результате построены плотностные разрезы следующих типов — двухслойный слоисто-блоковый, который вместе с методикой построения приведен в [2], детальный блоково-слоистый (см. рис. 9) и детальный магнитный разрез земной коры (см. рис. 10). Плотностной разрез второго типа построен с учетом сейсмических и магнитометрических данных и особенностей плотностного разреза первого типа. Вдоль профиля МОВЗ осуществлялась оценка верхних кромок магнитных источников методом автоматизированного расчета глубин по логарифмическим спектрам на ЭВМ [23]. Магнитоспектральный разрез дополняет и детализирует сейсмический. Эти расчеты использовались также при магнитном моделировании, которое осуществлялось в режиме диалогового графического подбора.

Нимнырская зона отличается от Становой резким нарушением стандартных плотностных моделей и необходимостью учета возможного разуплотнения верхней мантии [2]. Это положение согласуется с данными ГСЗ, свидетельствующими о понижении граничной скорости до 7,5—7,6 км/с в интервале 40—47 км (см. рис. 7).

В Нимнырской зоне земная кора характеризуется развитием плотностных инверсий. В ее

южной части блок глубинных гранулитов на глубине 5—7 км сменяется блоками разуплотненных пород, прослеживающимися в мантию. На основании разреза (см. рис. 9) можно предполагать, что обстановка сжатия в верхнем слое (надвиги) сменяется на глубине обстановкой растяжения с возможным развитием глубинного диапиризма. Из района Чульманской впадины линза разуплотненных пород на глубине 5—10 км прослеживается по латерали примерно до 50 км южнее Южно-Алданского разлома. На этой территории наблюдается уменьшение мощности магнитоактивного слоя от 27—30 до 15—18 км. В Центрально-Алданском рудном районе плотностная инверсия сочетается с существованием зоны глубинного разуплотнения сквозного (кора — мантия) типа.

В магнитном разрезе земной коры выделяются три средних уровня, к которым приурочены нижние кромки геологических тел, характеризующихся различными значениями эффективной магнитной восприимчивости, расположенные на глубинах 3—6, 8—10 и 20—30 км (см. рис. 9). Существование самого верхнего уровня установлено по данным магнитоспектральных расчетов (см. рис. 10). Второй уровень устойчиво коррелируется по глубине с границей обмена Г, а третий (местами) — с границей Конрада.

Наиболее простое глубинное строение в Нимнырском районе. Залегание большей части сейсмических границ здесь пологое, сеть предполагаемых глубинных «разломов» редкая, все они внутрикоровые. Наиболее устойчивые границы обмена приурочены к интервалам глубин около 4, 10, 15, 19 и 25 км. В средней части района спорадически выявляется слабовыраженный сейсмический горизонт на глубине около 7 км и отмечена аномалия обменонасыщенности с осевой линией на глубине около 15 км. Граница М не имеет повсеместного четкого проявления. Основной скачок намагниченности пород наблюдается на глубине 4—6 км, породы вышележащего комплекса характеризуются менее высокими значениями магнитной восприимчивости (см. рис. 10).

В Нимнырском районе необходимо провести ГСЗ по Амуро-Якутской магистрали (АЯМ) и площадную сейсморазведку в различных модификациях. Кроме того, для определения электропроводности глубинных зон выполнены глубинные электромагнитные исследования.

Возможности составления характеристики Горбыляхского района ограничены, ибо региональный геофизический профиль пройден несколько западнее этого района по территории, где нижнеархейские толщи перекрыты мезозойскими отложениями Чульманской впадины. Мощность земной коры здесь несколько

сокращена (37—39 км). Кроме отчетливой границы М устойчиво выделяются сейсмические горизонты Г и Г₁ на глубинах соответственно около 9 и 13 км (см. рис. 7). Существование границы Конрада уверенно не установлено. Наблюдается дисконформное положение границ обмена: рельеф «гранитных» горизонтов более пологий, чем «базальтовых». Глубина самых верхних границ обмена от поверхности кристаллического фундамента несколько меньше, чем в Нимнырском районе. Рассматриваемый район пересекается на глубине наклонным глубинным разломом (Южно-Якутским), падающим в северном направлении. По данным моделирования, плотностная неоднородность верхней части земной коры здесь выше, чем в Нимнырском районе. Линия глубин магнитных источников, рассчитанная по магнитно-спектральным характеристикам, испытывает два разрыва (см. рис. 10), что свидетельствует о существовании значительной магнитной неоднородности, природа которой не установлена. Южно-Алданский разлом имеет более пологий, чем по другим данным, наклон к северу (см. рис. 10).

Итак, кровля основного регионально прослеживаемого геофизического раздела, установленного МОВЗ и геофизическим моделированием, находится на глубине около 10 км. По сейсмическим данным ГСЗ и МОВЗ, мощность высокоскоростных слоев, к числу которых, по-видимому, относится и граница обмена Г (А) на глубине 10 км, составляет 1—2 км, а погрешность определения глубины кровли равна ~ 10%. С учетом приведенных оценок, максимальная глубина СГС, при которой обеспечивается вскрытие геологических образований на уровне сейсмической границы Г (А) и изучение их структурно-вещественных характеристик, составит 11 ± 1 км.

Природа глубинных геофизических границ изучена слабо. Один из возможных вариантов их истолкования — зеркала складчатости некоторых толщ. Сейсмические границы ряда районов Сибири были отождествлены с зеркалами фанерозойских синклиналий и антиклиналий [22]. В пользу такой интерпретации можно привести статистические данные: наклон сейсмических границ в нижней части земной коры (в которой определяющая роль принадлежит алданью) 2—3° [32]. И наклон крыльев (зеркал складчатости) древнейших синклиналий и антиклиналий 2—3° [36]. Можно предположить, что верхние геофизические границы, доступные для их вскрытия СГС, прямо или косвенно связаны с зеркалами складчатости*. На Кераском участке нижняя граница

* Прямо, если геофизические методы фиксируют складчатую геологическую поверхность, которая ввиду дискретности наблюдений и их определенной не-

(горизонт Г) фиксирует зеркало складчатости по подошве алданской серии (хотя может быть отчасти и по кровле ее нижней свиты), низы которой, как предполагается, резко отличны по основности от верхов доалданского комплекса; верхняя граница (на глубине 4—6 км) отражает зеркало складчатости по подошве «гнейсово-кварцитовая» толщи, отличной по своим физико-механическим свойствам от подстилающей «гнейсовой» толщи.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Нижнеархейские гранулитовые комплексы щитов, несущие разнообразную промышленную минерализацию, почти не исследованы СГС. Алданская СГС глубиной 12—13 км позволит осветить ряд принципиальных вопросов стратиграфии, структуры, вещественного состава, рудоносности и рудогенеза, физического состояния вещества и природы геофизических разделов. Эти результаты будут использованы для углубления представлений о нижнем архее, для повышения достоверности геологической интерпретации данных глубинной геофизики, для совершенствования методики прогноза полезных ископаемых.

Уникальность центральной части Алданского щита в том, что при наибольшей общей изученности нижнеархейских образований по сравнению с другими регионами мира здесь широко представлена «гнейсово-кварцитовая» толща (иенгрская свита). На других щитах СССР эта толща не обнажена или обнажается незначительно и в самостоятельный стратон еще не выделялась. Ближайший к Алдану выход стратиграфического и литологического апарата иенгрской свиты (шуаньяшаньская серия)

находится в северо-восточной части Китая [34].

Основная задача СГС — вскрытие неизвестных доныне толщ — стратиграфических подразделений, не выходящих на дневную поверхность (подиенгрская толща алданской серии и доалданский комплекс). Эта задача имеет не только региональное, но и общегеологическое значение.

Рассмотрены места возможного заложения СГС — Нимнырский район с Керакским участком и Горбыляхский район с одноименным участком. В первом последовательность толщ наиболее обоснована и практически общепризнана. На Керакском участке обнажена древнейшая (из доказанных) толща — иенгрская свита. Глубинная геофизическая ситуация, современная геодинамика, экономико-технические условия и ряд других признаков здесь более благоприятны, чем в Горбыляхском районе. На участке прогнозируется погребенная базальная толща алданской серии (комплекса), насыщенная основными сланцами и маркированная диопсидовыми породами (гомолог федоровской свиты).

Горбыляхский район недостаточно изучен, в связи с чем на его структуру и стратиграфию имеются противоположные взгляды (надиенгрское и подиенгрское залегание горбыляхской свиты). Оба района нуждаются в дополнительном геолого-геофизическом изучении, результаты которого позволят окончательно определить место заложения СГС.

При вскрытии древнейшей толщи в ядре антиклинали экономится несколько самых дорогостоящих километров проходки СГС по сравнению с вариантом бурения в синклинали. Этим определяется важность правильного выбора участка и точки заложения СГС.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борукаев Ч. Б., Косыгин Ю. А., Парфенов Л. П. Принципы тектонического районирования докембрия // Геология и геофизика. — 1969. — № 1. — С. 3—15.
2. Брянский Л. И. Стандартные гравитационные модели земной коры/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988.
3. Булин Н. К. Об одной сейсмической границе в консолидированной земной коре Евразии // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1974. — № 8. — С. 5—25.
4. Булин Н. К., Афанасьева Н. А., Проняева Е. А., Эрглис Е. И. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления

точности усредняется и сглаживается; косвенно, если наблюдаются субгоризонтальные слои (параллельные зеркалам складчатости), которые могли появиться в результате расслоения кристаллической толщи после складкообразования, парагенетически связанного с прогрессивным метаморфизмом.

- по сейсмологическим данным // Сов. геология. — 1972. — № 10. — С. 134—140.
5. Веглужских В. Г., Кудрявцев В. А., Соколов Н. А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон // Геология и петрология докембрия Алданского щита. — М.: Наука, 1966. — С. 26—33.
6. Ворожбитов М. И., Резанов И. А. О технико-экономических показателях сверхглубокого бурения // Изв. вузов. Геол. и разведка. — 1978. — № 3. — С. 175—181.
7. Геологическая карта СССР (новая серия). Карта четвертичных отложений. Масштаб 1:1 000 000. Лист 0—(50), 51 (Алдан)/Отв. ред. Г. Ю. Лагздина/Мингео СССР. — Л., 1978.
8. Геология СССР. Т. 42: Южная Якутия. Геологическое описание. — М.: Недра, 1972.
9. Глубинные исследования архейского фундамента востока Русской платформы в Миннибаевской скважине 20 000. — Казань: Татар. кн. изд-во, 1976.
10. Данкевич И. В., Павлов Ю. А., Парфенов Л. М.

- Глубинное строение южного ограничения Алданского щита в районе Чульманской впадины // Геотектоника.— 1969.— № 4.— С. 85—95.
11. *Имаев В. С.* Тектонические критерии сейсмичности Южной Якутии.— М.: Наука, 1986.
 12. *Каденский А. А.* Полиметаморфические породы южной части Алданского щита // Тр. Геол. музея АН СССР.— 1960.— Вып. 2.— С. 64—81.
 13. *Карсаков Л. П., Черкасов Р. Ф., Бирюков В. М.* О составе кабактинской серии курультино-гонамского комплекса Алданского щита // Геология, петрология и рудоносность докембрия Сибирской платформы и ее обрамления. Геохронология: Тез. докл.— Иркутск, 1987.— С. 76—77.
 14. *Кац А. Г.* Новые данные по стратиграфии архея южного обрамления Алданского щита // Бюл. МОИП. Отд. геол.— 1961.— Т. 36, вып. 5.— С. 137—138.
 15. *Козловский Е. А.* Комплексная программа глубинного изучения земных недр // Сов. геология.— 1982.— № 9.— С. 3—12.
 16. *Козловский Е. А.* Перспективы комплексного изучения недр Земли до 2000 года // Там же.— 1986.— № 12.— С. 2—14.
 17. *Козловский Е. А., Ерхов В. А., Зайченко В. Ю. и др.* Достижения и перспективы глубинных исследований Земли // Там же.— 1987.— № 11.— С. 7—20.
 18. *Кольская сверхглубокая.*— М.: Недра, 1984.
 19. *Коржинский Д. С.* Петрология архейского комплекса Алданской плиты (пересечение по р. Тимптон).— Л.; М.: ОНТИ, 1936.
 20. *Косыгин Ю. А.* Тектоника.— М.: Недра, 1988.
 21. *Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф., Романовский Н. П.* О геологическом значении сейсмических и гравиметрических данных при глубинных построениях // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1981.— № 4.— С. 22—27.
 22. *Крылов С. В.* Глубинное сейсмическое зондирование в Сибири: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук/ИГиГ СО АН СССР.— Новосибирск, 1971.
 23. *Лойгер П. П., Маловицкая Н. Л.* Возможность оценки параметров намагниченного тела спектральным методом/Геофизические исследования геологических структур Дальнего Востока/ДВНИЦ АН СССР.— Владивосток, 1983.— С. 15—21.
 24. *Малышев Ю. Ф.* Геофизические исследования докембрия Алданского щита.— М.: Наука, 1977.
 25. *Метаморфический комплекс Алданских месторождений флогошита/З. И. Петрова, Л. К. Пожарицкая, В. М. Ройзенман и др.*— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.
 26. *Моисеев Ф. С.* Кольская сверхглубокая скважина и некоторые вопросы истолкования данных глубинных геофизических исследований // Вестн. ЛГУ.— 1986.— Сер. 7, вып. 3.— С. 17—27.
 27. *Основание пенгровской серии Алданского щита/ Г. М. Другова, А. Л. Харитонов, А. П. Чухонин и др.* // Ранний докембрий Алданского массива и его обрамления.— Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1985.— С. 9—20.
 28. *Основные черты минерогенеза восточной части Сибирской платформы/А. Г. Дьяков, В. В. Еловских, И. А. Кобеляцкий и др.* // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Вып. 3.— Якутск, 1960.— С. 3—17.
 29. *Потапов С. В.* Структура земной коры восточной части Сибирской платформы.— М., 1983.— Деп. в ВИНТИ № 5277-83.
 30. *Реугов Л. М.* Докембрий Центрального Алдана.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.
 31. *Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем Якутской АССР.*— М.: Госгеолтехиздат, 1963.
 32. *Саркисов Ю. М., Вольвовский П. С.* Новая сейсмическая модель и геодинамика земной коры континентов/ИФЗ АН СССР.— М., 1987.— 58 с.— Деп. в ВИНТИ № 25.02.87, № 2767-В87.
 33. *Система регионального глубинного изучения земной коры и верхней мантии территории СССР и основные указания по проведению геолого-геофизических работ на опорных геофизических профилях/Мингео СССР.*— М., 1984.
 34. *Смирнов А. М.* Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1976.
 35. *Фролова Н. В., Клековкин Н. Ф.* Стратиграфия архея Алданского массива и методика поисков и разведки алданских месторождений флогошита.— Алдан, 1945.
 36. *Черкасов Р. Ф.* Архей Алданского щита.— М.: Наука, 1979.
 37. *Черкасов Р. Ф.* Нижний архей как вулканогенная толща // Современные проблемы палеовулканологии.— М.: Наука, 1985.— С. 11—19.
 38. *Черкасов Р. Ф.* О локализации метаморфогенных месторождений Алданского щита // V совещание по проблеме «Метаморфогенное рудообразование низких фаций метаморфизма складчатых областей фанерозоя». Ч. 2: Тез. докл.— Ужгород, 1986.— С. 181—182.

ИГиГ ДВО АН СССР
Хабаровск
ВСЕГЕИ
Ленинград

Поступила в редакцию
16 мая 1989 г.

УДК 552.08 : 53 + 551.231

*Н. П. Романовский, В. Г. Гурович, А. Э. Даммер, А. С. Каретников,
М. И. Копылов, М. Ю. Носырев, А. Н. Сокарев*

ПЛОТНОСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЫВЕТРЕЛЫХ ГОРНЫХ ПОРОД ДАЛЬНОГО ВОСТОКА

Рассматриваются изменения физических свойств пород, главным образом плотности, коррелирующиеся со степенью гипергенной проработки геологических образований (зональностью кор выветривания). Установлено, что в пределах Дальнего Востока СССР наи-

Информация о физических свойствах геологических образований многих регионов СССР огромна по объему и многопланова по содержанию. Результаты систематизации данных о плотности 600 тыс. образцов пород Дальнего Востока показали значительную дифференциацию как пород, так и слагаемых ими комплексов, что обусловлено чрезвычайным многообразием состава, структурно-текстурными особенностями, условиями образования пород, а также их последующими изменениями [17]. Последнее особенно важно, так как основные объемы петрофизической информации обычно получают при изучении образцов, отобранных в приповерхностных условиях (канавы, шурфы, обнажения и т. п.). При объемных геолого-геофизических построениях дифференцированные оценки физических свойств невыветрелых и в различной степени измененных гипергенными процессами перед крайне необходимы, так как сейчас эти вопросы дебатуются все более широко и неоднозначно [8, 10—12, 14, 15 и др.].

В общем случае можно полагать, что различия между неизменными (невыветрелыми) и в различной степени измененными (выветрелыми) породами могут достигать: в плотности и пористости 10—15 %, в упругих, тепловых и электрических характеристиках 50—100 %, в магнитных свойствах 25—50 % от абсолютных значений соответствующих параметров [16]. Однако петрофизические характеристики гипергенно измененных пород в каждом районе строго индивидуальны, что связано с различиями в формировании и строении кор выветривания: их зональностью, мощностью каждой из зон, характером и степенью

более развиты монолитно-скрытотрециноватая и глыбовая зоны кор выветривания. Образцы, отобранные из этих зон, обеспечивают высокую достоверность петрофизической информации и могут являться основой глубинных геолого-геофизических построений.

минеральных преобразований [2, 4, 6—9, 11, 13, 15, 18 и др.]. Основные представления о зональности кор выветривания и общих тенденциях изменения физических свойств пород при увеличении степени их выветривания отражены в табл. 1.

Анализ параметров, который мог бы характеризовать степень влияния гипергенных процессов на физические свойства пород в связи с зональностью кор выветривания, выполненный на примерах многих регионов СССР и ряда зарубежных стран, показал, что наиболее представительной оказалась петроплотностная характеристика. Изменения средних значений плотности от неизмененных (невыветрелых) пород к породам более высоких стадий выветривания определяются следующими показателями (табл. 2).

При переходе от неизмененных коренных пород к породам зоны I все изучавшиеся образования: осадочные (глины, алевролиты, песчаники, мергели, известняки), метаморфические (гнейсы, роговики, железистые кварциты, кварцево-сланцевые сланцы), вулканогенные (базальты, диабазы, фельзиты, кварцевые порфиры, порфириты, андезитодациты), гранитоиды и магматиты базит-ультрабазитового состава (габброиды, долериты) — теряют в плотности не более 0,03—0,05 г/см³, а изменения плотности во многих случаях вообще не устанавливаются.

При переходе из зоны I в зону II:

осадочные породы уменьшают свою плотность в 80 % случаев на 0,02—0,03 г/см³, в 20 % случаев на 0,15—0,3 г/см³;

для метаморфических пород в 60 % случаев изменения плотности минимальны или не уста-

Общие тенденции изменения физических характеристик геологических образований в связи с зональностью кор выветривания [1, 5, 13, 18]

Зоны кор выветривания	Индекс зоны	Характер и степень измененности пород	Характеристики выветрелых пород по отношению к неизменным породам	
			Физико-механические	Петрофизические
Монолитная или скрытотрещиноватая Глыбовая	I	Видимые глазом признаки дробления отсутствуют. Начало микротрещиноватости. Химическое выветривание не проявлено	Незначительно уменьшается сопротивление сдвигу и сжатию	Не различаются
	II	Дробление на блоки более 1 м, реже обломки более 10 см. Физико-химическое выветривание вдоль трещин, химико-минеральный состав в целом отвечает монолитной зоне	Прочностные характеристики могут значительно изменяться	Изменения, как правило, незначительные
Щебнистая или мелкообломочная	III	Различной величины обломки в песчано-глинистых массах. Физико-химическое выветривание главным образом объемное. Большое количество вторичных минералов	Резкие различия	В большинстве случаев различия существенные
Тонкого или мелкого дробления	IV	Практически полная дезинтеграция. Физико-химическое выветривание полностью объемное. Сочетание вторичных минералов с тонко раздробленными первичными минералами	Весьма резкие различия	Во всех случаях резкие различия

навливаются, в остальных случаях не превышают $0,1-0,15 \text{ г/см}^3$;

вулканогенные породы в 50 % случаев разуплотняются менее чем на $0,05 \text{ г/см}^3$, в остальных случаях — на $0,1-0,3 \text{ г/см}^3$;

гранитоиды во всех случаях не изменяют плотность более чем на $0,05 \text{ г/см}^3$;

базиты и ультрабазиты в 60 % случаев уменьшают плотность на $0,04 \text{ г/см}^3$, в остальных случаях — от $0,14$ до $0,38 \text{ г/см}^3$.

При переходе из зоны II в зону III:

осадочные породы в 80 % случаев разуплотняются не более чем на $0,06 \text{ г/см}^3$, в 20 % случаев — на $0,2-0,3 \text{ г/см}^3$;

метаморфические породы в 70 % случаев разуплотняются не более чем на $0,06 \text{ г/см}^3$, в 30 % случаев — до $0,2 \text{ г/см}^3$;

вулканогенные породы в половине случаев плотность практически не изменяют, в остальных случаях уменьшают на $0,3 \text{ г/см}^3$;

гранитоиды в 40 % случаев уменьшают плотность не более чем на $0,05 \text{ г/см}^3$, в 60 % случаев — на $0,14-0,44 \text{ г/см}^3$;

для базитов — ультрабазитов лишь в 20 % случаев уменьшение плотности незначительно или не устанавливается, в 80 % — уменьшение составляет $0,17-0,51 \text{ г/см}^3$.

При переходе из зоны III в зону IV уменьшение плотности у всех пород максимально: осадочные породы в 70 % случаев разуплотняются не более чем на $0,06 \text{ г/см}^3$, в 30 % случаев — на $0,11-0,27 \text{ г/см}^3$;

вулканогенные породы понижают плотность в среднем на $0,17 \text{ г/см}^3$, в том числе в 70 % случаев на $0,25 \text{ г/см}^3$;

гранитоиды лишь в 25 % теряют в плотности не более $0,05 \text{ г/см}^3$, в 75 % случаев — $0,2-0,8 \text{ г/см}^3$;

базиты и ультрабазиты снижают плотность в 25 % случаев менее чем на $0,05 \text{ г/см}^3$, в 75 % случаев уменьшение составляет $0,17-0,56 \text{ г/см}^3$.

Таким образом, если за пороговую оценку устойчивости разных типов пород к воздействию процессов выветривания принять в плотности величину менее $0,06 \text{ г/см}^3$ (менее 2 % абсолютного значения параметра), то невыветрелые монолитные породы, переходящие в скрытотрещиноватую (монолитную) зону коры выветривания, во всех случаях сохраняют достаточную представительность петроплотностной характеристики (табл. 3). В условиях глыбовой зоны сохраняют наиболее высокую устойчивость (в 80—100 % случаев) к выветриванию гранитоиды и осадочные образования; при переходе в зону мелкообломочную — лишь породы осадочные. Легче всего поддаются выветриванию, приводящему к существенным изменениям плотности, вулканогенные образования и интрузивные породы базитового состава. В условиях зоны тонкого дробления плотностная характеристика всех типов пород неустойчива.

Выполненные исследования показали, что в гипергенных условиях наиболее значительно разуплотняются геологические образования глубоко пенепленизированных районов, а также тропических областей с широко развитыми корами выветривания полного профиля. Для большинства районов Дальнего Востока с их умеренно холодным, чаще сухим климатом указанные особенности нехарактерны. Специальные региональные работы свидетельствуют, что при отборе каменного материала достаточная его представительность может быть достигнута заранее, еще до измерений, при соблюдении следующих условий [10—12, 17]:

Таблица 2

Окончание табл. 2

Зональность кор выветривания и плотность горных пород

Породы (район исследования)	Плотность неизмененных пород, г/см ³	Средние значения плотности пород в зонах кор выветривания, г/см ³			
		I	II	III	IV
1	2	3	4	5	6
1. Алевролиты (г. Братск)	2,32	2,27	2,26	2,04	1,93
2. Алевролиты (г. Чита)	2,01	1,97	1,91	1,88	1,72
3. То же	2,14	2,09	2,11	2,05	2,04
4. Долериты (Якутия)	2,92	2,88	2,74	2,23	1,67
5. То же	2,92	2,87	2,49	2,20	1,83
6. Кварцевые диориты (Грузия)	—	—	2,62	2,56	2,67
7. Гранитоиды (Грузия)	—	2,72	2,72	2,72	—
8. Гранитоиды (Урал)	—	—	2,73	2,67	—
9. То же	—	—	2,73	—	2,62
10. То же	—	—	2,82	—	2,80
11. Базальты (Болгария)	—	3,16	3,10	3,07	—
12. Диабазы (там же)	—	2,86	2,75	2,82	—
13. Габбро (там же)	—	2,86	2,88	2,86	—
14. Дуниты (Гвинея)	—	3,24	3,20	2,74	2,72
15. Глины (Кавказ)	—	2,70	2,70	2,66	2,60
16. Алевролиты (р. Ангара)	—	2,77	2,77	2,75	2,73
17. Мергели (Абхазия)	—	2,70	2,70	2,73	2,68
18. Известняки (Кавказ)	—	2,75	2,74	2,76	—
19. Известняки (Сибирь)	—	2,90	2,75	—	2,63
20. Гнейсы (Болгария)	—	2,75	2,88	2,82	—
21. Роговики (Урал)	—	2,95	2,85	3,08	—
22. Железистые кварциты (Казхстан)	3,35	3,32	—	—	—
23. Кварц-хлоритовые сланцы (там же)	—	2,89	2,74	2,53	—
24. Песчаники (там же)	—	2,69	2,37	2,10	1,83
25. Кварцевые порфиры (там же)	—	2,56	2,42	2,14	1,91
26. Фельзиты (там же)	—	2,70	2,45	2,15	1,95
27. Габброиды (там же)	—	2,76	2,43	—	2,09
28. Порфириды (там же)	—	2,78	2,49	2,19	2,11
29. Гранитоиды (Приамурье)	—	—	2,55	2,19	1,39
30. То же	—	—	2,50	2,06	1,56
31. То же	—	—	2,70	2,34	1,78
32. То же	—	—	2,36	2,20	1,63
33. То же	—	—	2,40	2,22	1,70
34. То же	—	—	2,44	2,28	1,80
35. То же	—	—	2,50	2,33	1,83

1	2	3	4	5	6
36. Граниты (Ленинградская область)	—	2,59	2,53	2,43	2,39
37. Гнейсы (там же)	—	2,67	2,59	2,48	2,39
38. Граниты (Приамурье)	—	2,57	2,48	—	2,00
39. Базальты (там же)	2,60	—	—	—	1,40
40. Гранитоиды (там же)	2,58	2,55	—	—	—
41. Габброиды (там же)	2,82	2,76	—	—	—
42. Граниты (Дусе-Алинь)	—	2,55	2,49	—	—
43. Гранодиориты (Хабаровск)	—	2,68	2,67	—	—
44. Гранодиориты (Сихотэ-Алинь)	—	—	2,74	2,70	—
45. Габбро-диориты (там же)	—	2,92	2,75	—	—
46. Андезитодациты (г. Биробиджан)	2,69	2,64	2,64	—	—
47. Андезитобазальты (Приамурье)	2,40	2,38	2,20	—	—
48. Базальты (Сихотэ-Алинь)	2,72	2,70	2,45	—	—

Примечание. Источники информации: 1—3 [6], 4, 5 [4], 6—21 [18], 22, 23 [15], 24—28 [7], 29—35 [8], 36, 37 [3], 38, 39 [13], 40, 41 [11], 42—48 (материалы А. Э. Даммера). Цифровая индексация зон в корях выветривания соответствует табл. 1.

породы, слабо затронутые процессами выветривания, когда образцы могут быть отобраны и исследованы в виде устойчивых монолитов с небольшой — в первые миллиметры — корочкой заметных поверхностных изменений, не должны отличаться или будут незначительно отличаться от своих невыветрелых аналогов по большинству физических характеристик;

породы, измененные до стадии интенсивной дезинтеграции и (или) химического разложения любой степени, не могут выступать в качестве представительного петрофизического материала в связи со значительными изменениями большинства своих физических характеристик. Рассмотрим некоторые примеры из практики петрофизических исследований на Дальнем Востоке.

Систематизация многих сотен тысяч первичных данных позволила прийти к следующим выводам [10]. Около трети используемых определений плотности соответствует плотности неизмененных пород или отличается от нее на 0,01—0,02 г/см³, что находится в пределах точности измерений. Остальные две трети образцов характеризуются следующей, наиболее вероятной величиной разуплотнения в зоне гипергенеза: гранитоиды — 0,03—0,04 г/см³ (1—1,5 % абсолютных значений параметра), бази-

Т а б л и ц а 3

Степень устойчивости плотностной характеристики горных пород в разных зонах выветривания

Типы пород	Процент минимальных изменений средней плотности при увеличении степени выветривания			
	Зона невыветрелых пород — зона I	Зона I — зона II	Зона II — зона III	Зона III — зона IV
Осадочные (глины, алевролиты, песчаники, мергели, известняки)	100 %	80 %	80 %	70 %
Метаморфические (гнейсы, роговики, железистые кварциты, кварцево-сланцевые сланцы)	100 %	60 %	50 %	Нет данных
Вулканогенные (базальты, андезитобазальты, диабазы, фельзиты, порфириты, андезитодациты)	100 %	50 %	50 %	0 %
Гранитоиды (граниты, гранодиориты, кварцевые диориты)	100 %	100 %	40 %	25 %
Базиты и ультрабазиты (габбро, долериты, дуниты)	100 %	60 %	20 %	25 %

ты — 0,03—0,08 г/см³ (1—3 %), вулканыты — 0,03—0,10 г/см³ (1—4 %), осадочные и метаморфические породы 0,03—0,20 г/см³ (1—8 %). Однако не более чем в 10—15 % случаев использование рядовых измерений плотности гипергенно измененных пород может существенно (на 0,05 г/см³ и более) повлиять на точность геолого-геофизических построений. Изменения магнитной восприимчивости и остаточной намагниченности для разных типов пород оказались различными, но достаточно надежно этот вопрос проработан только для интрузивных образований. Не более 15—20 % результатов первичных измерений могут быть существенно (более чем в два раза) заниженными. Есть основания полагать, что близким по отношению к интрузивным породам трендом магнитных характеристик в зоне гипергенеза обладают метаморфические образования. Таким образом, естественно (по образцам-монологам) осуществляемая полевая дифференциация в природных условиях Дальнего Востока обеспечивает отбор достаточно представительного каменного материала главным образом из монолитно-скрытотрещиноватой (естественные обнажения, горные выработки и скважины) и глыбовой (элювий, делювий) зон коры выветривания.

На площади Каменушинской вулканотектонической структуры по керну 15 скважин изучен разрез верхнемеловых гидротермально не переработанных липарит-дацитов, обладающих плотностью 2,4—2,6 г/см³. Образцы отбирались до глубин порядка 100 м. В двух третях скважин плотность от поверхности до конечной

глубины практически не изменялась или увеличивалась не более чем на 0,03—0,06 г/см³. В остальной трети скважин плотность однопородных пород возрастала значительно: изменение на 0,12—0,15 г/см³ проходило по экспоненциальному закону и прекращалось на глубинах 30—60 м. Величина изменения плотности прямо коррелировалась с увеличением степени дробности (гипергенной дезинтеграции) породного материала.

В Кавалеровском рудном районе сопоставлялись физические свойства более 7 тыс. образцов песчаников и алевролитов юрско-раннемелового возраста, большая часть которых характеризует условия поверхности, а меньшая — условия глубин от поверхности до первых сотен метров. Поскольку скважины проходились на рудных полях месторождений, отличительной особенностью пород являлись их сульфидизация глубже зоны окисления и лимонитизация в близповерхностных условиях. Уменьшение средних значений физических характеристик в направлении от неизмененных выветриванием пород к породам коры выветривания было значительным:

плотности на 0,11—0,13 г/см³,

магнитной восприимчивости в 2,5—20 раз, естественной остаточной намагниченности в 10—20 раз,

удельного электрического сопротивления в 1,5—2,5 раза,

поляризуемости в 1,5—2 раза.

Как показали дальнейшие исследования, основной причиной столь существенных изменений физических свойств в коре выветривания, в данном случае в зоне окисления сульфидизированных пород, явился переход более плотного, высокомагнитного пирротина в менее плотные, слабомагнитные разновидности окислов железа. Так же как и в предыдущем районе, увеличение степени дезинтеграции пород усиливало вариации физических свойств.

В Комсомольском районе по керну разведочных скважин до глубины 100 м изучены физические свойства достаточно широкого комплекса вмещающих горных пород, дифференцированных на три группы: преимущественно пропилитизированных и сульфидизированных, преимущественно ороговиконных и сульфидизированных, преимущественно гидротермально неизмененных образований. Наибольшие изменения физических свойств в связи с выветриванием устанавливаются для пропилитизированных образований; глубина активного влияния агентов поверхностного выветривания на пропилитизированные породы (40—60 м) примерно вдвое превышает аналогичный показатель двух других групп пород. В количественном отношении средние значения физических характеристик от невыветрелых пород к поро-

дам выветрелым изменяются следующим образом.

Пронилитизированные и сульфидизированные породы (мощность коры выветривания 40—60 м, степень дезинтеграции зерна наиболее высокая — «мелкообломочная»):

плотность всех пород уменьшается на 0,20—0,25 г/см³;

магнитная восприимчивость туфогенных и туфогенно-осадочных пород практически не изменяется, андезитов уменьшается в 5—10 раз;

скорость продольных волн уменьшается на 1500—2000 м/с.

Окварцованные и сульфидизированные породы (мощность коры выветривания 20—30 м, степень дезинтеграции зерна средняя между «глыбовой» и «мелкообломочной»):

плотность всех пород уменьшается на 0,06—0,11 г/см³;

магнитная восприимчивость всех пород понижается примерно в два раза;

скорость продольных волн уменьшается на 500—1000 м/с.

Породы, не измененные гидротермальными процессами (мощность коры выветривания 20—30 м, степень дезинтеграции средняя между «скрытотрещиноватой» и «глыбовой»):

плотность уменьшается на 0,02—0,04 г/см³;

магнитная восприимчивость практически не изменяется;

пористость увеличивается на 1—2 %;

скорость продольных волн уменьшается на 500—800 м/с.

Несомненный интерес представляют результаты исследований физико-механических свойств горных пород, в различной степени затронутых процессами выветривания. По материалам А. Э. Даммера, магматические образования Сихотэ-Алинской области в пределах кор выветривания при переходе из зоны монолитной (скрытотрещиноватой) в зону глыбового выветривания теряют (относительно характеристик неизмененных пород), %:

а) граниты в плотности — 2, в скорости продольных волн — 30, в пределе прочности на сжатие — 30;

б) гранодиориты в плотности — 1, в скорости продольных волн — 16, в пределе прочности на сжатие — 2;

в) габбро-диориты в плотности — 6, в скорости продольных волн — 5, в пределе прочности на сжатие — 10;

г) андезитодациты в плотности — менее 1, в пределе прочности на сжатие — 27;

д) андезитобазальты в плотности — 7, в пределе прочности на сжатие — 65 %;

е) базальты в плотности — 10, в пределе прочности на сжатие — 25.

Во всех этих случаях коэффициент водопоглощения увеличивается неравномерно: в 1,5—2,5 раза от его первоначальной величины. Таким образом, физико-механические свойства пород, как это отмечалось в табл. 1, подвержены значительно более интенсивным изменениям даже на начальных стадиях выветривания.

Рассмотренные данные свидетельствуют о существенно различном влиянии гипергенных процессов, изменяющих состав, структуру и физические свойства горных пород в каждой из описанных зон коры выветривания. Описание кор выветривания Байкало-Амурского региона и сопредельных территорий [13] говорит о преобладании на большей части территории Дальнего Востока холодного, резко континентального климата, что способствовало лишь фрагментарному развитию кор выветривания, характеризующихся преимущественно физическим типом изменения пород, много реже — гидрослюдистым, еще реже — каолинитовым типами химического выветривания. Ближе к океану и на юге климатические особенности были более благоприятными для интенсификации процессов физико-химических преобразований пород. Во всех случаях степень выветривания и типы формируемых кор определяются тектонической и геоморфологической позицией геологических образований: в платформенных областях, как правило, преобладают площадные коры выветривания малой (первые метры) мощности, в складчатых областях — более локальные проявления линейно-площадного типа с неустойчивой мощностью, в тектонически хорошо проработанных зонах — узко локальные коры выветривания наибольшей (10—30 м) мощности.

К примеру, на Центральном участке БАМа коры выветривания представлены в основном обломочным материалом, характеризующимся начальной стадией разложения первичных пород. Коры сформированы на геологических образованиях кислого и среднего состава, сложены обломками — от крупных глыб до мелкой дресвы — гранитов, гранодиоритов, гранито-гнейсов. Профиль таких кор выражен слабо, между зонами нет четких границ. Морфологически это площадные коры, залегающие в виде изолированных участков (в первые сотни — первые тысячи квадратных метров) только на небольших пологих возвышенностях. Выветрелые породы более высокой, каолинитовой стадии здесь обнаружены лишь в нескольких точках. На Восточном участке БАМа коры выветривания распространены шире, их площадные проявления известны в 50—60 точках. В Приморье частота встречаемости этих образований еще более увеличивается с севера на юг, достигая максимумов площадного развития в

районе о. Ханка. Коры выветривания на юго-востоке Приамурья и в Приморье приурочены главным образом к пониженным участкам — впадинам, депрессиям, а также к плосковершинным водоразделам средне- и низкогогорного рельефа, где их площадные размеры не превышают первых тысяч квадратных метров. Первичными породами на таких участках в большинстве случаев являются магматические образования. Вариации морфологических типов и мощности кор выветривания на юге Дальнего Востока сходны с его более северными районами. Главное отличие кор на юге — более интенсивное химическое выветривание, выраженное широким спектром гидрослюдистых, галлуазитовых, монтмориллонитовых и каолинитовых преобразований материнских пород.

Предполагается, что наиболее благоприятные условия для широкого развития гипергенных процессов на юге Дальнего Востока существовали между периодами завершения позднезойского тектогенеза и начала средне-позднечетвертичной тектонической активности. Учитывая степень сохранности и изученности кор выветривания, следует считать, что участки развития пород с резко измененными петрофизическими характеристиками (глубоко проработанные коры выветривания полного профиля) в пределах Дальневосточного региона составляют лишь незначительную часть его территории.

На основании изложенного можно сформулировать следующие выводы.

1. При объемных (глубинных) геолого-геофизических построениях, результаты которых опираются на петрофизические данные, учет степени гипергенных изменений пород обязателен.

2. Величина изменения физических свойств пород, прежде всего — их плотности, в таких условиях коррелируется со степенью гипергенной проработки геологических образований (зональностью кор выветривания).

3. Специфической особенностью Дальнего Востока является ограниченный характер развития кор выветривания полного профиля, что приводит к формированию преимущественно глыбового, крупно-, средне- или мелкообломочного материала в элювиальных и делювиальных отложениях. Монолитно-скрытотрециноватая зона кор выветривания в естественных обнажениях и выработках присутствует повсеместно.

4. Характеристики геологических образований, образцы которых отобраны в условиях монолитно-скрытотрециноватой или глыбовой зон коры выветривания, обеспечивают высокую достоверность петрофизической информации. Аналогичные данные, когда образцы отбираются в условиях зон мелкообломочной или тонкого дробления, не могут являться основой глубинных геолого-геофизических построений. Оценка тенденции изменения инженерно-геологических (физико-механических) свойств гипергенно измененных пород требует дополнительных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Арешидзе Г. М., Джавагшвили Э. А. Изменение состава и физических свойств горных пород при выветривании.— Л., 1966.— С. 296—301.
2. Гинзбург И. И. Типы древних кор выветривания, форма их проявления и классификации // Кора выветривания. Вып. 6.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.— С. 71—101.
3. Дубинчик Э. Я., Магид М. Ш. Физические свойства пород кристаллического фундамента Ленинградской области и закономерности их изменения в связи с выветриванием и гранитизацией // Тр. ВСЕГЕИ. Нов. серия.— 1964.— Т. 104.— С. 141—151.
4. Зинчук Н. Н., Котельников Д. Д., Соколов В. Н. Преобразование минерального состава и микростроения долеритов Якутии в процессе выветривания // Кора выветривания. Вып. 18.— М.: Наука, 1983.— С. 111—125.
5. Коломенский Н. В. Методические указания по изучению процессов выветривания пород для инженерно-геологических целей.— М.: Госгеолгиздат, 1952.
6. Матвеев Ю. Д. Динамика выветривания осадочных пород.— М.: Наука, 1972.
7. Меленгьев М. И., Лемец В. И., Васильев А. М. Применение геофизических методов при картировании кор выветривания в Центральном Казахстане // Геофизические исследования в Казахстане/Мингео КазССР.— Алма-Ата, 1971.— С. 254—256.
8. Погребной В. Т. Физико-геологические свойства пород коры выветривания гранитоидов Приазовского блока // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1976.— № 10.— С. 124—134.
9. Рац М. В. Структурные модели в инженерной геологии.— М.: Недра, 1973.
10. Романовский Н. П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса.— М.: Наука, 1987.
11. Романовский Н. П., Гурович В. Г. Разуплотнение интрузивных пород южной части Дальнего Востока в гипергенных условиях // Разведочная геофизика. Вып. 78.— М.: Недра, 1977.— С. 96—101.
12. Романовский Н. П., Гурович В. Г. Петрофизическая характеристика // Тектоническая природа геофизических полей Дальнего Востока.— М.: Наука, 1984.— С. 52—64.
13. Сапожников Д. Г., Домбровская Ж. В., Новикова В. М., Алексеева З. И. Коры выветривания Байкало-Амурского региона.— М.: Наука, 1983.
14. Сидоркина С. П., Иерусалимская Е. Н., Корчагина Т. В. Исследование изменений свойств пород и их взаимосвязей в объеме геологического тела // Изучение состава, состояния и свойств горных пород при региональных инженерно-геологических

- исследованиях/ВСЕГИНГЕО.— М., 1984.— С. 45—54.
15. *Строкин Ю. А., Колчин Г. И.* Изменение физических свойств горных пород в зоне выветривания // Геофизические исследования в Казахстане/Мингео КазССР.— Алма-ата, 1971.— С. 254—256.
16. *Физические свойства горных пород и полезных*

- ископаемых: (Петрофизика).*— М.: Недра, 1984.
17. *Физические свойства горных пород Дальнего Востока: (Справочник в двух частях)/ДВО АН СССР.*— Владивосток, 1987.
18. *Ярг Л. А.* Изменение физико-механических свойств пород при выветривании.— М.: Недра, 1974.

*ИГиГ ДВО АН СССР
ХабНИИЖТ
ПГО Дальгеология
ПГО Таежгеология Хабаровск
ПГО Приморгеология Владивосток*

*Поступила в редакцию
17 ноября 1988 г.*

УДК 551.24 + 550.34(571.6)

Ф. Г. Корчагин

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРИ ВЫДЕЛЕНИИ ВЕРОЯТНЫХ ОЧАГОВЫХ ЗОН ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

(на примере района Зейского водохранилища)

Выявлены и рассмотрены современные поля напряжений и механизмы деформирования неотектонических структур района Зейского водохранилища. Выделены области повышенных касательных напряжений. Показано, что данные области, по существу,

Геодинамические исследования имеют существенное значение при выделении сейсмогенерирующих зон, так как позволяют получить информацию о характере современных деформаций земной коры и вызываемых ими полях напряжений, устанавливать зоны повышенных и пониженных касательных напряжений.

В связи с проблемой вызванных землетрясениями нами было проведено исследование геодинамики района Зейского водохранилища, главное внимание при котором было уделено характеристике полей напряжения и механизмов современного деформирования структур. Ниже рассмотрим методические приемы и основные полученные результаты, имеющие значение для вопроса выделения зон ВОЗ.

Выявление полей напряжений проводилось с помощью кинематического или тектонофизического анализа разрывных нарушений. Методика этих исследований достаточно хорошо изложена в работах М. В. Гзовского [4], О. И. Гущенко [5], О. И. Гущенко и В. В. Степанова [6], поэтому здесь на ней останавливаться не будем. Отметим лишь, что в своих построениях мы, вслед за П. Н. Николаевым [15, 16], Д. Н. Осокиной и Н. Ю. Цветковой [19], исходили из представления о существовании иерархии полей тектонических напряжений.

В соответствии с разработками этих авторов необходимо различать региональное поле напряжений — общее для всей исследуемой территории, местное — общее для отдельных неотектонических структур и локальное — поле более высокого уровня, чем местное. Соответственно необходимо различать и соответствующие

являются зонами ВОЗ, так как к ним приурочены все эпицентры землетрясений, произошедших в районе. Сделан вывод о применимости и целесообразности подобных геодинамических исследований при проведении детального сейсмического районирования.

этим полям напряжений разрывные нарушения:

региональные разломы — к ним относим разломы, разграничивающие неотектонические структуры и рассекающие земную кору на всю ее мощность;

местные — разломы, разграничивающие тектонические ступени внутри структур;

локальные — мелкие разрывы и крупные трещины, оперяющие первые две группы разломов.

Смещения по разломам зависят от поля напряжений или деформаций соответствующего ранга. Поэтому выявление соответствующих полей необходимо проводить с учетом ранговости разрывных нарушений.

Региональное поле напряжений. Ему соответствуют в данном случае Южно-Тукурингский (Ю-Т) и Тукурингский (Т) глубинные разломы (рис. 1). Первый из них является левосторонним сдвигом со взбросовой составляющей. Второй — взбросом с некоторой сдвиговой составляющей [14]. Взбросовая составляющая имеет существенное значение и в разломах, отграничивающих Становое сводовое поднятие от Верхнезейской впадины и Майского полусводового поднятия. Кинематика этих разрывных нарушений позволяет уверенно говорить, что в целом район испытывает наибольшее сжатие в субмеридиональном направлении. Для того чтобы определить направление сжимающих сил более точно, проанализируем механизм очагов землетрясений.

Как видно из таблицы [8], во всех очагах землетрясений сжимающие напряжения имеют северо-восточное направление. Учитывая, что на направления векторов главных нормальных

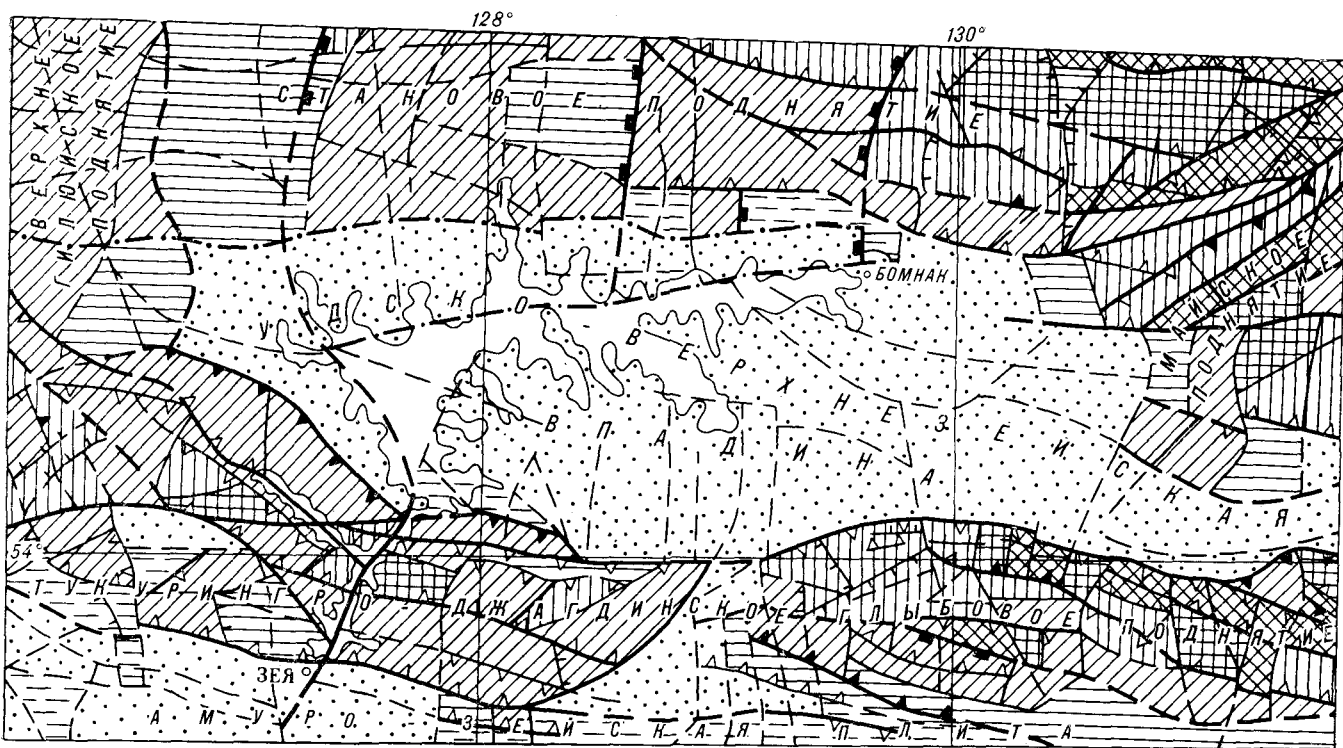


Рис. 1. Схема разломной тектоники и блокового строения района Зейского водохранилища.

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

напряжений влияют местные неоднородности, осредняя азимуты, получаем, что сжимающие напряжения регионального поля направлены по азимуту 30° . Это поле напряжений вызывает деформацию как всего района в целом, так и отдельных неотектонических структур. По отношению к последним оно является внешней силой, сжимающей структуры по азимуту 30° .

Местное поле. При выяснении направлений главных нормальных напряжений местного поля в анализ должны вовлекаться разломы, являющиеся границами тектонических ступеней и прослеживаемые только в пределах отдельных неотектонических структур. На практике весьма сложно установить кинематику таких разрывных нарушений путем непосредственных наблюдений, и для решения этого вопроса был проведен тектонофизический анализ оперяющих трещин и мелких разрывов.

Массовые замеры крупных трещин с анализом их кинематики по зеркалам скольжения проводились по береговым обнажениям Зейского ущелья. В кинематический анализ вовлекались только трещины с зеркалами скольжения. Выявление по сопряженным трещинам полей напряжения показало, что в пределах Зейского ущелья существуют, как минимум,

два локальных поля. В первом поле σ_3 (главное нормальное сжимающее напряжение) имеет северо-восточное, а σ_1 (главное нормальное растягивающее) северо-западное направления, во втором они ориентированы наоборот. Сжимающие и растягивающие напряжения на правом борту ущелья направлены близгоризонтально, на левом борту σ_3 остаются такими же, а наклон σ_1 возрастает до 78° . Средние нормальные напряжения σ_2 , наоборот, на правом борту близвертикальны, а на левом — близгоризонтальны.

Выделение двух преобладающих направлений σ_1 и σ_3 говорит о том, что локальные поля вызваны крупными разломами двух ориентировок. Из схемы блокового строения (см. рис. 1) видно, что в пределах Зейского ущелья присутствуют разломы северо-западного и северо-восточного простирания. Причем разлом северо-восточной ориентировки, по существу, один и к нему приурочена долина р. Зея.

Работами М. В. Гзовского [1, 3], Д. Н. Осокиной и др. [17—19] показано, что при направлении сжимающих внешних сил вкост разлома или под небольшим (до 45°) углом к нему σ_3 локального поля направлены примерно вкост разлому. Как было показано ранее,

Направление главных нормальных напряжений в очагах землетрясений (по [8])

Землетрясение	Местоположение эпицентра землетрясения	σ_1		σ_2		σ_3	
		Az	e	Az	e	Az	e
Тукуринг- Зейское	Северная граница Тукуринг- ро-Джагдинского поднятия	341	6	110	80	250	7
	Южная граница Тукуринг- ро-Джагдинского поднятия	110	26	1	33	230	46
Джагдинское	Примерно в центре восточ- ной части Джагдинского сег- мента	210	69	306	4	38	21
Тындинское	Верхнегилюйское сводовое поднятия, южная граница	202	72	100	22	22	18
Луриканское	Северо-восточная граница Станового поднятия	276	46	136	36	30	21
Усмунское	Северная граница Станового поднятия	149	66	267	16	2	19

внешние сжимающие силы направлены по азимуту 30°. Следовательно, для разломов северо-западной ориентировки выполняется необходимое условие. Исходя из этого, мы можем разделить локальные поля и соответствующие им оперяющие трещины на поля, вызываемые разломами северо-западной ориентировки, и поля, вызываемые разломами по долине р. Зей. На рис. 2 показаны в районе Зейского ущелья разрывные нарушения, оперяющие их трещины и направление главных нормальных напряжений локальных полей. В соответствии с кинематикой оперяющих трещин определено направление сдвиговых смещений по основным разломам. При выборе направления смещения учитывались соответствующие разработки М. В. Гзовского [1]. Как видно из рис. 2, все разломы северо-западного простирания являются левосторонними сдвигами, разлом по долине р. Зей, имеющий северо-восточную ориентировку, является, за исключением одного участка, правосторонним сдвигом. Левосторонний сдвиг устанавливается только на отрезке разлома между устьем р. Гилюй и устьем р. Бол. Минжак. Наличие этого отрезка говорит о том, что разлом по долине р. Зей состоит из отдельных сочленяющихся между собой разрывных нарушений.

Таким образом, проведенный нами анализ оперяющих разрывных нарушений и локальных полей напряжений показывает, что разломы северо-западной ориентировки являются левосторонними сдвигами, а северо-восточной — правосторонними. Правда, эти данные получены на сравнительно небольшом участке. Однако, учитывая, что на весь район действует единая система сил, мы вправе считать, что и на остальной территории кинематика разломов остается такой же. Это заключение подтверждают и механизмы очагов землетрясений.

Из рис. 1 видно, что в пределах отдельных частей неотектонических структур выделяются две системы местных разломов. Считаю их со-

пряженными, мы, используя тектонофизический анализ, можем определить направление главных нормальных напряжений местного поля. Результаты определения вынесены на рис. 3.

Полученные результаты показывают, что в целом местное поле напряжений подчиняется региональному. Сжимающие напряжения в пределах всех местных полей имеют субмеридиональную, а растягивающие субширотную ориентировку. За исключением Джагдинского сегмента и южной части Соктаханского, промежуточные напряжения круто наклонены к

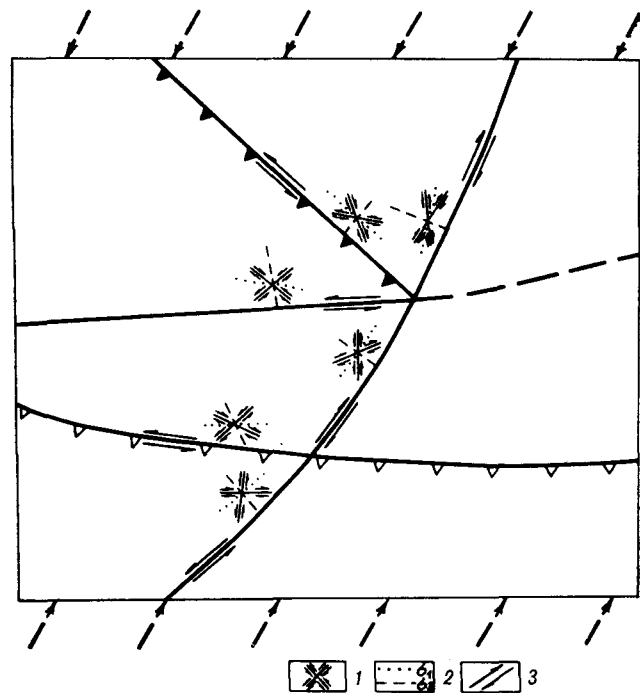


Рис. 2. Схема определения кинематики разломов по оперяющим трещинам.

1 — оперяющие трещины (стрелками показано смещение по ним); 2 — трассы нормальных главных напряжений; 3 — направление смещений по региональным и местным разломам. Ост. усл. обозн. см. на рис. 1.

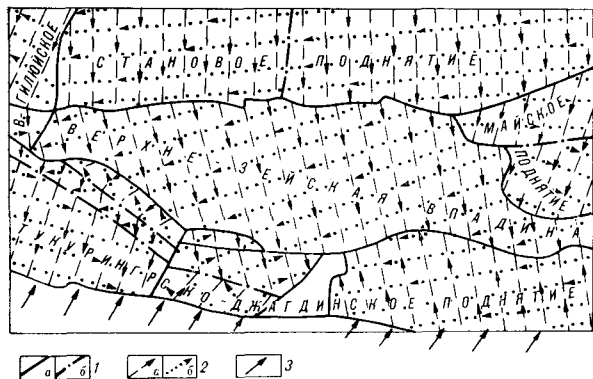


Рис. 3. Схема местных полей напряжений.

1 — разломы (а — ограничивающие неотектонические структуры, б — внутрискрустные); 2 — трассы сжимающих (σ_1) и растягивающих (σ_3) напряжений; 3 — направление внешних сжимающих сил.

северу. В пределах названных структур они наклонены к югу.

Между собой местные поля по ориентировке главных нормальных напряжений достаточно различаются. В пределах Станового сводового поднятия σ_3 направлены практически меридионально и наклонены под углом 30° в южном направлении. Растягивающие напряжения действуют в широтном направлении и практически горизонтальны. Промежуточные круто наклонены к северу. Местное поле Верхнезейской впадины характеризуется наклоном σ_1 к юго-востоку под углом 24° , σ_3 практически горизонтальны и направлены с северо-востока на юго-запад. Промежуточные напряжения также наклонены к северу.

Однородным полем, как Становое поднятие и Верхнезейская впадина, характеризуется и Джагдинский сегмент. Но ориентировка здесь главных нормальных напряжений существенно иная, чем на остальной территории. Сжимающие напряжения действуют по направлению северо-северо-запад и наклонены к северу под углом 36° . Растягивающие имеют северо-восточное направление и наклонены к горизонту под углом 10° . Промежуточные — круто (53°) наклонены по азимуту 185° .

В пределах остальных неотектонических структур местное поле напряжений более сложно. Сжимающие напряжения Верхнегилюйского сводового поднятия меняют свой азимут от 210° в северной части до 176° в южной. Соответственно меняется и наклон их осей от 26 до 36° . Изменяется и направление σ_1 , сохраняя в целом горизонтальное положение.

В пределах Майского полусводового поднятия направление главных нормальных осей напряжений в северной части несколько отличается от направления их в южной части. При этом σ_1 наклонены под существенным, как и σ_3 , углом к горизонту. Направление σ_2 близко к

направлению соответствующих напряжений в Верхнегилюйском поднятии.

Весьма сложна картина местных полей напряжений в пределах Тукурингрского и Соктаханского сегментов. В Тукурингрском сегменте прежде всего в местном поле напряжений выделяется Гилюйский грабен. Здесь сжимающие напряжения имеют меридиональное направление и практически горизонтальны, а растягивающие — широтное с наклоном к горизонту в 31° . В центральной и западной частях угол наклона σ_1 и σ_3 по сравнению с зоной грабена несколько меняется, как и азимуты их направлений. В северо-восточной части сегмента и в зоне Зейского ущелья ориентировка главных нормальных напряжений существенно отличается от других частей местного поля. Сжимающие напряжения здесь наклонены к юго-западу под углом от 20 до 52° , растягивающие близгоризонтальны и действуют в основном по направлению юго-восток и северо-запад. Направление σ_2 , несмотря на многочисленные определения, практически не меняется, изменяется несколько наклон их осей.

В пределах Соктаханского сегмента выделяются три зоны местного поля с различной ориентировкой главных нормальных напряжений. Это зона Зейского ущелья, направление σ_1 и σ_3 здесь такое же, как и в соответствующей части Тукурингрского сегмента; северная зона, где направление σ_1 и σ_3 практически совпадает с направлением соответствующих напряжений местного поля Верхнезейской впадины. В южной зоне направление трасс главных нормальных напряжений близко к направлению этих же трасс в зоне Зейского ущелья. Но азимуты и углы наклона меняются. Сжимающие напряжения становятся субгоризонтальными с небольшим наклоном в северо-восточном направлении, σ_1 наклонены в северо-западном направлении под углом в 24° .

Из общего рассмотрения схемы местных полей напряжений видно, что близкие направления трасс главных нормальных напряжений имеют поля Верхнезейской впадины, Джагдинского сегмента и северной части Соктаханского сегмента. Незначительно отличается от них направление соответствующих трасс южной части Станового поднятия. Имеют черты сходства поля Верхнегилюйского сводового и Майского полусводового поднятий. Весьма сложна конфигурация поля Тукурингрского сегмента, юго-восточную часть которого можно объединить с полем южной зоны Соктаханского сегмента.

Результаты линейно-угловых измерений [9] показывают, что район Зейского ущелья находится в состоянии всестороннего сжатия, т. е. σ_3 являются наибольшими из сжимающих напряжений (и ориентированы в северо-восточном направлении), σ_1 — наименьшими, а σ_2 —

средними из сжимающих напряжений. О том, что σ_2 являются также сжимающими, говорит и анализ оперяющих разрывов. Преобладание взбросовых и надвиговых оперяющих разрывов на левом берегу Зейского ущелья и пересечение оперяющих трещин на правом берегу под такими углами, когда плоскость сдвига отклонена от σ_3 локального поля на угол $<45^\circ$, а от σ_1 на угол $>45^\circ$, указывает на то, что исследуемый район отвечает, в соответствии с результатами моделирования Д. Н. Осокиной и Н. Ю. Цветковой [18, 19], модели, когда на район действуют одноосное сжатие в горизонтальной плоскости и умеренное в вертикальной. Незначительное сжатие по направлению σ_1 существенного изменения в эту схему, по-видимому, не вносит.

Вполне понятно, что, используя разрывные нарушения для выявления поля напряжений, мы, по существу, реконструируем поля, действующие в прошлом, а точнее, на четвертичном этапе. Нас же интересует современное поле напряжений. Поэтому встает вопрос о соответствии реконструированного поля современному. В данном случае мы можем считать, что современное поле напряжений полностью соответствует выявленному. Делая такой вывод, мы исходим из следующих соображений:

1. Инструментально выявленные направления главных нормальных напряжений в районе Зейского ущелья соответствуют направлениям реконструированного местного поля напряжений.

2. Направление действия внешних сжимающих сил, выявленное по механизмам очагов сильных землетрясений, соответствует направлению реконструированного регионального поля.

3. Кинематика основных разрывных нарушений в настоящее время такая же, как и на неотектоническом этапе, об этом говорит соответствие ВДЗК [7] четвертичным.

Несмотря на то, что, как было показано выше, на исследуемый район действует единая система внешних горизонтальных сил, особенности строения, глубинные процессы и т. д. приводят к тому, что механизм деформирования отдельных участков земной коры различен. Лабораторные и полевые тектонофизические исследования М. В. Гзовского и др. [2—4], А. В. Михайловой [12, 13] показали не только то, что верхние горизонты земной коры испытывают воздействие одного из приведенных в работе [2] механизмов деформирования, но и что в зависимости от механизма деформирования каждая образующаяся структура характеризуется определенной ориентировкой векторов нормальных напряжений, зависящим от местоположения кинематическим типом разрывных нарушений, направленностью современных вертикальных движений и т. д.

Исходя из этих представлений, мы провели соответствующий тектонофизический анализ неотектонических структур района Зейского водохранилища.

При проведении анализа использовались схема разрывных нарушений (см. рис. 1), схема местных полей напряжений (см. рис. 3) и сведения о мощности земной коры района.

Рассмотрим механизм деформирования основных неотектонических структур района.

Становое сводовое поднятие. На рассматриваемой территории это поднятие представлено только своим южным крылом. С прилегающими к нему неотектоническими структурами граничит по крупным разрывным нарушениям. Вдоль границы с Верхнезейской впадиной и Майским поднятием развиты узкие, вытянутые в широтном направлении горсты и грабены. В пределах поднятия широкое развитие получили субширотные осепродольные (параллельные оси поднятия) разрывы преимущественно взбросового и надвигового характера. Осеперечные разломы, как правило, имеют сбросовую кинематику. Мощность земной коры Станового поднятия возрастает по направлению от границы с Зейской впадиной к северу. Направление главных нормальных напряжений местного поля приведено выше. В настоящее время, по данным С. Б. Золотарской и Г. Ф. Уфимцева [7], поднятие испытывает опускание. Анализируя приведенные данные и сравнивая их с соответствующими характеристиками деформирования, приведенными в работе [2], мы приходим к выводу, что ведущим механизмом деформирования этой структуры является поперечное изгибание.

При этом механизме земная кора, а точнее, ее верхние горизонты изгибаются под действием вертикальных внешних сил. В начале деформации σ_3 субвертикальны, σ_1 субгоризонтальны и направлены вкост оси структуры. Распределение величин напряжений неравномерное. В замке и на крыльях складки существуют значительные растягивающие напряжения, а в ядре — сильное всестороннее сжатие. На крыльях имеются вертикальные растягивающие напряжения, где наиболее велики и касательные напряжения. Поэтому здесь в первую очередь развиваются осепродольные разрывы типа взбросов. Одновременно в сводовой части растут продольные сбросы. При появлении этих разрывов σ_1 вытягиваются параллельно оси складки, в результате чего развиваются осеперечные сбросы.

Как видим, разрывные нарушения Станового поднятия полностью соответствуют нарушениям, формирующимся при поперечном изгибе. Вертикальная внешняя сила возникла, вероятно, в результате разуплотнения земной коры, которое отмечается в работе [10] для зоны

Станового поднятия. Однако наблюдаемые вертикальные перемещения земной поверхности и ориентировка главных нормальных напряжений не соответствуют описанным выше. Это несоответствие снимается, если мы учтем, что в природе поперечный изгиб развивается не только длительно, но и неравномерно, т. е. поднимающиеся участки земной коры в течение некоторого промежутка времени опускаются [2]. При этом местное поле напряжений меняется. Сжимающие напряжения становятся направленными вкрест оси структуры, а их наклон соответствует наклону крыльев последней. В вертикальном направлении возникают растягивающие напряжения. На крыльях развиваются узкие осеподольные горсты и грабены.

Таким образом, Становое сводовое поднятие испытывает в настоящее время обратный поперечный изгиб. При этом в отличие от района Зейского ущелья, где преобладают сжимающие напряжения, здесь существенны и растягивающие напряжения, действующие как субширотно, так и субвертикально.

Следующей крупной неотектонической структурой района является Тукурингро-Джагдинское поднятие. Особенности блокового строения, молодой разрывной тектоники и местных полей напряжений позволяют считать, что механизмы деформирования различных частей этой структуры отличны друг от друга.

Тукурингрский сегмент. Характеризуется широким развитием сдвигов северо-восточного и северо-западного простирания. Большинство из них является диагональными к простиранию сегмента. Ограничивающие сегмент с севера и юга глубинные разломы также характеризуются наличием, кроме взбросовой, сдвиговой составляющей. Устанавливаются в пределах сегмента разломы с надвиговым характером смещения, и практически нет сбросов. Местное поле напряжений весьма сложно, особенно в зоне Зейского ущелья (см. рис. 3). Конечно, по сравнению с другими местными полями района это поле исследовано более подробно, что в какой-то мере объясняет сложность наблюдаемой картины. Однако особенности блокового строения, разрывной тектоники и т. д. позволяют считать, что поле напряжений этого сегмента значительно сложнее остальных полей.

Сопоставление особенностей разрывной тектоники и полей напряжений с моделями, приведенными в работе [2], показывает, что ведущим механизмом деформирования является горизонтальное сжатие при продольно-зональном удлинении. При этом механизме σ_3 поперечны к простиранию структуры и горизонтальны, σ_1 совпадают с простиранием структуры и также горизонтальны, а σ_2 вертикальны и образуются диагональные сдвиги. Наблюдаемое отклонение

трасс главных нормальных напряжений от описанного выше и невыдержанность их направлений указывают на то, что вышеназванный механизм осложняется вертикальным и горизонтальным сдвиганием. Подобные механизмы деформирования характерны для зон, расположенных на границе двух крупных тектонических элементов земной коры, смещающихся относительно друг друга. При этом описанные деформации охватывают всю земную кору в целом и частично верхнюю мантию.

Соктаханский сегмент. По особенностям разломной тектоники, блокового строения и поля напряжений сегмент резко отличается от Тукурингрского. Исключая зону Зейского ущелья, которая рассматривалась выше, здесь отчетливо выделяются две зоны — южная и северная. Южная характеризуется слабым развитием разрывных нарушений, ориентированных в основном вкрест и по направлению простирания. Сжимающие напряжения практически горизонтальны и направлены по азимуту 49° , растягивающие имеют северо-западное направление (315°) и наклонены к горизонту под углом 24° . В северной части разрывная тектоника развита интенсивнее, с преобладанием такой же, как и в южной, ориентировки разрывов.

Граница между северной и южной частями проходит по надвигу, расположенному примерно в осевой части структуры. На рис. 3 видно, что поле напряжений северной части является как бы продолжением поля Верхнезейской впадины.

Сопоставляя наблюдаемую картину с моделями деформирования земной коры [2], трудно видеть, что на Соктаханский сегмент воздействуют два механизма деформирования. С одной стороны, это горизонтальное продольно-зональное сдвигание, с другой — механизм продольного сжатия. Любопытно отметить, что, судя по полям напряжений, механизмы деформирования северной и южной части не влияют друг на друга. Это говорит о том, что механизм продольного сжатия действует только для верхнего горизонта северной части сегмента, которая надвинута на южную часть.

При горизонтальном продольно-зональном сдвигании σ_1 и σ_3 направлены под углом 45° к плоскости сдвига, а σ_2 вертикально. Наибольшие касательные напряжения действуют перпендикулярно и параллельно плоскости сдвига. По этим направлениям и происходит преобладающее развитие разрывов. Необходимо отметить, что наблюдаемое местное поле напряжений и сетка разрывов южной части сегмента полностью соответствуют описанному выше.

Образование надвигов, как показала А. В. Михайлова [12, 13], соответствует механизму продольного сжатия. В начале деформирования по этому механизму σ_3 горизонтальны и направ-

лены вкрест структуры, а σ_2 — вдоль, оставаясь также горизонтальными, σ_1 действуют в вертикальном направлении. Наибольшие касательные напряжения действуют в зоне будущего надвига и вблизи осевой поверхности складки. Здесь и развиваются разрывы, среди которых преобладают взбросы, надвиги и подвиги. После появления осепродольных разрывов по мере развития деформации σ_1 становятся горизонтальными и приобретают осепродольное направление, σ_2 приобретают вертикальное направление, а σ_3 в целом сохраняют свое направление, несколько отклоняясь в вертикальной плоскости. При этом начинают деформироваться диагональные разрывы.

Джагдинский сегмент. Характеризуется однородным местным полем напряжений, наличием в центральной части крупного осепродольного сброса и широким развитием крупных осепродольных надвигов. Широко развиты и разрывные нарушения более высоких рангов, среди которых наиболее часто встречаются диагональные сдвиги, субмеридиональные сбросы и субширотные взбросы, надвиги. Этому сегменту соответствует и наибольшая, по сравнению с Тукурингским и Соктаханским, мощность земной коры (38 км) [11, 20].

Анализ данных показывает, что в Джагдинском сегменте действует двойной механизм деформирования. С одной стороны, он подвержен продольному сжатию под действием внешних горизонтальных сжимающих сил в субмеридиональном направлении, с другой — поперечному изгибу. Вызываемые этими механизмами поля напряжений и соответственно разрывные нарушения уже описаны на примере Станового поднятия и Соктаханского сегмента. Здесь лишь отметим, что наблюдаемое поле напряжений и разрывные нарушения соответствуют совместному действию этих механизмов. Так, в обоих случаях развитие деформаций приводит к субгоризонтальному и осепродольному направлению σ_1 , к близвертикальному направлению σ_2 и наклонному близмеридиональному положению σ_3 . В результате поперечного изгибания формируются вначале в центральной части осепродольные, а затем осеперечные сбросы. Диагональные разрывы вызываются механизмом продольного сжатия. Взбросы и надвиги на крыльях вызываются действием обоих механизмов.

Завершая рассмотрение механизма деформирования этого сегмента, отметим, что продольное сжатие его вызывается единой для всего района системой горизонтальных сжимающих сил, действующих в северо-восточном направлении. Под действием их сегмент смещается к северу. Поперечное изгибание, вероятно, вызывается разуплотнением низов земной коры и верхней мантии.

Майское полусводовое поднятие. По особенностям разрывной тектоники и местного поля напряжений поднятие отчетливо разделяется на две части: северную и южную. В северной разломы имеют преимущественно северо-восточное, диагональное к простиранию структуры направление. В настоящее время поднятие, по данным С. Б. Золотарской и Г. Ф. Уфимцева [7], воздымается. Мощность земной коры меняется от 36 до 40 км [11, 20]. Особенности разрывной тектоники и местного поля напряжений соответствуют Тукурингскому сегменту и в целом модели механизма горизонтального сжатия при продольно-зональном сдвигании. Этот механизм, как и в случае Тукурингского сегмента, осложняется вертикальным продольно-зональным сдвиганием. Характеристики поля напряжений и разрывных нарушений при действии этих механизмов даны для случая Тукурингского сегмента. Не повторяя этого описания, здесь лишь отметим, что северная часть Майского полусводового поднятия является, судя по механизмам деформирования, глубинной зоной, по которой Становое сводовое поднятие граничит со структурами, расположенными к юго-востоку от него.

Южная часть Майского полусводового поднятия характеризуется наличием крупного осепродольного разрыва и диагональных к нему разломов более высокого ранга. Наблюдаемая картина разрывных нарушений и местного поля напряжений соответствует механизму продольного сжатия, описанному уже на примере северной части Соктаханского и Джагдинского сегментов.

Таким образом, за исключением северной части, развивающейся как глубинный разлом, Майское полусводовое поднятие деформируется в настоящее время под действием механизма продольного сжатия.

Верхнегилуёкское сводовое поднятие. Как и в предыдущей структуре, по характеру местного поля напряжений и сети разрывных нарушений выделяются две части — северная и южная. Кроме того, эти две части выделяются и по современным вертикальным движениям. Северная часть опускается совместно со Становым сводовым поднятием, а южная поднимается вместе с Тукурингским сегментом. Необходимо отметить, что и поле напряжений в какой-то мере подчиняется в северной части полю напряжений Станового сводового поднятия, в южной — Тукурингского сегмента. По данным В. В. Пурина с соавторами [20], мощность земной коры здесь составляет 34—36 км.

В целом поле напряжений, особенности разрывной тектоники соответствуют модели механизма продольного сжатия, осложняемого вертикальными перемещениями прилегающих структур.

Верхнезейская впадина. Разрывная тектоника этой структуры изучена слабо. Поэтому местное поле напряжений определялось в целом для всей структуры. Оно довольно близко местному полю напряжений Станового сводового поднятия. Из разрывов выделяются, хотя и предположительно, осепродольный разлом, к которому приурочены долина р. Зейя и система диагональных, субширотных и субмеридиональных разрывов. Мощность земной коры здесь составляет 34—36 км [20].

Как и Верхнегилуйское сводовое поднятие, Верхнезейская впадина испытывает в настоящее время разнонаправленные вертикальные движения. Южная часть впадины совместно с прилегающими хребтами поднимается, а северная совместно со Становым сводовым опускается. Этот факт говорит о том, что местное поле Верхнезейской впадины так же, как и в случае Верхнегилуйского поднятия, осложнено вертикальными перемещениями структур.

Рассмотрение особенностей поля напряжений, разрывной тектоники и современных движений позволяет сделать заключение о том, что ведущим механизмом деформирования Верхнезейской впадины является продольное сжатие.

Завершая рассмотрение механизмов деформирования верхней части земной коры района Зейского водохранилища, необходимо отметить следующее: несмотря на то что район в целом испытывает горизонтальное субмеридиональное сжатие, отдельные его структуры деформируются по-разному. В соответствии с этим каждая структура характеризуется своим преобладающим типом деформации. В пределах Станового, Джагдинского, Верхнегилуйского, южной части Майского поднятий и Верхнезейской впадины преобладают изгибовые деформации, на остальной территории — сдвиговые.

Коровые землетрясения возникают в местах, где касательные напряжения достигают критического значения. Иными словами, зонам ВОЗ должны соответствовать зоны интенсивного развития касательных напряжений (τ). Поэтому весьма важен вопрос о выделении в районе зон повышенных и пониженных касательных напряжений. Как и выше, при выделении этих зон мы будем опираться прежде всего на результаты лабораторных тектонофизических исследований, изложенных в работах [1—4, 17—19], дополняя их данными по расположению эпицентров землетрясений в районе.

Положение областей повышенных касательных напряжений прежде всего зависит от механизма деформирования структур. При попережном изгибании наибольшие касательные напряжения расположены на крыльях, при продольном сжатии — на своде антиклинальной

складки и в зоне надвига, при горизонтальном сжатии с продольно-зональным удлинением с одновременным горизонтальным и вертикальным сдвигами — практически в пределах всей зоны. На рис. 4 показаны границы основных неотектонических структур района и зоны повышенных касательных напряжений. Поскольку деформация структур происходит под действием регионального поля напряжений, то и выделенные зоны повышенных τ соответствуют последнему. В соответствии с иерархией поля напряжений, с этими зонами должны быть связаны наиболее сильные землетрясения района. Заметим, что размеры зон установлены условно. При определении в зонах интенсивности касательных напряжений исходили из результатов моделирования А. В. Михайловой [12, 13], показавшей, что интенсивность τ в поднимающемся крыле выше, чем в опущенном.

Результаты моделирования М. В. Гзовского и др. [4], Д. Н. Осокиной [17—19] показали, что наличие разрывов влияет на поле напряжений. С одной стороны, они искажают направление главных нормальных напряжений, с другой — в одних областях снижают касательные напряжения, а в других увеличивают. При этом изменение τ зависит от направления внешних сжимающих сил, от формы и ориентировки разрывов по отношению к последним. Используя результаты моделирования, мы построили схему (рис. 5) касательных напряжений регионального поля с учетом искажающего влияния разрывов. Как видно из рисунка, конфигурация областей повышенных и пониженных τ значительно изменилась. Слабо изменилась она в пределах Тукурингского сегмента, где ограничивающие структуру разломы расположены практически под прямым углом к внешним сжимающим напряжениям. Здесь наметилась область пониженных τ в центральной части сегмента. Незначительно изменилась конфигурация зон в пределах Соктаханского сегмента. Здесь за счет дугообразной формы разлома, расположенного по оси структуры, уменьшилась величина касательных напряжений в центральной части. Мало изменилась конфигурация зон в пределах Верхнезейской впадины и Верхнегилуйского поднятия. И весьма существенно изменилась конфигурация областей повышенных и пониженных τ в пределах Станового, Майского поднятий и Джагдинского сегмента. Форма и ориентировка разрывов здесь таковы, что в пределах рассматриваемой части Джагдинского сегмента τ регионального поля понижены, этим же характеризуется и восточная часть Станового поднятия. В пределах последнего повышенное значение τ сохраняется по границе поднятия с впадиной и в узлах пересечения разломов. В Майском под-

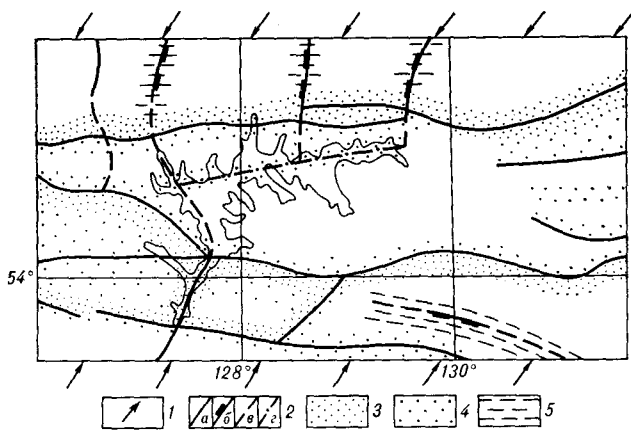


Рис. 4. Схема зон повышенных и пониженных касательных напряжений регионального поля без учета искажающего влияния разломов.

1 — направление внешних сжимающих сил; 2 — разломы (а — главные, б — сбросы, в — неустановленной кинематики, г — флексуроподобные деформации); 3 — зоны значительно повышенных τ ; 4 — зоны повышенных τ ; 5 — зоны пониженных τ .

пяти повышенные τ сохраняются в пределах его северной части вдоль границы со Становым поднятием.

Сопоставляя полученную схему (см. рис. 5) со схемой распределения эпицентров землетрясений (рис. 6), мы видим хорошее соответствие. Повышенным зонам τ соответствуют зоны концентрации эпицентров землетрясений, пониженным — зоны отсутствия последних. Становится понятной асейсмичность Джагдинского сегмента и пониженная сейсмичность южной части Тукурингского сегмента по сравнению с северной. Вместе с тем выделяются зоны, которые в сейсмическом отношении себя не проявили, но характеризуются повышенным значением τ — субширотный отрезок долины р. Зей в Верхнезейской впадине, южная часть долин рек Унаха, Кохина, граница Станового поднятия и Верхнезейской впадины. Эти зоны следует считать перспективными на проявление землетрясений. Отмечается и некоторое несоответствие. Так, в центральной части Тукурингского и Соктаханского сегментов, восточной части Станового поднятия, характеризующихся пониженными значениями, устанавливаются эпицентры слабых землетрясений. В то же время в выделенных областях повышенных τ в пределах Станового поднятия и Верхнезейской впадины они отсутствуют. Этот факт говорит о том, что на землетрясения и, прежде всего слабые, влияет местное поле напряжений. И действительно, при построении схемы распределения τ с учетом положения разрывных нарушений каждой структуры по отношению к сжимающим напряжениям как региональному, так и местного полей и механизмов деформирования структур выделяются локальные участки повышенных касательных напряжений

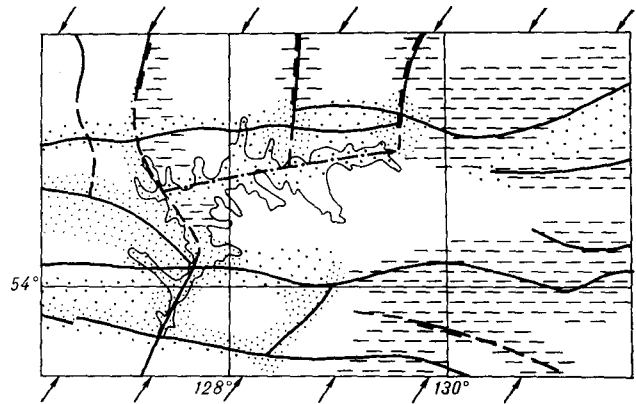


Рис. 5. Схема зон повышенных и пониженных касательных напряжений регионального поля с учетом искажающего влияния разломов. Усл. обозн. см. на рис. 4.

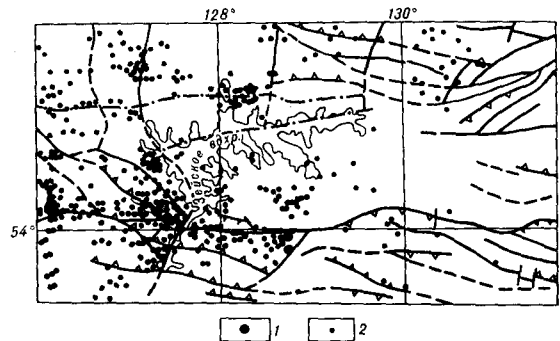


Рис. 6. Схема эпицентров землетрясений района Зейского водохранилища.

1 — землетрясения $K > 12$; 2 — то же, $K < 12$.

местного поля. К ним, прежде всего, относятся зоны пересечения внутривидовых разломов (за исключением сбросов). Но распространение их в Становом, Верхнегилюйском, Джагдинском и южной части Майского поднятий незначительно, и существенной роли они не играют. В то же время выделяется область повышенных τ в соседствующих областях Станового и Майского поднятий, в центральной части Верхнезейской впадины и Соктаханского сегмента. В пределах Тукурингского сегмента устанавливается зона повышенных значений τ . В этой схеме находят свое объяснение и слабые толчки, отмеченные в пределах Верхнегилюйского, Станового поднятий и Верхнезейской впадины.

Таким образом, детальные геодинамические исследования, опирающиеся на результаты тектонофизических лабораторных экспериментов и натуральных наблюдений, позволяют выделить области современных повышенных касательных напряжений, которые, по существу, являются зонами ВОЗ. При этом возможно, в принципе, выделение зон ВОЗ, с которыми будут связаны

наиболее сильные (области повышенных τ регионального поля напряжений) и слабые (повышенные τ местного поля) землетрясения. Этот подход позволяет дифференцировать по степени сейсмической опасности сейсмогенные структуры. Так, на карте ОСР-78 Тукурингро-Джагдинское поднятие выделено единой зоной, в которой возможны 7-балльные землетрясения. В то же время результаты вышеизложенных исследований показывают, что сейсмическая

активность Джагдинского сегмента как зоны пониженных τ значительно ниже, чем Тукурингрского и Соктаханского.

В заключение отметим, что, учитывая значительную трудоемкость и достаточно высокую детальность, вышеописанный способ выделения зон ВОЗ наиболее целесообразно применять на стадии детального сейсмического районирования.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Гзовский М. В.* Основы тектонофизики.— М.: Наука, 1975.
2. *Гзовский М. В., Григорьев А. С., Гущенко О. И. и др.* Вопросы тектонофизической характеристики напряжений, деформаций и разрывов в земной коре и механизмов ее деформирования // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1973.— № 12.— С. 3—31.
3. *Гзовский М. В., Осокина Д. Н., Ломакин А. А., Кудряшова В. В.* Моделирование влияния древних разрывов в земной коре на ее напряженное состояние // Тр. II Всесоюз. конф. по поляризации-оптическому методу исследования напряжений.— Таллинн, 1971.— С. 48—56.
4. *Гзовский М. В., Осокина Д. Н., Ломакин А. А., Кудряшова В. В.* Напряжения, разрывы, очаги землетрясения (результаты моделирования) // Региональные исследования сейсмического режима.— Кишинев: Штиинца, 1974.— С. 113—124.
5. *Гущенко О. И.* Метод кинематического анализа структур разрушения при реконструкции полей тектонических напряжений // Поля напряжений и деформаций в литосфере.— М.: Наука, 1979.— С. 7—25.
6. *Гущенко О. И., Степанов В. В.* Механизм формирования структур, поле напряжения и современные движения западной части хребта Петра I // Современные движения земной коры. Т. 5.— Тарту, 1973.— С. 71—79.
7. *Золотарская С. Б., Уфимцев Г. Ф.* Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Сибири и Дальнего Востока и ее геолого-геоморфологическая интерпретация // Современные движения земной коры.— Кишинев: Штиинца, 1982.— С. 56—57.
8. *Козьмин В. М.* Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений.— М.: Наука, 1984.
9. *Корчагин Ф. Г., Шарогазова Г. А., Чеботов С. А.* Влияние Зейского водохранилища на геодинамику района // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 5.— С. 73—79.
10. *Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф., Парфенов Л. М., Романовский Н. П.* Плотностные инверсии в земной коре юга Дальнего Востока // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 232, № 2.— С. 420—423.
11. *Лишневский Э. Н., Шевченко В. К.* Глубинное строение морфоструктур восточной части территории БАМ по гравиметрическим данным // Геоморфология.— 1977.— № 4.— С. 76—82.
12. *Михайлова А. В.* Поля деформаций при образовании надвига в моделях структур продольного сжатия // Поля напряжений и деформаций в литосфере.— М.: Наука, 1979.— С. 236—244.
13. *Михайлова А. В.* Моделирование процесса формирования тектонических структур при некоторых механизмах деформирования // Там же.— С. 245—251.
14. *Николаев В. В., Семенов Р. М., Солоненко В. П.* Сейсотектоника и сейсмическое районирование Тукурингро-Джагдинской горной области (Верхнее Приамурье) // Сейсотектоника южных районов СССР.— М.: Наука, 1978.— С. 64—74.
15. *Николаев П. Н.* Системный анализ тектонических напряжений и деформаций // Изв. вузов. Геология и разведка.— 1978.— № 5.— С. 106—116.
16. *Николаев П. Н.* Напряженное состояние и механизм деформации земной коры Альпийской складчатой области // Там же.— 1978.— № 11.— С. 65—78.
17. *Осокина Д. Н., Гущенко О. И., Лыков В. И., Цветкова Н. Ю.* Моделирование локальных полей тектонических напряжений, обусловленных системами глубинных разломов (на примере двух районов Средней Азии) // Поля напряжений и деформаций в литосфере.— М.: Наука, 1979.— С. 185—203.
18. *Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю.* Метод моделирования локальных полей напряжений в окрестностях тектонических разрывов в очагах землетрясений // Там же.— С. 139—162.
19. *Осокина Д. Н., Цветкова Н. Ю.* Изучение локального поля напряжений и прогноз вторичных нарушений в окрестностях тектонических разрывов и в очагах землетрясений с учетом третьего главного нарушения // Там же.— С. 163—184.
20. *Пуринг В. В., Дитмар Г. В., Максимовский В. А., Смирнова Г. П.* Глубинное строение и некоторые особенности геологии и металлогении территории восточной части БАМ // Геология, геофизика и полезные ископаемые Байкало-Амурской железнодорожной магистрали.— Вып. I/ВСЕГЕИ.— Л., 1977.— С. 47—57.

УДК 550.2

Ю. А. Косыгин

ЗЕМЛЯ И ВРЕМЯ

Обсуждается проблема времени, предложены принципы его классификации, иерархизации и метризации. Особенно детально рассмотрено геологическое время, «спрессованное» в слоистых горных породах (прошед-

ВВЕДЕНИЕ

В данной работе предполагается рассмотреть как отношение времени к Земле, так и роль времени в науках о ней. Для этого необходимо обратиться к пониманию самой сущности времени, нашим представлениям о нем и их приложениях к геологии. Обычно считается, что геологическое время является всегда прошедшим временем. Однако и в настоящее время происходят геологические процессы, без изучения которых мы не смогли бы понять прошлого, а также не имели бы возможности строить геологические прогнозы на будущее. Так что настоящее и будущее время имеет прямое отношение к геологическому времени.

Геологическое прошлое, как и любое прошедшее время, не наблюдается, а реконструируется по сохранившимся и воплощенным в веществе следам событий. Основой восстановления событий является принцип актуализма, часто означаемый словами: «Настоящее — ключ к прошедшему». Действительно, только в настоящем времени можно вести непосредственные наблюдения над процессами, протекающими в природе и обществе. К современным геологическим процессам, совершающимся на наших глазах, относятся землетрясения и вулканизм, связанные с большими глубинами Земли, а также поверхностные процессы, среди которых можно назвать вспахивание поверхности Земли ледниками, разрушение морских берегов под воздействием водных масс (приливы, прибой, течения), денудацию горных возвышенностей атмосферными водами. Последние, в свою очередь, образуют весьма активно разрушающие и нивелирующие поверхность Земли ручьи, реки, селевые потоки и так далее. Следует упомянуть также разру-

шающую деятельность ветра, биосферы и техносферы. Однако процессы разрушения поверхности Земли неизбежно сопровождаются образованием геологических тел. Это — формирование мощных вулканических толщ, морских, речных, ледниковых, эоловых и других осадков, которые в результате уплотнения, физических и химических преобразований переходят в состоящие горной породы. Таким образом, гипергенная оболочка, состоящая из слоев горных пород, сформировавшихся на поверхности Земли, в дальнейшем изменяющихся в процессе метаморфизма, а также инъекций глубинных масс и флюидов, включает в себе овегествленную летопись геологической истории. Принцип актуализма в геологии, соответствующий распространенной аналогии, заключается в том, что если свойства одного объекта такие же, как свойства другого объекта, а происхождение одного из них представляется известным, то происхождение другого объекта — такое же. Естественно, что принцип актуализма, как и аналогия, не дает нам надежных доказательств. Существует много дополнительных средств, позволяющих увеличить достоверность суждений о событиях геологического прошлого. К вопросам реконструкции геологического времени и геологической истории мы еще вернемся, пока же подчеркнем фундаментальную важность непосредственного исследования геологических процессов именно в настоящее время. Метод, близкий к методу актуализма, применяется в космологии. Он исходит из основного философского постулата космологии, в соответствии с которым законы природы (физики), установленные для весьма ограниченной части Вселенной, чаще всего по опытам на планете Земля, могут быть распространены на значительно большие области, на всю Вселенную. Без этого постулата космо-

гия как наука вообще невозможна. При этом подразумевается изучение околоземного пространства именно в настоящее время.

Таким образом, в основе суждений о прошлом и будущем времени могут лежать только наши представления о настоящем времени.

Время является одной из конкретных характеристик мира, в котором мы живем. Оно отражено в геологических разрезах и материализовано в слоистых отложениях, в которых зафиксирована (пусть с пробелами) его топологическая структура. С геологических (естественных) позиций нельзя согласиться с определением «неуловимости» времени, например с Махом, который утверждал, что время не является априорным условием умственной деятельности, но должно рассматриваться как особое апостериорное ощущение, которое, по его мнению, было связано с «работой внимания». Французский психолог М. Гюйо [6] указал, что ощущение времени, если оно существует, является смутным, беспорядочным и весьма склонным к ошибкам. Пьер Жане (цитируется по А. Грюнбауму) пошел дальше и категорически отверг идею чувства времени: «Нельзя интерпретировать как элементарное течение восприятия длительности, этого сложного и сравнительно позднего феномена, который мы понимаем еще очень плохо, так как наши представления о времени весьма неопределенны» [5, с. 80].

Настоящее время

«Река времени» И. Ньютона является пассивным «носителем» событий, но конкретное соотношение событий во времени, их причинно-следственные связи, которые иногда могут существенно помогать в определении последовательности событий, понятием «река времени» никак не отражаются. Лейбниц трактует время как последовательность событий, т. е. как время, вытканное из событий, а следовательно, из их отношений и связей. Такая концепция может совершенствоваться и детализироваться.

В соотношении с принципом актуализма, основным постулатом космологии и их возможных аналогов в других науках мы должны внести наибольшую ясность в само понятие настоящего времени.

Представления о структуре настоящего времени, его обусловленности событиями, его топология и метрика позволяют нам условно и по аналогии переносить данные непосредственных наблюдений в прошлое и будущее, уточняя таким образом представления о прошедшем и будущем времени. Заметим, однако, что настоящее время обладает одной особенностью, которая значительно ограничивает пределы

применения аналогии временем историка, но не временем геолога. Эта особенность заключается в субъективном восприятии времени мыслящим человеком. Время, которое субъективно воспринимается человеком, обусловлено событиями объективного мира. Тем не менее мы можем различать субъективное и объективное настоящее время, имея в виду единство и тесную причинно-следственную связь при примате объективного времени.

Конечно, нельзя вопрос о времени упрощать до того, чтобы подразумевать под временем ощущение (Мах) или мысленную конструкцию (Жане). Нельзя согласиться и с геометризацией времени, с уподоблением его «движущейся линии» или «движущейся точке». Безусловно, неправомерно сводить настоящее к моменту времени (точке), отчётливо отделяющей прошлое от будущего. В познании любого настоящего создается эффект длительности, определяющийся наложением мозговых эффектов его восприятия. Однако здесь дело не только в наложении почти одновременных эффектов, но и в наложении эффектов большей длительности, вплоть до длительности жизни человека, фиксирующего время. Настоящее время представляет собой сложную и трудно определяемую (вследствие ее динамичности и развития) структуру, в которую необходимо вовлекается область пространства, вмещающая все события, последовательностью которых определяется данное настоящее время.

Отметим еще важное методологическое различие между настоящим, прошедшим и будущим. Все наши ощущения, эксперименты, наблюдения, расчеты и т. д. относятся только к настоящему времени. Если поставленная перед нами задача достаточно сложна, то ее решение может потребовать значительной длительности времени. Но не можем же мы сказать, что эту задачу мы начали решать в прошлом, а закончили в настоящем. В прошлом и будущем непосредственные ощущения и наблюдения невозможны. Важной основой изучения прошлого является исследование следов минувших событий, а основа изучения будущего — предсказание по выведенным в настоящее время законам и закономерностям. И в том и в другом случае суждения, как правило, основываются на аналогии.

Нет строгих критериев для выделения настоящего времени, но оно никогда не сводится к точке на оси времени («мгновению»). Оно необходимо имеет длительность, связанную с течением и группированием событий и определяющуюся человеком по общественным, физическим, биологическим, психологическим и иным признакам.

Приведем несколько примеров.

Шахматная партия, которая на всем ее про-

тяжени, начиная с расстановки фигур на доске до признания победы или согласия на ничью, представляет настоящее время для обоих партнеров, а также внимательных зрителей; затем она уходит от них, оставляя следы в памяти или в записях ходов, по которым можно реконструировать ретроспективное представление о ней.

Лекция представляет от начала до конца ее произнесения настоящее время для лектора и слушателей. Однако здесь отсутствует паритет участников, как в шахматной партии; для студентов лекция — это только акт ее заслушивания, а для лектора настоящее время лекции включает и ее подготовку, которая неразрывно связана с чтением самой лекции и может быть длительнее ее.

Настоящее время работы над книгой от замысла до ее окончания является индивидуальным временем в отличие от группового времени шахматных партий или лекций. Вместе с тем на время работы над книгой могут быть наложены настоящие времена других специализаций, что может трактоваться также как существенная его дискретность. Оставаясь в целом единым настоящим временем, оно может перекрываться временем обеда, прогулок, временем других, менее продолжительных работ, временем переосмысливания материала, которое может длиться многие дни и даже месяцы. Здесь понятия дискретности и наложенности следует рассматривать не как противоречивые, а как дополняющие друг друга.

Экспедиции, исследовательские рейсы, походы и т. д. представлены групповым временем с наложенными настоящими временами самых различных специализаций (полевые работы, подготовка образцов, ведение полевых дневников, свертывание и развертывание стоянок, бытовые ситуации и т. д.). Групповое время экспедиций и походов по своей сложности и дискретности близко к индивидуальному времени работы над книгой.

Работа в данном учреждении, проживание в данном городе, пребывание в вузе, служба в армии — достаточно сложные индивидуальные времена, на которые могут накладываться шахматные партии, лекции, экспедиции и походы и множество других индивидуальных времен разных специализаций.

Человеческая жизнь представляет предельное индивидуальное настоящее время, начинающееся с рождения и кончающееся смертью человека. Она может быть насыщена событиями, разнообразными по специализации, длительности, сложности (количество наложенных друг на друга событий), вхождением в разные настоящие групповые времена и т. д. Настоящее время основано всегда на собственном восприятии событий человеком или группой

людей. В этом смысле выделение настоящего времени субъективно, но всегда происходит на объективной основе.

События и их комплексы вполне объективны, материальны и познаваемы, однако отдельными людьми они могут восприниматься по различным признакам. Таким образом, настоящее время может обладать специализацией (погодные условия, совершенствование технологий, насыщение рынка продовольственными и промышленными товарами широкого потребления, условия работы или отдыха, события социальной жизни и т. д.), причем каждый индивидуум на основе своих ощущений может выделять настоящее время одновременно по нескольким специализациям.

Длительность и динамичность настоящего времени может быть не только различной для разных специализаций и разных людей, но и изменяться с его «течением» (сокращение и расширение интервалов, соответствующих настоящему времени).

Поскольку время определяется последовательностью событий, происходящих не обязательно в одной и той же точке пространства, в индивидуальных и специализированных настоящих временах объемы пространства, захватываемые событиями, определяющими настоящее время, могут меняться. Таким образом, время вовлекает в себя некоторые объемы пространства... Это подчеркивает единство пространства и времени, которое не может быть выражено в геометрически упрощенных представлениях.

Когда речь идет о «настоящем времени», надо иметь в виду необозримое разнообразие содержания этого понятия, его весьма высокую динамичность, длительность и органическую связь с объемами пространства.

Индивидуальное время

Время, непосредственно воспринимаемое человеком (индивидуумом), мы называем индивидуальным временем. На его базе развиваются более обобщенные представления о времени. В процессе обобщения и далее при переходе к эмпирическим обобщениям, абстрактным построениям и теории элиминируется ряд признаков, которые свойственны непосредственно индивидуальному времени и по которым создается первичное представление о нем. Индивидуальное время исключительно многообразно по специализациям, «объемности» (то есть объемам захватываемого пространства) и насыщенности событиями (т. е. интервалы длительности «застоев» или «революций» во многих специализациях индивидуального времени весьма неравномерны и динамичны). На общий ход смены событий накладываются циклические

процессы, как внешние (суточные, годовые и другие ритмы), так и внутренние (ритмы кровообращения и другие биоритмы), в которых просвечивается возможность формирования представлений по метрике времени.

Индивидуальное время домашней (семейной) жизни определяется внутрисемейными обязанностями и событиями, изменениями отношений между членами семьи, семейными праздниками, болезнями близких и т. д. Это время в основном тесно связано с комнатой или квартирой, хотя объемность его может значительно возрастать. Время производственной (служебной) жизни определяется событиями на производстве, его совершенствованием, получением производственных, научных, педагогических и т. д. результатов, отношениями между сотрудниками, начальниками, подчиненными, коллективом. Объемность времени при переходе от времени семейных событий к времени производственных событий, как правило, существенно возрастает, так как включает в себя обширные пространства завода, совхоза, института и т. д. В городской жизни в индивидуальное время в качестве элементов его специализированных систем наряду с «жилищем» и «местом работы» входят и другие атрибуты города: транспорт, магазины, знакомые домами семьи, смежные или родственные учреждения (производства), улицы и парки, театры и выставки. Объемность индивидуального времени, связанного с городом, сравнительно велика. Наконец, средства массовой информации позволяют человеку жить не только дома, на работе или в городе, но и в стране, в мире. Если у человека существует интерес, точнее — глубокий интерес, позволяющий ему «сопереживать», а иногда и участвовать в социальных событиях в стране и в мире, то пространства страны и планеты также охватываются его индивидуальным временем. Возникают представления о вмещающих друг друга «сферах» объемности индивидуального времени, его иерархичности и проблема «широты кругозора» человека.

Необходимым элементом индивидуального времени является сон. В течение сна человек отключается от событий и его индивидуальное время как бы исчезает: проснувшись после случайного дневного сна, человек часто не может отличить утро от вечера. На часах — 8, и возникает ощущение, что проспал и опаздываешь на работу, но в окнах светло — значит, это начало вечера, так как в 8 утра еще темно (пример, конечно, относится к соответствующему сезону). Так человек не сразу, а поэтапно адаптируется к более общему времени, вписывает в него свое индивидуальное время, наблюдая и анализируя последовательность событий. При этом общее время служит для него

системой отсчета. На интервале сна индивидуальное время исчезло. Но человек перестал чувствовать себя усталым, вялым и слабым, в нем возобновились запасы энергии. Получается, что индивидуальное время перешло в энергию. А не проявился ли здесь более общий закон природы? Конечно, крупные природные объекты, как Земля, Солнечная система, звезды и галактика, не спят, однако почему бы не допустить, что в огромных межзвездных областях Вселенной, в которых практически не происходит событий, время исчезает (данная область Вселенной «спит»), а «реликтовое», или «фоновое», излучение отражает процесс накопления энергии, которая «разбудит» эту область и в ней возникнут движущиеся сгустки энергии, а затем и скопления вещества, то есть динамичная структура.

Групповое время

Групповое время определяется меньшим набором событий и меньшей динамичностью, чем индивидуальное время. Кроме того, в групповом настоящем времени возрастает степень его объективности и снижается роль субъективного фактора в его восприятии. Какими, например, событиями определяется групповое время семьи? Прежде всего, событиями каждодневными и обычными (повторяющимися), такими, как совместные завтраки, обеды и ужины, уход и приход с работы членов семьи. Здесь можно усмотреть не только события, определяющие индивидуальное время приходящих или уходящих, но и события, определяющие групповое время, так как подобные факты ощущаются всей семьей. Сюда же относятся совместные выезды на отдых, работы на огородных участках, посещения театра, кино и даже совместный просмотр телевизионных программ. Однако групповое время семьи определяется не только повторяющимися событиями, но и крупными единичными событиями, к которым можно отнести рождение ребенка, свадьбы и разводы, болезни, смерть члена семьи, переезд на новое место жительства и т. п. Место остается также для эмоциональных факторов — общая радость или горе, счастливые или неприятные отношения между членами семьи и т. д. Круг событий группового времени (в данном случае семейного) значительно уже круга событий, определяющих индивидуальные времена ее членов. Однако все события, определяющие групповое время, входят в круг событий индивидуальных времен каждого из членов данной семьи. Групповое время семьи, как и индивидуальное, сопряжено с определенным динамичным пространством. Так, один или несколько членов семьи могут находиться в других местах. Почта и телефон позволяют поддерживать связь, и события, определяющие группо-

вое семейное время, могут распространяться на большие пространства, различные по размерам и форме.

В более высоком ранге группового времени (например, времени населения города) совокупность событий, его определяющих, еще более узка. Здесь можно назвать часы пик загрузки общественного транспорта, смену погодных условий, стихийные катаклизмы, крупные перемены в продовольственном снабжении, эпидемии, праздники и т. д. Отметим, что все типы событий входят в совокупности, определяющие индивидуальное или групповое время низшего ранга. К объективным факторам, которые могут внести лепту в формирование времени этого ранга, входят массовые психологические сдвиги, вызванные неожиданными общегородскими или внешними событиями, а иногда ложными слухами.

В еще более высоком ранге группового настоящего времени (государство, нации) оно определяется такими событиями, как изменения в урожайности, пандемии, войны или международные конфликты, принятие новых общегосударственных законов, перестройки общества.

Высший ранг группового времени пространственно охватывает всю поверхность планеты в целом. Такое время можно назвать глобальным временем. Оно определяется такими событиями, как создание или ликвидация ядерных вооружений, напряженность или разрядка на уровне крупнейших мировых держав, появление СПИДа, глобальные ухудшения или улучшения окружающей среды, сохранность озонового слоя, магнитные бури и т. д. В высшем ранге группового времени в значительной степени исключается субъективный фактор. Пространство группового времени высшего ранга обладает более или менее определенными границами и малой динамичностью.

Иерархия настоящего времени

Иерархия времени может быть построена по разнообразным признакам и принципам, позволяющим выделять ранги и устанавливать их соподчиненность. Думается, что установление иерархии времени — необходимое условие для построения его метрики.

Уже на примере индивидуального времени было видно, что по захватываемым им объемам пространства намечается некоторая «объемная» иерархия. Например, время человека, живущего в одной деревне и никуда отсюда не выезжавшего дальше соседних сел (а так случилось часто в XIX веке и ранее), относится к одному из низших рангов индивидуальной иерархии. Время людей, участвовавших в походах, а особенно время Афанасия Никитина, Христофора Колумба или Магеллана, принадлежало к более высоким рангам. Ранг объем-

ной иерархии индивидуального времени может быть значительно повышен за счет больших объемов перерабатываемой человеком информации (чтение книг, изучение различных отраслей знаний и исследования по ним, общение с людьми, много знающими и много выдающимися); здесь охват человеком огромных пространств компенсируется «широтой кругозора». Объемность и широта кругозора не противоречат друг другу, а взаимно друг друга дополняют. Таким образом, в рамках индивидуального времени могут быть мыслимы иерархии, ранги и специализации которых зависят от образа жизни, объемных ограничений среды, интеллектуальной активности и других факторов. Объемная и (смысловая) иерархия индивидуального времени, поскольку она основана на непосредственных восприятиях времени конкретным человеком, может быть названа эгоцентрической.

С социальным и техническим прогрессом высшие ранги иерархии будут возрастать быстрее, чем нижние и, вероятно, в значительной степени за их счет. Общий объем пространства, охватываемый системой такой иерархии, будет интенсивно возрастать за счет углубления знаний и экстенсивно — за счет вовлечения новых объемов (например, космос и глубинные недра Земли).

Введем понятие о групповой иерархии, непосредственно вытекающее из представлений о групповом времени. В основу суждений о групповой иерархии положено представление об индивидуальном времени как низшем ранге этой иерархии. При характеристике индивидуального времени было показано, что связь времени с непосредственными восприятиями человека лежит в основе развития понятия о времени, которое формируется и развивается из субъективного его восприятия на объективной основе. По мере охвата большего количества людей и соответственного возрастания объема пространства, т. е. по мере перехода от низших рангов к высшим, во-первых, уменьшается количество признаков и специализаций, на основании которых выделяется данный ранг времени; во-вторых, уменьшается количество событий, определяющих время; в-третьих, возрастает «объемность» времени, т. е. размеры пространства, вовлекаемого в круг времени данного ранга; в-четвертых, увеличивается количество «сопереживающих» людей; в-пятых, возрастает относительная роль объективной компоненты времени. Групповая иерархия охватывает диапазон от индивидуального до глобального ранга.

Иерархия, естественно, может быть построена по-разному, что зависит от характеристик выделяемых рангов (например, по численности людей в охватываемой данным рангом со-

циальной системе), а также от дробности выделения рангов.

Иерархия, непосредственно вытекающая из приведенной характеристики группового времени, выглядит так: индивидум — семья — город — провинция — государство — группа государств — глобальная общность людей. Могут быть построены иные иерархии группового времени на основе индивидуального времени, во многом определяемого непосредственным восприятием его человеком. Групповые иерархии могут быть названы гомоцентрическими или нооцентрическими, поскольку они основаны на восприятии времени людьми или их коллективным разумом.

Другой тип иерархий определяется как физически-системные иерархии, в которых элиминируется непосредственное восприятие времени человеком, а человек рассматривается как бы со стороны, как некоторая объективно выделяемая физическая система, а время его — как низший ранг этой иерархии. Именно на базе физически-системных иерархий строятся системы отсчета времени и закладываются основы его метрики.

Низший ранг как элемент должен входить в высшие ранги как в системы элементов, имеющие свои законы существования и развития, влияющие на жизнь элементов. Так, например, высшим по отношению к человеку рангом можно считать вмещающую его систему — биосферу. События, определяющие настоящее время биосферы, влияют на индивидуальное время (время элемента системы). К таким событиям относятся изменения состояния биосферных полей, события в магнитосфере, через которые в основном передается влияние космических событий (например, активность Солнца) на биосферу и через нее, а также непосредственно на все ее элементы. Таким образом, соотношения между событиями (временем) системы и ее элементов, т. е. высших и низших рангов физически-системных иерархий, хотя бы частично или в некоторых случаях определяются причинно-следственными связями.

Высшим рангом по отношению к биосфере можно считать нашу планету. Жизнь Земли обладает весьма большой длительностью, в связи с чем события, определяющие ее время, с позиций масштаба нашего настоящего времени происходят весьма редко. Эти события не укладываются в рамки настоящего времени, как бы широко оно нами ни выделялось. Они реконструируются в основном лишь в прошедшем времени. Однако локальные события формируют время планеты в малозначительных (учитывая размеры и длительность существования Земли) деталях. К таким событиям относятся главным образом извержения вулканов и землетрясения, отражающиеся на биосфере

ном времени лишь локально и незначительно. Обороты Земли вокруг своей оси и вокруг Солнца не могут рассматриваться как события, определяющие земное время, но они являются лишь ритмами, формирующими структуру этого времени.

В отличие от индивидуальных и групповых иерархий, которые только лишь организуют опыт человека в восприятии времени, физически-системные иерархии устанавливаются на основании выводимых человеком законов и рассматриваются как объективные, т. е. представляющие основу для суждения о времени и построений, связанных с ним, а также для создания его метрики. Само собой разумеется, что законы, рассматриваемые нами сейчас как совершенно основательные, могут подвергнуться изменениям при появлении и использовании новых кардинальных фактов.

К более высоким рангам рассматриваемой иерархии следует отнести Солнечную систему. Иерархия в целом выглядит так: человек — биосфера — Земля — Солнечная система, хотя в принципе возможно иное ранжирование. Иерархия может быть расширена за счет более высоких рангов, связанных с галактикой и более крупными образованиями Вселенной. Ритмичная структура явственно проявляется в первом (человек) и третьем (Земля) рангах; вероятно, она свойственна и другим рангам. Количество ритмов на протяжении жизни человека и существования Земли (если принять «канонический» ее возраст) соразмерно. Так, человек переживает 2—3 миллиарда сердечных сокращений, а Земля пережила 4—5 миллиардов обращений вокруг Солнца. Количество обращений Земли вокруг своей оси значительно больше и достигает 1600 миллиардов.

Метрика времени

Только сформулировав некоторые представления о времени как таковом, можно ставить вопрос о его измерении (его метрике). Действительно, надо знать, что измеряешь. В однородном времени (скажем, времени индивидуума) без иерархической или иной структуры время нельзя измерять, так как для его измерения требуется система отсчета, которая может лежать лишь во времени иного (обычно высшего) ранга. Если индивидум не связан с временем иных рангов, то время его измерять невозможно без ориентации на внутренние ритмические процессы, которые, как мы отмечали, характеризуют не само время, а его структурные особенности. Например, если человек находится в абсолютно темном звукопроницаемом помещении и лишен всяких со-общений с внешним миром, то он теряет счет времени. Если бы человек находился в такой ситуации с самого начала своей сознательной

жизни, то времени для него не существовало бы вообще. Если же он попадает в такую ситуацию в сознательном возрасте, то он может экстраполировать счет времени, воспринимавшегося им ранее при общении с системами отсчета, по некоторым аналогиям (например, время сна и бодрствования, периодические процессы в организме и т. д.). Однако эффективность такой экстраполяции быстро уменьшается и сходит на нет. В данном случае только память связывает человека с системами отсчета. С позиций методологии построения времени человек в данном случае живет в будущем времени.

Только настоящее время может быть непосредственно измерено.

Метрика времени, весьма примитивная в античности, развивается и уточняется с изменениями социальной структуры и техническим прогрессом в связи с повышением «ценности» времени. В средневековой Западной Европе XI—XIII вв. [19] отсчет времени сперва был связан только с природными явлениями, включая изменения соотношений между Землей, Луной и Солнцем. Время дня разделялось на периоды утра, дня, вечера, ночи нечеткими границами с изменениями в зависимости от времени года.

У В. Б. Иорданского [9] находим важные данные о развитии представлений о времени у африканских народов. Им, в частности, подчеркивается, что пространственно-временные конструкции в самобытной культуре различных этнических групп являются независимыми и «отмежеванными» от других культурных миров. В основе счета времени лежит аграрный год, его климатические сезоны, определяющие ход трудового процесса. У нигерских асоков смена года приурочивается к разливу р. Нигер, заирские комо начало года определяют по звездам. Для них появление на горизонте у созвездия Орион пяти звезд «мокуфе» означает время вырубания леса под новые поля, что надо завершить до сезона ливневых дождей, наступающего с большей точностью, чем выпадение снега на севере. У ганских канти — земледельцев и рыбаков — рабочий цикл связывается с движением десяти созвездий, а рабочее время — со специальными рабочими условиями. Так, кенийские луо при определении длительности месяца учитывают только сутки, когда видна луна. Поэтому в разные годы у них бывает разное количество дней. Комо вели счет недель и месяцев, у бокогго была четырехдневная неделя, а у конкомба и дакомба — шестидневная, отсчитывающаяся по рыночным дням («рыночное время»). Деление времени суток также весьма размытое (время доения, отдых скота, заготовка воды для водооя и т. д.). Таким образом, в приведенных примерах имеют

место «слабосвязанные между собой временные потоки» [8].

При принятом циклическом отсчете лет (например, циклическое повторение имен царей) время как бы не двигалось. Однако с развитием государств, связей между ними, установлением общих событий, не ограниченных этническими группами, возникло восприятие необратимости времени. Вместе с этим усиливалось восприятие времени не по событиям, а как абстракции, независимой от них. Прежде принятые удлинения или укорачивания года в зависимости от времени и обилия дождей становились невозможными.

Человек средневековья, по выражению французского историка Марка Блока (1886—1944), был индифферентен ко времени. Время не ценилось — его не берегли и не считали. Счет и бережное отношение ко времени связаны с развитием промышленного производства. Чем больше производилось товаров, тем больше становились доходы. Время становилось дорогим, и его надо было точно учитывать. Иное дело — в сельском натуральном хозяйстве, где труд регламентировался сезонами и погодой. Нужно было хорошо работать и быстро приспосабливаться к природной ситуации. Переход к более точному отсчету времени связывался, таким образом, с периодом перехода от феодальной к капиталистической формации. В дореволюционной России первых двух десятилетий нашего века доминировало сельскохозяйственное производство и еще не отмерли «хвосты» феодального уклада. Тогда еще выражение «время — деньги» воспринималось как причуда американского дельца.

В средневековой Европе начало «организации» времени принадлежало церкви. Время фиксировалось колокольным звоном, отмечавшим определенные этапы богослужения. Отсчет начинался с заутрени, затем отбивали третий (утро), шестой (полдень), девятый «часы» и, наконец, час суточного богослужения. Таким образом, тот кому раньше был достаточен суточный отсчет естественного времени (утро, вечер, работа от зари до зари), теперь мог пользоваться официальным церковным «объективным» временем. Время уже не принадлежало индивидууму, оно диктовалось церковью (здесь прямая связь с формированием группового времени). Думается, что при обязательном посещении церковных служб оно скорее деформировало, чем организовывало процесс сельскохозяйственного производства. Церковные перезвоны отнюдь не отмечали равных по длительности интервалов времени. Однако с изобретением механических часов стало возможным отмечать равные промежутки времени и упорядочить сроки проведения церковных служб.

В XIV в. начинают применять механические часы на городских башнях, на которых отбивалось время коммерческих сделок, начала и конца работы ремесленников. Таким образом, механические часы продолжают считать феодальное время (события — церковные службы) — и начинают считать «капиталистическое» время (события, связанные с торговой и промышленной жизнью). Тогда же началась торговля временем через кредиты, а это требует точного его учета. Счет времени уточняется, и в XV в. в системе метрики времени появляется минута.

Деление года на 12 месяцев еще с античного времени сопровождается характеристиками каждого месяца по сезонным особенностям деятельности человека и состояния природной среды. Ранее месяцы обозначались символическими образами, характеризующими соответствующие деятельность и состояния окружающей среды. Сейчас названия месяцев, отражающие природно-погодные условия, лучше всего сохранились на Украине (февраль — лютый, апрель — квітень, ноябрь — листопад и т. д.). В русском и западно-европейских языках сезонная символика не отражена вовсе.

При измерении времени существует практика одновременного использования двух или нескольких систем отсчета, относящихся к различным рангам системной иерархии. Это называется в церковных праздниках — в незакрепленном в солнечном календаре месте дня Пасхи. Пасха, как и другие «передвижные» праздники, церковью определяется по лунному, в то время как «впереходящие» праздники (например, Рождество) — по солнечному календарю. Церковную практику, по-видимому, вполне устраивает использование двух систем отсчета времени. Существование нескольких систем отсчета времени мы обнаруживаем и в геологическом времени (единая, региональная и местная хроностратиграфические шкалы).

Заметим, что существует понятие о биологическом времени (внутренних биологических часах), часто связанном с внешними системами отсчета. Эти часы «заведены» воздействием суточного цикла на организм. Будучи «заведены» в юном возрасте в период развития и укрепления организма, они затем функционируют на протяжении длительного времени (иногда всей жизни) вне зависимости от перемены внешних условий. Не исключено, однако, что «завод» часов может быть связан не только с фиксированием природных циклов в развивающемся организме, но и с генетической или личной памятью. Интересны данные о том, что при длительном нахождении экспериментаторов в глубоких пеще-

рах они переходили с 24-часового на 48-часовой ритм жизни.

Вместе с тем человек может просыпаться в заранее заданное (привычное) время. Это своего рода биологические часы, однако действие их прекращается вскоре после потери счета времени. Таким свойством человек отличается, например, от краба, окраска которого меняется на протяжении длительного времени в полной изоляции от внешней системы отсчета. Это связано, по-видимому, с тем, что разум человека, призванный бороться (или приспосабливаться) с сильными инстинктами, определяющими всю систему его жизни, подавляет незначительные (во всяком случае, не решающие) слабые инстинктивные проявления, к которым относятся и чувство времени, изолированное от систем отсчета. Известно, например, что мозговые повреждения (то есть повреждения субстанции основы разума) ведут к неясностям определения времени человеком. Это лишь раз подтверждает, что чувство времени у человека опосредовано через мозг (разум), а не фиксируется непосредственно некоторыми биологическими часами. Сердечные ритмы (1 Гц), альфа-ритмы мозга (10—12 Гц) не являются биологическими часами в собственном смысле слова, а представляют собой лишь структурные осложнения индивидуального времени или же связаны с естественной синхронизацией внутренних процессов в организме.

Говорят о более точном «чувстве времени» в гипнотическом транссе, нежели в нормальном состоянии человека, когда это чувство «запутывается» быстро сменяющимися внешними событиями. Думается, что никакого чувства времени вне последовательности внешних событий вообще существовать не может, так как само время определяется как последовательность событий.

Существенно соотношение понятий «время» и «память». Время в организме человека отражается в памяти. Следовательно, память так же «объемна», как и время. Границы настоящего времени весьма условны, индивидуальны, специализированы и динамичны; индивидуальное время, например, может охватывать значительные области пространства-времени, но может сжиматься в точку, например в процессе засыпания. Границы настоящего времени, таким образом, могут рассматриваться как субъективные, поскольку они определяются существованием, состоянием и целями субъекта; основа же настоящего времени всегда объективна. Мысленное субъективное восприятие области для определения настоящего времени осуществляется в пространстве-времени объективного мира. Память же обозначает пределы настоящего времени, которые могут

находиться «внутри» памяти и выходить вовне из захватываемой ею области. Личная память связана с физиологическими особенностями человеческого мозга, она всегда ограничена пределами сознательной жизни. Но каждый индивидуум может обладать своими неповторимыми чертами памяти, связанными с ситуациями, выборочностью, интенсивностью, направленностью и т. д. Память может отражать как истекшую часть настоящего времени (свою для каждого), так и прошедшее время (также свое для каждого). Личная память может быть очень субъективна, выборочна или утрачена, поэтому более надежной основой для фиксирования событий, определяющих время, служит фиксированная память (записи, дневники, книги, произведения искусства и т. д.).

Утрата фиксированной памяти (например, пожар в книжных хранилищах Академии наук СССР в 1988 году в Ленинграде или гибель Александрийской библиотеки) наносит огромный ущерб прогрессу человечества. Память отражает не только топологию и метрику времени, но и характеризует определяющие его события. Память (личная и фиксированная) может быть широкой и специализированной в самых различных аспектах времени.

Время и пространство

Явление объемности времени, немыслимость существования времени как такового и независимого от пространства делают невозможным представление времени в виде прямой или кривой линии, соответствующей координате в четырехмерном пространстве, хотя такое представление и удобно для ряда математических выкладок. Время и пространство абсолютно взаимопроникнуты, едины. Внутренняя суть пространства-времени прежде всего должна быть раскрыта с философских позиций, что еще не достигнуто, несмотря на обилие специальных солидных работ [4, 5, 13, 14, 17 и др.], на основе которых уже могут строиться математическая и физическая теории пространства-времени.

Думается, что время нельзя элиминировать, что время нельзя определять через пространство и наоборот, хотя связи между пространством и временем (природные, топологические и даже метрические) несомненны. Время и пространство, взятые раздельно, могут быть приняты лишь как удобные абстракции для исследования единого пространства-времени, которое нельзя свести ни к единой самостоятельной субстанции, ни к играющей большую роль при построениях в данном континууме совокупности вещей и событий.

Следует согласиться с Г. Рейхенбахом, что «четырехмерное многообразие не дает нам основания для отказа от наших интуитивных

представлений о пространстве и времени, которые для них заметно различаются. Скорее, наоборот, именно инстинктивные представления облегчают наше восприятие четырехмерного многообразия... априорные суждения гораздо в большей степени определяются нашим априорным опытом и практикой повседневной жизни, чем мы предполагаем» [14, с. 183].

Строго говоря, метрики пространства и времени сливаются друг с другом; пространство может измеряться миллионами световых лет, а время — перемещениями тел в пространстве (вращение Земли относительно собственной оси — сутки или по солнечной орбите — год). Измерение во времени и измерение в пространстве касаются лишь соответствующих абстракций, выделенных из единого более емкого понятия — «среды Вселенной» или «пространства—времени». Сами же эти понятия определяются существованием, соотношением и развитием вещей и событий.

Время асимметрично, так как все в природе находится в развитии и постоянно переходит в качественно новое состояние. Однако в циклическом процессе создается эффект симметричности времени, если допустить, что циклу отвечает только изменение положения, а не состояния. Проявление симметрии времени только локально в пределах цикла, а также при некоторой точности измерений параметров состояния. Однако понятие симметричного, точнее, «псевдосимметричного» времени не бессмысленно. Симметричное (циклическое) время служит эталоном для измерения времени как такового, причем приставка «псевдо» заключает в себе точность этого эталона. Понятие циклического времени в принципе сходно с представлением о вечном двигателе.

Вопрос непрерывности или дискретности времени издавна обсуждался философами. В проблемах геологических, на первый взгляд, они не играют заметной роли. Однако, если иметь в виду большую «объемность» и относительно редкую сеть возможных наблюдений, этот вопрос может обрести большое значение в понимании геологического времени. Исходя из принятой нами концепции времени как последовательности событий и имея в виду, что события во Вселенной связаны неизбежно и только с вещественными субстанциями, их движением, образованием и развитием скоплений и т. д., мы должны прийти к логическому умозаключению, что поскольку вещество (в том числе энергетические поля и лучи) дискретно, постольку и время дискретно. Действительно, из дискретно устроенных (атомарных) событий нельзя вывести непрерывного времени.

По диаметру электрона, протона и скорости света величина хронона (кванта времени) составляет 10^{-24} с. Однако, с учетом веществен-

ной (и динамической) неоднородности явлений, обозначаемых как «события», формирующие время, это утверждение очень близко к постулату Декарта об «атомарности» времени. Думается, что величины хрононов могут меняться в очень и очень широких диапазонах с учетом неоднородности событийных вещественных объектов.

Когда говорят о «длительности», то часто подразумевают непрерывность, но это неверно. Длительность не характеристика, а мера времени; ее можно вывести лишь из сопоставления по крайней мере двух линейных величин, характеризующих расстояние между тремя событиями. Тогда получается материал для сравнения и можно говорить, например, что длительность интервала между событиями A и B больше или меньше интервала между событиями A и C .

При установлении эталона длительности ее можно измерять и строить метрику времени. Можно, следуя А. Н. Уайтбергеру, говорить, что длительность обладает «временной толщиной», сохраняя... внутри себя «течение природы», выражаемое дискретным временем.

Некоторые народы Африки так прочно связывали время и пространство, что обозначали его одним словом; пространственные и временные связи были как бы переплетены. Абстрактные понятия пространства и времени еще не вошли в практику. Однако они возникли и развились, так как были нужны для измерения расстояния и длительности. В связи с развитием пространственно-временных представлений у народов Африки очень емким представляется высказывание В. Б. Иорданского: «Время в архаичном познании едва начинало отделяться от событий, так же как абстрактное пространство — от расположенной в нем предметной вечности природы и социального микрокосма. Характерно, что мифическое событие, которое повторялось во временных циклах, могло также повторяться и даже развиваться во вне-временной пространственной протяженности. Между глубиной времени и далью пространства различие еще не было проведено с той категоричностью, которая типична для современных представлений» [9, с. 97]. Для измерений в пространстве использовались временные единицы — дни пути, солнечные и лунные циклы, с которыми также была связана ориентировка в пространстве.

Не решается однозначно и вопрос о «знаке» (плюс—минус) в системе время — событие. С одной стороны, время выясняется, фиксируется и измеряется по событиям, и в этом смысле время является функцией события. С другой стороны, события возникают благодаря энергетическому потенциалу времени, и в этом смысле события являются функциями вре-

мени. Если пространство можно считать формой существования материи — вещества, то время является формой существования материи — энергии. Эти гипотетические и логически несколько неясные и не доведенные до конца построения позволяют наметить различия между временем и пространством, не только вытекающие из человеческих восприятий и контролируемые ими.

Время и энергия

На примере человеческого сна, трактовавшегося как исчезновение (утрата) времени и возобновление запасов энергии, была высказана мысль о возможном преобразовании времени в энергию. Другими словами, время можно рассматривать как источник энергии.

Идея эта просматривается во многих высказываниях физиков и космологов. Так, Дж. Нарликар пишет, что «все единицы измерения можно выразить через три основные: единицы длины, массы и времени. Более того, два фундаментальных открытия, совершенные в этом столетии, позволили уменьшить число основных единиц с 3 до 1. В частной теории относительности было установлено, что существует фундаментальная предельная скорость c , которая равна скорости света в вакууме. В квантовой теории возникло понятие о другой фундаментальной постоянной \hbar — кванте действия. Если выбрать систему единиц, в которой $c = 1$ и $\hbar = 1$, то все три основные единицы измерения — длины, массы и времени — можно выразить через любую одну из них [13, с. 80]. Взаимозависимость времени и энергии отражена формулой Эйнштейна $E = mc^2$, отражающей обратную пропорциональность во взаимоотношениях времени и энергии, что отвечает нашим представлениям.

Возможно, что связь времени и энергии еще более глубока и универсальна. Так, начало «течения времени» и естественное начало его отсчета, а также начало отсчета потенциальной энергии (естественной нулевой точки) и начало преобразования потенциальной энергии в кинетическую можно увязать для рассмотренных случаев с моментами исчезновения и возобновления времени. Отсюда следует, что естественная начальная точка отсчета времени, а также нулевые точки измерения потенциальной энергии настолько лабильны и локальны, что, возможно, следует отдать предпочтение произвольному выбору этих точек в конкретных исследованиях. Во всяком случае, начальную точку отсчета времени нельзя связывать с эпохой (или моментом) зарождения Вселенной, будь то в соответствии с концепцией расширяющейся Вселенной или Ветхим Заветом.

Часто ставится вопрос: Отсчитывать ли время с момента формирования Вселенной, или его отсчет надо вести с самого начала распада некоторой первичной частицы в изотропной среде. Высказывается мысль, что как сотворение Вселенной, так и появление и начало распада первой частицы — события одинаково маловероятные. «Например,— пишет Дж. Уитроу [17],— мы можем изобразить первое мгновение времени, происшедшее в идеально однородной и (первоначально) статической Вселенной, образуемой идентичными частицами в состоянии равновесия, когда одна из них самопроизвольно распадается. Такое первое мгновение не обязательно должно быть моментом сотворения мира. Оно было бы началом времени в том смысле, что представляло бы первое событие, которое произошло бы во Вселенной [17, с. 40]. К этому надо прибавить, что Вселенная однородна и мобильна, и поэтому в ней возможны такие вневременные (или безвременные) области, в которых время может возникать (начать представляться событиями) в любой их точке.

Укажем, что во Вселенной (ее пространственно-временном континууме) бессобытийные области, лишенные свойств пространства и времени, имеют тем не менее границы (протяженность, длительность и форму), которые могут определяться по внешним по отношению к этим областям системам отсчета. Таким образом, снимаются противоречия с парадоксальных понятий «бессобытийность» и «отсутствие пространства и времени».

Допущение о существовании вневременных областей во Вселенной снимает вопрос о начале времени и о том, имеет ли Вселенная начало. Вопрос этот растворяется в неоднородности и динамике Вселенной, так как «естественное начало времени» могло иметь место в любых областях и на любых этапах развития Вселенной. Лев Кофман и Сергей Шендариш в 1988 г. высказали интересные соображения о крупномасштабной структуре Вселенной, которую они связывают с группами и сверхгруппами галактик. Понимание происхождения и эволюции этих крупных структурных элементов Вселенной ими считается, и, видимо, совершенно справедливо, центральной проблемой космологии. С точки зрения этих ученых, речь идет о первичных неоднородностях Вселенной, что важно для понимания природы скрытой массы и физических процессов на ранних стадиях развития Вселенной. Это связывается с гравитационной нестабильностью и формированием скоплений вещества вне зависимости от хаббловского расширения. Более вероятно, что первичная неоднородность определяется геометрической структурой начального случайного поля плоскостных гравитационных флук-

туаций. Здесь отмечаются важные факторы, обуславливающие неоднородность и крупномасштабную структуру Вселенной — это и гравитационные флуктуации, и аномалии в распределении темного вещества, и флуктуации фоновых излучений. Однако в подтексте этих высказываний опять же просматривается идея сотворения мира («начальное случайное поле», «первичные неоднородности»). Это ведет к представлениям о границах пространства-времени и некоторых изначальных предпосылках, подобных развитым как в гипотезе расширяющейся Вселенной, так и в Ветхом Завете. Нам же думается, что идея индивидуального времени, его исчезновения во время сна, необходимого для накопления энергии, может быть распространена на макрокосм и ведет к предположению о постоянном рождении и исчезновении пространства и времени в крупных, возможно, внегалактических областях Вселенной. При таком понимании Вселенная представляет вечную и бесконечную постоянно и повсеместно возрождающуюся систему. Нам нечего говорить о начале существования Вселенной, пока хотя бы не намечено экспериментальное исследование ее пространственных и временных границ.

Возможность существования во Вселенной «бессобытийных» областей позволяет предположить полное отсутствие в них структурной организации (пространства) и длительности (времени). С бессобытийными областями могут быть связаны некоторые проблемы строения Вселенной. Не исключено, например, что «черные дыры» могут быть не только сверхгравитационными областями, но также плохо пронизываемыми глубоко «спящими» участками Вселенной, которые по мере накопления в них энергии могут перейти в иное нормальное состояние, наполненное событиями, дающими о себе знать посредством излучений. Такие возможные аномалии могут создавать необходимость внесения соответствующих корректив в астрономические наблюдения, связанные с определением расстояний и состояния астрофизических объектов.

Иными словами, для Вселенной не обязательны ни «дни творения», ни большой взрыв. Вселенная может быть вечной и постоянно возникать (появление событий) и отмирать (исчезновение событий) в различных ее областях. При этом в «спящих» участках Вселенной генерируется энергия, преобразующаяся постепенно в вещественные скопления.

Неоднородность строения Вселенной подчеркивается астрономами [20]. Вселенная далеко не однородна, она обладает некоторой структурой, которая проявляется в значительных плотностных флуктуациях и влиянии гравитационной нестабильности на формирование крупно-

масштабных объектов Вселенной, в вариациях скоростей крупномасштабных движений и энергии фонового излучения, несостоятельно именуемого приверженцами гипотезы Большого взрыва и расширяющейся Вселенной реликтовым излучением. К таким выводам приводит прогресс точности астрономических наблюдений, которые позволяют поставить вопрос о крупномасштабной структуре Вселенной в различных вариантах.

Основным критерием установления флуктуаций и различных состояний областей Вселенной является преобладание скоростей движения вещества над средними скоростями.

Все эти, пока еще далеко не полные, данные в соответствии с высказанными ранее соображениями позволяют поставить вопрос о возможной роли времени в смене событий и развитии Вселенной. Не покажет ли внимательное и точное изучение эволюции «бессобытийных» и «малособытийных» пространств, в частности, динамики их фонового излучения, нарастания в них со временем энергии и появления и развития в связи с этим скоплений вещества. Здесь картина может оказаться очень сложной, учитывая динамику энергетической (фоновое излучение и вещество) структуры Вселенной в отношении пространства-времени, а также смену процессов возрастания и угасания энергии фоновых излучений. Вероятным представляется такое решение, что время, преобразуясь в энергию, является главным двигателем Вселенной и ее крупномасштабных элементов и что бытующее отношение ко времени, как «субъективному», «неуловимому» и даже как к «форме существования материи» (слишком общее и неконструктивное определение), является далеко не полным. Короче говоря, можно допустить, что не события фиксируют ход времени, не скорости и виды эволюции отсчитываются по некоторой шкале времени, а что время создает события и определяет эволюцию. «Время — сила в своих развитиях, пространство в ее сочетаниях», как писал В. И. Даль, цитируя А. С. Хомякова в своем знаменитом Толковом словаре [7].

Организация времени

В разделе, посвященном метрике времени, была отмечена организующая роль колокольного звона и башенных часов в средневековой Европе. Заметим к этому, что метрика времени с использованием даже самых точных часов является важным инструментом организации времени, но только лишь инструментом. Организацию времени можно определить как систему продуманных мер, направленных на рациональное использование времени, а следовательно

по, и энергии человеком. Естественно, что организация времени может осуществляться только в пределах групповой иерархии, так как там организация может осуществляться человеком или группой людей в их интересах. В то же время мы не можем заниматься организацией времени, входящего в физически-системные иерархии, так как метрика такого времени, выделение рангов и т. д. связаны с системами отсчета, определяемыми космическими событиями и ритмами космического, лунного, солнечного, всемирного времени, воздействие на которое и организация которого лежит вне человеческих возможностей. Это соображение, по-видимому, можно распространить и на явления микромира (ритмы электрона ядерного распада и т. п.). Организуя же индивидуальное и групповое время, человек стремится к максимальному использованию его энергетического потенциала.

Хорошая организация индивидуального времени позволяет человеку достигать наибольших результатов при наименьшей затрате энергии. Представляется весьма важным в такой организации достигать ритмичности, максимального снижения «потерь» времени, постоянного самообучения, самовоспитания и повышения квалификации опять же с целью достижения наибольших результатов за меньшее время. С этой же целью необходимо сложение усилий с другими людьми в семье, учреждении, городе, регионе, стране и мире. Любые обсуждения и дискуссии должны быть направлены к нахождению путей для более эффективного использования времени; при этом надо иметь в виду, что любые конфронтации, конфликты и даже антипатии (не кардинальными, но эффективными средствами против которых являются воспитанность и вежливость) ведут не только к недостаточному использованию времени, но и к полной потере его как генератора энергии. Понятие организации и рационального использования времени может быть без труда переведено на язык любых сфер народного хозяйства и культуры.

Ритмичность является одним из обязательных элементов форм организации времени. В индивидуальном времени — это регламентация сна, приема пищи, работы, отдыха и т. п. Элементарным ритмом индивидуального времени являются сутки. Если суточное время хорошо организовано, то имеет смысл придерживаться такой организации; возникает устойчивая ритмичная структура индивидуального времени. Имея в качестве исходного элемента хорошо организованные сутки, легче рационально организовать время многосуточных периодов. Однако в соблюдении ритмов жесткость не должна являться самоцелью. Ритмы должны быть «гибкими» и «пластичными» и «приспосабливаться»

к внешним нерегулярным событиям. Однако нерегулярная компонента ритмов разумом и волей человека должна удерживаться в определенных рамках с тем, чтобы процесс наиболее эффективного использования времени нарушался бы в наименьшей степени.

Ритм группового семейного времени заключается в ритмичности выполнения обязанностей членами семьи в свободное от работы и сна время. Разумеется, семейные ритмы не могут быть жесткими и должны сочетаться со свободой членов семьи в организации их досуга. Соблюдение любого ритма группового времени, в том числе семейного, требует «централизации», т. е. ответственности главы семьи. Таким образом, уже на семейном уровне заложены элементы дисциплины, приобретающей все более и более емкое значение при переходе к более высоким рангам группового времени. Личный пример главы семьи и ритм семейного времени служат основой и первичным элементом общественной морали.

Перенося эту схему на более высокие ранги группового времени, мы переходим от в известной мере «биологического» семейного времени ко времени социальной природы и масштаба. Роль «главы семьи» здесь играют дирекции, «отцы города», областное или республиканское руководство. Это уже не отдельные личности, а руководящие коллективы, которые должны быть сплочены, организованы и дисциплинированы. Так же как «глава семьи», они обязаны (в значительно большей степени, чем собственно глава семьи) быть воспитанными, образованными и вежливыми. При иерархичности управления все эти качества должны передаваться более низшим звеньям и, таким образом, входить в плоть общества. Этих качеств требует задача организации времени в соответствующем ранге групповой иерархии. «Отцы города» ставят обычно в качестве основных своих задач благоустройство города, улучшение условий жизни людей и организации их безопасности при помощи правоохранительных средств. Однако думается, что основной их стратегической задачей должна быть организация времени. Важнейшей предпосылкой успешного осуществления этой задачи является качество «верхушки» в том смысле, как об этом уже говорилось. Организация времени населения ведет не только к экономии энергии людей, но, опосредованно, и к экономии энергии, поступающей из любых других источников. Думается, что организация времени населения является самым верным путем и к благоустройству, и к улучшению условий проживания людей, и к их безопасности.

С организацией времени теснейшим образом связаны производительность труда, эффективность учебного и научного процесса, порядок

и ритмичность в народном хозяйстве. Организация времени в идеале должна пронизывать всю жизнь учреждений, городов, регионов, не оставляя тихих заводей, в которых останавливалось бы время и которые могли бы служить источниками для социальных эпидемий — лени, тунеядства и преступности. Понятие организации времени включает наиболее полное использование его резервов. В жизни города это, в частности, полная и безоговорочная ликвидация таких гигантских хронофагов, как очереди. Очереди — это продукт позорной неорганизованности времени, так как даже при больших недостатках в продовольственных и бытовых товарах широкого потребления всегда можно изыскать формы их распределения (талоны, распределение по предварительным записям, распределение в специфических группах населения — диабетики, инвалиды, дети, кормящие матери и т. д.), полностью исключающие очереди. Затем огромное количество собственнo энергии и времени теряют люди на городском транспорте, штурмуют его при посадке, стоят внутри вагонов в полураздавленном состоянии; выход — превращение городского общественного транспорта в зону отдыха и комфорта. Важно и, пожалуй, необходимо усиление автобусного и других парков, обеспечение каждому отдельного сидячего места (как в некоторых европейских городах), достаточного освещения и комфортабельности для чтения, занятий и отдыха. Далее, думается, что необходимо придать определенной пластичности и гибкости жилищной проблеме, продумав такую систему организации пользования жильем, при которой люди могли бы жить вблизи от места работы и не были бы подобны клещам, присосавшимся к своим квартирам и вынужденным тратить на перемещения к месту работы и обратно час, два, а то и три часа. Такое раскрепощение людей от очередей и транспортных перегрузок высвобождает столь значительные резервы энергии, что их хватит с лихвой и на благоустройство города, и на обеспечение безопасности граждан.

Огромный резерв времени связан с местами заключения. Многие пишут о наведении там бытового комфорта, систем воспитания и образования и даже досуга и развлечений. Дело доходит до того, что некоторые преступники даже хотят оставаться в местах заключения, считая их более комфортабельными, чем жизнь на свободе. А сроки заключения простираются на пять, десять и даже пятнадцать лет. Огромные никчемные затраты времени. Может быть, лучше было бы сроки наказания сократить до 3—6 месяцев, но установить такой жесткий режим, чтобы освободившиеся с ужасом вспоминали о своем заключении и смертельно боялись бы таких рецидивов, которые снова могли

бы привести их обратно к месту заключения. Тогда наказание исправляло бы людей и открывало перед ними возможность использования многолетнего времени для своей жизни на благо себя и страны. Огромные резервы времени высвободились бы от решительного сокращения контингента охраны и ликвидации большого количества лагерей.

Особо стоит вопрос об организации времени на высших рангах групповой иерархии, в сфере международных отношений. Там основными элементами организации времени должны быть полное изживание конфронтаций и конфликтов, создание международных общественных органов по регулированию производства и потребления, по развитию научного и культурного обмена. Этими путями можно достичь мирового выравнивания уровня жизни, научного и культурного потенциала, что будет готовить почву к бесконфликтному мировому сотрудничеству и успехам в организации времени в его глобальном ранге.

Настоящее геологическое время

Настоящее геологическое время — это время, определяемое современными геологическими процессами, которые доступны для непосредственного наблюдения и измерения или запечатлены в личной или фиксированной памяти. Последнее требование необходимо, так как настоящее геологическое время может выходить за рамки жизни одного человека, а составляющая его совокупность событий может наблюдаться несколькими поколениями людей.

Земля в целом очень слабо изменилась за время существования людей, способных фиксировать память. Поэтому суждения об общем настоящем геологическом времени не могут быть надежно аргументированы. Поверхность Земли находится в постоянном движении; отдельные ее точки постепенно смещаются в вертикальных и в горизонтальных направлениях. Такие движения устанавливаются повторными нивелированиями и триангуляциями, а в последние десятилетия — лазерными дальномерами. Движения эти измеряются обычно миллиметрами (или долями миллиметров), значительно реже — сантиметрами в год. Сеть таких измерений редка, обычно очень нерегулярна, точность измерений часто бывает низка, а методика измерений — различна. Поэтому совершенно еще недостаточен набор установленных событий, которые могли бы определять понятие настоящего времени Земли в целом. Однако земная поверхность, на которой в основном сосредоточивается жизнь и деятельность человека, богата событиями, захватывающими некоторые ограниченные ее участки и позволяющими судить о локальном геологическом времени, пространственная сфера которо-

го более или менее ограничена. Сюда относятся землетрясения, извержения вулканов, явления денудации и осадконакопления и т. д. Некоторые группы геологических событий настоящего времени являются вызванными (или спровоцированными) деятельностью человека (техногенное настоящее геологическое время). Приведем подробные описания наиболее выдающихся событий, относящихся к настоящему геологическому времени и во многом определяющих его.

1. Гоби-Алтайское землетрясение [4]. Последовательность событий здесь была такова. Осенью 1956 г. у хребта Баян Саган произошло несколько умеренных землетрясений с образованием небольших трещин на сопках. Землетрясение в 5—6 баллов произошло в конце февраля и начале марта 1957 г. За ним последовало 4 апреля 1957 г. землетрясение в 4 балла в районе Баян Саган. «В течение 10 дней, предшествовавших катастрофическому землетрясению... был слышен слабый подземный гул. Последним сигналом (4 декабря 1957 г.) надвигающейся катастрофы был сопровождающийся глухим подземным гулом пятибалльный форшок, который по праву можно назвать «ударом милосердия». Многих он спас от увечий, а иных и от смерти; жители успели выбежать из помещений, которые через минуту рухнули» [4, с. 237]. Пятибалльный предвестник ощущался на протяжении 250—270 км. «Через минуту после форшока произошел первый могучий удар, раздался грохот. Грохот наводил ужас на людей, находившихся даже в 75—100 км от гор» [Там же, с. 237]. Главный удар довершил разрушение зданий ряда сомонов (районов), рушились склоны и вершины. Перед главным ударом произошло событие, не имеющее отношения к геологическому времени, — массовое одновременное бегство грызунов из нор. «По земле шли волны (как при ритмичном встряхивании матраца), в это время образовалась главная трещина, развивавшаяся с очень большой скоростью к юго-востоку. В том же направлении над образующейся трещиной точно пролетела молния, после чего горы заволокло пылью, скрывшей от зрения горные хребты на протяжении 220—230 км. Волны, амплитуда которых достигала до нескольких метров, катали овец, как шарик» [Там же, с. 238]. Главный удар землетрясения ощущался людьми на площади около 5 млн км². Колебания почвы продолжались еще два часа, зафиксировано 120 повторных толчков с разрушением зданий. Наиболее сильный афтершок был 8 декабря. Восьмибалльный афтершок произошел 24 февраля 1958 г.; слабые землетрясения с подземным гулом отмечались в сентябре и октябре 1958 г. В результате Гоби-Алтайского землетрясения в течение трех минут возникли тектонические дислокации прак-

тически всех известных типов (различные складки, сбросы и т. д.) с амплитудой 110 м и более.

Таким образом, события Гоби-Алтайского землетрясения определили локальное геологическое настоящее время с пространством в несколько миллионов квадратных километров.

2. Большое трещинное Толбачикское извержение 1975—1976 гг. (Камчатка) [2]. Извержение началось 6 июля 1975 г. и длилось полтора года. Активная область извержения протянулась на 30 км. Геологические результаты извержения были поразительны по своим масштабам. Появились «четыре новых гомогенных вулкана — шлаковые конусы высотой до 340 м, эруптивный столб поднимался на высоту более 13 км. Текли базальтовые реки, образовались лавовые покровы площадью около 40 км² и толщиной до 80 м, возник провал на вершине Плоского Толбачика — новая вершинная кальдера диаметром 1600 м и глубиной более полукилометра. Объем изверженных лав, пирокластики и пепла достиг 2 км³» [2, с. 11]. Сложные и впечатляющие процессы тщательно документировались, производились разнообразные измерения и был создан, таким образом, надежный материал, характеризующий структуру (последовательность, плотность, длительность и объемность) событий, позволяющий характеризовать локальное настоящее геологическое время Толбачикской группы событий.

3. Наряду с землетрясениями и извержениями, денудационными процессами, относительно быстро создающими мощные толщи и массивы горных пород и порождающими огромный спектр тектонических дислокаций, происходят значительно более медленные события, захватывающие соответственно большие объемы пространства. О медленных («вековых») колебаниях поверхности Земли мы уже говорили. В океанических и морских пространствах, занимающих 70 % поверхности Земли, постоянно происходит медленное выпадение осадков, наращивающих осадочную толщу, а следовательно, гипергенную оболочку Земли. Скорость накопления осадков в морях и океанах оценивается в 0,05—0,5 мм/год [15]. Весьма длительные и результативные процессы происходят в речных системах. Реки, берущие истоки обычно в горных областях, увлекают своим течением большие количества разрушенного каменного материала, который в процессе переноса испытывает разнообразные физические и химические преобразования. Обычно в твердом стоке равнинных рек преобладает наиболее распространённый и устойчивый минерал — кварц. При впадении рек в моря, где порождаемая течением воды живая сила минеральных частиц резко убывает и практически сводится к

нулю, происходит образование дельт — мощных скоплений осадочного материала в приустьевых участках побережья. Так, приращения длины дельты Волги составляют от 170 до 500 м/год, Куры и Миссисипи — 175—300 м/год, Терек — 100 м/год. Таким образом, со сравнительно большой скоростью наращиваются крупные геологические тела — дельтовые формации. У краев ледников в связи с их таянием возникают мощные толщи «ленточных» глин, формирующиеся в течение тысячелетий. Каждому годовому циклу таяния соответствует особый слой («лента»), средняя мощность которого составляет 0,5 см, а у краев ледников достигает 1—30 см.

Ветры в пустынных местностях переносят большое количество обломочного материала, образующего дюны, высота которых может достигать 60—70 м, 5—7 рядов дюн группируются в полосы шириной от нескольких до 200 километров. Для дюн, так же как и для речных отложений, характерна диагональная косая и перекрещивающаяся слоистость, связанная с постоянным смещением потоками воды или ветра ранее образовавшихся слоистых структур.

* *
*

Поверхность Земли исключительно богата быстрыми и медленными событиями, которые ведут к изменению лица Земли. Временные и пространственные сгустки событий позволяют выделять локальное геологическое настоящее время, специализированное по характеру событий. Но возможен и иной, более общий подход. Ведь при всем разнообразии специализаций, при своих различных объемностях все события Земли взаимосвязаны, хотя связи их не всегда проявляются с очевидностью. Несомненно, в наших силах свести их в единую общеземную систему событий, объединенных пространственно-временными отношениями и причинно-следственными связями в общеземное настоящее геологическое время. Узкоспециализированная разобщенность наук пока ведет нас к раздельному исследованию природных явлений, связанных с поверхностью Земли. Предстоит работа по созданию общей системы, и тогда будет возможен значительный прогресс в синхронизации событий, материализованных в гипергенной оболочке. Появится возможность создания менее противоречивых, чем сейчас, представлений о последовательности событий геологического прошлого и более надежных реконструкций прошедшего геологического времени.

Прошедшее время обладает несравненно большей длительностью, чем настоящее. Оно уходит в бесконечность. Однако существует ли оно в бесконечности, мы не знаем. Возможно, что наша пространственно-временная Вселенная находится в окружении «бессобытийной» области, к которой понятие «время» вообще неприменимо. Поскольку длительность и объемность настоящего времени не могут быть строго фиксированы (индивидуальное восприятие, пространственно-временные области взаимно связанных событий, их специализация, высокая динамичность, возможность сведения к точке), то и ближайшая к нам (так сказать, «внутренняя») граница прошедшего времени может быть во всех отношениях весьма различной. Однако при отсчете прошедшего времени можно и нужно пренебрегать особенностями и разнообразием настоящего времени и искусственно сводить его к точке, которая должна служить точкой отсчета прошедшего и будущего времени. Только таким «уничтожением» настоящего времени достигается достаточная точность в измерении прошедшего и будущего времени. Так, третье тысячелетие будет отсчитываться не от границы какого-либо настоящего времени, а с полночи с 31 декабря 2000 г. на 1 января 2001 г. с точностью хотя бы до наносекунд. Для определения прошедшего времени с большими точностями служит только измерение превращений, подчиненных строгим физическим закономерностям, которые можно считать неизменными, например: скорость радиоактивного распада, скорость света и т. д.

Для ретроспективных же реконструкций, направленных на выяснение событий прошлого и их последовательности, т. е. собственно времени, используются в основном следы, оставленные этими событиями в личной памяти, фиксированной памяти и в геологических формированиях.

В личной памяти запечатлены события только «личного прошедшего», не выходящего за пределы человеческой жизни, а также обычно сильно деформированные данные о событиях, запечатленных в памяти непосредственно предшествовавших поколений по устной передаче отцов, дедов, реже — прадедов.

В фиксированной памяти (книги, рукописи, летописи, надписи или знаки), на архитектурных или инженерных сооружениях или же на природных объектах (скалы, пещеры и т. д.), а также в других следах материальной культуры запечатлены исторические события, т. е. события, из которых складывается история человеческого общества.

В толще геологических образований запечатлены следы событий геологической истории.

Таким образом, выделяются как бы три слоя прошедшего времени: 1) личное прошедшее время, 2) историческое прошедшее время и 3) геологическое прошедшее время. В дальнейшем, вероятно, можно будет говорить и о четвертом — космическом времени. При этом надо иметь в виду, что пока единственным возможным источником исследования истории и развития космоса является приповерхностная геологическая толща Земли, формирующаяся, по радиометрическим данным, на протяжении миллиардов лет. Если полагаться на данные по Кольской скважине, которые пока некоторыми исследователями оспариваются, то возраст только известной нам части гипергенной оболочки соразмерен с предполагаемым возрастом расширяющейся Вселенной. Возможно, что другие источники для реконструкции истории космоса будут обнаружены на других планетах, спутниках, астероидах, метеоритах и даже в тонкостях фонового излучения.

Выделив три (если исключить космос) «слоя» прошедшего времени, будем иметь в виду, что эти «слои» могут пересекаться и в значительной степени перекрывать друг друга, так как личная память может распространяться на события истории общества, а следы материальной культуры могут оказываться древнее многих геологических формирований четвертичного периода.

Словами личное, историческое и геологическое прошедшее время мы можем обозначать личную, социальную и геологическую историю. Остановимся на содержании личной, непосредственно воспринимаемой истории. Следы этой истории остаются в личной памяти. Личной памяти свойственны пробелы (выпадение из нее некоторых отрезков личной истории), слияние воедино значительных однообразных ее интервалов, потеря ощущения последовательности и длительности событий в пределах этих интервалов. Вместе с тем в личной памяти сохраняются также четко фиксированные во времени события, их пространственная привязка и привязка к принятой метрической системе времени. Кроме того, в личной памяти сохраняются представления о причинно-следственных связях событий. Постоянно существуют попытки установить причинно-следственные связи (или, точнее, происхождение) сохранившихся в памяти «необъяснимых» или «загадочных» явлений, причем часто человек не успокаивается, пока этих причин не обнаружит. Так поддерживается естественное (природное, я бы сказал — инстинктивное) непреодолимое стремление ощутить свою личную историю в целостности систем причинно-след-

ственных связей. В том же процессе столь же неодолимыми оказываются поиски отсутствующих (или забытых) звеньев, необходимых для восстановления непрерывности всей системы. В этом процессе важным подспорьем является фиксированная память, сохраняющаяся в исторических рамках личного времени. Нам могут в этом помочь фотографии и письма, публикации, памятные датированные подарки — фиксированная память, лежащая в области пересечения социальной и личной истории. В реконструкции личной истории нам могут ощутимо содействовать воспоминания наших современников. Здесь встает вопрос корреляции. Действительно, как мы все хорошо знаем, реконструкция событий, их последовательности и причинно-следственных связей в нашем сознании могут быть представлены совершенно иначе, чем в сознании близких к нам людей и современников. А вообще установление подлинных причинно-следственных связей и последовательностей для нас интуитивно необходимо. Поэтому вполне закономерно возникают эмоциональные дискуссии с нашими близкими современниками с целью выяснения истины. Иногда эта истина (или согласие) находится, иногда нет. Иногда каждый остается при своем, причем порой это воспринимается так глубоко, что влияет на отношения людей.

Важной задачей реконструкции личной истории (и может быть, именно поэтому вопрос об установлении подлинных причинно-следственных связей приобретает такую значимость и остроту) является построение прогнозов дальнейшего ее течения. Очень часто от того, как поймешь прошлое, зависит то, что задумаешь на будущее. А ведь это далеко еще не то, что прогнозы погоды. На основании исследования личной истории человек «задумывает» свое будущее, что позволяет работать его разуму и по мере этого разума и сил сознательно строить свое будущее.

Человек на основании своего прошлого опыта вырабатывает представления об оптимальном решении вопросов личной жизни, вопросы отношений с окружающими людьми, а в более широком плане — с социальной средой. В итоге реконструкции личной истории человек обычно понимает свою зависимость от социальной среды и необходимость быть активным строителем общества.

Реконструкция личной истории объективно оказывается инстинктивно необходимой задачей человека для сознательного строительства своей жизни. Личная история основывается преимущественно на непосредственных восприятиях человека.

Подобно тому как настоящее время связано с непосредственными восприятиями его человеком, так же прошедшее время и история

имеют корни в этих же непосредственных восприятиях.

В истоках исторического времени также лежат неизмеримо более сложные восприятия — коллективные и социальные. Здесь речь идет прежде всего о восстановлении следов исторических событий. Историки и археологи много делают в этом направлении и поэтому хорошо знают, что следы событий можно истолковывать по-разному. Они часто спорят и часто не приходят к единственному решению. Истина никогда не лежит на поверхности, и найти ее в истории порой не легче, чем найти золотосодержащие породы в геологических толщах. Важной основой нахождения связей исторических событий в Российской истории являются летописи, но они содержат много неточностей в изложении событий, различные их понимания и, наконец, различные представления об их последовательности, а значит, и различные понимания их причинно-следственных связей. А от этого зависит характер выводимых исторических закономерностей, общих законов и надлежащих концепций, которые позволили бы человечеству управлять своей будущей историей. Очень емким является высказывание В. О. Ключевского, помещенное на фронтисписе последнего издания его сочинений [11]. «Предмет истории — то в прошедшем, что не проходит, как наследство, урок, не конченный процесс, как вечный закон». Упомянем также о византийских, арабских, скандинавских высказываниях, о «памятниках вещественных, об уцелевших от тех времен храмах, монетах и других вещах. Все эти отдельные подробности, не складывающиеся ни во что цельное, рассеянные, иногда яркие точки, не освещающие всего пространства» [11, т. 1, с. 90]. Летописи внесли начало порядка, о противоречивости их мы уже говорили. Однако и современные монументальные памятники истории России и СССР (Н. М. Карамзин, С. М. Соловьев, В. О. Ключевский, М. Н. Покровский, История СССР под редакцией Б. Н. Рыбакова) не дают однозначных ответов на вопросы о природе исторических событий, по-разному раскрывают системы их причинно-следственных связей. Отсюда вопрос о прогнозах, которые дали бы возможность управлять человеку своей будущей историей. Конечно, уточняется многое, и представление о будущем становится все более и более конструктивным, но еще далеко не завершенным. Поэтому современная историческая наука представляет собой важный полигон, на котором будет еще много неуверенности, споров, противостоящих концепций, счастливых находок и фундаментальных открытий. Автору не ясно пока, что будет важнее для будущего человечества — научные схватки историков или научно-технический прогресс.

Процесс реконструкции прошедшего исторического времени в известных чертах сходен с реконструкцией личного времени, а через это — с непосредственными восприятиями. Чем ближе «подвинуты» следы к непосредственным восприятиям, тем полнее и достовернее исторические выводы.

Во-первых, по следам надо дать характеристику события (костер, изготовление пищи, место проживания, сражение и т. д.). Отметим, что следы могут быть интерпретированы различно, а, следовательно, каждая отдельная проводимая реконструкция содержит некоторую гипотезу, т. е. не является однозначной. Уже на этом этапе возникают противостояние взглядов, научные дискуссии, планы дальнейших дополнительных исследований.

Во-вторых, сделав заключение о событиях по их следам, следует установить последовательность событий. Это естественная необходимость для историка. В определении последовательности событий опять же могут быть противопоставлены несколько решений; может быть, эти решения повиснут в воздухе и потребуют обнаруживания следов одного или нескольких связующих событий и расшифровки этих следов. Здесь, естественно, неизбежны противоречивые решения, требующие дальнейших поисков.

Привязка событий к системам отсчета времени и пространства требует надежной метрической основы. Лучше всего здесь (для времени) использование радиоуглеродного метода, хотя может оказаться доступным установление лишь чисто топологических отношений (раньше, позднее, одновременно). При пространственной привязке следует иметь в виду возможность переноса или рассеивания следов событий, например рассеивание изделий из места их производства по экономическим или природным причинам. В первом случае — это торговые пути, по которым мигрируют люди, во втором — перенос ветрами, течениями, животными, птицами и т. д. Так, извержение вулканов, распространение лав и вулканических пеплов, отложение продуктов разрушения гор в речных долинах, разрушение и созидание — все это может рассматриваться как в рамках социальной истории, так и в рамках геологической истории. Могут переноситься водами или ветрами даже следы (или остатки) жилых строений и предметов обихода.

В-третьих, обладая знаниями (или гипотезами) о событиях и их последовательностях, надо переходить к выяснению причинно-следственных связей событий, т. е. к вопросу генетическому и собственно историческому. Познание системы причинно-следственных связей позволяет ставить вопросы пересмотра ряда сложившихся ранее представлений о распрост-

ранении событий и их последовательности. Получается обратная связь ранее реконструированных событий и их систем, с одной стороны, и проблем генезиса, рождающихся из исследования причинно-следственных связей, — с другой. Все это приводит к взаимной корректировке истолкований следов событий и реконструкций хода истории, а также представлений об эволюции человеческого общества. Обратная связь в данном случае приводит к «колебательному» процессу познания истории, заключающемуся в неоднократном сопоставлении теорий (гипотез) с фактами (следы событий) и представляет собой, таким образом, путь к истории. Важным моментом в этом процессе является прояснение «белых пятен» истории, восстановление отсутствующих (или забытых) ее звеньев.

Для восстановления истории важнейшим инструментом является фиксированная память. Если следы событий надо искать и исследовать, то фиксированную память надо охранять от актов вандализма, небрежности к ней и низкой квалификации персонала, которому эта память доверена, от порочного проектирования в строительстве, ведущего к невосполнимым утратам фиксированной памяти (см. публикации о негативных сторонах строительства Минского метро), от стихийных бедствий и т. д.

Вопрос о том, что важнее — изучение истории или научно-технический прогресс, неясен. Дело в том, что история формирует системы коллективного разума, направленного (в идеале) к однозначной трактовке исторических реалий и конструированию систем оптимизации существования человечества в будущем. Если научно-технический прогресс — двигатель или весла, то история — руль. Без объективных исторических исследований корабль будет делать круги или плыть не туда, куда нужно. Напомним, что «прогресс» — слово латинского происхождения и означает лишь движение вперед, не отражая совершенно цели и последствий этого движения.

К прошедшему времени в широком смысле слова следует причислить «мифическое» и «эпическое» время, которые могли быть отражением реальных фактов, но не реконструировались по следам событий. К мифическому и эпическому времени никак не приложимо понятие длительности. В них фигурирует последовательность событий, вымышленных или связанных с реальными событиями прошлого, но эта последовательность событий никак не причастна к эволюции и асимметрии времени, то есть в ней (последовательности) события как бы топчутся на месте. Это можно усмотреть в эпосе Гомера, у которого Одиссей, преодолевая огромное количество «сверхчеловеческих» препятствий, участвуя в битвах и совер-

шая изнурительные и отважные многолетние плавания, возвращается к своей Пенелопе совершенно не изменившимся, таким же молодым и сильным, а Пенелопа за это время отнюдь не потеряла своей привлекательности. Коротче говоря, для мифического и эпического времени отсутствуют «временная глубина» и упорядочение последовательности событий. Все это относится не только к далекой древности и истокам европейской культуры, но и к недавнему прошлому ряда африканских народов.

Прошедшее геологическое время

В отличие от «неуловимого», «субъективно-го», а по моему мнению — важнейшего энергетического фактора Вселенной — настоящего времени, в котором можно вести наблюдения и измерения, прошедшее время отмечено только следами, оно может логически реконструироваться, причем в этих реконструкциях главным является истолкование протекавших некогда событий, установление их топологических и метрических соотношений (в частности, последовательности). Следы геологического прошедшего времени, в отличие от следов личного и социального прошедшего времени, материализованы в сплошной огромной по весу и размерам гипергенной оболочке Земли. Оболочка изучена лишь в меньшей верхней своей части на доступных для современной техники глубинах, да и то в тех редких местах, где эта техника применялась. О строении других частей гипергенной оболочки судят по косвенным данным, к которым отнесем, во-первых, геометрическую (и вещественную) экстраполяцию строения наблюдавшихся на поверхности Земли геологических объектов (складчатых толщ, массивов и др.), во-вторых, истолкование геофизических и отчасти геохимических данных. Такие наблюдения по своим результатам не бывают однозначны и включают гипотезы, которые позволяют или судить о геометрических и отдельных физических свойствах залегающих на большой глубине геологических тел, или делать предположение об их минеральном и горно-породном составе, глубинах залегания и *PT*-условиях их образования или преобразования. С помощью реконструкций по геологическим данным, по геофизическим измерениям различных специализаций, даже по косвенным геохимическим признакам мы не можем представить себе глубинное геологическое тело в таком виде, чтобы можно было реконструировать связанные с ним геологические события. Для этого надо знать структуру и состав тел в широком спектре специализаций, отношения с подстилающими, покрывающими и боковыми слоями или массивами горных пород, для которых также

должны быть изучены состав и структура. Это необходимо для процесса реконструирования, хотя он, как основанный на аналогиях, принципиально не может дать однозначного решения. Следовательно, реконструкция событий геологической истории может быть проведена только на основании непрерывного изучения горных пород, выходящих на поверхность Земли или морского дна, или же вскрытых подземными выработками.

При реконструировании геологических событий и геологической истории надо учитывать чрезвычайно сложное и неоднородное строение гипергенной оболочки. Разрез геологических напластований (в сочетании с секущими телами) изменяется от одного района Земли к другому, и, следовательно, по результатам реконструкции в одной точке и на некотором участке земной поверхности нельзя уверенно судить о геологической истории смежных участков. Однако при этом могут существовать приближенно однородные участки. Размеры таких участков могут быть невелики (сотни метров), но могут быть и весьма большими (платформы площадью в миллионы квадратных километров). Ограниченность возможностей бурения, особенно глубокого, неизбежно ведет мысль геологов в направлении значительных интерполяций и экстраполяций, на пути которых, как правило, возникает возможность различных вариантов, требующих проверки горными или геофизическими работами.

Принцип последовательности напластования

В реконструкции материализованного в гипергенной оболочке Земли прошедшего геологического времени широко используется принцип последовательности напластования. Этот принцип применим только к слоистой структуре: слой, залегающий в этой структуре, моложе подстилающего его слоя. Таким образом, изучение слоистой структуры, заключающееся в установлении последовательности слоев по вертикали, дает представление о топологической структуре прошедшего геологического времени. Последовательность слоев истолковывается как последовательность соответствующих им событий. В применении принципа последовательности напластования не имеет непосредственного значения специализация событий. Он позволяет только по последовательности в залегании высказывать суждения о последовательности образования этих слоев во времени. Метрику времени этот принцип никак не затрагивает.

Принцип последовательности напластования имеет не только очевидную логическую основу (чем выше — тем моложе), но он также вы-

текает из экспериментальных данных и наблюдений современных геологических процессов. Так, простой эксперимент по последовательной засыпке в стеклянный резервуар (например, стакан) порций песков разного цвета убеждает нас, что слои, «насыпаемые» раньше, располагаются ниже слоев из материала, насыпанного позднее. Геологические наблюдения на поверхности Земли убеждают нас, что намываемые водными потоками пески или мелкий взвешенный материал, оседая на дно, образуют слои, налегающие на ранее сформировавшиеся геологические тела. Принцип последовательности напластования вытекает также из наблюдения в районах современного активного вулканизма: более молодые лавовые потоки занимают верхнее положение относительно ранее образовавшихся.

Из очевидного на первый взгляд прямого перевода последовательности напластования на язык топологии прошедшего геологического времени существует ряд исключений. Так, например, слои, залегающие выше, иногда оказываются более древними, чем нижележащие. Здесь можно указать, например, на процесс нарастания торфяных болот. Озеро сперва покрывается слоем плавающих водорослей, который постепенно книзу нарастает и утолщается; озеро превращается в трясину, по которой можно ходить, но можно и провалиться (мне вспоминается одна такая трясина на Сахалине; я проходил по ней, а по ее ярко-зеленой траве от меня распространялись настоящие волны, достигающие «берегов» этой трясины-лужайки). Затем процесс нарастания водорослевого слоя книзу захватывает весь объем озера. Озеро зарастает торфом, из которого со временем образуется бурый уголь — твердое полезное ископаемое. Таким образом, залежь бурого угля может полностью или частично образовываться за счет нарастания пластов сверху вниз. Естественно, что нижние слои оказываются моложе верхних.

В качестве второго примера приведем подземные геохимические преобразования горных пород, создающие слоистую структуру. Так, в толще известняков в определенных условиях происходит доломитизация (превращение известняка в магниезальный карбонат — доломит). Доломитизация часто имеет послыйный характер, так как различные слои материнского известняка могут иметь различную проницаемость; тогда доломитизация будет происходить вдоль наиболее проницаемых зон. Таким образом создается слоистая структура, в которой новообразованные доломитизированные прослои будут моложе как подстилающих, так и вышележащих слоев известняка. Аналогичные процессы подземного геохимического слоеобразования могут быть связаны не только с

миграцией растворов, содержащих соли магния, но и с миграцией флюидов вообще (жидкостей и газов) самого разнообразного химического состава. С подобными процессами, по-видимому, связаны так называемые стратиформные залежи полезных ископаемых.

Третьим примером могут служить силлы — послыйные внедрения изверженных пород. Механизм этого процесса может быть представлен так. Во впадинах, образующихся в слоистой толще гипергенной оболочки, происходит общее растяжение. Слои, залегающие на поверхности впадины горизонтально, по мере прогибания не только растягиваются, принимая дугообразную форму с соответствующим увеличением их начальной длины, но и происходит вертикальное растяжение слоистой толщи. Таким образом, слои как бы «отстают» друг от друга, оставляя пространства для внедрения магм по разделам слоев. Так формируются силлы, всегда сосуществующие с вертикальными дайками тех же магм. Образуется решетка из даек и силлов, частично компенсирующая растяжение слоистой толщи. Подобные же явления могут возникать без участия магмы, например заполнение трещин и разделов пластов пльвучими кварцевыми песками (пльвунами) с образованием твердых кварцитоподобных песчаниковых тел, что наблюдается в палеогене Нижнего Поволжья. В этой связи следует также упомянуть формирование на соляных куполах соляных карнизов благодаря течению соли в стороны, поскольку напор поднимающейся соли не в состоянии преодолеть нагрузку тяжелых (в отдельных случаях насыщенных обломками диабазов) кепроков («каменных шляп»).

Четвертым примером является тектоническое надвигание древних слоев на молодые, что обусловлено широким развитием в толще Земли горизонтальных напряжений. Такие надвиговые структурные формы могут быть многоярусными и представлять большие трудности для выяснения первичного (образующегося по закону последовательности напластования) слоистого строения. Подобная тектоническая расслоенность распространена, по-видимому, значительно шире, чем это обычно принято думать.

Реконструкция топологической структуры прошедшего геологического времени осложняется также наложенными процессами, затрудняющими распознавание первичной последовательности слоев. Здесь речь идет, прежде всего, о сланцеватости и, в частности, кливаже, которые образуют наложенные структурные формы, например, кливаж-антиклинали, гнейсовые купола (квазислоистость по степени прогрессивного метаморфизма) и др. Когда исследователь принимает такую структурную фор-

му, связанную с наложенной слоистостью, за форму, обусловленную первичной слоистостью, то он может «сбиться с пути» в тектонических построениях и, следовательно, в установлении закономерностей размещения полезных ископаемых и в соответствующих прогнозах.

Глубоким заблуждением является трактовка слоев с различными скоростями упругих волн, как первично наслоенных геологических тел определенного петрографического состава. Хотя Б. Гутенберг писал, что введенные геофизиками условные термины «базальтовый» и «гранитный» слой характеризуют только свойства этим слоям скорости прохождения упругих волн, а отнюдь не их петрографический состав, многие геологи с этим не считались и стали на путь создания совершенно необоснованных глобальных тектонических и геодинамических моделей. Эта ошибка похитила десятилетия в развитии геологических наук, что соразмерно с «лысенковскими» потерями в советской биологии и ничем не оправданной задержкой в признании кибернетики.

Из приведенных примеров следует, что принцип последовательности напластования в определении топологической структуры прошедшего геологического времени должен использоваться с оглядкой. Определения последовательности во времени следует сопровождать разносторонними и глубокими геологическими, геохимическими и геофизическими исследованиями, выяснением обстановок формирования слоистости в геологическом прошлом и геологическом настоящем. Основным должно быть изучение ассоциаций, взаимосвязей, генетических соотношений горных пород, что может быть осуществлено на основе принципа актуализма, т. е. с обязательным изучением явлений и процессов настоящего геологического времени с тем, чтобы результаты этого изучения могли быть отнесены по распространенной аналогии к явлениям и процессам прошедшего времени. Чем шире (комплекснее) будут проведены эти аналогии, тем убедительнее будут выводы, тем более повысится их достоверность.

Применение принципа актуализма необходимо не только для внесения корректив в понимание топологической структуры геологического времени. Этот метод позволяет реконструировать геологические события и обстановки прошлого, а также процессы, происходящие в настоящее время на больших глубинах. Базисом его применения должны быть не только наблюдения за современными геологическими процессами, но и эксперименты, позволяющие судить об условиях формирования геологических объектов. Эксперименты важны для реконструкции любых геологических обстановок,

но особенно необходимы в исследованиях глубинных процессов.

Реконструкции, основанные на методе актуализма, могут иметь двойное назначение. С одной стороны,— это ретроспективные реконструкции (в которых к актуализму непосредственно относится формула «настоящее — ключ к прошедшему»), с другой — это реконструкции глубинных процессов, где наблюдаемые на поверхности Земли (обычно с помощью эксперимента) процессы переносятся на большие глубины. И здесь и там действительные (actuel) процессы используются для суждения о процессах, совершавшихся в прошлом или в удалении. Последнее, по существу, совпадает с основным философским принципом космологии. Реконструкция глубинных процессов с использованием актуализма полностью относится и к геологическому прошлому (выяснение условий формирования древних пород и минералов на больших глубинах).

На основании реконструирования геологических процессов (происхождения или генезиса пород и полезных ископаемых) и обстановок мы можем в ряде случаев через причинно-следственные связи сделать заключение об относительном положении слоев в разрезе, уточнив тем самым топологическую структуру времени, и подойти таким путем к реконструкции геологической истории. Нанизывая реконструкции обстановок и событий прошлого на «ось» геологического времени, т. е. на воображаемую прямую линию, перпендикулярную к слоистости и примерно совпадающую с направлением радиуса Земли, мы подходим к реконструкции геологической истории вдоль этой оси, т. е. в некоторой точке земной поверхности. Однако такой элементарной схемой «точечной» геологической истории мы ограничиться не можем, так как геологическая история немислима без охвата ею некоторого пространства.

Геологические пространственно-временные континуумы

«Точечное» прошедшее геологическое время и геологическая история — понятия крайне ограниченные. Но они необходимы как промежуточные для распространения идеи прошедшего геологического времени от «точки» к объемным характеристикам и его реализации в общем представлении о пространстве-времени Вселенной. Таким образом, «точечное время» и «ось времени» были лишь необходимыми абстракциями в ходе наших размышлений. Для того чтобы объединить пространство и время в геологическом прошлом, было введено понятие о пространственно-временном геологическом континууме. Писатель Дж. Алдаик [1, с. 95] удачно уподобил наслоенную горную породу «спрессованному времени». В этом смыс-

ле гипергенную оболочку можно рассматривать как спрессованное пространство-время. В гипергенной оболочке последовательность слоев отражает прошедшее геологическое время, а распространение этих слоев дает возможность судить об объемных характеристиках этого времени. Общая слоистая структура гипергенной оболочки, прослеживаемая на всей ее протяженности, путем соответствующих ретроспективных реконструкций дает возможность представить (реконструировать) геологическую историю на различных участках Земли. При этом встречаются значительные, порой непреодолимые трудности в привязке их (участков) к единой шкале времени. Конечно, каждый участок, каждый слой, каждое геологическое тело имеют свое время, но все эти времена могут быть согласованы, т. е. привязаны к одной системе отсчета, соответствующей более высокому рангу иерархии времени. Такая система отсчета по отношению к участкам и слоям гипергенной оболочки может быть только космической. Методика привязки времени к высшей по иерархии системе отсчета пока совершенно не разработана (хотя создание ее возможно), вследствие чего такая привязка может оказаться субъективной или ошибочной. Вместе с тем она необходима. Процедура упорядочивания «спрессованного» (материализованного) в гипергенной оболочке времени сводится, по крайней мере, к двум операциям: во-первых, к геохронологической корреляции слоев и других геологических образований, составляющих гипергенную оболочку; во-вторых, к привязке к внешней системе отсчета. Первая операция лежит в основе практически всех геологических построений, включая и реконструкцию геологической истории.

Остановимся на характеристике первой операции — геохронологической корреляции геологических тел.

Первая наша задача заключается в изучении одного разреза отложений (построении «точечной» геологической истории). В случае горизонтального ненарушенного разреза эта задача достаточно проста. В районах интенсивных дислокаций установление нормали к первичным мощностям напластования представляет собой сложную задачу тектонических построений в данном участке гипергенной оболочки и подчеркивает неразрывную связь стратиграфических и тектонических исследований. Такая «нормаль» по отношению к системе координат, привязанной к земной поверхности, может быть сильно искривлена, разорвана и смещена, что вносит большие осложнения в процесс восстановления первичной последовательности слоев, которая является главной основой для суждения о прошедшем геологическом времени и геологической истории.

логическом времени и геологической истории.

При выяснении последовательности напластования слои в разрезе мы можем выделять по разным специализациям (одномерные геологические пространства разных специализаций), из которых главными являются литологическая (петрографическая) и биостратиграфическая. Именно они наиболее полно отвечают нашей основной цели. Действительно, свои литологические и биологические характеристики слои получают во время их формирования на поверхности Земли, а не внутри уже «готовой» осадочной толщи в результате некоторых глубинных процессов. Сказанное не означает, что в наших целях на базе одного разреза может быть построено только два одномерных специализированных пространства, то есть разрез может быть подразделен на слои только двумя способами. На деле таких специализированных одномерных пространств может быть значительно больше. Так, в пределах литологической специализации мы можем выделять слои с различным гранулометрическим составом. По крупности зерна это могут быть гравелиты, пески, алевролиты и т. д., по минералогическим свойствам — кварцевые, аркозовые, полимиктовые пески, известняки, мергели и т. д. Слои могут различаться по включениям или прослоям вещества иного происхождения (например, прослой вулканических пеплов).

В пределах биостратиграфических специализаций слои могут выделяться по комплексам организмов (точнее, их сохранившихся остатков), а также наличию или отсутствию отдельных различных организмов или их видов, родов и т. д. При этом надо иметь в виду, что наиболее эффективным является выбор таких специализаций, которые обеспечивают непрерывное прослеживание слоев как на отдельных участках гипергенной оболочки, так и на всей оболочке в целом. Может оказаться целесообразным разделение одного и того же одномерного разреза на слои разных литологических и стратиграфических специализаций, которые могут быть нужны для латерального прослеживания слоев в различных целях и с разным охватом окружающего геологического пространства. Исследование слоев (и других геологических тел) по различным специализациям и с различных точек зрения — единственный путь к выяснению генезиса слагающего их материала, геологических обстановок прошлого, а следовательно, и реконструкции событий. А именно реконструкция событий и их последовательности позволяет судить не только о последовательности слоев, как вещественных образований в пространстве, но и о последовательности событий, определяющих геологическое время.

По палеонтологическим, петрографическим и

другим специальным признакам геологических тел с использованием принципа актуализма мы можем хотя бы в пределах одного «линейного» геологического разреза реконструировать (обычно всегда с некоторой приближенностью — ведь принцип актуализма основывается на аналогиях) геологические события, их последовательность и перейти к пониманию геологического времени, его топологической структуры.

В единичном геологическом разрезе выделяются лишь отрезки (одномерные геологические тела) с характерными горно-породными признаками, позволяющими характеризовать эти отрезки в качестве слоев. Слой может прослеживаться на очень большие расстояния (сотни и тысячи километров), а может обладать весьма ограниченным распространением, быстро выклиниваться к краям, приобретая форму линз различных очертаний и протяженности. Если в единичном разрезе мы истолковали данный слой как следы некоторого геологического события, и признаки слоя, рассматриваемые как признаки этого события, существенно не изменяются в пространстве, то с этим событием логично связывать формирование всего слоя в целом. Таким образом, слоистые геологические тела естественно соответствуют «спрессованному» пространству-времени геологического события. Такие тела называются малыми геологическими континуумами, которые входят в состав Большого геологического континуума, охватывающего Землю в целом. Малые континуумы могут в качестве рангов группироваться в иерархические системы различных специализаций, заполняя все пространства Большого континуума. Подчеркнем здесь двузначность понятия малого континуума. С одной стороны, оно отвечает пространству-времени (время здесь логическое ретроспективно-реконструированное) некоторого геологического тела, в котором материализовано наше геологическое событие. С другой стороны, оно соответствует ретроспективно-реконструированному пространству-времени, отвечающему некогда происшедшему геологическому событию, в результате которого было образовано данное геологическое тело.

Ограниченность геологических тел по латерали может в ряде случаев свидетельствовать о локальном характере соответствующих этим телам событий. Эти слои, поскольку они сопоставляются с событиями, рассматриваются как «марки» геологического времени. Выклинивание слоев вносит помехи в прослеживание синхронных образований по латерали.

Для упорядочения представлений о геологической природе гипергенной оболочки и ее структуре оказываются совершенно необходимыми прослеживание слоев по латерали за

пределы выделенных геологических тел и захват все более и более широкого пространства с тем, чтобы в конечном итоге распространить наши представления на всю гипергенную оболочку в целом. По латерали она весьма неоднородна, а поэтому требует изучения геологических разрезов во многих ее участках. Разрезы различны, события и их последовательность на разных участках также различны. Отсюда возникает необходимость сопоставления разрезов, прослеживания слоев от разреза к разрезу и решения вопроса о возрастных соотношениях между ними.

Глобальное геологическое время

Конечной целью сопоставления разрезов является построение единой стратиграфической шкалы (ЕСШ) для всей гипергенной оболочки Земли. В основе иерархий и рангов шкалы лежит геологический возраст слоев, геологических тел вообще. Построение ЕСШ базируется на всесторонних исследованиях горных пород множества разрезов, раскрытии генезиса и обстановок их формирования в геологическом прошлом, выделении событий геологического прошлого с их пространственными пределами, на выяснении соотношений одних событий с другими как в радиальном, так и в латеральном направлении, как в пространстве, так и во времени.

Таким образом, создание ЕСШ является, с одной стороны, венцом всех геологических исследований в пределах гипергенной оболочки, а с другой — основной системой отсчета, необходимой для упорядоченного изучения всех геологических явлений. Этот парадокс ЕСШ, замыкающийся на ней круг геологических задач и исследований, является главным фокусом (или центром) как региональной, так и эволюционной (в смысле исследования развития Земли, а возможно, и Вселенной) геологической науки

Остановимся на трудностях перехода от геологических разрезов к стратиграфической шкале (ЕСШ).

Отметим прежде всего, что слои, выделенные по литологическим признакам, обычно прослеживаются на сравнительно небольшие расстояния. Примером может служить распространение лав и туфогенных прослоев и толщ в районах вулканической деятельности. Последние обнаруживаются обычно на площадях в сотни, реже тысячи километров вокруг вулканов. В крупнейшем Охотско-Чукотском Притихоокеанском вулканическом поясе на протяжении мелового и палеогенового периодов разновременно действовали многочисленные вулканы. Каждый из них имеет ареалы распространения слоистых пород, свою собственную

последовательность событий, несопоставимых (или очень ненадежно сопоставимых) с событиями, связанными с деятельностью другого вулкана, и, как следствие, свою стратиграфию (разрезы слоев). Поэтому сопоставление слоев в областях, прилегающих к разным вулканам, встречает непреодолимые трудности. С такими же трудностями связано сопоставление событий, так как каждый вулкан, как мы показали, имеет свое автономное геологическое время.

Несколько лучше дело обстоит с накоплением продуктов разрушения гор. Так, некоторые палеоген-миоценовые толщи прослеживаются вокруг всего Кавказского хребта или на значительном протяжении его склонов, особенно северного. Для таких толщ, связывая их с некоторым общим событием, можно предполагать одновременность образования. Изучая разрезы, можно составить представление о последовательности геологических событий для столь обширной области и, следовательно, наметить топологическую структуру геологического времени. Но это будет местное, региональное, а не глобальное геологическое время. Такие местные стратиграфические (или хроностратиграфические) шкалы имеют первостепенное значение при разведке и разработке месторождений полезных ископаемых, в частности нефти и газа. Для каждого рудного поля или нефтегазового района всегда составляется сводный разрез, эквивалентный локальной или региональной стратиграфической шкале и служащий основой для реконструкции событий геологического прошлого, выяснения топологической структуры местного прошедшего геологического времени, что оказывается важным для выяснения генезиса и обстановки, а это, в свою очередь, необходимо для решения ряда прикладных вопросов, ориентирующих геолога при разведке и разработке месторождения. В обширных платформенных областях слои и толщи могут выделяться для огромных площадей (миллионы квадратных километров), что дает возможность построения сводных геологических разрезов, ретроспективной реконструкции событий и структуры времени для весьма больших площадей, но никогда для всей гипергенной оболочки в целом.

Мы говорили о возможности расчленения слоистых толщ, реконструкции событий и выяснения топологической структуры прошедшего геологического времени, имея в виду только горно-породные признаки, и пришли к заключению, что по этим признакам при современной степени изученности гипергенной оболочки нельзя делать выводы глобального значения. Ведь распространение тех или иных горных пород всегда ограничено. Здесь на помощь нам приходит один из разделов палеонтологии — биостратиграфия, занимающаяся из-

учением распределения остатков организмов или их следов в слоистой толще гипергенной оболочки. Если литологически охарактеризованные слои имеют в общем ограниченное пространство, то биостратиграфические признаки распространяются на большие расстояния вплоть до глобального охвата всей гипергенной оболочки в целом. Несмотря на литологическую изменчивость, латеральную смену одних типов пород другими, биостратиграфические характеристики могут оставаться стабильными (но не неизменными, так как организмы в латеральном направлении могут изменять свой облик в зависимости от фациальных условий, т. е. геологических обстановок). С учетом сделанной оговорки можно говорить о широкой латеральной распространенности различных видов организмов в геологическом прошлом. Глобальным распространением может обладать не только один вид, но и ассоциация многих видов и родов организмов, причем состав ассоциаций может быть существенно изменчивым по латерали. Однако только палеонтологические признаки могут послужить основой составления глобальной биостратиграфической шкалы как системы отсчета для всех построений, связанных с геологическим пространством, будь то построения местных стратиграфических шкал или отдельные тектонические дислокации, распространение и генезис горных пород и минералов или образование полезных ископаемых. Таким образом, палеонтология является естественной, необходимой и пока единственной базой упорядочения геологических наблюдений и представлений. Тем не менее палеонтологии сейчас уделяется мало внимания при неоправданном крене в сторону изучения вещества. Мало того, наша палеонтология кощунственно отделена от геологии в организационном плане. Обособление палеонтологии от геологии столь же неоправданно, как, например, отделение от нее минералогии и петрографии. База исследований геологической истории и эволюции органического мира столь же важна для геологии, как и изучение вещества.

Органический мир весьма многообразен, с чем связаны многие сложности применения палеонтологии в биостратиграфической сфере. Например, геологический разрез может расчленяться не единственным образом, а различно по разным группам (или видам) организмов. Слои, выделенные по разным группам (видам), могут пересекаться. Специфические трудности вызывает существование рекуррентных фаун, в которые входят организмы, возвратившиеся на старое место обитания повторно после того, как там уже отложились слои с остатками более молодых поколений организмов, а также реликтовых фаун, переживших

долгое время в отдельных местах, например в изолированных водоемах, и таким образом сохранившихся на уровне и в среде более молодых организмов. Разобраться в таких ситуациях и избежать ошибок в составлении биостратиграфической шкалы геологам бывает очень сложно. Всем этим мне хочется подчеркнуть большую трудоемкость и наукоемкость (использование данных других научных дисциплин и вовлечение их в систему собственных поисков) палеонтологических исследований. Биостратиграфические шкалы помогают непосредственно систематизировать главным образом только слои, образовавшиеся в морских условиях. Проблема распространения палеонтологических признаков того или иного стратиграфического горизонта на площади континентов геологического прошлого еще далека от разрешения. Достаточно сказать, что между биотами даже современных океанов и континентов до сих пор не удается установить надежных корреляционных связей.

Так как распространение биот может быть не только глобальным, но и региональным, то помимо глобальных действуют еще региональные биостратиграфические шкалы. Как правило, они более надежны, чем литостратиграфические, так как организмы расселяются обычно быстрее, чем транспортируется материал для образования горных пород. Региональные биостратиграфические шкалы могут определяться для внутренних водоемов, для участков суши и иногда для континентов в целом.

Но самое главное значение биостратиграфический метод имеет для составления глобальной ЕСШ. Он позволяет выделять глобальную иерархию, высшим рангом которой являются группы, а подчиненными рангами — системы, отделы и ярусы глобального распространения. Каждое из подразделений ЕСШ имеет специфическую палеонтологическую характеристику, служащую основой для воссоздания (реконструкции) крупнейших глобальных событий, характеризующихся распространением тех или иных специфических биот. Реконструкция событий и их последовательности в соответствии с принципом последовательности напластования позволяет реконструировать топологическую структуру времени в глобальном масштабе. Элементы этой структуры обладают иерархией, соответствующей стратиграфической иерархии. Так, группам соответствуют эры, системам — периоды, отделам — эпохи, ярусам — века, еще более мелким, главным образом региональным, элементам — слоям — время. Эры, периоды, эпохи и т. д. составляют крупнейшие геологические события, соответствующие различным рангам в иерархии геологического времени.

Единая хроностратиграфическая шкала (ЕХСШ) представляет собой перевод единой стратиграфической шкалы (ЕСШ) на язык событий и времени.

Метрика прошедшего геологического времени

Биостратиграфический метод дает надежную, хотя и несколько расплывчатую («стертость» и «спорность» границ) основу для реконструкции топологии геологического времени, но он пока не служит средством для его измерения. Существовали многие подходы и попытки решить эту задачу. В частности, для подсчета продолжительности накопления осадочных толщ в горах использовались сезонные наслоения. Хорошим примером здесь могут быть ленточные глины, сезонная наслоенность которых обусловлена ежегодным таянием ледников. Этот метод применим в ограниченных районах таяния ледников и является сугубо локальным. Были попытки измерения геологического времени по скорости накопления осадков (переходящих путем литификации в слои осадочных пород). Для застойных водоемов, а также для глубинных участков морей, где не сказываются течения, такой способ, может, и подходил бы при локальном его применении. Но в целом он не разработан, так как в упомянутых водоемах в силу внешних по отношению к ним причин скорости осадконакопления меняются. На суше и в условиях шельфа, где посредством течений осадки перемещаются вплоть до образования турбидитов, он вообще неприменим.

Попытки метризации геологического времени, основанные насылке равномерности процесса осадконакопления, предпринимались в 1922 г. И. А. Лукашевичем. Однако попытки ввести метрику времени в форме масштаба мощностей оказались в общем случае неприемлемы, так как мощность отложений между одними и теми же возрастными границами, установленными по хроностратиграфической шкале, может меняться от разреза к разрезу настолько существенно, что не сохраняется даже порядок ее величин.

Вопрос о метрике геологического времени приходится считать лишь поставленным, но не разрешенным.

Изотопная геохронология

Изотопная геохронология представлена группой методов по определению возраста минералов, причем некоторые из этих методов являются достаточно надежными для определения геологического возраста горных пород, а также

стратиграфических подразделений. Здесь важно подчеркнуть значение калий-аргонового метода для определения возраста неметаморфизованных горных пород. При метаморфизме пород, т. е. термальных и динамических воздействиях на породу, создаются условия для утечки дочернего изотопа ^{40}Ar , что ведет к значительному омоложению калий-аргонового возраста минералов. Поэтому в складчатых и метаморфизованных комплексах калий-аргоновый метод малоэффективен даже для сравнительного определения геологического возраста. Значительные неточности в определении возраста этим методом возникают даже в неметаморфизованных, так сказать «первозданных», осадочных породах, так как в них могут присутствовать более древние минералы, что обуславливает значительный разброс значений радиометрических определений в пределах одного разреза. Поэтому для установления геологического возраста неметаморфизованных пород в платформенных условиях пещарушечного залегания более пригодны мономинеральные фракции глинистых и мергелистых пород. Особую ценность здесь представляет глаукопит, как глубоко аутигенный минерал. В этом смысле глаукопитам значительно уступают монтмориллониты, способные к набуханию и, следовательно, подверженные более интенсивному выносу аргона.

Влияние складкообразования на активизацию выноса дочернего изотопа, а следовательно, на омолаживание изотопного возраста хорошо иллюстрируется исследованиями М. Фрейя в 1973—1974 гг. глаукопитов из третичных и меловых отложений эпигерцинской плиты во Франции, которые уже на границе альпийских складчатых цепей теряют 20—30 % аргона. Калий-аргоновый метод эффективен также для неметаморфизованных вулканических и магматических пород, для которых с его помощью определяется время кристаллизации плутона при условии незначительного развития автотаморфизма. Именно калий-аргоновый метод дал возможность датировки фаперозойских отложений платформенных областей, которая обычно сводится к следующему [18]:

Эра	Период	Длительность периода, млн лет
Кайнозой	Антропоген	2
	Неоген	22
	Палеоген	41
Мезозой	Мел	79
	Юра	69
	Триас	35
Палеозой	Пермь	38
	Карбон	74
	Девон	48

Эра	Период	Длительность периода, млн лет
	Силур	30
	Ордовик	67
	Кембрий	85
Фаперозой в целом		587

Неметаморфизованные чехлы древних платформ в отдельных случаях включают рифейские отложения, начало формирования которых определяется в 1600 млн лет.

Система приведенных цифр не может быть рассматриваема как основа метрики геологического времени. Это только сравнительная шкала для определения возраста слоистых толщ в годах по возрасту аутигенных минералов крупных стратиграфических подразделений в пределах платформенных областей. Со значительно большей детальностью геологический разрез расчленяется по биостратиграфическим данным. Внутри периодов выделяются эпохи, а внутри эпох — ярусы глобального распространения. Для этих более низких рангов геохронологической шкалы методы изотопной геологии не дают достаточно точной привязки к шкале времени. Поэтому действующая «рабочая» стратиграфия опирается на значительно более надежный и детальный биостратиграфический метод, основанный на исследовании эволюции, последовательности образования и особенности расселения по поверхности земли фауны и флоры геологического прошлого.

В складчатых и метаморфизованных областях, а также в древнейших докембрийских толщах каждое крупное геологическое событие, связанное с образованием новых минералов, ведет к омоложению геологического времени и новому «подзаводу» изотопных «часов». В силу этого возможности таких «часов» не могут быть использованы для определения возраста Земли. Так, в книге «Изотопная геология» И. Егер пишет: «При интерпретации возрастных данных необходимо принимать во внимание весь комплекс геологической информации, но сама эта интерпретация возможна лишь в том случае, если она базируется на ясной возрастной картине. Объем работ, требуемый для получения такой ясности, определяется геологической ситуацией» [8, с. 11]. Очевидно, что подобные высказывания представляют собой логический круг, который просто невозможно разорвать. Действительно, «разброс» определений изотопного возраста пород, для которых геологи предполагают (опять же только предполагают, так как непреложных данных нет) одновременность формирования, может составлять сотни миллионов, если не более лет.

Отметим, что наиболее устойчивые оценки дают цирконы, в которых наиболее надежно зафиксирован первичный возраст минерала, хотя,

по последним данным, распределение в них радиогенных изотопов далеко не равномерно. Здесь применяется обычно уран-свинцовый метод, результаты которого рассматриваются как наиболее надежные. Таким путем в Австралии уже обнаружены цирконы с интегральным возрастом в 4,2 млрд лет. В сопоставлении с «каноническим» возрастом Земли (4,6 млрд лет) эта цифра наводит на мысль, что последний сильно занижен, так как для формирования Земли как единого космического тела остается только 0,4 млрд лет, что представляется несоизмеримым с длительностью формирования геологических тел, наблюдаемых на ее поверхности. Действительно, существуют более высокие цифры радиометрических определений возраста горных пород. Так, для слюдисто-сульфидного цемента конгломератов Украинского щита А. И. Тугариновым уран-свинцовым методом ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) определен возраст в 6 млрд лет. Такие же данные получены А. И. Тугариновым и Г. В. Войткевичем [16] для мусковитизированных аркоз «второго горизонта» в Старооскольском районе Курской магнитной аномалии, причем здесь определения по отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{217}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ полностью совпали. Для гиперстеновых кристаллических сланцев Южного Буга на Украинском щите уран-свинцовым методом получено 5,65 млрд лет и торий-свинцовым методом — 6 млрд лет. Для метаморфизованных диоксидовых пород Алданского массива калий-аргоновым методом получены цифры 5,3; 5,4 и 5,8 млрд лет. Для определения роли субъективных ошибок проведен сравнительный анализ данных, полученных в различных лабораториях.

На Кольском полуострове в Мончегорском массиве возраст ксенолитов «седеритов» оценивается калий-аргоновым методом в 7,96, а бластомилонитов — в 10,85 млрд лет. Указывается, что по среднему содержанию в ксенолитах аргона и калия возраст изотопа ^{40}K , а в связи с этим и возраст минералов земного вещества оценивается в 7 млрд лет. Далее, по предположительно разновозрастному синтезу легких и тяжелых элементов возраст изотопа ^{40}K оценивается приблизительно в 10 млрд лет.

Отметим, что еще в 1962 г. Э. К. Герлинг писал, что возраст некоторых основных пород Карелии и Кольского полуострова, определенный калий-аргоновым методом, датируется в 6,5 млрд лет. «Горные породы Мончи, по радиогеологическим данным, являются гораздо более древними образованиями, чем это следовало из геологических представлений,— и далее: Исходя из этого, пужно думать, что полученные нами значения $5000 \cdot 10^6$ — $6500 \cdot 10^6$ лет отражают действительный возраст исследованных образцов. Мы предполагаем, что эти древние цифры относятся к ксено-

литам подкорового вещества Земли. В этом случае возраст Земли не может быть меньше $6500 \cdot 10^6$ лет» [3, с. 937].

Обратимся к новейшим данным по Кольской скважине. Здесь в ряде кернов калий-аргоновым методом были определены возрасты горных пород выше канонического возраста планеты. Так, в мраморах с глубины 5797 м определен возраст 5,29 млрд лет, в хлоритовых диафторированных сланцах с глубины 5607 м — 5 млрд лет, а в мраморах с глубины 5660 м — 13 млрд лет [12].

Учитывая все эти данные, а также вероятную неоднократную «перестановку» радиологических часов и гипотетичность импрегнационных представлений, которыми пытались объяснить повышенное содержание аргона за счет его привноса извне, приходится признать вероятным, что возраст Земли исчисляется, по крайней мере, первыми десятками миллиардов лет.

Следует отметить, что канонический возраст Земли установлен не столько по изотопным характеристикам минералов, сколько по возрастам метеоритного вещества и при допущении, что возраст метеоритогенного процесса был в общем одновременным с процессом зарождения нашей планеты. Однако новые измерения изотопного возраста вещества метеоритов значительно повышают рубеж 4,6 млрд лет. Так, Э. Герлингом в 1973 г. был определен возраст метеоритного вещества в 6,3 млрд лет, а в 1988 г. Дж. Чэном и Г. Вассербургом получены цифры 11,59; 23,94 и 25,83 млрд лет.

Это прямо бьет по гипотезе «Большого взрыва» и расширяющейся Вселенной, возраст которой принято ограничивать 10—20 млрд лет. Выше, при размышлениях о настоящем времени и в связи с фоновым излучением, крупномасштабной структурой Вселенной и наличием в ней «бессобытийных» областей, уже высказывалась мысль о возможном отсутствии каких-либо пространственно-временных ограничений Вселенной.

БУДУЩЕЕ ВРЕМЯ

Будущее время еще не оставило следов событий, как прошедшее, и недоступно непосредственному наблюдению, как настоящее. Тем не менее для каждого человека и для человечества в целом с будущим временем связаны важнейшие, хотя еще и не состоявшиеся события. Некоторые из них очень тревожат нас. К ним относятся, в частности, дальнейшее разрушение озонового слоя, грядущие землетрясения, изменения температурного режима планеты, рост численности населения и многое другое. Все наши представления о будущем всегда ос-

повышаются на экстраполяции, т. е. на распространении выводов, сделанных в результате изучения одной части явления, на другую часть этого явления. Основой экстраполяции в будущее всегда является опыт прошедшего и настоящего. Для экстраполяции в будущее и прогнозов различных параметров событий и состояний можно выделять три ее разновидности: функциональную экстраполяцию, событийную и интуитивную.

Функциональная экстраполяция основана на некоторой функции или формуле, которая, будучи выведена на основании реконструкции прошедшего времени или наблюдений в настоящем времени, распространена на будущее время и служит основанием для прогнозов. Примером может служить распространение в будущее сведений о некоторых величинах и процессах, неизменность которых в течение больших промежутков времени считается нами установленной. К ним можно отнести данные о скорости радиоактивного распада, гравитационной постоянной, длительности и количестве оборотов Земли в зависимости от времени, потеплении атмосферы, прогноз течения и исхода болезней человека на основании медицинских наблюдений (если здесь может быть введена функция от времени) и т. д. К функциональной экстраполяции относится ритмовая экстраполяция, связанная с предположением о продолжении в будущем ритмов некоторого наблюдаемого в настоящее и реконструированного для прошлого процесса (пульс человека, ритмы обращения небесных тел и т. д.). Событийная экстраполяция заключается в предположении о повторении некоторых событий, имевших место в прошлом или в настоящем времени. Причем событийная экстраполяция может быть никак не связана с функциональной экстраполяцией, если в повторяемости событий не устанавливается зависимость от времени. Суть событийной экстраполяции сводится к тому, что если то или иное событие повторялось в прошлом и настоящем, то оно может произойти и в будущем. Иными словами, это событие может быть ожидаемым, но время его свершения никак не может быть предсказуемо. Интуитивная экстраполяция представляет собой «скачок разума» (или инстинкта), который на основе накопленного опыта подсознательно предсказывает (или предчувствует) некоторые события будущего. Интуитивная экстраполяция не подчинена ни формулам (функциям), ни логически осмысленным представлениям о последовательности событий.

Будущее время в отличие от прошлого и настоящего обычно сводится в сознании человека к прямой линии (к «оси времени»). Думается, что привязка экстраполяции в будущее к прямой оси времени является важным и пока

непреодолимым препятствием для прогноза землетрясений с указанием его времени и места.

Интуитивная экстраполяция в отличие от функциональной и событийной не может быть выражена ни на математическом, ни на логическом языке. Она сама по себе очень шаткая и недоказательная (имею в виду весь арсенал доказательств, связанных с физико-математическими науками). Однако интуитивная экстраполяция значительно богаче по содержанию, так как не ограничена абстракциями, а использует опыт жизни как таковой во всем его многообразии. Можно считать вероятным, что содержание интуитивной экстраполяции значительно обогащается за счет возможных прорывов генетической информации в сферу интуиции. Эта содержательная емкость интуитивной экстраполяции проявляется в поведении животных перед землетрясениями, на что неоднократно указывалось, но ничего не делалось в практическом смысле. Поэтому я глубоко убежден, что предсказаниями землетрясений должны наряду с физиками заняться и биологи, которым надлежит энергично и быстро подготовить необходимую методическую основу.

Результаты функциональной и событийной экстраполяций в ряде случаев говорят о возможности создания в будущем ситуаций, критических для существования человечества. Отсюда огромный практический смысл таких экстраполяций. Они предсказывают не только то, что должно произойти на основании логико-математических и физических признаков, но и предостерегают нас, говорят нам о необходимости принятия мер для изменения процессов, намеченных для будущего такими экстраполяциями. Так, например, прогнозы о «размыве» озонового слоя предопределили тенденцию к ликвидации производства фреонов; прогнозы развития парникового эффекта вызывают тенденцию перехода парка автомашин и ряда производственных технологий на экологически чистые энергетические источники. Прогнозы наступления рек на берега населенных и застроенных районов заставляют вести работы по укреплению берегов и зарегулированию русел; прогнозы убывания лесных ресурсов требуют восстановления лесов, рационализации лесоразработок и совершенствования технологии использования древесины; прогноз истощения нефтяных и газовых ресурсов заставляет свято беречь месторождения нефти и газа, решительно повышать извлекаемость нефти из нефтесодержащей породы и т. д.

Таким образом, экстраполяция в будущее (прогнозы) является основой планирования деятельности человека. Здесь надо подчеркнуть значение специально направленной экологической деятельности, но и заметить при этом,

что сейчас любая деятельность человека должна быть экологически чистой. Успешное достижение поставленной цели возможно только при содружестве людей всех стран и национальностей, исключении конфронтации вплоть до полного разоружения и ликвидации или переориентировки на мирный лад военной промышленности. Короче говоря, все это возможно в условиях всеобщего и надежного мира. Иначе человечество обречено. Вопрос о сроках окончательной катастрофы остается неопределенным. Однако устранение этой катастрофы зависит от нас, т. е. от человечества.

Три типа экстраполяции, представляющие собой методы прогнозов будущего, не вполне изолированы и независимы друг от друга; они представляют нечто общее, имея, в конце концов, общие корни и общие цели. Так, в интуитивной экстраполяции заложены событийная и функциональная; событийная экстраполяция может рассматриваться как неформализованная функциональная экстраполяция и т. д. Иными словами, выделение типов экстраполяции — это тоже, в конце концов, путь к удобству, анализу, технологии и вытекающим отсюда синтетическим (обобщенным) предсказаниям будущего. Здесь мы сталкиваемся с далеко не абсурдным представлением о познаваемости будущего. Сравним с прошлым в рамках человечества. Прошлое реконструируется по следам событий, и чем дальше мы уходим в прошлое, тем меньше следов, тем сложнее (многозначнее) они интерпретируются. Поскольку речь идет об истории человечества, то используются главным образом следы, оставленные его деятельностью.

Пока людей на планете было немного, а природные ресурсы представлялись безграничными и неисчерпаемыми, следы человеческой деятельности могли рассматриваться как вехи истории. Теперь же, когда население планеты достигло огромной численности, которая быстро возрастает, а природа и ее ресурсы, правда пока только местами и в частностях, невосвратимо исчезают, можно говорить о приметах будущего, которые становятся со временем более и более впечатляющими. Приметы будущего приближают нас к его прогнозированию и его исследованию. Анализируя прогрессирующие и необратимые изменения природы, мы как бы уже находимся в будущем, во всяком случае вовлечены в тот процесс, который его определяет. А раз так, мы можем и должны его конструировать, им управлять, в первую очередь в сфере обитания человека. Процесс такого конструирования включает в себя прогнозы (в единстве всех путей экстраполяции), изучение (обусловленных нашей деятельностью «примет») и, наконец, что главное, — построение будущего и управление им (в рамках че-

ловеческой истории и на основе конкретных исследований его «примет»).

Различаются три группы «примет» будущего в зависимости от тех сфер, в которых они проявляются.

Первая группа — это «внеземные (или околоземные) приметы» (назвать их «космическими» было бы не вполне строго). Они связаны с проблемами сохранности магнитных ловушек, сохранности (или укрепления) озонового слоя, предотвращения парникового эффекта. Магнитным ловушкам пока непосредственной угрозы нет, но она может вот-вот появиться. Разрушение озонового слоя уже ощущается реально и тревожит. Если все будет так, как есть, то он в согласии только лишь с функциональными экстраполяциями может практически уничтожиться (даже за пределами «дыр») в течение столетия. А мы хотим существовать на единственной в Солнечной системе «бронированной» планете, сама возможность жизни на которой обеспечивается двумя щитами брони — магнитными ловушками и озоновым слоем. До магнитных ловушек пока далеко, но озоновый слой уже в центре внимания не только научно-технической общественности, но и самых широких кругов населения. Актуальность и популярность вопроса об озоновом слое подчеркивается хотя бы уж тем, что в английском еженедельнике «Природа» в каждом номере появляется от одной до трех заметок по этому вопросу.

К первой группе «примет» относятся также насыщение атмосферы техногенными продуктами сгорания и связанное с этим развитие парникового эффекта, что ведет к потеплению климата, таянию льдов и крайне неблагоприятным для человека изменениям экологической обстановки на поверхности Земли, иначе говоря — в пространстве биосферы.

Если магнитные ловушки и озоновый слой мы должны сохранять, то «парниковый слой» в атмосфере мы должны изживать всеми возможными средствами, редуцировать его и ни в коем случае не допускать какого-либо его наращивания. Если для сохранения озонового слоя, как это представляется сейчас, необходима ликвидация разрушающих воздействий на него только лишь некоторых специфических техногенных продуктов, главным образом, фреонов, то для частичной или полной ликвидации «парникового слоя» надо преобразовать практически всю технологию промышленного производства — фабрики, заводы, транспорт, тепловые электростанции и т. д. Озоновая и парниковая проблемы — не региональные, а неизбежно глобальные, так как атмосфера с соответствующими слоями «проворачивается» относительно поверхности Земли, уравнивая в правах все континенты и страны,

Вторая группа «примет» будущего проявляется в пространстве биосферы, т. е. в окружающей нас среде. Они затрагивают такие необходимые для жизни человека атрибуты, как земля, вода, воздух и живая природа (растения, животные, микроорганизмы).

Земля в существовании и развитии человечества прежде всего важна как основа для произрастания растений и существования наземных животных, т. е. для земледелия, лесоводства и скотоводства. Сокращение или ухудшение земельных угодий постоянно прогрессируют. Вырубка лесов ведет к превращением плодородных земель в пустыни. В прошлом столетии, если не раньше, этот процесс возник в европейской части нашей страны, но в последние десятилетия он неумолимо захватывает обширные пространства Сибири и Дальнего Востока. Горные выработки, особенно неглубоко залегающего и распространенного на большие пространства минерального сырья (открытая разработка, россыпи и т. д.), как правило, не сопровождаются работами по восстановлению нив. Земные ресурсы существенно сокращаются городами и крупными производствами. Огромные пространства покрыты водохранилищами гидроэлектростанций, не окупающих, увы, своей энергией неисчислимых сельскохозяйственных потерь. А зараженность почв и производств на них сельскохозяйственных культур ядохимикатами стала уже притчей во языцех. Значительная область сельскохозяйственных угодий явилась жертвой Чернобыльской трагедии. Мы живем в вероятностной Вселенной, в которой возможно очень многое, подчас совершенно непредвиденное. Мы не знаем, с какими сюрпризами могут быть связаны аварии, а возможно, и эксплуатация АЭС. Но такие аварии всегда останутся вероятными, а проблемы хранения и утилизации отходов ядерного топлива и проблемы, связанные с демонтажом отработавших станций, пока далеки от решения. Нам нужна, крайне нужна энергия для организации новых производств и развития транспортных средств. И вот, реализуя сиюминутную потребность в энергии, мы за деревьями гарантий не видим атомного леса. Думается, что здесь два возможных пути — или закапывать АЭС на такие глубины, где взрывы не повлияют (в рамках допустимых норм) на сохранность поверхности земли и ее плодородия, или идти по пути поисков нетрадиционных источников энергии. Второй путь более долог, чреват неожиданностями и проблемами. Но надо что-то выбирать или идти одновременно по обоим путям, чтобы возможно быстрее выяснить их преимущества.

Вода не менее важна человеку, чем земля. Известны примеры, когда из-за непланируемо водоотбора или неограниченной вырубки ле-

сов происходит обезвоживание и превращение в необитаемые пустыни огромных пространств суши.

Загрязнение воды также непосредственно и отрицательно сказывается на сельскохозяйственных угодьях, ведет к гибели фауны (количество рыбных ресурсов в загрязненных водоемах уменьшается в сотни раз, а иногда сводится к нулю); загрязнение воды обуславливает также ухудшение здоровья населения, сокращение продолжительности жизни и распространение эпидемий. Очагами загрязнения могут быть реки (они уже в большинстве своем испорчены), озера (за Байкал ведется героическая, но не всегда эффективная борьба, а остальные озера остаются вообще вне внимания), прибрежные зоны морей — шельфы.

Воздух не менее нужен человеку, чем вода и продукты земли. Без воздуха человек может жить не более десятков минут, без воды трое суток, без еды — до сорока суток. Загрязнение воздуха, особенно в городских и промышленных районах, достигает недопустимых пределов. О вреде табака пишут много, а о вреде грязного воздуха — меньше; а по существу это одно и то же. Правда, есть разница в концентрациях, но есть разница и в непрерывности пользования. Курильщик может сказать: «Я буду курить 5, а не 20 сигарет в день», а житель города с отравленным воздухом не может сказать, что он в минуту будет делать не 16, а 4 вдоха. Загрязнение воздуха пагубно для человека, вызывает большое количество заболеваний, уменьшает продолжительность жизни, влияет на качество потомства.

Живая природа на глазах меняется не в пользу человека. Это сказывается не только в исчезновении лесов и разрушении почв. Происходит резкое сокращение или полное исчезновение некоторых животных и растений, что зафиксировано в «Красной книге». Деятельность самого человека нарушает локальные экологические равновесия. Так, в отравленных им водоемах исчезает рыба, которая сдерживала развитие растительности, и водоемы зарастают и заболачиваются. Переселение судака в Обское водохранилище, а дальневосточного ротана — в европейские реки сильно нарушило их экологическое равновесие. «Новоселы» быстро освоились в новой обстановке и энергично «выедают» местное рыбье население.

Неисчислимые бедствия могут начаться вследствие радиогенных мутаций, деградации животных и людей из-за изменения среды их обитания (странное поведение животных в районе Чернобыля, жертвы Хиросимы, выпадение волос у детей и пр.).

Мутации в микромире, возможно, обуславливают эпидемии и даже пандемии, если верна радиогенная гипотеза СПИД Мехлиса.

Слишком энергичное изменение человеком среды его обитания уже вызвало рост сердечно-сосудистых, онкологических и аллергических заболеваний. Экологическое равновесие человека с природой в настоящее время существенно нарушено и продолжает разрушаться.

Третья группа «примет будущего» заключается в нас самих — людях. Загрязнение и уничтожение почвы, загрязнение воды и воздуха, т. е. всего того, что мы едим, что пьем и чем дышим, а также возрастающая плотность населения, безусловно, влияют на нас не в лучшую сторону как в физическом, так и в моральном отношении. Влияет на нас и социальная структура общества, особенно когда она сформирована не в результате естественных процессов, ведущих к равновесию, а волевых актов, как правило, нарушающих это равновесие. Здесь можно подразумевать следующее. Во-первых, систему образования с его уравнительными тенденциями, перепроизводством и снижением качества специалистов с дипломами высшего образования. Во-вторых, далеко не изжитую уравнительность в оплате труда и, как следствие, потерю его стимулирования, особенно в отношении качества продукции. В-третьих, неуравновешенность платежного баланса с ее тупеядческими, спекуляторскими и мафишными следствиями. В-четвертых, неупорядоченность в брачных и семейных отношениях, в которых далеко не все бывает приятно, но которые должны быть скреплены чувством и дисциплиной общественного долга. Семья — основная ячейка государства, целостность семьи — прочность государства, а 50 % разводов — это раздробление половины национального организма. Все это очень важно. Однако если по загрязнению вод, воздуха и разрушению почв мы имеем обширные и достоверные данные, позволяющие этот вопрос осмыслить, то особенности социальной структуры (включая семьи, отношения людей и коллективов) изучаются недопустимо мало. А ведь для того чтобы навести порядок, надо очень много знать и в общем и в тонкостях.

На основании «примет будущего» мы должны его изучать в интересах человечества, а это значит — в интересах потомков. Однако состоя-

ние дел здесь крайне неблагоприятно, что требует высшего разума и настойчивых всеобщих усилий. Таким образом, будущее выступает как основная познаваемая сфера конструктивной деятельности человечества. Эта деятельность уже оставила «приметы будущего», в которых надо усматривать основные послышки для суждений и построений соответствующих теорий, которые при своей вероятностной природе должны рассматриваться нами, как наиболее надежная основа для познания грядущего и управления им во благо человечества и ради его сохранения.

* *
*

Для того чтобы успешно идти по пути в будущее, необходимо выработать общую стратегию человека в отношении с природой. Такая стратегия, на наш взгляд, должна заключаться не в предъявлении к природе требований, а испрашивания ее разрешения на любую значительную меру человека, ее касающуюся. Надо подходить не с позиции нужд человека, а с позиций возможностей природы, ее способностей безущербного удовлетворения этих нужд. Не согласованное с природой утверждение, что «здесь надо построить завод, город, транспортную систему и т. д.», неприемлемо. Необходимо начать с выяснения условий такого строительства: не повредит ли оно земле, воде, воздуху, растениям, животным и человеку, и заранее этот вред устранить или компенсировать. Восстановление почв должно быть обеспечено раньше, чем прохождение горных выработок. Меры к поддержанию поголовья рыбы, устранению инфекций, обеспечению пригодной воды для населения должны предшествовать сооружению завода на берегах реки. Короче говоря, при любых мероприятиях надо спросить разрешения у природы, имея в виду, что на данном этапе нашей истории мы должны считаться с приматом природы над деятельностью человека. Мы должны у нее спрашивать разрешения на все. В этом — наша общая необходимость. В этом объективность, материальность и познаваемость будущего времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андайк Дж. Кентавр.— М.: Прогресс, 1966.
2. Большое трещинное Толбачикское извержение/Ред. С. А. Федотов.— М.: Наука, 1984.
3. Герлинг Э. К., Шуколюков Ю. А., Кольцова Т. В. и др. Определение возраста основных пород по К/А методу // Геохимия.— 1962.— № 11.
4. Гоби-Алтайское землетрясение/Ред. Н. А. Флоренсов, В. П. Солоненко.— М.: Изд-во АН СССР, 1963.
5. Грюнбаум А. Философские проблемы пространства и времени.— М.: Прогресс, 1969.
6. Гьюйо М. Происхождение идеи времени.— Спб., 1899.
7. Даль В. Толковый словарь живого великорусского языка.— М.: Русский язык, 1979.
8. Егер И. Изотопная геология.— М.: Недра, 1984.
9. Иорданский В. Б. Хаос и гармония.— М.: Наука, 1982.
10. Каталог изотопных дат пород Украинского щита.— Киев: Наук. думка, 1978.

11. *Ключевский В. О.* Сочинения: В 9 т. Т. 1.— М.: Мысль, 1987.
12. *Кольская сверхглубокая*/Ред. Е. А. Козловский.— М.: Недра, 1984.
13. *Нарликар Дж.* Неистовая Вселенная.— М.: Мир, 1985.
14. *Рейхенбах Г.* Философия пространства и времени.— М.: Прогресс, 1985.
15. *Рухин Л. Б.* Основы литологии.— М.: Гостоптехиздат, 1953.
16. *Тугаринов В. И., Войткевич Г. В.* Докембрийская геохронология материков.— М.: Недра, 1970.
17. *Уитроу Дж.* Естественная философия времени.— М.: Прогресс, 1984.
18. *Харленд У. Б., Кокс А. В., Левеллин П. Г. и др.* Шкала геологического времени.— М.: Мир, 1985.
19. *Ястребицкая А. Л.* Западная Европа XI—XIII веков.— М.: Искусство, 1978.
20. *Suto Y., Górski K., Yuzzkiewicz R., Silk J.* Probes of large-scale structure in the Universe // *Nature*.— 1988.— V. 332, N 6162.— P. 328—330.

ИГиГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
29 мая 1989 г.

УДК 550.834

В. Г. Быков, И. К. Туезов

О ВОЗМОЖНОСТИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ВЯЗКОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВОВ АСТЕНОСФЕРЫ ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

На основе теорий Френкеля — Био — Николаевско-го и линейной вязкоупругости рассмотрено распространение продольных сейсмических волн в двухфазной астеносфере. Установлена зависимость поглощения сейсмических волн от давления, температуры,

Сейсмические наблюдения обнаружили в мантии Земли на глубинах от 70 до 150 км и от 300 до 400 км области пониженных скоростей и высокого поглощения сейсмических волн. В некоторых регионах Земли, например под Японией, сильно поглощающий слой находится на глубине 50—300 км, а аномально высокое затухание в пределах Срединно-Атлантического хребта установлено на глубине 30—40 км в слое мощностью около 300 км [4]. Такие области отождествляются с астеносферными слоями пониженной вязкости. Кроме того, сильное поглощение сейсмических волн зафиксировано в зонах современного вулканизма [11]. Аномально высокое поглощение сейсмических волн в астеносфере и вулканических областях обусловлено плавлением кристаллических пород. Определение вязкости магматических расплавов имеет большое значение для решения геодинамических задач, связанных с проблемой подъема магмы к поверхности Земли, прогноза землетрясений, выявления тектонически активных зон в верхней мантии и др.

Экспериментально установлено [5, 6], что расплав появляется в местах контактов нескольких зерен и образует систему взаимосвязанных каналов при сохранении целостности кристаллического скелета. Частичное плавление приводит к возникновению в астеносфере пористой структуры. Количество расплава в астеносфере, по данным различных исследователей [10], не превышает 1—10 % от общего объема. Поры, как следует из опыта [2], при давлении 10 кбар уменьшают свой объем примерно на 10—15 %. Для полного закрытия пор необходимо приложить давление порядка 200 кбар и более, что соответствует глубинам свыше 700 км. Таким образом, астеносферу

объема расплава в астеносфере и частоты колебаний. Показана возможность определения сейсмическими методами вязкости магм, образуемых в верхней мантии.

можно представить как среду, состоящую из жестких тугоплавких зерен и расплава, заполняющего поры. По мнению авторов работы [15], оливиново-базальтовая система может служить аналогом верхней мантии для изучения эффекта частичного плавления.

В работах [12, 13, 16—18, 20] приведены экспериментальные данные, полученные при изучении вязкости базальтовых расплавов в различных *PT*-условиях. Установлено, что увеличение температуры понижает вязкость сухих и влагонасыщенных расплавов (рис. 1, а). Повышение давления приводит к понижению вязкости сухих оливиновых толеитов и повышению вязкости кварцевых толеитов [12, 13]. Добавление в расплав летучих компонентов понижает вязкость до 0,5—20 П и придает им высокую подвижность; вязкость водосодержащих расплавов при повышении давления понижается (см. рис. 1, б). Проводя исследования по изучению скоростей и поглощения сейсмических волн в расплавах металлов, Р. Стокер и Р. Гордон [23] пришли к выводу, что основной вклад в поглощение вносит движение расплава. Поглощение, обусловленное этим механизмом, на 2—3 порядка больше, чем поглощение за счет теплопроводности и химических реакций. Поэтому в связи с проблемой определения сейсмическими методами вязкости расплавов в астеносфере в настоящей работе будут учитываться вязкие потери энергии сейсмических волн, обусловленные движением расплава относительно зерен и циркуляционными течениями внутри расплава, заполняющего поры.

В ряде работ [3, 19, 25, 26] предложены теоретические модели частично расплавленных горных пород для решения динамических задач. Полученные результаты были использованы для интерпретации сейсмических данных и по-

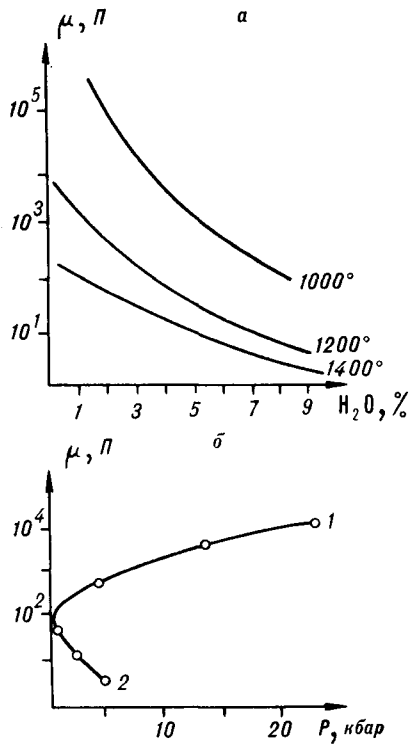


Рис. 1. Зависимость вязкости расплава базальта от степени насыщения водой при различных температурах (а) и давления при $T = 1400^\circ\text{C}$ (б) (по Н. И. Хитарову и др. [13]).

1 — расплав безводный; 2 — расплав, насыщенный водой.

строения региональных моделей, например в [22]. Дж. Уолш [25, 26], применяя вязкоупругую аналогию, определял значения эффективных модулей упругости и добротности среды с жидкими сферическими включениями. При этом он заменял действительные модули на мнимые в формуле Хашина. Поглощение определялось как отношение мнимой к реальной части модулей упругости. Однако, по мнению А. О. Глико [3], такой метод представляется необоснованным, поскольку диссипация энергии определяется не только условием минимума потенциальной энергии, но еще и принципами термодинамики необратимых процессов. Последнее обстоятельство не было учтено Дж. Уолшем. Г. Мавко и А. Нур [19], работая над проблемой прогноза землетрясений, модифицировали теорию Уолша применительно к включениям в виде трещин и рассматривали струнный механизм поглощения. В [3] на основе метода Хашина получены выражения для граничных значений эффективных модулей сдвига и добротности в случае неупругой матрицы, содержащей жидкие сферические включения. Рассмотрен также случай, когда тонкие жидкие пленки окружают сферические зерна скелета.

Для описания распространения сейсмических

волн в астеносфере используем динамическую теорию насыщенных пористых сред [9] и линейную теорию вязкоупругости [7].

1. Поглощение, обусловленное движением расплава относительно кристаллического скелета. Применим модель взаимопроникающих континуумов пористой среды, представленной скелетом из тугоплавких зерен и пор, заполненных расплавом. В случае изотермического движения и в отсутствие массовых сил уравнения неразрывности и баланса импульса для жидкой и твердой фаз запишем в виде [9]

$$\frac{\partial}{\partial t} (1 - m) \rho_1 + \frac{\partial}{\partial x_i} (1 - m) \rho_1 u_i = 0; \quad (1.1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} m \rho_2 + \frac{\partial}{\partial x_i} m \rho_2 v_i = 0;$$

$$\frac{\partial}{\partial t} (1 - m) \rho_1 u_i = \frac{\partial}{\partial x_j} \sigma_{ij}^f - \frac{\partial}{\partial x_i} (1 - m) P + \frac{\mu m^2}{k} (v_i - u_i); \quad (1.2)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} m \rho_2 v_i = - \frac{\partial}{\partial x_i} m P - \frac{\mu m^2}{k} (v_i - u_i); \quad (1.3)$$

$$\sigma_{ij}^f = \left(K - \frac{2}{3} G \right) e \delta_{ij} + 2 G e_{ij} + \beta_i K P \delta_{ij},$$

где ρ_1 , ρ_2 — плотность твердой и жидкой фаз; u_i , v_i — скорости смещения частиц скелета и расплава; m , k — пористость и проницаемость скелета; μ — вязкость расплава; G — модуль сдвига пористой среды; K — модуль всестороннего сжатия; P — давление в расплаве; σ_{ij}^f — эффективные напряжения в пористой среде, обусловленные взаимными смещениями частиц и их сжатием из-за контактных сил; e_{ij} — полная деформация среды.

Используя (1.1)–(1.3) и дополнительно дифференцируя по t , получим для случая изотропного одномерного движения в направлении оси x уравнения движения

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} (a_1 u + a_2 v) = \frac{\partial^2}{\partial t^2} [(1 - m) \rho_1 u + m \rho_2 v]; \quad (1.4)$$

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} (a_3 u + a_4 v) = \frac{\partial^2}{\partial t^2} \rho_2 v - \frac{\mu m}{k} \frac{\partial}{\partial t} (u - v); \quad (1.5)$$

$$a_1 = K + \frac{4}{3} G - (1 - m)(1 - \beta_1 K) [m + (1 - m)(1 - \beta_1 K)] (\beta - \beta_1 \beta_2 K)^{-1},$$

$$a_2 = m [m - (1 - m)(1 - \beta_1 K)] (\beta - \beta_1 \beta_2 K)^{-1},$$

$$a_3 = -(1 - m)(1 - \beta_1 K) (\beta - \beta_1 \beta_2 K)^{-1},$$

$$a_4 = m (\beta - \beta_1 \beta_2 K)^{-1}, \quad \beta = (1 - m) \beta_1 + m \beta_2,$$

где β_1 , β_2 — сжимаемость твердой и жидкой фаз. Последний член в (1.5) описывает вязкие

потери, связанные с движением расплава относительно скелета. Вязкие потери в представленной модели наиболее сильно зависят от размера пор и проницаемости. Установлено [22], что проблема определения физических свойств частично расплавленных горных пород связана с неопределенностью параметров, описывающих поровую геометрию и распределение расплава. Наиболее надежной формулой для вычисления проницаемости кристаллического скелета является [14] $k = m^2 d^2 / 1600$, где d — диаметр зерна. Уравнения (1.4) — (1.5) образуют связанную систему, описывающую распространение продольных сейсмических волн в частично расплавленных горных породах. Задавая решение уравнений (1.4) — (1.5) в виде $u = u_0 \exp \{i \times (\omega t - l x)\}$, $v = v_0 \exp \{i (\omega t - l x)\}$, где $l = l_r + i \alpha_p$, и подставляя эти выражения в уравнения, получим

$$\begin{vmatrix} a_1 l^2 - (1 - m) \rho_1 \omega^2 & m \rho_2 \omega^2 - a_2 l^2 \\ -a_3 l^2 + i \omega \frac{\mu m}{k} & \rho_2 \omega^2 - a_4 l^2 - i \omega \frac{\mu m}{k} \end{vmatrix} = 0. \quad (1.6)$$

Вычисляя (1.6) и производя подстановку $Z = l^2 / \omega^2$, приходим к алгебраическому уравнению второй степени:

$$Z^2 - 2pZ - q = 0;$$

$$p = \frac{1}{2} \left\{ [a_1 \rho_2 + m a_3 \rho_2 + (1 - m) a_4 \rho_1] + i (a_2 - a_1) \frac{\mu m}{k \omega} \right\} (a_1 a_4 + a_2 a_3)^{-1};$$

$$q = \left\{ (1 - m) \rho_1 \rho_2 + i [(1 - m) \rho_1 - m \rho_2] \frac{\mu m}{k \omega} \right\} \times (a_1 a_4 + a_2 a_3)^{-1}.$$

Откуда $Z_1 = p - (p^2 + q)^{1/2}$ — волна первого рода. Для коэффициента поглощения продольной волны окончательно получим выражение

$$\alpha_{p1}(\omega) = \omega \operatorname{Im} [p - (p^2 + q)^{1/2}]^{1/2}. \quad (1.7)$$

2. Поглощение, связанное с циркуляционными течениями внутри расплава, заполняющего поры. В линейной теории вязкоупругости для описания распространения изотермических одномерных продольных волн применяется уравнение движения [7];

$$\frac{\partial \sigma_{ii}}{\partial x_i} = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}; \quad (2.1)$$

$$\sigma_{ii}(x, t) = \int_{-\infty}^t [\lambda(t - \tau) + 2\mu(t - \tau)] \times \frac{\partial^2 u(x, \tau)}{\partial \tau \partial x} d\tau, \quad (2.2)$$

где ρ — плотность среды; λ, μ — упругие коэффициенты Ламе; σ_{ii} — эффективные напряжения в среде. Подставляя (2.2) в (2.1), получим

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \int_{-\infty}^t K(t - \tau) \frac{\partial^2 u(x, \tau)}{\partial \tau \partial x^2} d\tau; \quad (2.3)$$

$$K(t) = \lambda(t) + 2\mu(t).$$

Полагая $u(x, t) = u_0 \exp \{i(\omega t - l x)\}$, из (2.3) имеем

$$l = l_r + i \alpha_p = \pm \omega (\rho / \bar{K})^{1/2}. \quad (2.4)$$

$\bar{K}_i(\omega)$ — комплексный модуль, который выражается через функцию релаксации $K(t)$ с помощью преобразования Фурье. Представляя

$$\bar{K}(i\omega) = Q(\omega) + iR(\omega), \text{ из (2.4) найдем} \\ \alpha_{p2}(\omega) = \omega (\rho/2)^{1/2} [(Q^2 + R^2)^{1/2} - Q]^{1/2} \times \\ \times (Q^2 + R^2)^{-1/2}, \quad (2.5)$$

$$Q = \operatorname{Re} \left(\xi + \frac{4}{3} \gamma \right), \quad R = \operatorname{Im} \left(\xi + \frac{4}{3} \gamma \right),$$

где ξ, γ — объемный и сдвиговый эффективные коэффициенты вязкоупругости среды. Ю. А. Бувеч и А. Ю. Зубарев [1] получили выражения для ξ и γ в случае малого объема включений ($m \ll 1$):

$$\xi = \frac{K_1 + \frac{4}{3} G}{K_2 + \frac{4}{3} G} (K_2 - K_1 + i\omega \zeta) + K_1; \quad (2.6)$$

$$\gamma = G \left[1 + (i\omega \eta - G) \frac{15 \left(K_1 + \frac{4}{3} G \right) m}{G(9K_1 + 8G) + 6(K_1 + 2G) i\omega \eta} \right].$$

После некоторых преобразований найдем явные выражения для величин Q и R , входящих в (2.5):

$$Q = \frac{20HG(D\Gamma_2^2 - C)m}{C^2 + D^2\Gamma_2^2} - MH; \quad (2.7)$$

$$R = \frac{20HG(C + D)\Gamma_2 m}{C^2 + D^2\Gamma_2^2} + \frac{HG\Gamma_1}{L} m;$$

$$H = K_1 + \frac{4}{3} G, \quad L = K_2 + \frac{4}{3} G,$$

$$M = m(K_1 - K_2) \cdot L^{-1} - 1,$$

$$C = 9K_1 + 8G, \quad D = 6(K_1 + 2G), \quad \Gamma_1 = \omega \zeta / G,$$

$$\Gamma_2 = \omega \eta / G,$$

где ρ — плотность насыщенной пористой среды; K_1, K_2 — модули всестороннего сжатия твердой и жидкой фаз; G — модуль сдвига матрицы; m — пористость; ζ, η — объемная и сдвиговая вязкости расплава. Используя (2.7) и (2.5), можно вычислить коэффициент поглощения продольной волны. Выражение для коэффициента поглощения поперечной волны предложено в [1]. Необходимо отметить, что соотношения (2.6) были получены в предположении полной непроницаемости матрицы, и поэтому они описывают поглощение за счет тече-

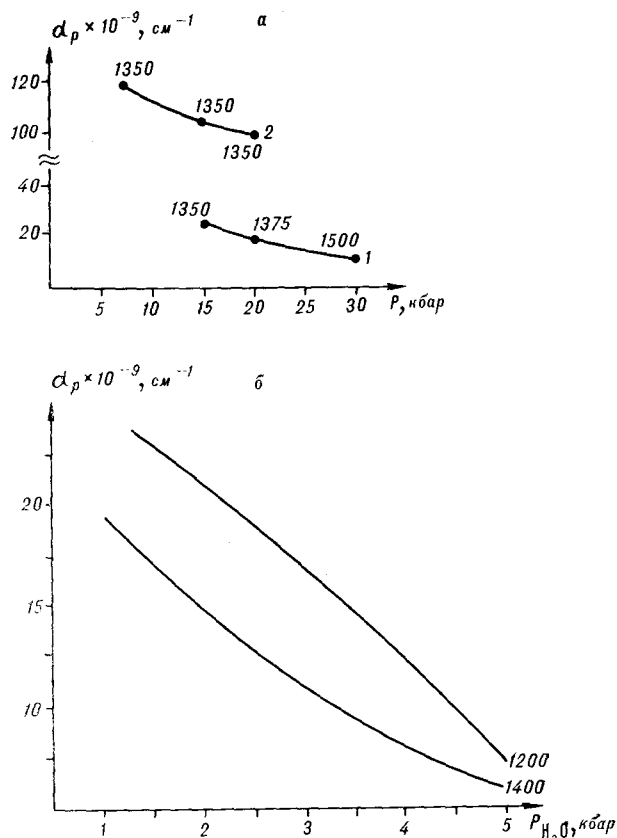


Рис. 2. Зависимость поглощения продольной сейсмической волны от давления (а) на частоте в 10 Гц в зернистой оливиновой среде, насыщенной расплавами, и от давления воды (б) в расплаве кварцевого толеита. Цифры — значения температуры.
1 — расплав оливинowego толеита; 2 — расплав андезита.

ний внутри расплава, заполняющего поры. Из (2.5) и (2.7) нетрудно видеть, что при отсутствии пор ($m = 0$) коэффициент поглощения равен нулю, наблюдается абсолютно упругий волновой процесс.

3. Расчет коэффициентов поглощения продольных сейсмических волн в астеносфере. На основе уравнений (1.7) и (2.5) были рассчитаны коэффициенты поглощения сейсмических волн в двухфазной астеносфере в диапазоне частот 0,1—10 Гц. Необходимые для вычислений физические параметры взяты из [3, 12, 13, 16—18]. Для скелета (зерна оливина): $\rho_1 = 3,34 \text{ г/см}^3$; $K_1 = 10^{12} \text{ дин/см}^2$; $G = 0,3 \times 10^{11} \text{ дин/см}^2$; $m = 0,05$; $d = 0,1 \text{ см}$. Для каждого типа расплава ρ_2 , ξ , η , μ выбирались отдельно в зависимости от термодинамических условий и будут в дальнейшем указаны, $K_2 = 10^{12} \text{ дин/см}^2$.

Зависимость поглощения от давления. С увеличением эффективного давления значения коэффициентов поглощения продольных сейсмических волн, распространяющихся в среде, насыщенной сухим расплавом, уменьшаются. На

рис. 2, а представлена зависимость $\alpha_p(P)$ на частоте 10 Гц для оливиновой зернистой среды, насыщенной расплавом толеита из лавового озера Килауэа (Гавайи) ($\rho_2 = 2,892\text{—}3,079 \text{ г/см}^3$, $\mu = 40\text{—}8 \text{ П}$, $T = 1350\text{—}1500 \text{ }^\circ\text{C}$) и расплавом андезита из лавового озера (Орегон) ($\rho_2 = 2,532\text{—}2,652 \text{ г/см}^3$, $\mu = 1070\text{—}800 \text{ П}$, $T = 1350 \text{ }^\circ\text{C}$) [16]. На рис. 2, б показана зависимость поглощения от давления воды в расплаве кварцевого толеита (базальт Киргурич) при различной степени насыщения расплава водой ($\mu = 82\text{—}5,5 \text{ П}$, $\text{H}_2\text{O} = 3,3\text{—}8,5 \%$, $T = 1200 \text{ }^\circ\text{C}$; $\mu = 35\text{—}2,5 \text{ П}$, $\text{H}_2\text{O} = 3,3\text{—}9,3 \%$, $T = 1400 \text{ }^\circ\text{C}$) [12]. Из рисунка видно, что поглощение с увеличением давления воды также уменьшается. Рассчитанные зависимости $\alpha_p(P)$ качественно совпадают с экспериментальными данными по пористым средам, насыщенным жидкостями [24].

Зависимость поглощения от температуры. На рис. 3 показана температурная зависимость поглощения сейсмических волн в частично расплавленном оливиновом базальте (Галапагосские о-ва) ($\mu = 251\text{—}6,3 \text{ П}$, $T = 1150\text{—}1500 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 1 \text{ бар}$) [20] для частот 2, 6, 10 Гц. Из рисунка следует, что при фиксированных частоте и размере зерен поглощение с ростом температуры уменьшается, что также совпадает с экспериментом по насыщенным жидкостью породам [24].

Зависимость поглощения от частоты. На рис. 4 представлена частотная зависимость поглощения продольных сейсмических волн для среды, заполненной расплавом оливинowego то-

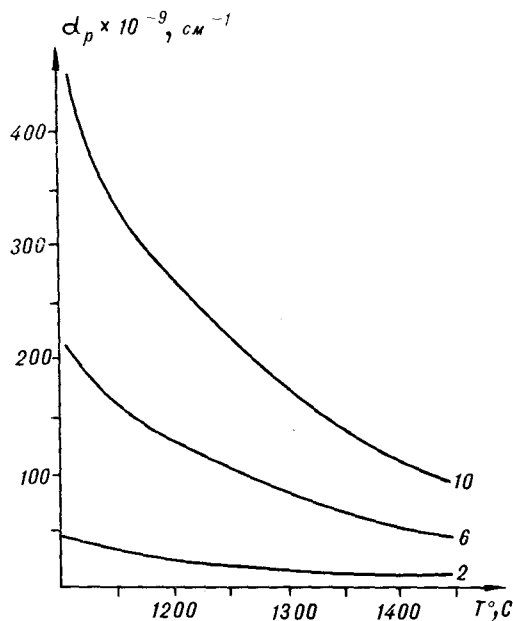


Рис. 3. Температурная зависимость поглощения продольных волн в частично расплавленном оливиновом базальте для частот 2, 6, 10 Гц.

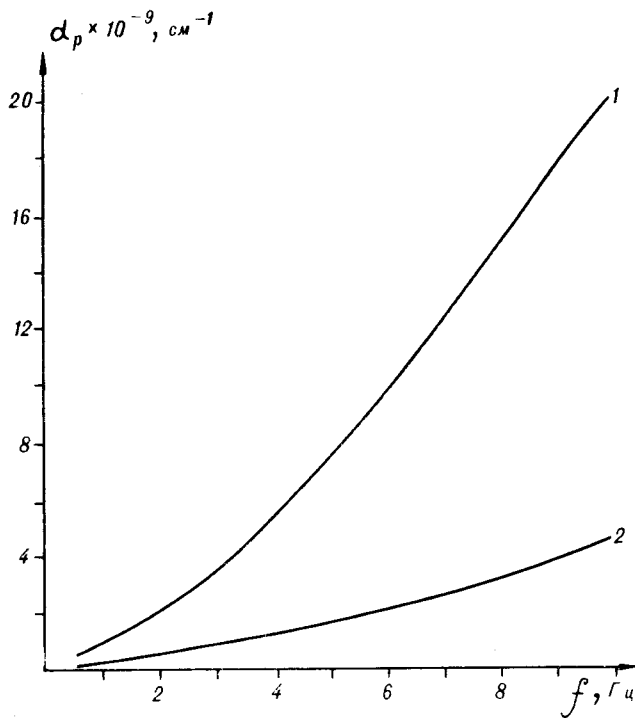


Рис. 4. Частотная зависимость поглощения продольных волн для оливиновой среды, насыщенной расплавом оливинового толеита. 1 — $\mu = 25$ П, $T = 1220^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $H = 25$ км; 2 — $\mu = 2$ П, $T = 1580^\circ\text{C}$, $P = 35$ кбар, $H = 100$ км.

леита ($\mu = 25$ П, $T = 1220^\circ\text{C}$, $P = 8$ кбар, $H = 25$ км; $\mu = 2$ П, $T = 1580^\circ\text{C}$, $P = 35$ кбар, $H = 100$ км) [17] в диапазоне 0,1—10 Гц. Зависимость является степенной, однако поглощение ближе к пропорциональности f^1 , чем f^2 . Из рисунка следует, что поглощение с частотой увеличивается.

Зависимость поглощения от пористости. На рис. 5 показана зависимость поглощения сейсмических волн от доли расплава оливинового толеита из района Срединно-Атлантического хребта ($\mu = 0,5$ П, $T = 1350^\circ\text{C}$, $P = 5$ кбар, $\text{H}_2\text{O} = 9\%$, $d = 0,3$ см) [13] на частоте 10 Гц. Из рисунка следует, что при изменении пористости, т. е. доли расплава, зависимости циркуляционного и вязкоинерционного поглощения имеют различный характер. При увеличении доли расплава очень малой вязкости до 10—30%, что возможно в зоне спрединга [6], вклад обоих механизмов в поглощение становится сравнимым.

Поведение рассчитанных по известным значениям вязкости кривых $\alpha(P)$ и $\alpha(T)$ качественно совпадает с экспериментальными зависимостями для пористых насыщенных сред. Кроме того, натурные измерения в астеносфере на низких частотах дают коэффициенты поглощения сейсмических волн порядка 10^{-10} — 10^{-7} см $^{-1}$ [9, 11], что также не противоречит расчетам.

4. Геофизическое приложение. Согласно модели С. Соломона [22], свойства слоев астеносферы существенно зависят от количества и распределения расплава. Сейсмические исследования показывают [4], что на глубине от 50 до 170 км и от 300 до 400 км могут образовываться базальтовые расплавы. В работе А. И. Фарберова [11] отмечено, что максимальное поглощение продольных сейсмических волн под Южными Курильскими островами зарегистрировано в диапазоне глубин 55—150 км. Повышенное затухание сейсмических волн от землетрясений на Камчатке обнаружено под вулканическим поясом на глубине 100—150 км. Зона повышенного поглощения под Японией находится на глубине 50—300 км. Данные, полученные при сейсмологических исследованиях Курило-Камчатской вулканической области, показывают, что на глубине 20—100 км в диапазоне частот 1—6 Гц коэффициент поглощения продольных сейсмических волн α_p равен $(0,5\text{—}2,5) \cdot 10^{-7}$ см $^{-1}$.

Предложенная динамическая модель двухфазной астеносферы при содержании 5% расплава кварцевого толеита (базальт Киргурич, Ключевская сопка), который при $T = 1100^\circ\text{C}$ и $P = 23$ кбар, что соответствует $H = 80$ км, имеет вязкость 63 000 П [12], дает при $f = 1$ Гц $\alpha_p = 0,3 \cdot 10^{-7}$ см $^{-1}$, а при $f = 6$ Гц $\alpha_p = 3,7 \cdot 10^{-7}$ см $^{-1}$. Результаты расчетов хорошо согласуются с данными натурных измерений в Курило-Камчатской вулканической области. Варьирование значений вязкости расплава позволяет получить сравнимые с измеренными коэффициенты поглощения. Сейсмические измерения кроме α_p дают и глубину залегания поглощающих слоев H , что позволяет определить P и T , которые можно воспроизвести в лабораторных условиях при определении вязкости для сопоставления с результатами расчетов. Определение α_p в мантии чрезвычайно важно, так как чувствительность к частичному плавлению и вязкости расплава делает поглощение важнейшим параметром для изучения этих свойств.

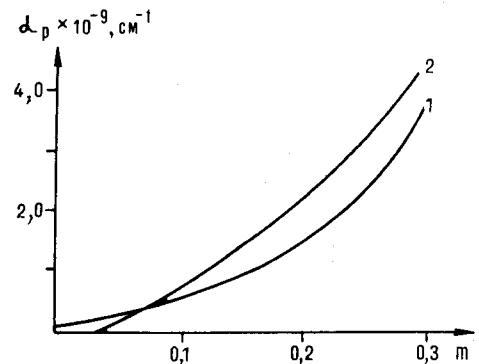


Рис. 5. Зависимость поглощения продольных сейсмических волн от пористости оливина, заполненного расплавом оливинового толеита, на частоте 10 Гц. 1 — циркуляционный механизм; 2 — вязкоинерционный механизм.

Таким образом, из приведенных результатов следует, что коэффициенты поглощения продольных сейсмических волн при привлечении данных о глубине залегания и *PT*-параметрах слоев могут служить для определения вязкости и типа расплавов в астеносфере. Применение сейсмических методов будет способствовать количественному установлению вязкости базальтовых магм, образуемых в астеносфере, и поможет разрешить вопрос о детальном распределении расплава в слоях астеносферы. Построение трехфазной модели астеносферы позволит, вероятно, количественно оценить степень насыщения летучими компонентами магматических расплавов.

Полученные результаты сводятся к следую-

щему. Проведены расчеты и сравнительный анализ поглощения продольных сейсмических волн в двухфазной астеносфере, обусловленной вязкоинерционным и циркуляционным механизмами. Установлена зависимость поглощения от давления, температуры, объема расплава и частоты колебаний. Получена формула для коэффициента поглощения продольных волн за счет циркуляционного течения магматического расплава внутри пор. Показано, что применение сейсмических методов дает возможность для дистанционного определения вязкости магм, образуемых в верхней мантии.

Авторы благодарят В. Н. Николаевского за плодотворное обсуждение настоящей работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буевич Ю. А., Зубарев А. Ю. О дисперсии линейных упругих волн в насыщенных пористых пластах // Изв. вузов. Нефть и газ.— 1987.— № 10.— С. 61—65.
2. Воларович М. П., Баюк Е. И., Левыкин А. И. и др. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах.— М.: Наука, 1974.
3. Глико А. О. Эффективные упругие модули и добротность двухфазных сред // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1976.— № 5.— С. 32—45.
4. Йодер Х. Образование базальтовой магмы.— М.: Мир, 1979.
5. Каракин А. В., Лобковский Л. И. Гидродинамика и структура двухфазной астеносферы // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 268, № 2.— С. 324—329.
6. Каракин А. В., Лобковский Л. И. К выводу уравнений трехкомпонентной вязкодеформируемой среды (кора и астеносфера) // Изв. АН СССР. Физика Земли.— 1985.— № 12.— С. 3—13.
7. Кристенсен Р. Введение в теорию вязкоупругости.— М.: Мир, 1974.
8. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли.— М.: Недра, 1965.
9. Николаевский В. Н. Механика пористых и трещиноватых сред.— М.: Недра, 1984.
10. Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.
11. Фарберов А. И. Магматические очаги вулканов Восточной Камчатки по сейсмологическим данным.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.
12. Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Слуцкий А. Б. и др. Влияние давления на вязкость расплава базальта // Геохимия.— 1976.— № 10.— С. 1489—1497.
13. Хитаров Н. И., Лебедев Е. Б., Дорфман А. М. и др. Вязкость сухих и водосодержащих базальтовых расплавов под давлением // Геохимия.— 1978.— № 6.— С. 900—905.
14. Borgen N., Waff H. S. Permeabilities, interfacial areas and curvatures of partially molten systems: results of numerical computations of equilibrium microstructures // J. Geophys. Res.— 1986.— V. 91, N B9.— P. 9261—9276.
15. Cooper R. F., Kohlstedt D. L. Reology and structure of olivinebasalt partial melts // Ibid.— 1986.— V. 91, N B9.— P. 9315—9323.
16. Kushiro J., Yoder H. S., Mysen B. O. Viscosities of basalt and andesite melts at high pressures // Ibid.— 1976.— V. 81, N 35.— P. 6351—6356.
17. Kushiro J. Viscosity of partial melts in the upper mantle // Ibid.— 1986.— V. 91, N B9.— P. 9343—9350.
18. Manghnani M. H., Sato H., Rai C. S. Ultrasonic velocity and attenuation measurements on basalt melts to 1500 °C: role of composition and structure in the visco-elastic properties // Ibid.— 1986.— V. 91, N B9.— P. 9333—9342.
19. Mavco G. M., Nur A. Melt squirt in the asthenosphere // Ibid.— 1975.— V. 80, N 11.— P. 1444—1448.
20. Murase T., McBirney A. R. Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures // Geol. Soc. Amer. Bull.— 1973.— V. 84, N 11.— P. 3563—3592.
21. Schmeling H. Partial melt below iceland: a combined interpretation of seismic and conductivity data // J. Geophys. Res.— 1985.— V. 90, N B12.— P. 10105—10116.
22. Solomon S. C. Seismic waves attenuation and partial melting in the upper mantle of North America // Ibid.— 1972.— V. 77, N 8.— P. 1483—1502.
23. Stocker R. W., Gordon R. B. Velocity and internal friction in partial melts // Ibid.— 1975.— V. 80, N 35.— P. 4828—4836.
24. Toksoz M. N., Johnston D. H., Timur A. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks // Geophysics.— 1979.— V. 44, N 4.— P. 681—711.
25. Walsh J. B. Attenuation in partially melted material // J. Geophys. Res.— 1968.— V. 73, N 6.— P. 2209—2216.
26. Walsh J. B. New analysis of attenuation in partially melted rocks // J. Geophys. Res.— 1969.— V. 74, N 7.— P. 4333—4337.

ДИСКУССИЯ

В рамках принятых предположений о составе магмы, условиях ее рассредоточения и перемещения во вмещающих породах верхней мантии поставленная авторами задача решена, по-видимому, достаточно корректно. И все-таки хотелось бы отметить следующее.

С одной стороны, следует заметить, что астеносфера в том виде, как она трактуется в статье, не наблюдается повсеместно, а выделяется в виде зоны низкой скорости и высокой электропроводности обычно лишь в тектонически активных районах. В связи с выделением под крупными структурными сооружениями Северной Америки и Европы некоего подобия «корней» до глубины 300—400 км вопрос о существовании в таких районах астеносферы повисает в воздухе.

С другой стороны, существование зон частичного плавления в верхней мантии в тектонически активных регионах или даже в регионах, прошедших сравнительно давно такую активизацию, вряд ли можно оспаривать. Но происхождение таких зон, вероятно, иное, чем просто «определенные термодинамические условия». В свете современных данных сейсмической томографии, источники тепла и расплавов могут находиться на очень большой глубине. Например, в настоящее время происхождение «горячих

точек» трактуется как результат сравнительно быстрого подъема горячих масс с границы ядро — мантия и растекания их на конечном этапе под литосферой. Есть основание полагать, что как подъем, по крайней мере в верхней мантии, так и распространение по горизонтали этого горячего материала происходит по механизму гидроразрыва с образованием в конечном счете протяженной системы взаимосвязанных трещин, заполненных ультраосновным расплавом. Плавление вмещающих пород и, видимо, дифференциация первоначальных расплавов уже может дать базальтовую магму, которая по мере ее образования выбрасывается к поверхности. Естественно, что такая ситуация значительно отличается от той модели, которая принята в статье и, разумеется, будут отличаться и результаты расчетов.

Впрочем, эти замечания не относятся к самой идее использования принятой методики, которая представляет несомненный интерес. Работа в этом направлении может быть значительно расширена. Однако представляется, что, может быть, следует сосредоточить внимание не на вязкости, которая, согласно экспериментам над ультраосновными расплавами, имеет величину порядка нескольких пуазов, а на степени частичного плавления, имея в виду существование взаимосвязанных трещин.

*ИМГиГ ДВО АН СССР
Южно-Сахалинск*

П. М. Сычев

УДК 550.83.053

Л. И. Брянский

СТАНДАРТНЫЕ МОДЕЛИ В ГРАВИМЕТРИИ

Анализируется состояние проблемы концептуальных плотностных моделей. Применение уравнения регрессии $\sigma = f(V)$ имеет определенные ограничения, в связи с чем предложено при гравитационном моделировании в Дальневосточном регионе использовать стандартные плотностные модели земной коры.

В рамках слоисто-блоковых моделей стандартная двухслойная градиентная модель определяется только геометрией разреза и не зависит от скорости, по дан-

Прогресс в изучении глубинной структуры земной коры в значительной мере связан с дальнейшим развитием идей моделирования.

До 40-х гг. нашего столетия модель рассматривалась в качестве некоторой имитации. И хотя с внедрением ЭВМ исследователи пришли к пониманию моделирования как специфического, численного эксперимента, понятие имитационной (или концептуальной) модели не утратило своего значения.

Концептуальная модель в современном понимании имеет двоякий смысл. С одной стороны, это концепция, т. е. сумма основополагающих представлений об объекте исследования (земной коре), с другой — самая первичная модель (модель нулевого приближения), тот первоначок, с которого начинается процесс моделирования.

С тех пор как в практику интерпретации вошел принцип моделирования, исследователи пришли к убеждению, что модель нулевого приближения в значительной мере определяет конечный результат интерпретации. Поэтому проблема выбора концепции, которая ляжет в основу этой модели, всегда была в центре внимания. По мнению М. А. Алексидзе [1, с. 3], в этом смысле «задача создания плотностной модели значительно более общая, чем прямые и обратные задачи гравиметрии».

Численный эксперимент обычно начинается именно с выбора концептуальной модели. Этот процесс назван мягким моделированием. Мягкое моделирование предполагает перебор конкурирующих концептуальных моделей для отбраковки неподходящих.

ным ГСЗ. Геометрия этой модели приведена в соответствии с современными сейсмическими данными о структуре земной коры. Показано, что в общем случае гравитационная стандартная модель не адекватна однородно-плотностной со средней плотностью, равной средневзвешенной стандартной модели, также она отличается от модели с «гранитным» и «базальтовым» слоями.

В системе сейсмогравитационного моделирования проблема мягкого моделирования обычно не рассматривается, поскольку, как правило, исследователи оперируют единственной, так сказать вне конкурса, концептуальной моделью.

Такая ситуация в значительной мере связана с традициями геологического воспитания в духе отрицания любых концепций, кроме одной, единственно верной, вследствие чего множественность моделирования вызывает, по выражению [10], определенный дискомфорт.

Если отбросить разногласия о величинах некоторых важных плотностных параметров (плотности мантии, перепаде плотности на границе Мохо и т. п.), то следует признать, что множественность альтернативных моделей определяется главным образом существующими различиями в представлениях о формах делимости земной коры. Известны три основные формы делимости (или модели геометрии среды): слоисто-блоковая, чешуйчато-слоистая и бобовая или кусковая.

Слоисто-блоковая модель предложена И. П. Косминской в конце 60-х гг. на основании отрицания повсеместного распространения границы Конрада и установления дифференцированной картины слоистости в разных блоках.

Кусковая или бобовая модель (blob-model [11]) присуща жестким массивам и отражает нуклеарную структуру Земли.

М. А. Садовский рассматривает кусковатость, бобовость в качестве естественной, самопроизвольной формы делимости земной коры.

Чешуйчато-слоистая модель (imbricate-model) возникла в последние годы как результат анализа большого материала по проекту COCORP.

В нашем регионе отсутствуют какие-либо экспериментальные материалы, эквивалентные COCORP, которые позволили бы получить информацию о чешуйчато-слоистой структуре коры.

Отражением бобовой формы делимости в близповерхностной части коры, возможно, являются кольцевые структуры. Тем не менее пока не найден экспериментальный метод ее изучения, в связи с чем бобовая модель не является конструктивной.

Таким образом, единственная концепция, слоисто-блоковая, в наших условиях может быть пока реализована при гравитационном моделировании.

В рамках слоисто-блоковой концепции сохраняется множественность плотностных моделей, поскольку неоднозначны представления о распределении плотности в слоях, особенно в консолидированной коре.

Процедура моделирования предполагает, чтобы каждый элементарный блок был охарактеризован значением плотности. Обычно считается, что имеет место стохастическое распределение плотности в блоках. При таком допущении существует единственный способ определения плотности, основанный на использовании эмпирических зависимостей между плотностью и скоростью. Считается, что полученные таким путем плотностные модели наилучшим образом удовлетворяют имеющимся данным о плотности в коре, и поэтому они называются оптимальными.

Между тем существование литостатического давления и изменения состава и степени метаморфизма с глубиной позволяют считать, что имеет место по крайней мере тенденция увеличения плотности с глубиной, что экспериментально подтверждено увеличением скорости с глубиной, которое можно хотя бы грубо аппроксимировать какой-либо зависимостью. Последняя в этом случае будет называться стандартной.

Существует представление [6], что плотность возрастает с глубиной по линейно-кусочному закону. Следовательно, в каждом слое блока можно рассматривать градиентное распределение плотности.

Для дальнейших рассуждений рассмотрим единственный двумерный слоистый блок. В зависимости от принятого закона распределения плотности, стохастического или детерминированного (стандартного), поле силы тяжести определяется выражениями [2]:

$$\Delta g = \sum_{i=1}^n 2\pi f \Delta \sigma_{св} m_i S_{g_i} \quad (1)$$

где f — гравитационная постоянная; $\Delta \sigma_{св}$ — средневзвешенная избыточная плотность; S_g — коэффициент формы, определяемый параметрами $U = b/H$ и $V = h/H$ ($2b$ — горизонтальная мощность блока, h , H — глубины до верхних и нижних кромок слоев соответственно); i — номер слоя в блоке (n — число слоев); m — мощность слоя.

Для случая градиентной среды, когда избыточная плотность возрастает с глубиной по закону $\Delta \sigma = \Delta \sigma_0 + KZ$ (где $\Delta \sigma_0$ — избыточная плотность на верхней кромке, K — вертикальный градиент плотности, Z — глубина),

$$S_g = \frac{\Delta \sigma'_0}{\Delta \sigma_{св}} S + \frac{KH}{\pi \Delta \sigma_{св}} \Delta S, \quad (2)$$

где $\Delta \sigma'_0$ — избыточная плотность на верхней кромке, приведенная к дневной поверхности ($Z = 0$); $S_g = S$ для условий $K = 0$, ΔS — некоторый параметр, для которого составлена номограмма $\Delta S = f(U, V)$.

Для дальнейших рассуждений нам понадобится получить выражение S_g в предельном случае, когда $2b \rightarrow \infty$ ($2b \gg H$), т. е. для плоскопараллельного слоя. Для этих условий $S \rightarrow 1$, $\Delta S \rightarrow \pi$. Тогда выражение (2) приводится к виду

$$S_g = \frac{\Delta \sigma'_0 - Kh + KH}{\Delta \sigma_{св}} = \frac{\sigma_0 - \sigma_M + K(H - h)}{\Delta \sigma_{св}} = - \frac{\Delta}{\Delta \sigma_{св}}, \quad (3)$$

где h — глубина до верхней кромки слоя; Δ — перепад плотности на его нижней кромке (для условий блоков земной коры — на границе Мох); σ_M — в данном случае, плотность вмещающей блок среды, для реальных условий моделирования — плотность мантии, к которой обычно приводятся все остальные значения плотности.

Вернемся к равенству (1). Если принять, что геометрия плотностной модели закреплена по данным сейсморазведки, т. е. значения m_i (и соответственно h и H) нам известны, то остаются неизвестными параметры $\Delta \sigma_{св} = \sigma_{св} - \sigma_M$ и S_g . Они, в свою очередь, могут быть найдены, если известны σ_0 — плотности на верхних кромках слоев и Δ — перепады плотности на близгоризонтальных границах разделов. Таким образом, в общем случае (для градиентной модели для единичного блока) число неизвестных параметров составляет $2n + 1$, где n , как уже говорилось, число слоев модели. Здесь к $2n$ добавляется единица за счет неизвестной σ_M . Если мы имеем дело с однородно-плотностной моделью ($K = 0$), то число неизвестных уменьшится до $n + 1$. Например, однородно-плотностная модель с «гранитным»

и «базальтовым» слоями определяется средними плотностями этих слоев и плотностью мантии.

В общем случае, когда мы оперируем с m слоистых блоков в разрезе, число неизвестных параметров увеличивается в m раз.

Таким образом, для корректного построения оптимальной плотностной модели каждый блок из числа $(n+1)m$ должен быть охарактеризован значением скорости, а также давления, температуры и состава пород [6]. Даже при соблюдении этого условия остаются неучтенными напряженное состояние пород, флюидонасыщенность, анизотропия скоростей и т. п., что исключает однозначность построений. Из всего многообразия перечисленных факторов для наших условий мы фактически не можем учесть ни одного. В условиях такой неопределенности трудно говорить об оптимальных моделях, даже если они и построены с использованием зависимости $\sigma = f(V)$.

Генерализованные зависимости $\sigma = f(V)$, которые в таких случаях используются, имеют линейный вид [6]. Скоростные разрезы $V = f(H)$ также аппроксимируются линейными зависимостями. В конечном итоге всегда можно прийти к некоторой стандартной зависимости линейного вида $\sigma = \sigma_0 + KZ$. Как было показано ранее, неоднозначность гравитационных моделей с использованием распределений типа $\sigma = \sigma_0 + KZ$ определяется числом плотностных слоев.

Первая стандартная модель содержала два слоя: «гранитный» и «базальтовый». В каждом слое $\sigma = \sigma_0$, т. е. считалось $K = 0$. В последние годы она пришла в несоответствие с новейшими представлениями о геометрии среды и характере изменения плотности с глубиной. Кроме того, в ряде случаев, когда отмечались резкие вариации границы Мохо, оказывалось трудно построить такую двуслойную однородно-плотностную модель, чтобы она была адекватна по гравитационному полю.

Более того, многие исследователи в последние годы отмечают вообще отсутствие повсеместно распространенной границы Конрада. Она была перебурена Кольской сверхглубокой скважиной [7], которая не подтвердила здесь ни смены пород от более кислых к более основным, ни наличия четкого фронта метаморфизма или базификации пород.

Таким образом, возникает сомнение, следует ли рассматривать сейсмические слои как веществом индивидуализированные и соответственно как обособленные плотностные.

По мнению [7], размещение субгоризонтальных отражающих площадок и зон их сгущения в земной коре не контролируется вещественными характеристиками: валовым химическим составом, минеральным составом, сте-

пенью метаморфизма, текстурно-структурными особенностями. Их положение (граница Конрада) отчетливо сопровождается скачкообразным возрастанием уровня напряженного состояния пород.

Учет реологии земной коры, а вместе с этим, возможно, степени флюидонасыщенности ее слоев осложняет рассмотрение геометрии плотностной модели, как некоего аналога сейсмической. Сами сейсмические модели земной коры в последние годы начали претерпевать изменения. С. Мюллер (см. [12]) в 1977 г. предложил новую модель коры, состоящую из четырех слоев, один из которых является низкоскоростным, обусловленным релаксацией напряжений в коре, но в то же время насыщенным интрузиями гранитоидов. Подстилающая этот слой граница названа K_1 . В модели С. Мюллера граница Конрада — это тонкий слой высоких скоростей, обусловленный его амфиболитовым составом.

П. В. Шарма [12] отмечает, что прообразом такой модели была сейсмическая модель Рейнского грабена, построенная С. Мюллером еще в 1969 г.

В настоящее время некоторые исследователи [5, 8] выделяют три сейсмических слоя в земной коре: верхний, промежуточный и нижний. Они разделяются границами раздела: K_1 и K_2 . В верхнем слое скорость нарастает до границы K_1 . Последняя ведет себя как граница второго рода. Затем градиент резко падает, иногда до нуля, иногда наблюдается инверсия скорости. От границы K_2 вновь происходит нарастание скорости до границы Мохо почти с таким же градиентом, как в верхнем слое. На границе Мохо отмечается скачок скорости.

Интересно, что зона низких скоростей, и следовательно граница K_1 (ее еще называют границей Форча или А), фиксируется не во всех регионах. Например, в США [12] этой зоны нет в разрезах земной коры Берегового хребта, Скалистых гор, Каскадных гор, Сьерра Невады, плато Колорадо, в СССР — в Узбекистане.

В Западной Европе к западу от линии Тейсера — Торнквиста исчезает высокоскоростной нижний слой, а промежуточный оказывается на аномально больших глубинах.

Аналогичная ситуация наблюдается для региона активной Тихоокеанской окраины. Здесь почти повсеместно отсутствует нижний слой со скоростями более 7,0 км/с.

В. Ю. Зайченко с соавторами [5, с. 8] считает, что «пересмотр материалов ГСЗ с данными более детальных наблюдений МОВ — ОГТ и работ на длинных профилях с регистрацией обменных волн от больших взрывов позволил в последнее время отказаться от деления консолидированной коры на гранитный и

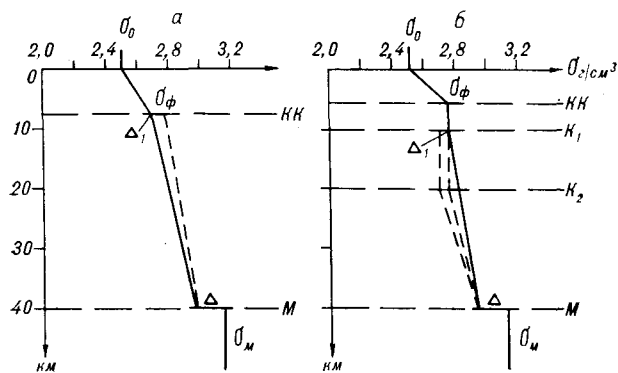


Рис. 1. Стандартный закон изменения плотности в земной коре с глубиной.

a — для складчатых поясов, *б* — для жестких массивов. Кривые изменения плотности с глубиной: сплошные — стандартные, штриховые — вероятные отклонения от стандартного закона.

базальтовый слой, предложить новый вариант модели консолидированной части коры». Однако, как справедливо отмечают эти исследователи, такая модель представляет лишь очередное приближение, которое более справедливо для платформенных структур. В целом имеющиеся данные позволяют утверждать, что всеобщий характер распространения имеют две границы раздела земной коры — Мохоровичича и граница консолидированной коры.

Например, в Казахстане при исследовании методом ГСЗ [4] установлено, что в разрезе земной коры помимо регионально выдержанной границы М выделяется только один опорный преломляющий горизонт, совпадающий с подошвой осадочного слоя. Предлагается представлять консолидированную кору в качестве неоднородно-градиентной, в которой общее закономерное нарастание скорости с глубиной нарушается появлением волноводных слоев.

Ко всему прочему необходимо заметить, что сейсмические модели в значительной мере определяются качеством исходного материала. Модели с «гранитным» и «базальтовым» слоями характерны для малодетальных материалов ГСЗ, как это имеет место, например, для Дальневосточного региона [9].

Если теперь переходить от волновой картины к плотностной, то, по-видимому, следует учесть то обстоятельство, что в верхнем плотностном слое жестких массивов по результатам бурения сверхглубокой скважины вертикальный градиент плотности не фиксируется.

Таким образом, плотностные модели для складчатых поясов и жестких массивов должны иметь отличия (рис. 1). Для складчатых поясов в верхнем плотностном слое до границы консолидированной коры плотность увеличивается, а для жестких массивов в слое консолидированной коры до границы K_1 она сохраняется постоянной и равной плотности σ_ϕ .

Наиболее сложным вопросом является установление закона распределения плотности в консолидированной коре. С точки зрения принципа максимальной простоты [3] простейшей аппроксимацией является линейная. Будем полагать, что линейная зависимость удовлетворяет закону увеличения плотности с глубиной в средних и нижних частях разреза земной коры.

В конкретной ситуации, если имеются данные о характере распределения плотности в промежуточном слое или в каких-то других слоях, то эти данные можно вводить в плотностную модель (см. рис. 1, б). Однако в общем случае дело сводится к двухслойной модели с градиентным распределением плотности. Такая модель определяется пятью параметрами: σ_0 , σ_ϕ , σ_M , Δ_1 и Δ (см. рис. 1). Если принять, что на границе консолидированной коры для складчатых областей или K_1 для жестких массивов Δ_1 близка к нулю (граница второго рода), то остаются четыре параметра, из которых три (σ_ϕ , σ_M , Δ) неизвестны.

Из этих трех параметров σ_M наиболее сильный в смысле его влияния на уровень гравитационного поля при решении прямой задачи.

Исходя из равенства (1), для случая $n = 2$ можно найти:

$$\Delta g = \pi f [h S_1 (\Delta \sigma_0 + \Delta \sigma_\phi) + S_2 (H - h) (\Delta \sigma_\phi - \Delta)], \quad (4)$$

где $\Delta \sigma_0 = \sigma_0 - \sigma_M$, $\Delta \sigma_\phi = \sigma_\phi - \sigma_M$; σ_0 — плотность на верхней кромке при $Z = 0$; σ_ϕ — плотность на верхней кромке при $Z = h$; H — глубина до границы Мохо; Δ — перепад плотности на границе Мохо.

Для широкого пласта, когда $S_1 = S_2 \rightarrow 1$, выражение (4) можно привести к виду

$$\Delta g = \pi f [\sigma_0 h + \sigma_\phi h - \sigma_M (h + H) - \Delta (H - h)],$$

из которого видно, что параметр σ_M умножается на больший коэффициент, чем параметры σ_ϕ и Δ . Будем полагать, что эмпирический плотностной закон ищется для такого района, для которого $\sigma_M = \text{const}$. Смена значения σ_M (исключая локальные плотностные аномалии в мантии) равносильна смене региональной модели [2]. Удобство такого подхода, кроме всего прочего, заключается в том, что для выбранного участка (или региональной модели) результаты моделирования мало меняются от заданного постоянного значения σ_M в достаточно широком интервале [2, 6].

Остаются два неизвестных параметра σ_ϕ и Δ . В общем случае $\Delta g = f(\sigma_\phi, \Delta)$. Это означает, что в каждом i -м блоке должны быть известны эти параметры. Тогда в каждом из них мож-

но найти вертикальный градиент плотности

$$K_i = \frac{\sigma_M - \Delta_i - \sigma_{\Phi_i}}{H_i - h_i}.$$

Δ — перепад плотности, наиболее трудно определяемый параметр. По литературным данным, пределы колебания его значения составляют 0,1–0,5 г/см³. Если задаться каким-нибудь значением $\Delta = \text{const}$, то $\Delta g = f(\sigma_{\Phi})$. Такая модель может быть использована для щитов, где по принятому условию $\sigma_{\Phi_i} = \sigma_{0_i}$ находится из экспериментальных данных. Вообще из этих рассуждений следует, что для щитов в рамках данной концепции гравитационная модель определяется параметром Δ (учитывая, что σ_{Φ} известен).

Вернемся к более общему случаю. Введем в рассмотрение еще один параметр — вертикальный градиент плотности. Из трех параметров σ_{Φ} , Δ и K , как уже говорилось, достаточно двух, чтобы определить модель. Будем исходить из принципа максимальной простоты. Это означает, что неизвестный параметр будем искать из условия постоянства значений двух других. Рассмотрим возможные комбинации:

1) СМ I-Г: $\Delta\sigma_{\Phi} = \text{const}$, $K = \text{const}$, $\Delta \neq \text{const}$;

2) СМ II-Г: $\Delta\sigma_{\Phi} = \text{const}$, $\Delta = \text{const}$, $K \neq \text{const}$;

3) СМ III-Г: $K = \text{const}$, $\Delta = \text{const}$, $\Delta\sigma_{\Phi} \neq \text{const}$;

(СМ — стандартная модель, Г — градиентная).

Проиллюстрируем смысл этих моделей для случая простой геометрии, когда имеет место контакт двух блоков, у которых $h_1 = h_2$ и $S_1 = S_2 = 1$.

В этом случае для модели СМ I-Г справедливо выражение

$$\Delta g = 2\pi f \left[\Delta\sigma_{\Phi} - \frac{K}{2} (m_1 + m_2) \right] (m_1 - m_2),$$

где m — мощность слоя (индекс — номер блока). Его можно преобразовать следующим образом:

$$\begin{aligned} \Delta g &= \pi f [2\sigma_{\Phi} - 2\sigma_M + Km_1 + Km_2] = \\ &= 2\pi f \Delta_{\text{ср}} (m_1 - m_2); \end{aligned} \quad (5)$$

где $\Delta_{\text{ср}} = (\Delta_1 + \Delta_2)/2$.

Для модели II-Г

$$\Delta g = 2\pi f \Delta\sigma_{\text{св}} (m_1 - m_2), \quad (6)$$

где $\Delta\sigma_{\text{св}} = (\sigma_M - \Delta + \sigma_{\Phi})/2 - \sigma_M = (\Delta\sigma_{\Phi} - \Delta)/2 = \text{const}$.

Для модели III-Г

$$\begin{aligned} \Delta g &= 2\pi f \left[\left(\Delta\sigma_{\Phi_1} + \frac{Km_1}{2} \right) m_1 - \right. \\ &\quad \left. - \left(\Delta\sigma_{\Phi_2} + \frac{Km_2}{2} \right) m_2 \right]. \end{aligned}$$

После подстановки $\Delta\sigma_{\Phi} = -(Km + \Delta)$ и преобразований данное выражение приводится к виду

$$\Delta g = 2\pi f (m_2 - m_1) \left[\frac{K(m_1 + m_2)}{2} + \Delta \right]. \quad (7)$$

Для полученных моделей неизвестный третий параметр определяется из двух известных следующим образом:

для модели I-Г $\Delta = -(Km + \Delta\sigma_{\Phi})$;

для модели II-Г $K = -\frac{\Delta + \Delta\sigma_{\Phi}}{m}$;

для модели III-Г $\Delta\sigma_{\Phi} = -(Km + \Delta)$.

Во всех этих выражениях неизвестные параметры являются функцией от m — мощности блока.

Предложенные зависимости (5)–(7) по аналогии со стандартными моделями Земли [3] будем называть стандартными гравитационными моделями земной коры (СМЗК).

Из трех стандартных моделей самой простой является II-Г. Она имеет понятный геодинамический смысл. Равенство средневзвешенной плотности в блоках различной мощности удовлетворяет основному условию гипотезы изостазии по Эри. В модели I-Г блок с большей вертикальной мощностью характеризуется меньшим значением Δ , чем блок с меньшей m . Возможное объяснение этому — уплотнение образований низов коры с глубиной при постоянстве σ_M . В модели III-Г плотность на верхней кромке консолидированной коры прямо зависит от мощности блока, чему трудно найти разумное объяснение, в связи с чем данную модель мы исключаем из рассмотрения.

Для модели II-Г $\Delta\sigma_{\text{св}} = \text{const}$, т. е. средневзвешенная избыточная плотность в слое не изменяется по латерали. В связи с этим однослойная блоковая модель эквивалентна с точностью до локальной составляющей однородноплотностной, плотность которой равна средневзвешенной плотности модели II-Г. Как следует из выражения (3), условие эквивалентности выполняется при $|\Delta\sigma_{\text{св}}| = |\Delta|$.

Для случая двухслойной модели II-Г, у которой граница между слоями является границей второго рода, для одиночного блока (при $S = 1$) справедливо выражение

$$\begin{aligned} \Delta g &= 2\pi f \frac{\Delta\sigma_{\text{св}1} m_1 + \Delta\sigma_{\text{св}2} m_2}{m_1 + m_2} = \\ &= 2\pi f [(\Delta\sigma_0 + \Delta\sigma_{\Phi}) m_1/2 + (\Delta\sigma_{\Phi} - \Delta) m_2/2] = \\ &= \frac{\pi f}{H} [\Delta\sigma_0 m_1 + \Delta\sigma_{\Phi} (m_1 + m_2) - \Delta m_2] = \\ &= \pi f [\Delta\sigma_0 h/H + \Delta\sigma_{\Phi} - \Delta (H - h)/H] = \\ &= \pi f [\Delta\sigma_{\Phi} - \Delta + (\Delta\sigma_0 + \Delta) h/H]. \end{aligned}$$

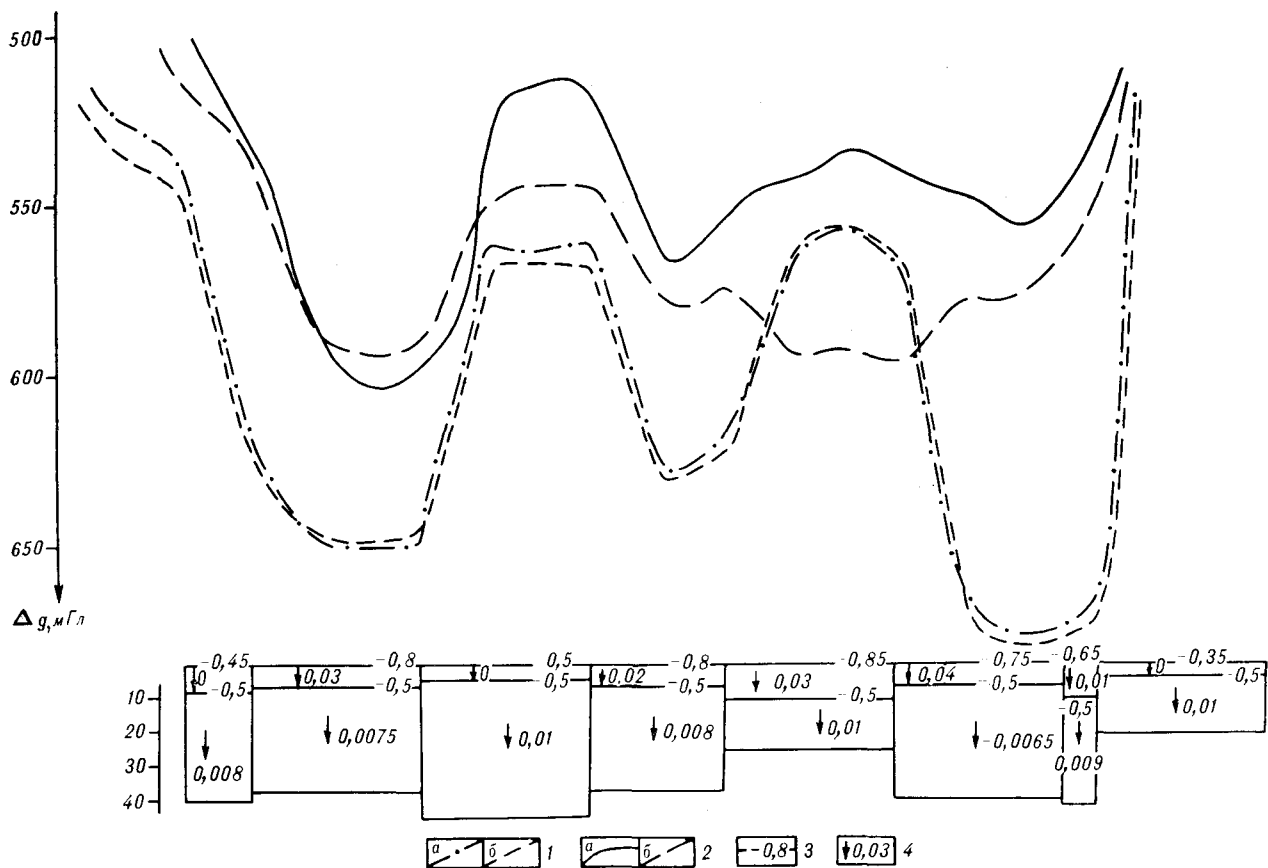


Рис. 2. Сопоставление результатов моделирования градиентной и однородно-плотностной моделей ($\Delta\sigma_{\text{ср}} = \Delta\sigma_{\text{св}}$) при различном соотношении b/H блоков.

1 — кривые поля силы тяжести для моделей: a — градиентной, b — однородно-плотностной (горизонтальный масштаб: в 1 см 100 км); 2 — кривые поля силы тяжести для моделей: a — градиентной, b — однородно-плотностной (горизонтальный масштаб: в 1 см 10 км); 3 — избыточная плотность на верхней кромке, г/см³; 4 — вертикальный градиент плотности, (г/см³)/км.

Индексы 1, 2 — обозначения верхнего и нижнего слоев соответственно. Можно показать, что это выражение также справедливо для однородно-плотностной модели, у которой $\Delta\sigma_{\text{ср}_1} = \Delta\sigma_{\text{св}_1}$ и $\Delta\sigma_{\text{ср}_2} = \Delta\sigma_{\text{св}_2}$.

Однако в общем случае двухслойные однородно-плотностные и градиентная модели не являются эквивалентными. В этом случае

$$\Delta g = \pi f [\Delta\sigma_0 h S_{g_1} + \Delta\sigma_{\Phi} (h S_{g_1} + \Delta H S_{g_2}) - \Delta \cdot \Delta H S_{g_2}],$$

где $\Delta H = H - h$. Если S_g заменить на S , то получим однородно-плотностную модель.

Можно заметить, что для принятых условий S_g всегда больше S и общий уровень поля над градиентной моделью выше (табл. 1), нежели над однородно-плотностной при $\Delta\sigma_{\text{св}} = \Delta\sigma_{\Phi}$ (что, впрочем, понятно из физического смысла). Однако при локальном моделировании общий уровень поля не имеет никакого значения, и следует рассмотреть, как меняется аномальное поле у этих моделей.

Расчеты показывают (рис. 2), что при плотностных параметрах, присущих типичному разрезу земной коры, при ширине блоков в три раза и более превышающей их вертикальную мощность, S близки к S_g .

Это означает, что градиентная модель II-Г может быть заменена эквивалентной ей однородно-плотностной моделью только для достаточно широких блоков. В этом случае однородно-плотностная модель играет роль имитационной по отношению к градиентной.

Это обстоятельство представляется очень удобным для сравнительного анализа предложенной концептуальной модели и двухслойной однородно-плотностной с «гранитным» и «базальтовым» слоями (ГБМ — гранитно-базальтовая модель).

На рис. 3 показаны совмещенные стандартная модель и ГБМ. Рассмотрим аномальное поле, которое возникает на контакте двух двухслойных блоков при $S \rightarrow 1$, у которых плотности изменяются с глубиной по закону моделей II-Г и ГБМ.

Таблица 1

Соотношение $\Delta g/\Delta g'$ — величин аномалий поля силы тяжести над осью призмы при градиентном распределении плотности и с постоянной плотностью, равной средневзвешенной

$U=b/H$	$\Delta g/\Delta g'$
0,5	1,09
1	1,055
2	1,028
4	1,009

Примечание. Плотность на верхней кромке $2,6 \text{ г/см}^3$, плотность вмещающих образований $3,2 \text{ г/см}^3$, перепад плотности на нижней кромке $0,2 \text{ г/см}^3$, глубина до нижней кромки $H = 40 \text{ км}$, $V = h/H = 0$.

Для вычисления поля от модели II-Г воспользуемся имитационной моделью. Можно записать:

$$\begin{aligned} \Delta g &= 2\pi f \{ (\Delta\sigma_0 + \Delta\sigma_\phi) (h_1 - h_2)/2 + \\ &+ (\Delta\sigma_\phi - \Delta) [(H_1 - h_1) - (H_2 - h_2)]/2 \} = \\ &= \pi f [\Delta\sigma_0 \Delta h + \Delta\sigma_\phi (\Delta h + \Delta H) - \\ &- \Delta \cdot \Delta H], \quad h_1 - h_2 = \Delta h, \quad H_1 - H_2 = \Delta H, \quad (8) \end{aligned}$$

где индексы 1, 2 маркируют левый и правый блоки соответственно. Для случая ГБМ будем иметь

$$\begin{aligned} \Delta g' &= 2\pi f \{ \Delta\sigma'_0 (h'_1 - h'_2) - \Delta' [(H'_1 - h'_1) - \\ &- (H'_2 - h'_2)] \} = 2\pi f (\Delta\sigma'_0 \Delta h' - \Delta' \cdot \Delta H'), \quad (9) \end{aligned}$$

где штрихи определяют принадлежность к ГБМ. Если $\Delta h = \Delta h'$, $\Delta H = \Delta H'$, $\Delta\sigma_0 = \Delta\sigma'_0$, $\Delta = \Delta'$, то $\Delta g = \Delta g'/2 + \pi f \Delta\sigma_\phi (\Delta h + \Delta H)$. Из этого выражения можно вывести правило эквивалентности: $\Delta g = \Delta g'$, если $\Delta g' = 2\pi f \Delta\sigma_\phi \times (\Delta h + \Delta H)$.

С учетом выражения (9):

$$\Delta\sigma_0 \Delta h - \Delta \cdot \Delta H = \Delta\sigma_\phi (\Delta h + \Delta H). \quad (10)$$

В качестве примера рассмотрим случай, когда $\sigma_0 = \sigma'_0 = 2,7$; $\Delta = \Delta' = 0,2$; $\sigma_M = \sigma'_M = 3,2$;

$\Delta h = \Delta h' = \Delta H = \Delta H' = 1$. Из выражения (10) можно определить $\Delta\sigma_\phi = -0,35$ или $\sigma_\phi = 2,85$.

Решая равенства (8), (9) с учетом исходных данных, можно найти $\Delta g = \Delta g' = -29,4 \text{ мГал}$.

Можно задаваться иными начальными условиями при сопоставлении моделей II-Г и ГБМ, например $\Delta \neq \Delta'$. Однако при условии $\Delta h = \Delta h'$ и $\Delta H = \Delta H'$ можно получить эквивалентные и близкие к ним модели.

Таблица 2

Сопоставление аномалии силы тяжести над контактом для моделей ГБМ и II-Г

$\Delta h = \Delta h'$		$\Delta H = \Delta H'$		Значение аномалии в мГал для	
км		ГБМ	II-Г		
1	2	-59,6	-58,8		
2	2	-86,5	-84		
2	3	-102	-100,8		
3	3	-129	-126		
2	5	-135,7	-134,4		

Примечание. Плотность (г/см^3): средняя гранитного слоя — 2,7, средняя базальтового слоя — 2,9, на поверхности — 2,6, мантии — 3,3, на границе K_1 — 2,72; перепад плотности на границе Мохо для ГБМ — 0,4 г/см^3 , для II-Г — 0,3 г/см^3 .

В табл. 2 приведены результаты расчетов аномалий Δg по формулам (8), (9) для ГБМ и II-Г, которые дают близкие значения.

Из приведенных примеров следует, что для разрезов с широкими блоками ($S \rightarrow 1$) достаточно просто получить эквивалентные модели II-Г и ГБМ при условии подобия рельефа границ. Различия этих моделей связаны в основном с различием в поведении границы Конрада, с одной стороны, и консолидированной коры или K_1 — с другой. Гравитационные модели начинают существенно различаться для случая $S \neq 1$, т. е. когда они состоят из нешироких блоков.

Таким образом, получается, что для широких блоков ($S \rightarrow 1$) с подобным поведением гра-

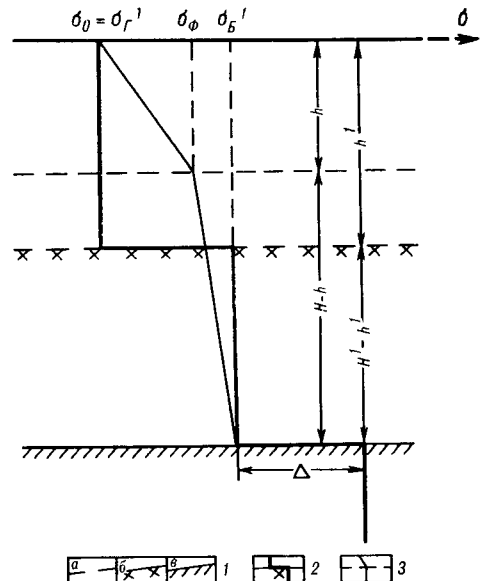


Рис. 3. Принципиальное сопоставление плотностных моделей земной коры, однородно-плотностной (ГБМ) и градиентной (II-Г).

1 — близгоризонтальные границы раздела; а — консолидированной коры, б — Конрада, в — Мохо; 2, 3 — кривые изменения плотности с глубиной для моделей ГБМ, II-Г соответственно.

ниц выбор концептуальной плотностной модели на данном этапе наших знаний не имеет столь уж решающего значения.

В то же время гравитационные модели для «узкоблоковой» геометрии с отсутствием подобия близгоризонтальных границ сильно зависят от принятой концепции. Можно полагать, что недостатки «гранитно-базальтовых» моделей проявились особенно резко для регионов с активным эндогенным режимом, когда сейсморазведка позволила выявлять достаточно локальные блоки.

Новейшие сейсмические данные не подтверждают повсеместное существование «гранитного» и «базальтового» слоев земной коры, в связи с чем не представляется корректным построение аналогичных гравитационных моделей.

На основе идеологии стандартного моделирования предложена новая стандартная плот-

ностная модель, которая при максимальной простоте удовлетворяет состоянию современной информации о структуре земной коры. Эта модель является максимально генерализованной и должна усложняться по мере получения дополнительного материала.

Предлагаемые стандартные модели могут показаться слишком «грубыми» по сравнению с теми возможностями, которые нам предоставляют детальная сейсморазведка, использование экспериментальных данных измерения $\sigma = f(V)$, а главное, математический аппарат моделирования на ЭВМ. Именно последнее обстоятельство, как нам кажется, подталкивает исследователей на все более детальные и более рискованные построения. А ведь задача интерпретации — в конечном итоге перебор возможных концептуальных моделей, и эта задача не решается при существующих принципах интерпретации.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексидзе М. А.* Алгоритмы региональной интерпретации гравиметрических данных // Геологическое истолкование потенциальных полей.— Киев: Наук. думка, 1983.— С. 3—9.
2. *Брянский Л. И.* Построение региональной гравитационной модели на Дальнем Востоке // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 5.— С. 86—93.
3. *Буллеп К. Е.* Плотность Земли.— М.: Мир, 1978.
4. *Волож Ю. А., Акишев Т. А., Антоненко А. Н. и др.* Глубинное строение Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол.— 1987.— № 5.— С. 24—35.
5. *Зайченко В. Ю., Ерхов В. А., Сурков В. С. и др.* Развитие региональных геофизических исследований на территории СССР в XI—XII пятилетках // Комплексные геолого-геофизические исследования земной коры/СНИИГГиМС.— Новосибирск, 1984.— С. 3—8.
6. *Красовский С. С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле.— Киев: Наук. думка, 1981.
7. *Миц М. В., Колпаков Н. И., Ланев В. С., Русанов М. С.* О природе субгоризонтальных сейсмических границ в верхней части земной коры (по данным Кольской сверхглубокой скважины) // Геотектоника.— 1987.— № 5.— С. 62—72.
8. *Павленкова Н. И.* Волновые поля и модель земной коры.— Киев: Наук. думка, 1973.
9. *Резанов И. А.* Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры.— М.: Недра, 1980.
10. *Соллозуб В. Б., Чекунов А. В., Старостенко В. И. и др.* Совместная количественная интерпретация данных сейсмометрии и гравиметрии: принципы; программы для ЭВМ, геологическая информативность // Методика комплексного изучения тектоносферы.— М.: Наука, 1984.— С. 70—81.
11. *Kay R. W., Kay S. M.* The nature of the lower continental crust: inferences from geophysics, surface geology and crustal xenoliths // Rev. Geophys. and Space Phys.— 1981.— V. 19, N 2.— P. 271—297.
12. *Sharma P. V.* Geophysical methods in geology.— Elsevier, 1986.

ИТыГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
17 декабря 1987 г.

ДИСКУССИЯ

Ю. Я. Вацлов. Статья посвящена специальному вопросу интерпретации аномалий силы тяжести, вызываемых источниками в форме двумерных прямоугольных призм. Одним из первых указанную задачу решал в 30-х годах Венинг-Мейнес, предложивший свои знаменитые таблицы для оперативного вычисления гравитационного эффекта прямоугольных призм, используемые и поныне.

Недостатком данной работы является ее ориентировка на решение простейшего класса «двумерных» задач гравиразведки. На современном этапе развития теории интерпретации аномалий силы тяжести исследования в классе двумерных задач стоят в сторо-

не от главного направления, поскольку все источники аномалий трехмерны, и только незначительную часть аномалий силы тяжести можно интерпретировать (обычно с большой долей условности), используя математический аппарат двумерных задач.

Ошибочным является предложение автора оценивать региональный фон по значениям Δg над «осями» (центрами?) блоков, поскольку амплитуды аномалий над блоками могут изменяться в несколько раз в зависимости от конфигурации в плане, «аномальной» плотности слагающих их пород, глубинных характеристик. Для оценок генерального тренда всегда выби-

рались участки «нормального» поля, не осложненного локальными ундуляциями.

Даже в двумерном случае для блоков с желаемыми автором параметрами амплитуды аномалий определяются и величиной аномальной плотности, и глубиной его расположения под дневной поверхностью, что не учитывается в предложении Л. И. Брянского.

Считаю, что модели Л. И. Брянского наряду с многочисленными другими имеют право на жизнь как глубоко частные рабочие гипотезы, но маловероятно, что они обладают свойством стандартности. Автор статьи придерживается представлений о блоково-слоистом типе строения земной коры. Однако все коровые блоки различаются структурой (числом и вещественным составом слоев) и видом закона изменения плотности с глубиной. Поэтому стандартность разреза исключается самой концепцией блоковости. Нельзя говорить не только о близости к реальным количественным параметрам модели Л. И. Брянского, но и о сохранении ими принципиального вида, «типоморфности» функции изменения плотности с глубиной, например, в связи с инверсией плотности, как это имеет место в районе Кольской сверхглубокой скважины.

Автору статьи следовало пояснить, почему согласно его модели (см. рис. 1) в земной коре и верхней мантии отсутствуют породы с плотностью в диапазоне примерно $3,0-3,2$ г/см³ (скачок плотности на границе М), хотя петрофизика свидетельствует об обратном.

Математические выкладки, частично повторяющие статью автора в «Тихоокеанской геологии» 1987 г., № 5, опираются на простейшую в гравиметрии формулу притяжения плоскопараллельного слоя $2\pi K\sigma H$, имеют характер ее линейных комбинаций и не несут в себе доказательной нагрузки. При всей элементарности их понимание затруднено, так как автор употребляет необщепринятую терминологию и недостаточно полно поясняет принятые обозначения. Так, плотность пород σ_m верхней мантии он называет почему-то «плотностью вмещающей блок среды», хотя верхняя мантия может лишь иногда вмещать самые низы блока (возможно, автор имеет в виду условное изостатическое погружение коры в верхнюю мантию?); вертикальные скачки плотности $\Delta\sigma$ на горизонтальной поверхности раздела двух слоев называются избыточными, в то время как избыточной, дефектной аномальной плотностью, с которой собственно и связано воз-

никновение аномалий, именуют изменение плотности в горизонтальном направлении; автор «решает выражение» (5) — обычно решают уравнения; и т. д.

Статья претендует и по своему заглавию и мысли автора на теоретическое обобщение. Однако самое внимательное ее прочтение и анализ не дают мне основания считать ее таковой: развиваемая концепция касается весьма тривиальных и частных положений, много декларативных рассуждений на общие темы, в обоснование своих взглядов автор не приводит каких-то новых экспериментальных данных.

Вопреки мнению автора, предложенная им «стандартная плотностная модель... при максимальной простоте...» не «...удовлетворяет состоянию современной информации о структуре земной коры». Тем не менее я не исключаю, что другие читатели найдут полезную для себя информацию.

Л. А. Маслов. В последние пять лет в геодинамику прочно проникли новые представления о строении внешних оболочек планеты. Наиболее эффективным из них при решении различных геодинамических задач явилось представление о реологически расслоенной среде, т. е. составленной из слоев различной вязкости, упругости, плотности и мощности. Вещество, образующее каждый слой, трактуется как линейная, упруговязкая жидкость. Реологически расслоенные среды представляют основу для теоретического (математического) и экспериментального (вещественного) моделирования тектонических процессов. Реологическая расслоенность является необходимым условием для существования «тектонической расслоенности», под которой понимается расслоенность по пластовым трещинам или разрывам. Идея тектонической расслоенности является важным обобщением в области тектоники и геомеханики, и модели Л. И. Брянского можно рассматривать как прямое продолжение этой новейшей концепции в гравиметрии. Являясь наилучшим обобщением современных представлений, эти модели в то же время просты настолько, насколько это необходимо для широкого внедрения их в практику интерпретаций гравитационного поля. В разработке такой гравиметрической модели, которая согласуется с новейшими геодинамическими и тектоническими представлениями, я вижу главную заслугу Л. И. Брянского. Идея доведена до формул для двумерного случая. Насколько важно и нужно ее доводить до трехмерного случая, покажет практика.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 552.13(571.642)

А. Ф. Бехтольд, Д. Ф. Семенов

МЕТАБАЗИТЫ И ГИПЕРБАЗИТЫ СУСУНАЙСКОГО ХРЕБТА

(о. Сахалин)

Изучены геология, петрография, химический состав пород и минералов отдельных проявлений метаморфического комплекса Сусунайского хребта о. Сахалин в связи с их алмазностью. Определены условия

образования алмазносных эклогитоподобных пород, выявлены некоторые закономерности проявления алмазов в метаморфических толщах Сахалина.

Предыдущими исследованиями [2—6, 10—14] на территории Сусунайского хребта о. Сахалин были установлены и охарактеризованы гипербазиты и метаморфизованные базиты (метагаббро, горнблендиты, амфиболиты и эклогитоподобные породы). Они залегают среди метаморфических сланцев дербышевской (по геологической съемке Д. Ф. Семенова) или чапаевской (по геологической съемке В. Ф. Евсеева) свиты сусунайской серии, которая в настоящее время относится [8, 9] к мезозою.

Особый интерес представляют эклогитоподобные породы, впервые обнаруженные в долине р. Сокол в 1963 г. В. П. Деркаченко при производстве поисковых работ на талькиты и впервые отмеченные в отчете об этих работах Л. П. Зеленухиным в 1964 г. под названием «кварциты». В литературе они были охарактеризованы как измененные эклогиты [5, 6] или эклогитоподобные породы [10, 12—14]. В 1986 г. авторы настоящей статьи совместно с В. М. Бирюковым изучили высокобарическую ассоциацию долины р. Сокол. В эклогитоподобных породах были установлены алмазы [1]. В 1987 г. авторы продолжили изучение пород р. Сокол и обследовали метаморфиты и гипербазиты р. Комиссаровка. В данной работе приводятся результаты этих исследований. Используются также данные шлихового опробования, проведенного в 1966 г. В. П. Деркаченко, Г. К. Галимовым и Д. Ф. Семеновым. Геологическая ситуация в долинах рек Сокол и Комиссаровка близка (рис. 1), поэтому дается ее общая характеристика.

В пределах обоих изученных участков среди метаморфических сланцев располагаются линзовидные тела амфиболитов, метагаббро и серпентинизированных гипербазитов мощностью от первых метров до 150—200 м (рис. 2). Они

концентрируются в пределах зон шириной 300—500 м, ориентированных в субширотном (р. Сокол) или северо-восточном (р. Комиссаровка) направлении. Среди вмещающих метаморфических пород наиболее представительны ортосланцы (преобладают альбит-актинолит-эпидот-хлоритовые и кварц-эпидот-хлоритовые сланцы). Судя по минеральным парагенезисам и реликтовым структурам, они образовались за счет эффузивных пород основного состава (диабазы, спилиты, базальты) и их туфов. Их химический состав чаще всего соответствует толеитам или реже щелочным оливинным базальтам. В ортосланцах местами присутствуют глаукофан, лавсонит, жадеит, свидетельствующие о высоких давлениях, существовавших при формировании этих пород. Изредка отмечаются кварциты и слюдистые кварциты, возникшие при метаморфизме кремнистых пород (яшм, кремней, кремнистых сланцев). По стени метаморфизма это представители фации зеленых сланцев, реже эпидот-амфиболитовой фации, по Н. Л. Добрецову и др. [4]. Метаморфиты — результат динамометаморфизма (в зонах глубинных разломов) сложно построенной толщи океанических и эвгеосинклинальных образований, в первоначальном разрезе которых кроме нормально-осадочных терригенных и кремнистых отложений существенную роль играли эффузивные породы основного состава и их туфы, меньшую — карбонатные породы [2, 10, 11].

Амфиболиты — средне- или крупнокристаллические сланцеватые породы, состоящие из амфибола и альбита при преобладании первого. Среди амфиболов чаще всего диагностируются актинолит (кросситсодержащий) и глаукофан. Кроме того, присутствуют хлорит, клинопироксен, эпидот, сфен, магнетит, ильменит. На

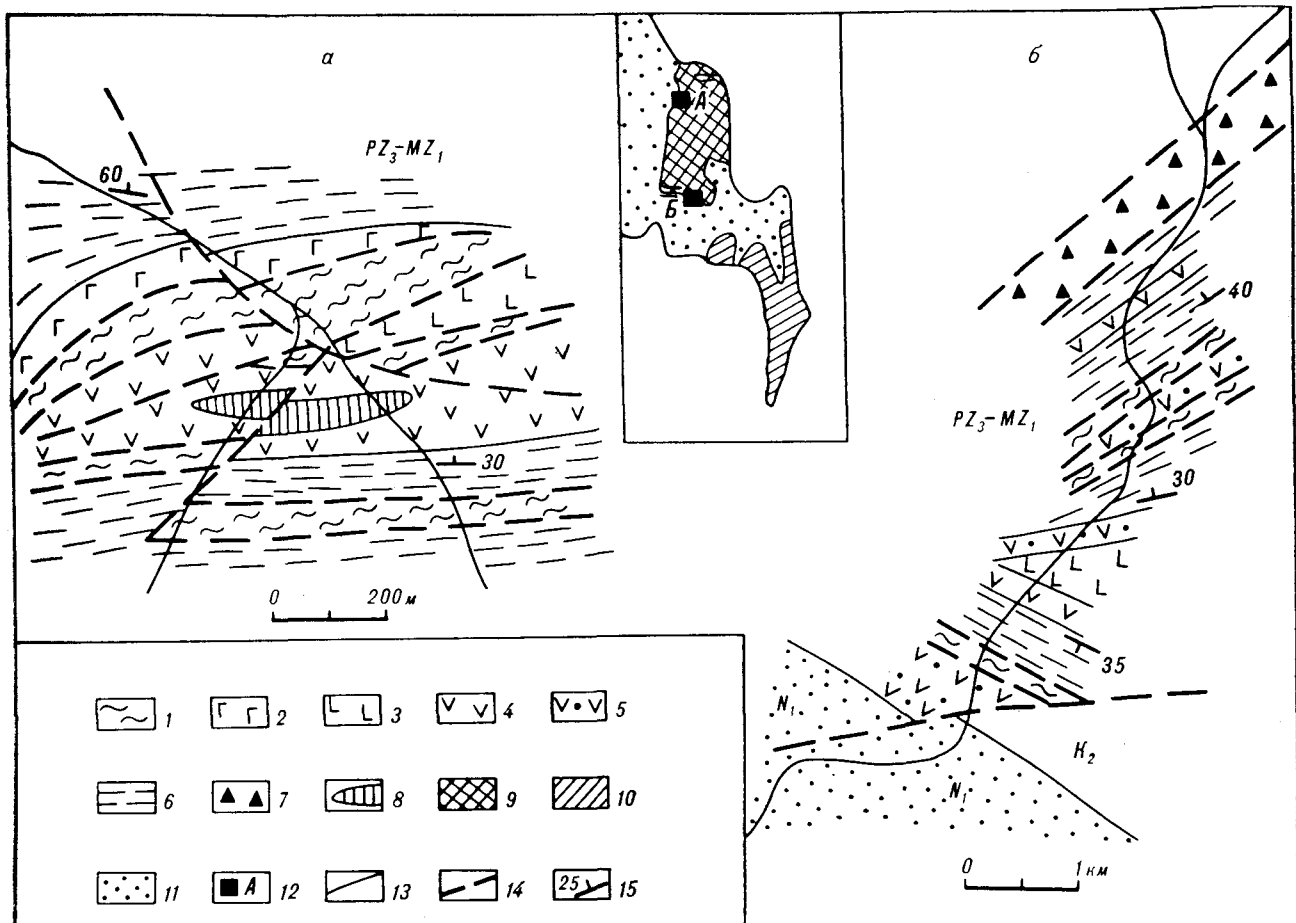


Рис. 1. Схема геологического строения участков р. Сокол (а) и р. Комиссаровка (б).

7 — серпентинизированные гипербазиты, 2 — горнблендиты, 3 — метагаббро, 4 — амфиболиты, 5 — гранатовые амфиболиты, 6 — зеленые сланцы, 7 — серпентинитовый меланж, 8 — эклогитоподобные породы; 9—12 — на врезе: 9 — метаморфические образования сусунайской серии (мезозой), 10 — новиковская свита (триас — нижний мел), 11 — кайнозойские отложения, 12 — исследованные участки; 13 — стратиграфические и литологические границы; 14 — разломы; 15 — элементы залегания пород.

р. Комиссаровка обнаружены гранатовые амфиболиты, содержащие до 20 % граната, размер зерен которого достигает 7—8 мм (чаще всего 1—2 мм). Кристаллы граната часто обладают пегельчатой или решетчатой структурой за счет его замещения хлоритом вдоль трещин отдельности. Горнблендиты отличаются от амфиболитов незначительным содержанием альбита, массивным обликом и порфиroidной структурой. Метагаббро в отличие от амфиболитов и горнблендитов характеризуется существенным содержанием сохранившегося клинопироксена (титан-авгит, авгит или диопсид-авгит), наличием реликтов габбровой (аллотриоморфно-зернистой) структуры; сланцеватая структура в породе выражена слабо.

Гипербазиты представлены аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами. Серпентин — чаще всего хризотил и лизардит, реже антигорит и серпофит. Встречаются реликтовые зерна оливина и ортопироксена.

Эклогитоподобные породы состоят преимущественно из клинопироксена (30—70 %), гра-

ната (чаще всего 15—25 %, местами до 70 %) и кварца (до 70 % объема породы). Кроме того, имеются хлорит, амфибол, стильпномелан, альбит, сфен, апатит. Структура породы от мелко- до крупнокристаллической, сланцеватая, порфиробластовая. Кварц образует прожилки, пересекающие кристаллы пироксена, редко граната. Вокруг зерен граната встречается кельфитовая кайма клинопироксена. С другой стороны, в некоторых шлифах устанавливаются замещение пироксена гранатом и включения пироксена в гранате, размер кристаллов граната чаще всего составляет 0,3—0,8 мм, но иногда достигает 3—4 мм. Характерен «сотовидный» гранат, с пустотами или мелкими зернами кварца размером 0,05—0,15 мм. Амфибол замещает пироксен, образуя оторочки по зернам последнего.

Эклогитоподобные породы имеют постепенные взаимопереходы в амфиболиты (рис. 3). В последних установлена реликтовая габбровая структура.

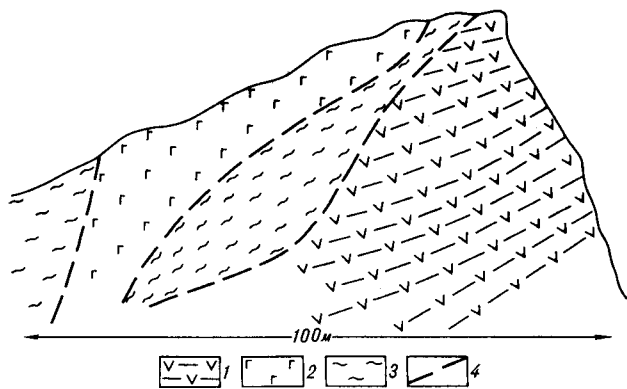


Рис. 2. Соотношения метабазитов и гипербазитов на р. Сокол (зарисовка обнажения — восточная часть карьера).

1 — амфиболиты; 2 — метагаббро; 3 — серпентиниты; 4 — разломы.

Петрографические исследования эклогитоподобных пород позволили установить последовательность формирования минералов в этих породах (рис. 4). Наиболее ранний минерал — сфен, который имеется во включениях внутри зерен апатита и граната. Апатит идиоморфнее граната и пироксена. Взаимоотношения граната и пироксена различные, поздние генерации граната ксеноморфны по отношению к пироксену. Наиболее поздний минерал — кварц. Эти соотношения минералов — результат многостадийных преобразований, которые выражены

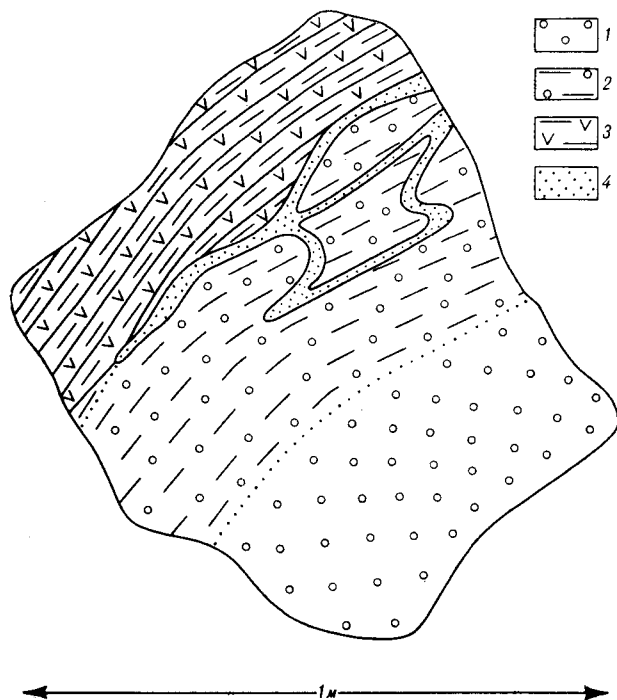


Рис. 3. Полосчатость эклогитоподобных пород (зарисовка делювиальной глыбы).

1 — интенсивно окварцованная эклогитоподобная порода; 2 — слабо окварцованная эклогитоподобная порода; 3 — гранат-кварц-амфиболовая порода; 4 — кварцевые прожилки.

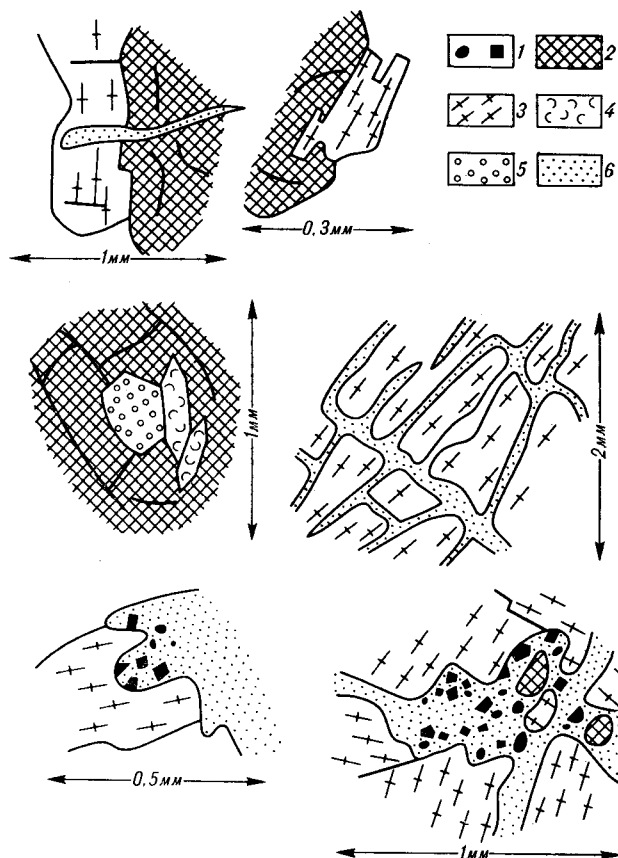


Рис. 4. Взаимоотношения минералов в эклогитоподобных породах (зарисовки шлифов).

1 — мелкие кристаллы граната; 2 — крупные кристаллы граната; 3 — клинопироксен; 4 — сфен; 5 — апатит; 6 — кварц.

следующей метасоматической зональности: а) слабо окварцованные гранат-пироксеновые породы; б) окварцованные эклогитоподобные породы; в) кварцитоподобные породы с реликтовым гранат-пироксеновым парагенезисом. Таким образом, эклогитоподобные породы — метасоматиты по амфиболитам, а первичными породами, по-видимому, являлись габброиды.

Химический состав метабазитов и гипербазитов указан в табл. 1. Определяется, что серпентинизированные гипербазиты — типичные представители дунит-гарцбургитовой формации складчатых областей континентов. Амфиболиты соответствуют габброидам и толеитовым базальтам океанического дна.

На примере гранатов, клинопироксенов и амфиболов из разных частей метасоматической колонки можно проследить характер минеральных преобразований (табл. 2). Слабо окварцованные гранат-пироксеновые парагенезисы характеризуются наличием пироп-альмандинового граната (компонентный состав: 19,4—21,7 % пироба, 38—39 % альмандина, 10,9—11,4 % спессартина, 25—29 % гроссуляра, 1,5—3,5 % андрадита), клинопироксена геденбергит-диоп-

Химический состав пород, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	36,61	38,67	41,47	43,22	44,56	42,98	44,25	50,88	40,85	42,35	50,16	50,26	62,11	64,53	68,49	73,17
TiO ₂	0	0,10	0,10	3,02	1,24	2,77	2,56	0,46	1,54	2,17	1,51	1,46	0,36	0,24	0,88	0,39
Al ₂ O ₃	0,48	0,44	0,54	14,11	9,31	12,90	14,37	10,88	14,30	14,64	13,10	11,92	5,38	6,9	9,84	7,55
Fe ₂ O ₃	5,31	0,68	4,9	6,94	4,19	3,86	3,93	1,5	4,18	4,15	2,86	3,16	1,32	1,59	1,38	0,84
FeO	2,35	5,03	2,04	7,52	10,89	6,25	6,56	7,24	10,75	10,52	3,02	2,82	5,03	5,89	1,46	4,27
MnO	0,11	0,09	0,08	0,25	0,49	0,15	0,15	0,14	0,23	0,15	0,13	0,11	2,9	2,72	0,08	0,6
MgO	39,33	38,20	39,61	5,73	10,98	4,49	4,10	15,22	8,57	8,47	2,26	2,52	5,49	4,94	1,19	3,51
CaO	0,03	0,14	6,87	6,86	11,38	13,33	10,72	6,45	12,83	13,04	13,07	13,17	12,83	9,56	6,99	4,38
Na ₂ O	0,05	0,05	0,05	4,43	1,75	4,53	4,29	2,2	1,5	1,4	5,37	5,32	0,9	1,01	3,67	1,28
K ₂ O	0,05	0,03	0,03	0,26	0,29	0,10	0,36	0,40	0,32	0,32	0,24	0,30	0,14	0,17	1,32	1,42
P ₂ O ₅	0,01	0,10	0,02	0,56	0,07	0,28	0,25	0,03	0,19	0,15	0,26	0,26	0,11	0,08	0,14	0,05
SO ₃	0,13	0,09	0,10	0,08	0,01	0,47	0,37	0,10	0,05	—	0,04	0,06	0,10	0,01	0,02	0,01
CO ₂	—	—	—	3,11	—	5,04	4,69	—	—	—	6,21	6,89	—	—	3,30	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	3,77	—	2,87	3,36	—	—	—	1,62	1,70	—	—	1,10	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,34	—	0,27	0,42	—	—	—	0,24	0,31	—	—	0,14	—
П. п. п.	15,54	16,05	1,88	—	4,66	—	—	4,01	2,63	1,83	—	—	1,27	2,18	—	2,34
Σ	100,0	99,5	98,0	99,85	99,82	100,02	99,96	99,4	98,0	99,3	99,85	99,95	98,0	99,82	99,86	99,81

Примечание. 1—3 — серпентиниты, 4, 5 — горнблендиты, 6—8 — амфиболиты, 9, 10 — гранатовые амфиболиты, 11—14 — слабо окварцованные эклогитоподобные породы, 15, 16 — сильно окварцованные эклогитоподобные породы; место отбора проб: 2, 3, 8—10 — р. Комиссаровка, остальные — р. Сокол; 1 — обр. 907-а, 2 — обр. 918-а, 3 — обр. 912-а, 4 — обр. 403-в, 5 — обр. 904-б, 6 — обр. 401-б, 7 — обр. 401-в, 8 — обр. 913-а, 9 — обр. 911-б, 10 — обр. 913-в, 11 — обр. 402-а, 12 — обр. 402-в, 13 — обр. 919-а, 14 — обр. 901-з, 15 — обр. 402-б, 16 — обр. 901-ж. Анализы выполнены: 1, 5, 14, 16 — в Центральной лаборатории ИГО Уралгеология (Свердловск), 4, 6, 7, 11, 12, 15 — в ДВИМСе (Хабаровск), остальные — в Центральной лаборатории ИГО Тажгеология (Хабаровск).

сидового ряда с относительно низким содержанием жадеитовой молекулы (компонентный состав: 52,3—78,7 % диоксида, 2,9—6,1 % жадеита, 14,4—36,6 % геденбергита, 2,6—5,5 % йогансенита) и амфибола с относительно низкой железистостью (23,0—33,5 %) и низким содержанием TiO₂, Al₂O₃ и Na₂O. В интенсивно ок-

варцованных эклогитоподобных породах в гранатах резко снижается содержание MgO и возрастает FeO и MgO (компонентный состав: 5,6—14 % пирропа, 20,7—56,8 % альмандина, 8,1—39,5 % спессартина, 18,6—38,0 % грюссляра и 0,6—7,0% андрадита); в клинопироксенах соответственно увеличивается содержание FeO

Таблица 2

Химический состав главных минералов эклогитоподобных пород, мас. %

Компонент	1				2			3	
	1а (3)	1б (10)	1в (5)	1г (2)	2а (6)	2б (7)	2а (6)	3б (3)	3в (1)
SiO ₂	38,33	38,04	38,09	37,66	53,05	51,28	52,86	47,18	53,51
TiO ₂	—	0,17	0,23	0,10	0,04	0,17	0,04	1,29	0,31
Al ₂ O ₃	21,65	20,90	20,46	23,19	1,45	2,94	3,75	8,09	4,39
Fe ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cr ₂ O ₃	Не опр.	0,01	Не опр.	0,37	Не опр.	0,01	Не опр.	Не опр.	Не опр.
FeO	18,61	17,53	12,60	11,95	6,88	9,93	10,75	19,53	22,83
MnO	5,16	10,54	14,71	0,05	1,42	1,23	1,28	0,33	0,30
MgO	5,27	2,93	1,73	0,03	13,70	11,02	16,33	8,61	1,52
CaO	10,96	9,72	12,04	23,02	22,76	20,76	11,92	10,23	3,86
Na ₂ O	—	0,02	—	—	0,83	1,61	1,22	2,47	12,12
K ₂ O	—	—	—	—	—	0,01	0,31	0,84	—
Σ	99,98	99,86	99,86	96,37	100,02	98,78	98,46	98,57	98,94
F, %	65,6	76,2	80,3	99,5	21,4	33,6	27,1	56,1	89,4
Ca/(Ca + MgO)	0,599	0,715	0,829	0,998	0,544	0,576	0,345	0,461	0,646

Примечание. 1 — гранаты, 2 — клинопироксены, 3 — амфиболы; а, б, в, г — стадии изменения минералов; в скобках — количество анализов. Анализы выполнены на микроанализаторе «ЖА-5а» (ДВГИ). Оператор В. П. Сапин.

и Na_2O (компонентный состав: 50,5—58,3 % диоксида, 7,8—13,6 % жадеита, 28,5—33,2 % геденбергита, 2,1—5,2 % йогансенита); амфиболы характеризуются более высокой железистостью (55,2—57,1 %), а также повышенным содержанием TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O . В зеленосланцевой ассоциации охарактеризованные выше парагенезисы вытесняются альбитом, мусковитом, карбонатом, актинолитом, эпидотом и хлоритом. Сосуществующий с ними гранат характеризуется крайне низкой марганцовистостью, максимальной известковистостью и железистостью (компонентный состав: 0,2 % пирропа, 27,6—30,0 % альмандина, 0,1—0,2 % спессартина, 68,2—70,7 % грюссюляра, 0,2—0,3 % андрадита и 1,1—1,2 % уваровита).

PT-условия образования охарактеризованных парагенезисов определены расчетным способом по [7, 15, 16]: для слабо окварцованных гранат-пироксеновых пород — $T = 945 - 950^\circ\text{C}$, $P = 19,4$ кбар; для стадии интенсивного окварцевания $T = 830 - 850^\circ\text{C}$, $P = 15,3$ кбар; для этапа глаукофанизации $T = 430 - 470^\circ\text{C}$, $P = 12$ кбар. Расчетные данные показывают, что *PT*-условия формирования эклогитоподобных парагенезисов близки к природным условиям синтеза алмазов.

Минералогический анализ шлихов из водотоков, дренирующих охарактеризованную ассоциацию, показал широкое участие в них граната, оливина, пироксена, амфибола; присутствуют муассонит, аксинит, апатит, циркон, корунд. Шлихи, отмытые из аллювия, залегающего только на гипербазитах, отличаются более высокими содержаниями оливина, корунда, хромита, сфена, рутила, пирита, маршита, магнетита, гематита, шеелита и киновари.

В эклогитоподобных породах термохимическим анализом, выполненным в Кокчетавской ГРЭС ПГО Севказгеология (аналитики В. Т. Рагулина и Т. Т. Червякова), обнаружено 6 кристаллов алмазов. Затем эти породы были проанализированы в лаборатории спецметодов анализа ЦНИГРИ. Термохимическим и последующим минералогическим анализами в одной из четырех проб установлено около 30 алмазных кристаллов и их обломков (аналитики Н. П. Гангнус и Е. Д. Надеждина). Алмазы окрашены в бледный зеленовато-желтый цвет; характерно отчетливо выраженное на сколах секториальное строение. В флюоресцентном освещении кристаллы окрашены в голубой цвет. Габитус кристаллов — кубы (преобладают) и октаэдры, размер 0,05—0,125 мм.

Рентгеноструктурным анализом определен параметр кристаллической решетки минерала (на установке УРС-2,0 в ПГО Таежгеология, оператор Р. В. Романова): $a = 3,57 \text{ \AA}$.

Отсутствие алмазов в оставшихся трех проанализированных пробах мы связываем с крайне неравномерным распределением полезного минерала в эклогитоподобных породах.

По своим типоморфным признакам (габитусу, размерам, окраске, структуре поверхности и внутреннему секториальному строению) выделенные алмазы идентичны алмазам из гранат-пироксеновых пород Кокчетавского массива. Однако мы находим это естественным, поскольку сравниваемые алмазосодержащие породы близки по составу, структуре и происхождению.

Вышесказанное позволяет сделать предположение, что основной закономерностью размещения метаморфогенных алмазов в Сусунайском хребте является приуроченность их к эклогитоподобным клинопироксен-гранатовым породам, располагающимся в линейно вытянутых зонах распространения базит-гипербазитовых комплексов среди амфиболитов. Важными поисковыми критериями на алмазы такого типа (применительно к Сахалину) могут служить также: а) присутствие метаморфических пород высокой степени метаморфизма (породы, содержащие глаукофан, лавсонит, дистен, ставролит, муассонит); б) наличие в метаморфических образованиях тонкорассеянного графита; в) находки в аллювии зерен алмазов и минералов метаморфической фации высоких давлений (особенно муассонита), а также граната пироп-альмандинового состава. Наиболее интересны с практической точки зрения участки с максимальным содержанием граната.

Геологические обстановки, подобные охарактеризованным, имеются также на западных склонах Восточно-Сахалинских гор (средняя часть о. Сахалин), где известны поля совместного развития амфиболитов и гипербазитов, а также находки гранатосодержащих пород. Во время среднемасштабной геологической съемки 1959—1960 гг. здесь были обнаружены шлиховые знаки муассонита.

Не исключены также находки алмазов в гипербазитах (пироксенитах и перидотитах). Такие алмазы известны в Корякском нагорье, на Камчатке, в Сихотэ-Алине. Однако представляется, что перспективы обнаружения скоплений алмазов метаморфогенного типа для Сахалина более ясные.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бехтольд А. Ф., Бирюков В. М., Косыгин Ю. А., Семенов Д. Ф. Новые данные по геологии, петрологии и минералогии мезозойской высокобариче-

ской ассоциации Сахалина // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 302, № 2.— С. 391—393.

2. *Геология СССР*. Т. 33: О. Сахалин.— М.: Недра, 1970.
3. *Гранник В. М.* Петрохимические особенности метабазитов Сусунайского метаморфического комплекса (Южный Сахалин) // *Тихоокеан. геология*.— 1986.— № 4.— С. 37—48.
4. *Добрецов Н. Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974.
5. *Добрецов Н. Л., Егоров А. Е., Егорова М. Г., Подзорова Д. И.* О находке измененных эклогитов в Сусунайском хребте (о. Сахалин) // *Докл. АН СССР*.— 1968.— Т. 178, № 4.— С. 925—928.
6. *Егоров А. Е., Шашкина В. П.* Метаморфические образования Сусунайского хребта (Южный Сахалин) // *Геология зоны перехода от Азиатского материка к Тихому океану*.— М.: Наука, 1968.— С. 156—172.
7. *Перчук Л. Л.* Равновесие породообразующих минералов.— М.: Наука, 1970.
8. *Рождественский В. С.* Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор // *Тихоокеан. геология*.— 1983.— № 5.— С. 48—58.
9. *Рихтер А. В.* Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое.— М.: Наука, 1986.
10. *Семенов Д. Ф.* О метаморфическом комплексе Сусунайского хребта о. Сахалин // *Метаморфические комплексы о. Сахалин*.— Южно-Сахалинск, 1969.— С. 88—92.— (Тр. СахНИИ СО АН СССР; Вып. 22).
11. *Семенов Д. Ф.* Магматические формации тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина).— М.: Наука, 1982.
12. *Шашкина В. П.* Петрографическая характеристика метаморфических комплексов Сахалина // *Вопросы геологии, петрологии и металлогении метаморфических комплексов Востока СССР/ДВГИ ДВФ СО АН СССР*.— Владивосток, 1968.— С. 86—88.
13. *Шашкина В. П.* Эклогитоподобные и другие породы интрузии реки Сокол (Сусунайский хребет, Южный Сахалин) // *Петрология изверженных и метаморфических пород/ДВГИ ДВФ СО АН СССР*.— Владивосток, 1969.— С. 109—116.
14. *Шашкина В. П.* Петрохимическая характеристика метаморфических пород Сахалина // *Метаморфические комплексы Востока СССР/ДВГИ ДВНИЦ АН СССР*.— Владивосток, 1973.— С. 142—160.
15. *Ellis D. J., Green D. H.* An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe—Mg exchange equilibria // *Contrib. Miner. and Petrol.*— 1979.— V. 71, N 1.— P. 13—22.
16. *Newton E. C., Perkins D.* Thermodynamic calibration on geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene-(clinopyroxene)-quartz // *Amer. Miner.*— 1982.— V. 67.— P. 203—322.

ИТиГ ДВО АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
9 января 1989 г.

УДК 550.8.053 : 681.3

С. В. Горкуша

ПРИМЕНЕНИЕ ЭВМ И МАШИННОЙ ГРАФИКИ ПРИ ПРОСТРАНСТВЕННОМ АНАЛИЗЕ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Приводятся некоторые принципы отображения трехмерных объектов на плоскости на примере очагов землетрясений. Описан алгоритм экранирования невидимых линий при изображении совокупности оча-

гов землетрясений в объеме. Описаны реализация поиска на ЭВМ плоскостей наибольшей концентрации землетрясений и их отображения.

В настоящее время достаточно традиционно изображение исходной сейсмологической информации и результатов ее обработки в виде карт изолиний. Однако в ряде случаев для наглядного представления очаговых зон землетрясений требуется объемный характер изображения.

Представленный в настоящей работе способ изображения очагов землетрясений в объеме расширяет рамки анализа сейсмичности и может оказать существенную помощь в выделении объемных зон группирования землетрясений, определения их положения в пространстве.

В [3] дан обзор работ, посвященных проблеме представления информации о совокупности землетрясений. Там отмечается, что «геометрическая параметризация сейсмического процесса обычно считается вспомогательной процедурой иллюстративного характера. Между тем она может оказаться одним из важнейших приемов, в частности, для решения вопроса об альтернативной ответственности разломов или блоков за сильнейшие сейсмические события».

Построения позволяют рассмотреть поле землетрясений с различных углов зрения в пределах заданного объема, а используя проекционную аппаратуру, получать и их стереоизображение, что само по себе уже является существенным дополнением к двумерным картам, повышая информативность данных. Алгоритм предлагаемых построений на базе пакета прикладных программ (ППП) «Графор» [1] позволяет построить плоское изображение трех-

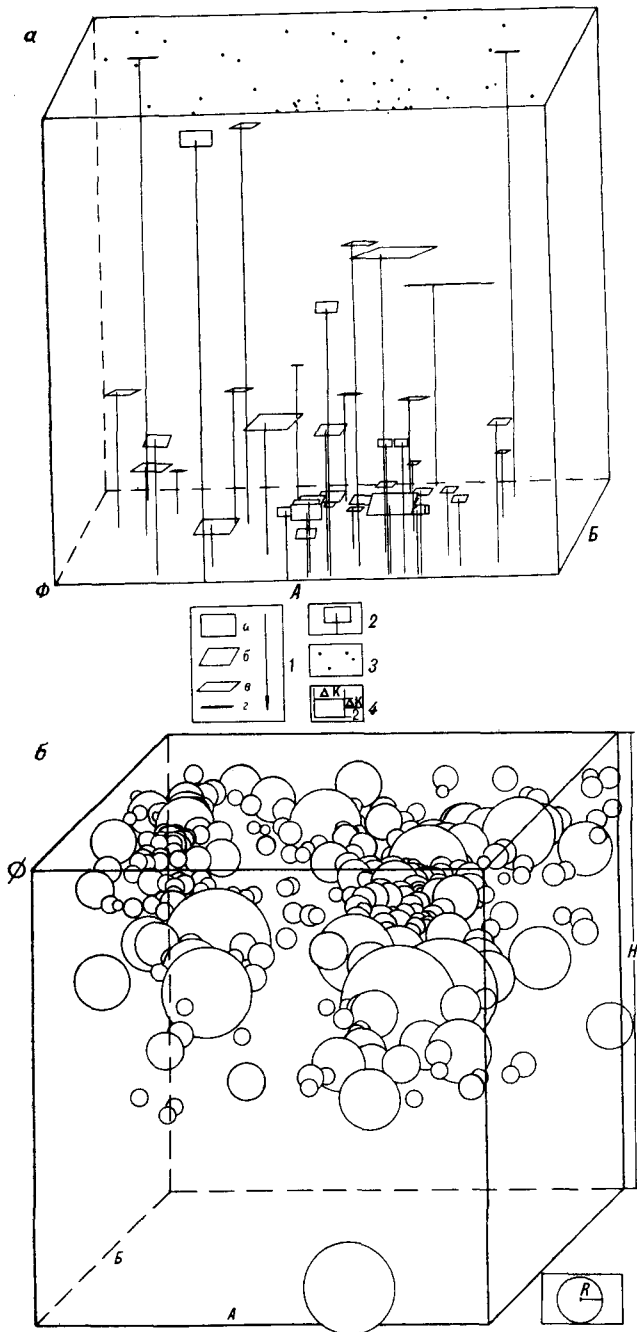


Рис. 1. Землетрясения в объеме.

a — первый вариант: 1 — удаление по широте от грани *A* (*a*, *b*, *e*, *z*); 2 — очаг землетрясения; 3 — эпицентры землетрясений; 4 — энергетическая характеристика очага ($K = \lg E$); *A* — передняя грань объема; *B* — боковая грань объема; Φ — положение плоскости отсчета глубины очагов (H_{\max}). *b* — второй вариант: $R = -(K - 7)/5$, где K — энергетический класс; Φ — положение плоскости земной поверхности; *A* — передняя грань (изменение по долготе); *B* — боковая грань (изменение по широте); *H* — высота параллелепипеда.

мерных объектов на плоскости и получить стереоизображение дискретно заданных признаков (рис. 1, б). Первоначально выбирается элемент объема, в котором предполагается изображение

признаков, — параллелепипед, верхняя грань которого — уровень земной поверхности, нижняя — максимальная глубина изображаемых признаков. Боковые грани соответствуют широтам и долготам выбранного участка на карте, либо расстоянию в километрах по осям \bar{X} и \bar{Y} в декартовых координатах. Проекция изображаемого признака с координатами $(\bar{X}, \bar{Y}, \bar{Z})$ на плоскость привязывается к проекции выбранного объема. Таким образом, получаем однозначное соответствие между изображением параллелепипеда и отображаемыми признаками.

Опишем построение объемного отображения гипоцентров землетрясений.

Каждое землетрясение охарактеризовано параметрами: $(\bar{X}, \bar{Y}, \bar{Z}, R)$, где \bar{X}, \bar{Y} — декартовые координаты, полученные пересчетом из географических, \bar{Z} — глубина очага землетрясения, R — масштабируемая величина энергетического класса. Отобразим землетрясения в объеме в виде окружностей, радиус которых R , центр (X, Y, Z) .

Для получения непересекающихся изображений необходимо невидимые части изображаемых объектов экранировать. В ППП «Графор» [1] реализованы методы удаления невидимых линий лишь для однозначных функций двух переменных. В предлагаемом алгоритме реализована возможность изображения двузначных функций одной переменной. Его суть:

1. Дана последовательность объектов $(\bar{X}_i, \bar{Y}_i, \bar{Z}_i, R_i)$.

2. Находим их проекции, согласно проекции элемента объема, получаем последовательность (X_i, Y_i, R_i) , где X_i, Y_i — центр окружности, R_i — ее радиус.

3. Представляем последовательность возрастающей по Y и по X , последовательность изображения — слева направо, снизу вверх.

4. Из последовательности удаляем те объекты, которые полностью «скрываются» за стоящими впереди — получаем (X_i, Y_i, R_i) , $i = 1, 2, \dots, N_p$.

5. Для обработки очередного объекта (X_i, Y_i, R_i) находим те окружности (X_j, Y_j, R_j) , $j = 1, 2, \dots, i - 1$, которые пересекаются с данным объектом: получаем последовательность точек пересечения $(X_j^{2j-1}, Y_j^{2j-1}) (X_j^{2j}, Y_j^{2j})$, $j = 1, 2, \dots, P$, где P — количество окружностей, пересекающих (X_i, Y_i, R_i) , причем $X_j^1 \geq X_j^2$.

6. Запоминаем номера точек в матрице экранирования $N(2P \times 2P)$. Номера точек соответствуют порядку их расположения по окружности:

$$j_1, j_2, \dots, j_{2P}, \text{ где } i \leq j_i \leq 2P;$$

$$N(i, m) = \begin{cases} j_m, & i = 1, \\ 0, & i = 2, 3, \dots, 2P; \end{cases}$$

$$m, i = 1, 2, 3, \dots, 2P.$$

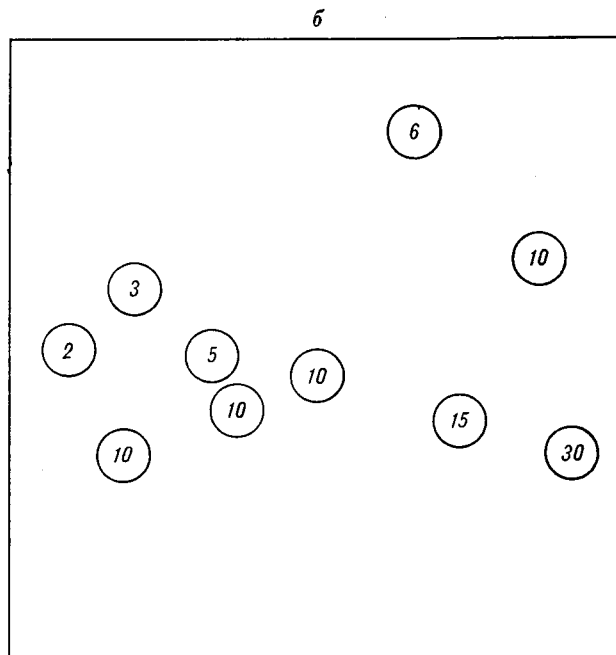
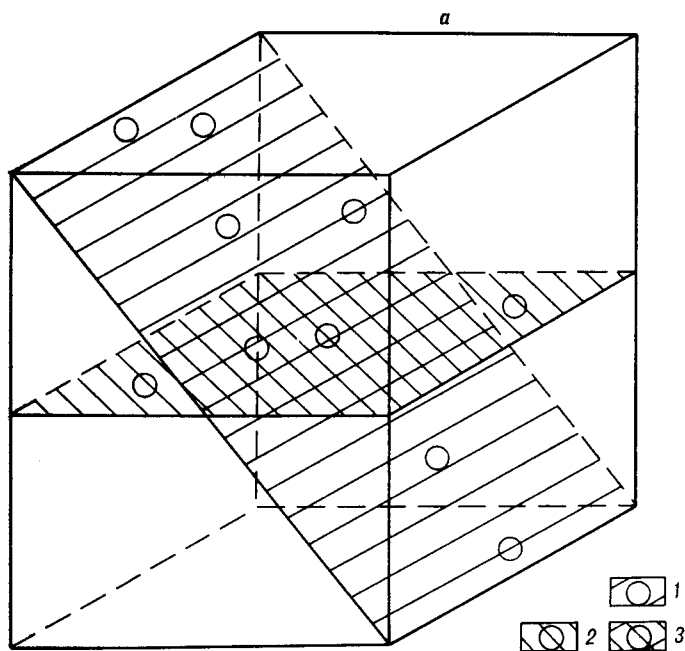


Рис. 2. Модельный пример.

a — возможная модель плоскостей преимущественного положения землетрясений в объеме; *b* — соответствующая модели схема эпицентров в плане. 1—3 — плоскости преимущественного положения землетрясений.

7. Образует результирующую матрицу

$$N(i, j), \quad i = 1, 2, \dots, L; \quad j = NS(1), \\ NS(2), \dots, NS(L),$$

где между первым и последним элементом каждого столбца заключена «невидимая» область. Формируется она путем объединения столбцов, содержащих элементы $2i - 1, 2i$, где $i = 1, 2, \dots, P$.

8. Видимые линии — дуги с координатами точек:

$$N(i, NS(i)), N(i + 1, 1), \quad \text{где } i = 1, 2, \dots, L; \\ N(L, NS(2)), N(1, 1).$$

Результаты изображения очагов землетрясений в объеме в двух вариантах приведены на рис. 1, *a, б*.

Известно, что ряд землетрясений связан со смещениями по разломам. Вдоль разломов часто происходят относительные перемещения жестких блоков земной коры. Поэтому представляет особый интерес выявление отношения землетрясений к той или иной разломной зоне, как выходящей на дневную поверхность, так и невыходящей.

Даже при простом сочетании плоскостей разрядки напряжений (исключая вертикальные) по карте эпицентров землетрясений не представляется возможным сделать заключение о принадлежности очагов к той или иной поверхности (рис. 2, *a, б*). В настоящей работе приводятся результаты реализованного на ЭВМ метода выбора землетрясений [2], лежащих:

- а) в плоскостях, пересекающих земную кору по линии разлома;
- б) в плоскостях, не выходящих на дневную поверхность, с последующим построением возможных плоскостей разломов и землетрясений, приуроченных к ним, расчетом угла ния данных плоскостей.

Входными данными программы являются:

- а) угол α , составляемый разломом с осью X на карте (рис. 3);
- б) расстояние D между двумя математическими плоскостями, в пределах которого производится выбор землетрясений (ширина разломной зоны);
- в) минимальное число землетрясений N , лежащих в плоскости разлома.

Выходные данные:

- а) положение возможных плоскостей, конкретно увязывающееся с существующими разломными зонами по расстоянию от начала координат $(0,0)$ (размеры карты эпицентров и плоскости объемного изображения, соответствующей дневной поверхности, пропорциональны);
- б) отображение землетрясений, попавших в ту или иную плоскость (рис. 4);
- в) угол падения данных плоскостей;
- г) каталог землетрясений по выделенным плоскостям с указанием всех их характеристик.

Построив таким образом изображение, возможно осуществлять его повороты в пространстве, т. е. изменять точку зрения на него. Построив два таких изображения, одно из которых развернуто на угол 4° по отношению к перво-

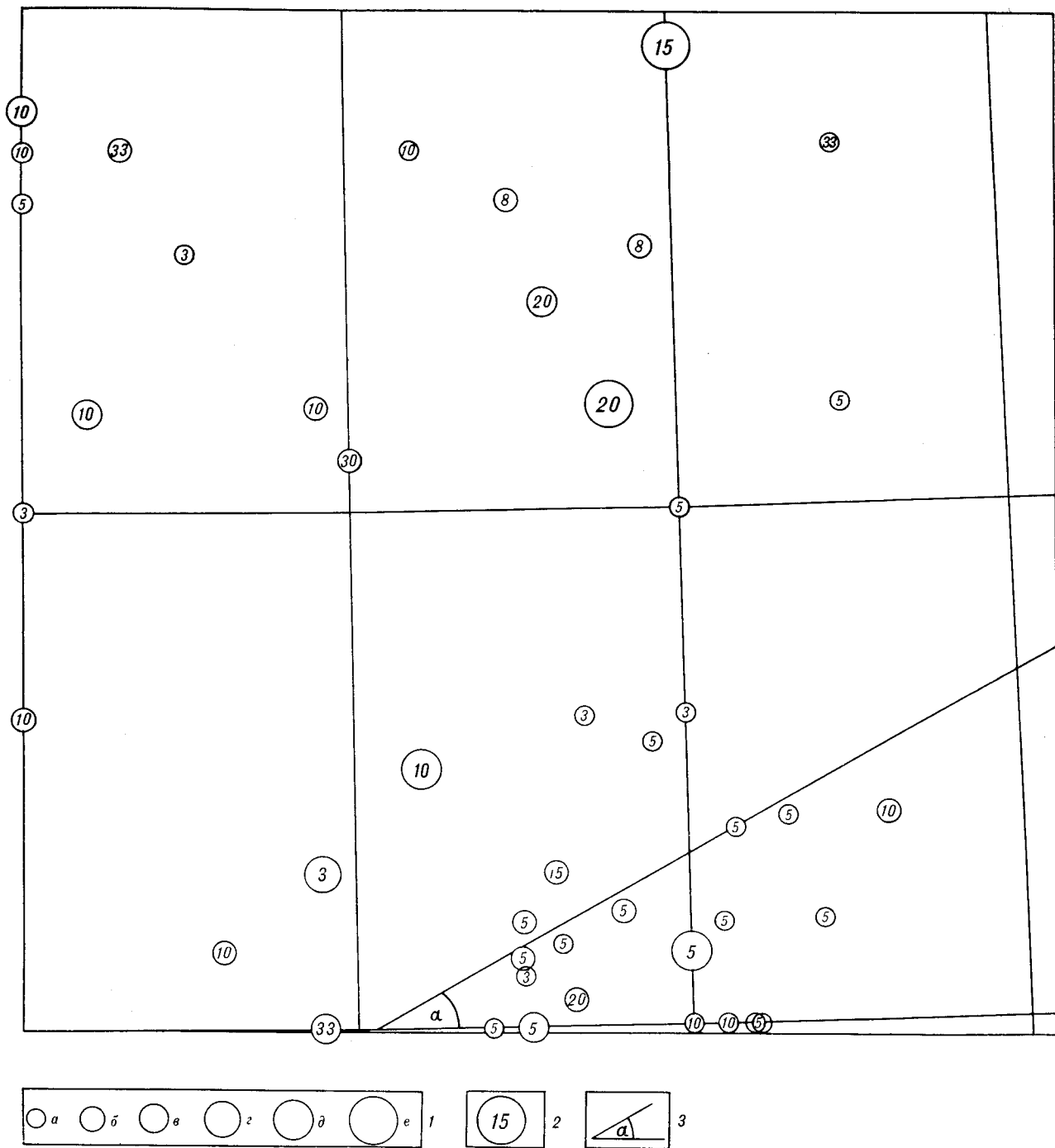


Рис. 3. Карта эпицентров:

1 — энергетический класс землетрясений: $a - K = 8$, $b - K = 8,5$, $c - K = 9$, $d - K = 9,5$, $e - K = 10$, $f - K = 11$; 2 — глубина гипоцентра, км; 3 — положение плоскости разлома.

му, получаем стереопару. Полученное стереоизображение позволяет наилучшим образом анализировать пространственные взаимоотношения изображенных объектов.

Конечно, при данных построениях необходимо использовать землетрясения с высокой точностью определения координат и глубины. По-

этому в настоящее время они целесообразны на территориях с достаточно густой сетью сейсмических станций.

Представляется, что описанные алгоритмы с минимальными изменениями могут применяться и для изображения в объеме геологических тел, других характеристик и выявления

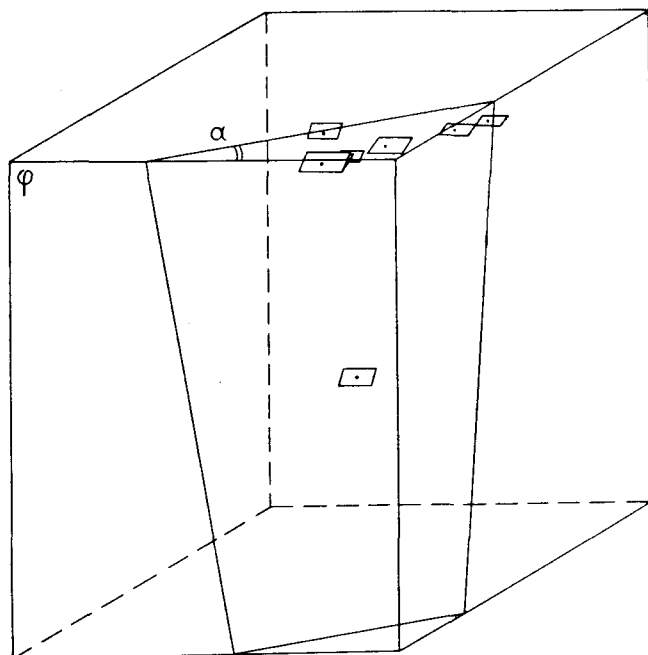


Рис. 4. Изображение плоскости, выходящей на земную поверхность под углом $\alpha = 30^\circ$.

1 — положение плоскости земной поверхности; 2 — заданный угол выхода на земную поверхность плоскости разлома; 3 — очаги землетрясений в данной плоскости.

ИТыГ ДВО АН СССР
Хабаровск

соотношений в положении конкретных структур, приуроченности их к тем или иным дискретно заданным параметрам, отражающим свойства вмещающей среды.

Итак, в настоящей работе приведен комплекс обработки изображения очагов землетрясений, позволяющий осуществлять:

- а) качественный анализ положения очагов землетрясений в объеме;
- б) визуальное выделение пространственных областей группирования землетрясений;
- в) автоматизированное выделение плоскостей максимальной концентрации очагов и оценка геометрических параметров этих плоскостей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Баяковский Ю. М., Галактионов В. А., Михайлова Т. Н. Графор: графическое расширение фортрана.— М.: Наука, 1985.
2. Землетрясения в СССР 1974—1984 гг.— М.: Наука, 1976—1987.
3. Татевосян Р. Э., Шебалин Н. В. К проблеме представления информации о совокупностях землетрясений в задачах сейсмической опасности // Вопросы инженерной сейсмологии. № 26.— М.: Наука, 1985.— С. 86—100.

Поступила в редакцию
30 января 1989 г.

ХРОНИКА

ПРОБЛЕМЫ ТИХООКЕАНСКОЙ ГЕОЛОГИИ НА 28-й СЕССИИ
МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОНГРЕССА

С 9 по 19 июля 1989 г. в г. Вашингтоне (США) проходила 28-я сессия Международного геологического конгресса.

В отличие от большинства предыдущих конгрессов, где программа составлялась по отдельным направлениям геологических наук, в Вашингтоне работали секции, обсуждавшие конкретные геологические проблемы. В частности, общие вопросы тихоокеанской геологии рассматривались в основном на пяти заседаниях секции «Тектоника Циркум-Тихоокеанских континентальных окраин». В ее программу было включено 44 доклада. Работой секции руководили Ж. Обуэн и Р. фон Хьюен. Специальная секция под руководством Х. Корвалана и Дж. Мура рассматривала вопросы энергетических и минеральных ресурсов Тихоокеанской области. В ее программе было 14 докладов. Ряд докладов по проблемам геологии Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса был включен в программы других секций («Украинно-океанские бассейны», «Динамика и эволюция островных дуг» и т. д.). Методом демонстрации графики докладывались результаты работ по геотрансектам, значительная часть которых лежит в Тихоокеанском полушарии.

Естественно, в хроникальной заметке нельзя охарактеризовать все результаты обсуждения интересующих нас проблем. Поэтому сосредоточимся в основном на докладах, затрагивающих общетектонические вопросы, в решении которых на сессии намечались новые подходы.

Тихоокеанской области в целом были посвящены лишь три доклада. Ма Золин и соавторы рассмотрели вопросы сегментации Тихоокеанского пояса и океана с позиций «тектоники планоку», ограниченных трансформными разломами. Предполагается в целом независимое движение таких сегментов и анализируется его механизм. Дискутируется генезис сегментации. Лю Вей на примере гранитных массивов пояса предложил новую классификацию гранитов (3 категории и 12 групп) с учетом приуроченности интрузий к тектоническим стадиям. Обсуждается генезис гранитов в связи с тектонической эволюцией. Доклад Л. А. Маслова и Н. П. Романовского был посвящен некоторым новым аспектам современной геодинамики Тихоокеанского кольца. На базе анализа различных геолого-геофизических характеристик авторы пришли к выводу, что новейшая деформация Тихоокеанского полушария может быть представлена как сумма двух компонент: субширотного сдвига и вращения против часовой стрелки (расширенный текст доклада опубликован в «Тихоокеанской геологии», 1989, № 3).

Ж. Шарве с соавторами провели сравнительно-тектонический анализ Северо-Американской и Восточно-Азиатской окраин Тихого океана. Они предложили новый вариант районирования окраин с позиций концепции террейнов, охарактеризовали взаимоотношения блоков, наметили главные тектонические события. По мнению авторов, при некоторых различиях (в основном, регионального характера) все Циркум-Тихоокеанские складчатые цепи следует интерпретировать в терминах коллизионной тектоники, а не просто как аккреционные призмы. В. Ханус и И. Ванек рассмотрели вопросы сеймотектоники северной части Тихоокеанской области. Они выявили закономерности размещения землетрясений, показали, что значительная часть очагов разрушительных землетрясений расположена в висячем крыле сейсмофокальной зоны, разбитом серией поперечных разломов.

Наибольшее количество докладов было посвящено северо-западной части Тихоокеанского пояса. В их числе серия докладов советских геологов. Н. А. Богданов и П. К. Кепежинский охарактеризовали латеральную неоднородность континентального обрамления Командорской котловины. Они выделили три источника магмы в островных дугах. Сочетания магм из разных источников определяют типы островодужных андезитов и, соответственно, типы островных дуг. В докладе В. Д. Чеховича с соавторами была дана новая интерпретация структуры Анадырско-Корякской области в терминах концепции коллажа террейнов (см. статью А. П. Ставского и др. в журнале «Геотектоника», 1988, № 6). В другом докладе В. Д. Чеховича с соавторами приведены новые данные по геологии о. Каргинского, который авторы рассматривают как аккреционную призму, сформированную в течение большей части палеогена (см. журнал «Геотектоника», 1989, № 1). А. А. Врублевский охарактеризовал вертикальные и латеральные ряды разломов складчатых систем Восточной Азии. Показаны связи типов разломов с латеральным рядом тектонических структур и их преобразования на разных стадиях развития в мезозое и кайнозое. Л. А. Савостин и А. М. Хейфец сообщили о первых палеомагнитных данных по территории Олюторского блока.

К. Фуджиока провел сравнение Японского глубоководного желоба с Курильским, Идзу-Огасавара, Нанкайским и Марианским. Показано, в частности, что отсутствие в Японском желобе аккреционной призмы связано с широким развитием здесь тектонической эрозии. Процесс тектонической эрозии в Японском желобе стал предметом исследования, представленного С. Лальманом и Р. фон Хьюеном. Они показали, что эрозия осуществляется в ходе конвергенции путем

срезания нижних горизонтов фундамента островной дуги. Этот процесс сопровождается быстрым погружением нижней части приостровного склона желоба и миграцией оси последнего. По подсчетам авторов, масштабы эрозии по крайней мере равны масштабам аккреции или превышают их.

Н. Ницума и соавторы охарактеризовали процессы коллизии в южной части Фосса Магна, на участке ее сочленения с Иду-Боинской островной дугой. Выделено две эпохи коллизии, показана связь с этими процессами интрузий гранитов. В докладе Т. Сено рассматривалась эволюция окраинно-морских бассейнов западной части Тихого океана. Введены понятия активного и пассивного спрединга, когда сейсмофокальная зона наклонена соответственно в сторону спредингового центра и от него. Автор связывает размещение зон субдукции с формой геоида. Циклическостью в 30 млн лет и конвекцией в нижней мантии он объясняет отсутствие окраинно-морских бассейнов в рассматриваемой области в мезозое и ранее. А. Иджима и соавторы охарактеризовали эволюцию неогеновых осадочных бассейнов дуги Хонсю. Дж. Хиббард и Д. Кариг подробно рассмотрели историю развития юго-западной окраины Японской плиты в неогене, обратив особое внимание на процесс субдукции активного спредингового хребта бассейна Сикоку. Показано, что бассейн вскрывался вдоль аккреционной призмы, с чем связаны особенности его строения и магматизма. Два доклада по тектонике Марианской дуги и связанных с ней структур представил Н. Фрайер. Он подробно охарактеризовал серпентинитовые подводные горы, протягивающиеся вдоль передовой дуги. По составу обломков, флюидов и другим признакам предполагается, что серпентинитовые диапиры имеют мантийное происхождение. Интересно и другое предположение автора — что подобным образом могли формироваться и другие передовые дуги. На примере о. Лусон Н. Пине и Дж. Стефан рассмотрели многофазную историю районов, нарушенных сдвиговыми смещениями.

Дж. Ким привел новые данные о возрасте группы Отчён, свидетельствующие о ее принадлежности к силуру. Таким образом, заполняется ранее предполагающийся «великий перерыв» в развитии подвижного пояса Отчён, разделяющего по диагонали Корейский щит. Д. Хье и соавторы охарактеризовали основные черты эволюции Восточного Китая. По их мнению, вся окраина континента до глубоководных желобов сложена корой континентального типа. В формировании современной структуры они придают ведущую роль дроблению континентальной плиты в интервале 190—100 млн лет назад. Ван Юань рассмотрел вопросы столкновения дуги и континента на примере о. Тайвань. Здесь процессы субдукции, рифтинга континентальной пассивной окраины и коллизии дуги с континентом протекали в сравнительно короткое время — с конца мезозоя доныне. Тан Чжонки и соавторами привели новые данные по геотермии континентальной окраины Фуцзянь-Гуандун.

Меньшее количество докладов было посвящено южным и северо-восточному квадрантам Тихоокеанской области.

Чрезвычайно интересные материалы по тектонике моря Фиджи и островных дуг Меланезии содержатся в докладах в основном французских геологов. Р. Луа и Б. Пеллетье рассмотрели относительные современные движения Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит, уточнив положение границы плит на одном из отрезков в море Фиджи. В новой модели учтен сложный рисунок напряжений, выявленный при анализе большого количества фокальных механизмов землетрясений. П. Шарви и соавторы пришли к выводу, что образование задугового бассейна в тылу Новогбридской дуги связано не столько с субдукцией, сколько с глобальной кинематикой плит. Ж. Колло и М. Фишер на примере процессов коллизии подводных

гор и хребтов с Новогбридской дугой рассмотрели стадии структурной эволюции аккреционных комплексов. В частности, следствием коллизии они считают возникновение некоторых осадочных бассейнов в середине приостровного склона. Различаются последовательные стадии импакта, коллапса и реставрации склона дуги, характеризующиеся специфическими чертами. В докладе Б. Пеллетье подробно обсуждался вопрос субдукции подводного хребта Луисвилль в желоб Тонга — Кермадек. Косая субдукция ведет к эрозии нижней части склона желоба и миграции оси желоба. М. Фишер рассмотрел процесс столкновения Новогбридской островной дуги с подводным хребтом Д'Антрекосто. Хочу отметить, что доклады сопровождались превосходной графикой, дающей объемное представление об изученных структурах.

Т. Ватанабе и соавторы показали, что аккреция в южной части складчатого пояса Новой Англии в Австралии протекала в основном в позднем карбоне. Раннепермский рифтинг маркирует смену тектонического режима. В докладе Р. Мейсснера и соавторов приведены новые материалы геофизических исследований западной континентальной окраины Антарктического полуострова. Интересные данные по Перуанской окраине сообщил Ж. Буржуа. Он показал, что главной является граница между нижней и средней частью континентального склона, где происходит резкое изменение тектонического режима от сжатия внизу до растяжения наверху. Подробно описана тектоническая эрозия в желобе и приведены ее количественные оценки. Т. Шипли исследовал процессы аккреции, субдукции и тектонической эрозии в Центральном-Американском желобе. Он считает, что желоб подразделяется, по меньшей мере, на три провинции, тектонические режимы в которых различны. Особенности режимов определяются не только динамическими условиями, но и механическими свойствами пород. Е. Сильвер на примерах Панамы и Папуа Новой Гвинеи рассмотрел случаи столкновения континента и двух дуг.

А. Лапбер и соавторы предложили новую модель геодинамической эволюции Северо-Американских Кордильер. Уточнены эпохи аккреции и столкновения террейнов и время формирования коллажа. В докладе М. Соссона и Т. Кальмю было показано, что верхнеюрский Невадский пояс далеко надвинут на окраину Северо-Американского кратона, невадской орогенной не затронутую. В. Фини и соавторы на базе тектонических, геоморфологических, геофизических и геологических признаков подразделили территорию Северо-Американских Кордильер на концентрические формы и «линеары». Металлогенический анализ подтвердил данные морфоструктурного. Доклад Д. Шолла и соавторов был посвящен строению Алеутской островодужной системы. На этом примере они рассмотрели процесс региональных изменений границ плит. Геохимические данные, приведенные Г. Йогозинским и соавторами, показали существенные отличия западной части Алеутской дуги от центральной и восточной, которые авторы связали с различиями в составе фундамента.

Доклады, представленные на секцию «Циркум-Тихоокеанские энергетические и минеральные ресурсы», имели в большинстве общий металлогенический характер, и лишь некоторые из них касались проблем месторождений конкретных видов полезных ископаемых.

В заключение несколько общих предварительных выводов. Тихоокеанский подвижный пояс привлекает к себе внимание геологов многих стран. Наряду с чертами, общими для складчатых поясов, он обладает некоторыми особенностями, позволяющими глубже выникнуть в тектонические процессы. Главная из них — возможность непосредственно наблюдать результаты современных и новейших движений и экстраполировать их в глубь истории Земли.

Актуалистический метод и тектоника литосферных плит прочно удерживают лидирующее положение среди геологических парадигм. Исследования в области тектоники литосферных плит ныне направлены на детализацию явлений и процессов, на трактовку региональных и локальных особенностей структуры с позиций этой концепции. Противники тектоники плит, критикуя ее основные положения, указывали на сложный характер тектонических движений, якобы тектоникой плит огрубляемый (например, наличие раздвиговой и значительной вертикальной составляющей у многих трансформных разломов). Сегодня именно в рамках концепции эти явления находят наиболее логичное объяснение. Особого внимания за-

служивают исследования косо́й субдукции и косо́й коллизии, вскрывающие многие ранее не известные явления.

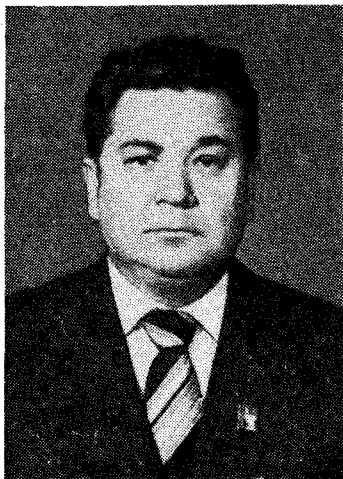
Все шире, причем именно на примере Тихоокеанского пояса, распространяется концепция коллажа террейнов. Уточняются взаимоотношения террейнов, их природа, выявляется своего рода «тектонический матрикс». Словом, из концепции, первоначально объяснявшей главным образом планетарные особенности структуры планеты, тектоника литосферных плит превращается во всеобъемлющую парадигму, обладающую большой прогностической силой независимо от масштабов исследуемой площади.

*ИТГ ДВО АН СССР
Хабаровск*

Ч. Б. Борукаев

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

ИЛЛАРИОН ИВАНОВИЧ ТЮТРИН

(к 70-летию со дня рождения)

5 ноября 1989 г. исполнилось 70 лет со дня рождения и 47 лет производственной деятельности заслуженного геолога Якутской АССР, кандидата геолого-минералогических наук Иллариона Ивановича Тютрина.

И. И. Тютрин начал трудовую деятельность в 1942 г. в качестве инженера-геолога, после окончания Иркутского университета. С 1947 по 1966 гг. работал в геологических организациях Якутии, где прошел путь от геолога участка до главного инженера геологического управления.

За активное участие в совершенствовании техники геолого-разведочных работ, разведке и подготовке к промышленному освоению Депутатского месторожде-

ния олова в Якутской АССР ему присуждена Государственная премия СССР.

Работая первым руководителем Сахалинского производственного геологического объединения с 1966 г., И. И. Тютрин зарекомендовал себя умелым организатором геологической службы области, высококвалифицированным специалистом.

Под его руководством завершена разведка и переданы в эксплуатацию Окружное месторождение нефти, Восточно-Луговское — газа, Тихменевское — угля, десятки месторождений строительных материалов, подземных питьевых, технических и минеральных вод. Солнцевское каменноугольное месторождение передано под строительство разреза мощностью 2 млн т угля в год. В семидесятых годах были проведены первые работы по бурению нефтегазописковых скважин на шельфе Сахалина, где в последующем были открыты крупные газовые месторождения. В 1980 г. по инициативе И. И. Тютрина все геолого-разведочные работы на суше Дальневосточных осадочных бассейнов были сконцентрированы в специализированном объединении Сахалингеология, что позволило в короткие сроки выявить и разведать семь месторождений нефти и газа на Камчатке и Чукотке.

Широкая эрудиция и большой круг интересов, высокая работоспособность, неиссякаемая энергиянискали Иллариону Ивановичу Тютрину глубокое уважение коллег.

За большие заслуги он награжден семью правительственными наградами.

Свое 70-летие Илларион Иванович Тютрин встречает в расцвете творческих сил, он полон новых идей и замыслов.

Желаем юбиляру крепкого здоровья и новых успехов в развитии геологии.

*Редколлегия и геологоразведчики
Сахалинского производственного
объединения*

СОЛОМОН МАРКОВИЧ ТИЛЬМАН (к 70-летию со дня рождения)



18 ноября 1989 г. исполнилось 70 лет со дня рождения известного ученого, крупного специалиста в области общей и региональной тектоники, доктора геолого-минералогических наук, профессора Соломона Марковича Тильмана.

С 1951 г. судьба Соломона Марковича Тильмана связана с Северо-Востоком СССР. Он руководил разведкой оловянно-вольфрамовых россыпных и рудных месторождений в Восточной Якутии, проводил геологическую съемку и поиски полезных ископаемых в Приколымье и на Центральной Чукотке, пройдя путь от начальника геолого-съемочной партии до главного геолога экспедиции. Собранные по крупицам геологические факты впоследствии легли в основу теоретических обобщений.

В 1960 г. начинается взлет С. М. Тильмана как ученого. Он стоял у истоков организации Северо-Восточного КНИИ СО АН СССР, создав и возглавив лабораторию региональной тектоники. Были продолжены исследования геологии и тектоники различных районов Востока СССР: Верхоянья и о. Врангеля, Центральной Колымы и Восточной Чукотки, Верхнего Приамурья и Корякского нагорья. Лично и в соавторстве С. М. Тильманом написано свыше 160 научных работ, в том числе 5 монографий. Он был инициатором создания и соавтором двух тектонических карт Северо-Востока и Востока СССР, соавтором тектонических карт Евразии, Арктики, Тихоокеанского сегмента Земли, международной тектонической карты Мира и др.

Научные труды С. М. Тильмана широко известны и вошли в обобщения по геологии и тектонике СССР и сопредельных стран, использованы в учебных пособиях для высшей школы, легли в основу карт золотосности, оловоносности и нефтьгазоносности Северо-

Востока СССР. Общегеологические концепции, разработанные им, содержат новаторские теоретические положения. Они касаются тектонического районирования мезозойских геосинклинально-складчатых областей, закономерностей развития геосинклинального процесса на периферии Тихого океана, формирования и преобразования континентальной коры, особенностей строения и развития древних и современных шельфовых зон.

С. М. Тильманом разработаны концепции о закономерностях орогенного развития Тихоокеанских мезозойд, о тектонической принадлежности краевых вулканических поясов и срединных массивов, о связи тектоники с магматизмом и металлогенией.

Ему свойственно прекрасное качество — твердое осмысливание фактического материала, недогматический подход к развитию геологической науки. В последние годы в мировоззрении С. М. Тильмана произошел явный поворот в сторону мобилизма, чему немало способствовали проведенные под его руководством исследования в Корякском нагорье. Основываясь на анализе уникальных геологических образований, он совместно с учениками и коллегами развивает идеи об аккреционной тектонике, орто- и параокеанических формациях, о своеобразии строения активных окраин по периферии Тихого океана, о конвергентном и дивергентном классах рудоносности.

С. М. Тильман — постоянный и активный участник всесоюзных и международных совещаний и конгрессов, член Междудементственного Тектонического комитета, Комиссии по международной тектонической карте Мира, Научного совета по Тихоокеанской геологии, специализированных ученых советов по присуждению докторских степеней, был активным членом редколлегии журнала «Тихоокеанская геология».

Много времени и сил С. М. Тильман уделяет подготовке научных кадров. Под его руководством защитилось 10 кандидатов наук, он долгое время преподавал в Магаданском отделении Всесоюзного политехнического института.

После переезда в Москву С. М. Тильман плодотворно трудится в Институте литосферы АН СССР, где продолжает исследования в области тектоники и геодинамики континентального обрамления Северной Пацифики.

С. М. Тильман — член КПСС с 1958 г., удостоен правительственных наград за участие в Великой Отечественной войне и за доблестный труд. За заслуги в развитии геологической науки и подготовке научных кадров ему присвоено почетное звание «Заслуженный деятель науки РСФСР».

Редколлегия журнала «Тихоокеанская геология» сердечно поздравляет С. М. Тильмана с юбилеем, желает здоровья и дальнейших творческих успехов.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор *Н. А. Шило*

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), *А. Д. Щеглов* (зам. главного редактора), *Г. Л. Кириллова* (отв. секретарь), *Ю. И. Бакулин*, *Ч. Б. Борукаев*, *Г. М. Власов*, *А. А. Врублевский*, *В. А. Красилов*, *Н. И. Лаврик*, *В. Г. Моисеенко*, *Л. И. Попеко*, *О. В. Равдоникас*, *А. Е. Радкевич*, *В. В. Ревердатто*, *К. Ф. Сергеев*, *А. А. Сидоров*, *И. К. Тузов*, *В. Н. Шаранов*

Адрес редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65
ИГиГ ДВО АН СССР. Тел. 38-58-50

Зав. редакцией *Н. А. Лишиц*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Технический редактор *Л. П. Минеева*
Корректоры *Н. М. Горбачева*, *С. В. Блинова*

Слано в набор 06.10.89. Подписано к печати 29.01.90.
МН-01208. Формат 84×108/16. Бумага книжно-журнальная. Высокая печать. Усл. печ. л. 14,3. Усл. кр.-отт. 14,7. Уч.-изд. л. 15,0. Тираж 618 экз. Заказ № 866.

Цена 1 р. 80 к.
Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

1р. 80к.

(Адрес подписчика)

Индекс 70985

ISSN 0207-4028. Тихоокеанская геология. 1990. № 1. 1-136.