

Том 14, номер 6
ISSN 0207-4028

Ноябрь - Декабрь 1995

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО



*К 85-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ
АКАДЕМИКА
Юрия Александровича Косыгина*



*Этот номер посвящен академику
Юрию Александровичу Косыгину.
В нем собраны преимущественно
статьи его коллег, учеников,
сотрудников, продолжающих и
развивающих косыгинскую
тектоническую школу.*

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Пуцаровский Ю. М.</i> Геолог-тектонист Юрий Александрович Косыгин (к 85-летию со дня рождения)	5
<i>Косыгин Ю. А.</i> Магистраль синтеза	8
<i>Красный Л. И.</i> Ангулярная тектоника и ее минерагеническое значение	16
<i>Романовский Н. П., Гурович В. Г., Сато К.</i> Магнитная восприимчивость и металлогенические характеристики гранитоидов Циркум-Япономорского региона	24
<i>Парфенов Л. М.</i> Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии	32
<i>Косыгин В. Ю., Сеначин В. Н.</i> Плотностные неоднородности мантии активных океанических окраин и тектоника	44
<i>Мальшиев Ю. Ф., Карсаков Л. П., Носырев М. Ю.</i> Глубинное строение алмазоносных районов Восточной Азии и перспективы Амурского региона	53
<i>Лунева М. Н., Ван Ч. С.</i> Сейсмическая модель глубинного строения восточной части острова Тайвань	74
<i>Степанко А. А.</i> О происхождении нижнемеловых базальтов Рождественского разреза и природе Западно-Сахалинского прогиба	87
<i>Бердников Н. В., Карсаков Л. П., Михалевский А. Н.</i> Флюидные включения в габбро-анортозитах и чарнокитоидах Каларского массива	98
<i>Подгорный В. Я.</i> Методика послойного определения плотности	103

Краткие сообщения

<i>Гончарова Е. И.</i> О единой науке	109
<i>Маслов Л. А.</i> На пути к новой геотектонической концепции	113
<i>Уфимцев Г. Ф.</i> Определение неотектоники	115
<i>Врублевский А. А., Юшманов Ю. П.</i> Сдвиговые дислокации и литологический контроль размещения рудной минерализации Майминовского месторождения (Приморье)	118

Дискуссии

<i>Власов Г. М.</i> Что же такое офиолиты?	121
<i>Драгунов В. И., Малич Н. С., Митрофанова К. В., Москалёва В. Н., Шапошников Г. Н.</i> Тектонический кодекс или кодекс тектонической номенклатуры?	130

Хроника

<i>Кириллова Г. Л.</i> Изменение окружающей среды в Восточной и Южной Азии в течение мелового периода (III симпозиум по проекту 350 МПГК)	135
<i>Указатель статей опубликованных в журнале за 1995 г.</i>	138

CONTENTS

<i>Pushcharovsky Yu.M</i> Geologist-tectonist Yuri A.Kosygin. (In commemoration of the 85th birth anniversary).....	5
<i>Kosygin Yu.A.</i> The main road of synthesis.....	8
<i>Krasny L.I.</i> Angular tectonics and its mineralogenetic implications.....	16
<i>Romanovsky N.P., Gurovich V.G.</i> Magnetic susceptibility and metallogenic characteristics of granitoids in the Circum-Japan Sea region.....	24
<i>Parfenov.L.M.</i> The terranes and the history of formation of East Yakutia Mesozoic orogenic belts.....	32
<i>Kosygin, V.Yu. Senachin V.N.</i> Density heterogeneities of the mantle of active oceanic margins and tectonics	44
<i>Malyshev Yu.F., Karsakov L.P., Nosyrev M.Yu.</i> Deep structure of East Asia diamond districts and the Amur region prospects.....	53
<i>Luneva M.N., Wang C.S.</i> A seismic model of deep structure of eastern Taiwan.....	74
<i>Stepashko A.A.</i> The origin of Lower Cretaceous basalts from the Rozhdestvensk area, and the nature of the West Sakhalin basin.....	87
<i>Berdnikov N.V., Karsakov L.P., Mikhalevsky A.N.</i> Fluid inclusions in the gabbro-anorthosites and charnockitoids of the Kalarsky massif	98
<i>Podgorny V.Ya.</i> Method of density strata-by-strata determination.....	103

Brief Communications

<i>Goncharova Ye.I</i> Unified science.....	109
<i>Maslov L.A.</i> On the road to a new geotectonic concept	113
<i>Ufimtsev G.F.</i> The definition of neotectonic.....	115
<i>Vrublevsky A.A., Yushmanov Yu.P.</i> Shear dislocations and lithological control of the ore mineralization occurrence in the Maiminovsky deposit (Primorye)	118

Discussions

<i>Vlasov G.M.</i> What is ophiolites?	121
<i>Dragunov V.I., Malich N.S., Mitrofanova K.V., Moskalyova V.N., Shaposhnikov G.N.</i> Tectonic code or the code of tectonic nomenclature?.....	130

Chronicles

<i>Kirillova G.L.</i> Cretaceous environmental changes in East and South Asia (III Symposium on IGCP 350).....	135
<i>Index of papers published in the journal in 1995</i>	138

Ю.М.Пущаровский

ГЕОЛОГ-ТЕКТОНИСТ ЮРИЙ АЛЕКСАНДРОВИЧ КОСЫГИН (К 85-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ)

Отмечается крупный вклад академика Ю.А.Косыгина в тектонические исследования земной коры и Земли в целом. Рассматриваются его взгляды на предмет геотектоники как науки, тектонику океанов, плиттектонику, механизм тектоногенеза. Подчеркивается выдающаяся научно-организационная деятельность ученого, создавшего дальневосточный Институт тектоники и геофизики.

Среди больших ученых иной раз встречаются особенно колоритные личности. Они выделяются своей внешностью, манерой держаться, речью, чем-либо еще, присущим только им. Запоминаются они обычно после первого же знакомства. Именно такой личностью был один из крупнейших отечественных геологов Юрий Александрович Косыгин.

Автору этих строк приходилось много общаться с Юрием Александровичем. Прежде всего нас объединяла общность сферы научной деятельности, а именно геотектоника, но кроме того были и дружеские чувства, кстати сказать, еще на фронтовых дорогах Отечественной войны.

Наши ученые взгляды отнюдь не всегда совпадали, но это никак не влияло на отношения между нами, не препятствовало взаимопониманию и взаимоподдержке.

Характер у Ю.А.Косыгина был не без крайностей, подчас колючий, резкий, склонный к экстравагантным выходкам. Но острый ум, оригинальный юмор, часто "на грани", как бы уравнивали эти крайности. Без преувеличения можно сказать, что он был известен всем геологам нашей страны. Однако этим он обязан, конечно, своим научным трудам.

Научное наследие Ю.А.Косыгина велико. Главное место в нем занимают книги, статьи и карты тектонического содержания. Глубокий и всесторонний анализ наследия, как и самой личности ученого, еще впереди, и было бы хорошо, для начала, посвятить этому особую книгу в серии "Научные биографии ученых", издаваемой Российской академией наук.

Здесь я коснусь лишь некоторых его мыслей широкого научного значения.

Начну с понимания Ю.А.Косыгиным предмета тектоники. Но прежде замечу, что в большинстве случаев содержание той или иной науки всеми понимается однозначно. Что же касается тектоники, то тут есть разные взгляды. Н.С.Шатский полвека назад писал, что "Геотектоника - это наука о строении, движениях и развитии земной коры и о структуре и развитии Земли в целом" [7, с.61]. Лично я полностью солидарен с таким определением, хотя во второй его

части считал бы нужным упомянуть также о геодинамике. Ж.Гогель тридцать лет назад на ту же тему высказал другое суждение. Предмет тектоники он видел в изучении движений, деформирующих земную кору [1, с.17]. Содержание тектонического анализа в его представлении таково: изучение формы, кинематики и динамики деформаций. Глубинные же процессы Ж.Гогель относил к другой науке - физике Земли. Во втором издании своей книги "Тектоника" [2] Ю.А.Косыгин о предмете тектоники говорил следующее. Первое (как и Шатский) - что объектом ее исследования является твердая Земля в целом. Он возражал против того, чтобы ограничиваться лишь земной корой, а заодно и против взглядов, сводящихся к признанию только эндогенных воздействий на структурообразование. Второе - в поле зрения тектоники, по его мнению, входят также существующие на Земле флюидные системы, иначе подвижные геосферы (гидросфера, атмосфера, биосфера, антропосфера, техносфера, ноосфера и другие). Третье - объектами тектоники являются также небесные тела, в первую очередь планеты и другие тела земной группы. Таким образом, Ю.А.Косыгин предложил весьма расширительное понятие предмета тектоники. Как к нему относиться? На мой взгляд, как флюидные системы, так и в особенности данные сравнительной планетологии, космохимии и астрофизики необходимы для тектоники, но в той мере, в какой они способствуют выяснению строения, происхождения и развития геосфер. Самое важное то, что Ю.А.Косыгин с давних пор подчеркивает, что объектом тектоники является твердая Земля в целом. Иными словами, общая тектоническая теория должна охватывать всю планету, а не ограничиваться лишь земной корой или литосферой. Современная геотектоника уже начинает подходить к построению единой теории.

Одна из болевых точек современной тектоники - тектоника океанов. Ею, после появления плиттектоники, почти прекратили заниматься. Абсолютное господство получили геодинамические построения.

Ю.А.Косыгин - один из тех геологов-тектонистов, кто считает, что при тектоническом изучении

океанического дна необходимо изучать осложняющие его структурные элементы и тектонические формы, проводить тектоническое районирование, подобно тому, как это делается в отношении континентов. Основными при этом должны быть структурно-вещественные признаки. Соответственно в океанах он выделял шесть главных типов структурных элементов: океанические плиты (не в смысле плейттектоники), периокеанические прогибы, плиты и впадины окраинных морей, островодужные системы, срединноокеанические поднятия и вулканические массивы [2]. Это вполне рациональная типизация тектонических форм, к которой, однако, необходимо прибавить еще несколько типов. К числу последних относятся глубоководные желоба (а - окраинные и б - внутриокеанские), краевые океанские валы, внутриокеанские поднятия с утолщенной корой, континентальные блоки (микроконтиненты). Всем им свойственны специфические вещественные и структурные качества, а также особый характер глубинного строения. Речь идет соответственно не о возражении типизации, которой придерживался Ю.А.Косыгин, а о ее дополнении.

Очень важно отметить ориентацию в книге именно на *тектоническое* изучение океанов, что действительно способствует познанию истинных кинематических и динамических процессов в коре и мантии Земли. Подход в этом случае у нас одинаковый.

Для тихоокеанских геологов, придерживающихся взгляда, что возраст Пацифики очень древний (на что указывает геология обрамления), могут служить подспорьем соображения Ю.А.Косыгина о неадекватности понятия "фундамент" в океанских областях классическому пониманию этого термина. Поскольку рядом глубоководных скважин среди базальтов океана вскрыты осадочные отложения, он заключает, что "бурение по "фундаменту" сулит нам неожиданности" (там же, с.202). Это явный намек не делать поспешных выводов насчет начала геологической истории Тихого океана, основываясь только на известных датировках перекрывающего базальты осадочного слоя. Более того, Ю.А.Косыгин, как и А.В.Пейве, допускает фациальное замещение базальтовых толщ осадочными отложениями.

Научный кругозор Юрия Александровича был обширен. В поле его зрения находились тектоника вообще, соляная тектоника, тектоника докембрия, системный анализ в геологии, экспериментальная тектоника, нефтяная геология, физика Земли, планетология - всего не перечислишь. Очень пристально он исследовал многочисленные общетектонические гипотезы как существовавшие в прошлом, так и современные. Однако ни одна из них не воспринималась им без критики. Остановлюсь только на его отношении к тектонике литосферных плит. Подробности на этот счет легко найти в книге [2]. Здесь отмечу

лишь то, что Ю.А.Косыгина не удовлетворяли ни представления о спрединге, ни механизм конвекции, ни идея субдукции, и он писал: "Тектоника литосферных плит ("новая глобальная тектоника") как совокупность гипотез является лишь инструментом научных исследований. Этот инструмент со временем должен износиться и устареть, как износилась и устарела в свое время контракционная гипотеза" (там же, с.391). Но в то же время, им отмечалось, что "к каждой научной гипотезе (в том числе и к тектонике плит, Ю.П.) надо относиться бережно" (там же).

Но вот к гипотезе "горячих точек" подобного отношения у Ю.А.Косыгина не просматривается. Это гипотеза не представлялась ему сколько-нибудь солидной. Он предпочитал собственную точку зрения, а именно, что распространение вулканов может происходить в процессе развития разломов в длину, на их окончании, как он говорил, "на острие" разломов. Думаю, что в очень многих случаях дело обстоит именно так.

Вообще Ю.А.Косыгин призывал не абсолютизировать построения тектоники литосферных плит, не делать из них фетиша. Десятилетие назад, когда он об этом писал, такого рода высказывания были редкими. В настоящее же время положение настолько изменилось, что речь идет уже о грядущей смене парадигмы в геологии. В соответствующей публикации [6] автор этих строк уже предложил некую собственную идею на этот счет. Она предполагает отказ от универсализма плейттектоники и создание новой, более адекватной теории, охватывающей не литосферу, а Землю в целом. Предполагается и путь следования к такой теории - через познание глубинных геосфер, прежде всего обособление и изучение динамики и кинематики геосфер нижней мантии, пока что оставленной геологами без надлежащего внимания.

Есть и иные подходы к новой парадигме, и здесь в первую очередь надо упомянуть японских геологов [8]. Не касаясь подробностей, отмечу, что расхождения в оценке значения плейттектоники в будущей парадигме не могут не привести к научным спорам. Многие будут ревностно защищать все ее позиции, тогда как другие готовят ей ту же участь, что и предшествующей парадигме - геосинклинальной теории. Только будущее покажет, где лежит истина.

Ю.А.Косыгин постоянно искал собственное решение проблемы начала всех начал в геотектонике и геодинамике. В конце 80-х гг. он еще не мог сформулировать свою концепцию. Но в 1992 г. решение, как ему казалось, было найдено [3,5]. Существо идеи сводилось к тому, что возможным универсальным механизмом в тектогенезе являются лунные или лунно-солнечные твердые приливы. "Средняя за все время существования Земли приливная энергия - писал он - в несколько порядков выше любой другой и, значит, может определять всю сумму тектонических преобразований

планеты” [3, с.125]. Гипотеза вполне определенная, может быть, правда, несколько односторонняя, но пока мне не встретился ее критический разбор с чьей-либо стороны. Во всяком случае, не учитывать расчеты Ю.А.Косыгина и Л.А.Маслова на этот счет ныне не представляется возможным.

Нередко в трудах Ю.А.Косыгина проявляется математический подход к геологическим проблемам. Одна из работ такого рода [4], написанная совместно с В.А.Магницким и опубликованная в 1948 г., особенно врезалась в мою память. Построение было чрезвычайно изящным. Глубинное плавное вертикальное движение, положительное или отрицательное, захватывающее область выше или ниже хорды земной поверхности, вызывает сжатие или растяжение слоев. А отсюда и механизм платформенной и геосинклинальной складчатости, растрескивания структур и внедрения магм.

Еще до ее публикации Ю.А.Косыгин доложил работу на коллоквиуме Н.С.Шатского в Геологическом институте Академии наук. На заседании присутствовали Н.П.Херасков, А.В.Пейве, А.Л.Яншин, Н.А.Штрейс, М.В.Муратов. Я хорошо помню их реакцию. Она была одинакова. Признавалась красота построения, но указывалось, что идея была бы верна, если бы слои на бортах прогибов были закреплены.

Ю.А.Косыгин принадлежит к числу тех сравнительно немногих академиков, которым принадлежит честь создания научного института. В Дальневосточном отделении (тогда - центре) Российской академии наук (тогда - АН СССР) четверть века назад, в Хабаровске, он основал Институт тектоники и геофизики. Будучи его директором, а затем почетным

*Геологический институт РАН
г.Москва*

директором, Юрий Александрович горячо стремился сделать институт притягательным центром тектонической мысли. И действительно, институт дал много ценных работ, посвященных вопросам геологического строения Дальнего Востока, тектонике и геодинамике Тихоокеанского пояса как планетарной структуры, наконец, теоретической тектонике. В этот последний раздел наиболее крупный вклад внес сам Юрий Александрович.

Остается пожелать неуядания научной школе Ю.А.Косыгина и дальнейшей плодотворной деятельности его института.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гогель Ж. Основы тектоники. М.: Мир, 1969. 440с.
2. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1988. 463 с.
3. Косыгин Ю.А. Опыт интеллектуальной биографии. Хабаровск: Институт водных проблем, Институт тектоники и геофизики ДВО РАН. 1992. 165 с.
4. Косыгин Ю.А., Магницкий В.А. О возможных формах геометрической и механической связи первичных вертикальных движений, магматизма и складкообразования // Бюлл. МОИП. Отд.геол. 1948. Т.23. N 3. С.4-15.
5. Косыгин Ю.А., Маслов Л.А. О космической природе тектонических процессов // Геотектоника. 1990. N 5. С.17-20.
6. Пушаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. N 1. С.4-11.
7. Шатский Н.С. Избранные труды. Т.1У. М.: Наука, 1965. 399 с.
8. The journal of the Geological Society of Japan. 1994. V.100. N 1.

*Поступила в редакцию
18 августа 1995 г.*

Yu.M.Pushcharovsky

Geologist-tectonist Yuri A.Kosygin.

(In commemoration of the 85th birth anniversary)

Academician Kosygin's great contribution to the tectonic study of the Earth's crust and the Earth as a whole is commended. His views on the subject of geotectonics as a science, on the tectonics of the oceans, plate tectonics, the mechanism of tectonogenesis are presented. The remarkable scientific and managerial activity of the scientist, who formed the Institute of Tectonics and Geophysics, is emphasized.

Ю.А.Косыгин

МАГИСТРАЛЬ СИНТЕЗА

На последнем этапе творческой жизни Ю.А.Косыгин написал и издал в Хабаровске и Владивостоке пять книг: "Тектоника геосфер", "Земля и время", "Среда обитания", "Опыт интеллектуальной автобиографии", "Человек и вселенная". Они мало доступны читателю, имеют крайне низкие тиражи и не получили пока широкого хождения. В них отражены разные этапы осмысления проблемы человека и окружающего мира. Ю.С.Салин, Е.Г.Миков, Ф.Н.Рянский взяли на себя труд по составлению отдельной главы Ю.А.Косыгина к своей будущей книге "Гармония и устойчивость в региональном развитии". Эта глава под названием "Магистраль синтеза" составлена из прямых текстуальных извлечений, взятых из вышеуказанных книг, по принципу продвижения от частного к общему.

К концу XX века наука как бы разделилась на изолированные слои, образовав в целом слоистую структуру. Ученый специалист часто замыкался в своем слое, все свои мысли уделял ему, увлекаясь в его пределах деталями, "внутрислойными" проблемами. Это создавало узость научного мышления, забвение целостности мира, проблемы которого могут решаться только совместной работой в разных специальностях или их взаимопроникновением. Разделение на специальности создает атмосферу затхлости и беспомощности. Естественным было, особенно в идеологизированной обстановке, полное отлучение естественников от общественников: им был "заказан" вход в область гуманитарных наук. Внутри естественных наук дробление и расслоение зашли очень далеко. Так, даже в геологии, наиболее близкой мне науке, специалисты говорят на своих языках и не понимают друг друга.

Так же было уже и на рубеже веков. Андрей Белый, родившийся, воспитывавшийся и учившийся в среде профессуры Московского университета, т.е. в среде наикультурнейшей, писал о своих студенческих годах [1], что был только один профессор, который водил их по грани сплетения науки с вопросами общими, а другие не поднимались даже до аванпостов своей специальности. Да и сейчас мы мало продвинулись в лучшую сторону, и быстрое размножение специализаций и возведение перегородок между ними нам очень мешают. Очень остро стоит проблема широкого кругозора, который позволил бы схватить мир в целом, познавать все важнейшие связи в нем.

ГЕОЛОГИЯ И КОСМОС

Я написал свою первую статью - "Нефтедаг (по новым данным разведочного бурения)", опубликованную в Московском журнале "Нефтяное хозяйство", в 1932 году. Я не называю ее научной статьей, потому что она была без новых идей и научных находок, представляя собой простое эмпирическое

обобщение новых данных; впрочем, тривиальные прогнозы и выводы были там сделаны.

В 1933 году вышла в свет моя книга "Нефтяные месторождения Туркмении", и на ее титульном листе было напечатано: "Рекомендовано в качестве учебного пособия в 1993 г. Главным управлением учебных заведений Наркомтяжпрома СССР и Главным Комитетом по Высшей технической школе при ВЦИК СССР". Такой чести не удостоивалась ни одна из моих последующих книг.

И вот я вошел в стены Московского нефтяного института в качестве и.о. доцента-совместителя. Лето 1938 года прошло, естественно, в интенсивной подготовке к лекциям. Я прочел всю научную литературу по нефтяным месторождениям СССР. Тогда еще можно было прочесть именно в с.у., так как нефтяных месторождений было значительно меньше, чем сейчас, а литературы - и того меньше. Но это было не просто чтение, это было уже исследование по литературным источникам. По каждой нефтегазоносной области, да и по отдельным месторождениям я стремился создать законченную концепцию. Не просто собрать факты и высказывания, но и связать их воедино, в частности, с общим геологическим строением местности и ее геологической историей, соображениями о происхождении нефти, оптимальным направлением ее поисков и связанным с этим соображением о дальнейшем развитии нефтяной промышленности. Здесь были необходимы примеры, которые я отыскивал в зарубежных журналах и книгах американских и французских исследователей. Это было необходимо для сравнительного анализа, помогавшего ставить главные вопросы и делать более широкие обобщения.

К началу 1949 года я был утвержден в звании профессора. Оно дышало солидностью, как-то увязывалось в моем сознании с вершинами науки, вызывало у меня чувство благостного спокойствия и уверенности. Работы в Геологическом институте Академии наук

привели меня к общегеологическим вопросам. Здесь проходили многолюдные собрания с докладами видных ученых по различным вопросам нашей науки и общегеологическим теориям. На научных коллоквиумах лаборатории Н.С.Шатского, в которой я тогда работал, рассматривались вопросы тектоники, т.е. строения и развития Земли и различных ее областей.

Работа по терминологии была созданием возможности упорядочения нашей “хаотической” науки. Не могу сказать, что так именно было задумано заранее. Поначалу предполагалось лишь собрать термины и как-то упорядочить их в соответствии с тематикой, с разделами тектоники и т.д.

Собрать их, распределить по смысловым группам было необходимо, но это было далеко не все. Надо было их так систематизировать, чтобы они могли быть использованы для сравнительного анализа, классификаций и тектонического районирования, т.е. для практической нашей работы. Для этого необходимо было связать термины с понятиями. Понятия же свести в понятийные системы, в которых каждое понятие включало бы в себя один и тот же признак или одну и ту же определенную (фиксированную) систему признаков.

В своих рассуждениях я немного вышел в космос, предположив, что внутриземные процессы могут быть связаны с внеземными причинами. Открытие красного смещения далеких галактик привело к выводу, что чем дальше от нас отстоит галактика, тем больше красное смещение ее спектра, и, следовательно, она быстрее удаляется от нас. Таким образом, была высказана мысль о расширении Вселенной, возведенная затем в ранг “кардинального факта”, “открытия”, тогда как это всего лишь система построения гипотез, в конечном счете основанная на земном или околоземном материале.

Посмотрим в связи с этим, насколько обоснованы господствующие представления о возрасте Вселенной. На такую ревизию нам дает право основной постулат космологии, согласно которому законы, устанавливаемые на Земле или околоземном (отвечающем возможностям современных космических исследований) пространстве, могут быть экстраполированы на большие области и даже на всю Вселенную и что без признания этого постулата космология, как наука, невозможна.

Возрасты поверхностных земных и лунных пород с учетом возможного и неоднократного перемещения назад радиометрических часов, вероятно, не входят в пределы “канонического” возраста Земли, определяемого в 4,6 млрд лет. Учитывая сложность и длительность природных процессов, думается, что возраст Земли превышает 10 млрд лет. Существуют и прямые данные о большем, чем “канонический”, возрасте горных пород у поверхности Земли. Так, на сложном

глубоким докембрием Украинском щите были определены возрасты 6 млрд лет (конгломераты), 5,6 млрд лет (кристаллические сланцы), на Курской магнитной аномалии - 6 млрд лет, на Алданском щите - 6,3; 5,8 млрд лет, в Мончегорском массиве на Кольском полуострове - 10,85 млрд лет. Как тесно, невыносимо тесно становится на Земле во времени, уделяемом “расширяющейся Вселенной”.

Высказывания геологов и астрономов явно представляют собой логический порочный круг. На грани геологии и астрономии завязывается узел, который должен быть разрушен.

Я не мог представить “акта творения” путем моментального взрыва сверхплотного вещества, заключенного практически в одной точке и давшем начало Вселенной. Это противоречит и основному философскому принципу космологии, так как мы не знаем ни такого вещества, ни такого процесса и ничего, близко их напоминающего.

Я был убежден в обоснованности своего скепсиса и направил в журнал “Природа” статью “Земля и Вселенная”, в которой брал под сомнение указанную концепцию. Один из членов редколлегии журнала сообщил мне, что на мою статью поступили два резко отрицательных отзыва крупнейших специалистов по космологии и изотопному возрасту земных пород, и советовал подумать об отзыве статьи из журнала. Я ответил, что ни за что не отзываю, что ее надо печатать вместе с этими отзывами. “Но они резкие и убийственные”. - “Ничего, - ответил я, - чем резче отзывы, тем лучше, так как это привлечет внимание к статье. А мне только это и надо, чтобы вокруг “расширяющейся Вселенной” возникла бы напряженная обстановка противостояния. В результате статью опубликовали, а оппоненты мои здорово смягчили рецензии. Жаль! Я получил двадцать писем от различных лиц - учителей и т.д., а в том числе и от космологов. Они меня благодарили за решительность, и я понял, что гипотеза расширяющейся Вселенной крепко забронирована, а критика ее не поощряется и практически для большинства недоступна. Тем лучше, что мне удалось “пробить брешь”.

БЫТЬ ИЛИ НЕ БЫТЬ? ВОТ В ЧЕМ ВОПРОС

Будучи по специальности геологом, я занимался не только глубокими недрами нашей планеты, но также Землей в целом и ее взаимоотношением с космосом. В 80-х годах я выступил с рядом докладов о глубинных о поверхностных оболочках Земли, включающих биосферу, и попытался поставить вопрос о состоянии биосферы и о соотношении биосферы с человеческим обществом. Статью “Земля и общество” я передал в “Вопросы философии”, где она была опубликована. В статье было введено понятие о социосфере, как энергетической оболочке (одной из

эктоантропосфер), обнимающей сферу социальной жизни человеческого общества. Сотрудник редакции, который “вел” мою статью, попросил меня “придерживаться своих естественных наук и не залезать в чуждую мне сферу наук общественных”. Таким образом, размышления о социосфере из статьи исчезли. Во время работы над статьей связь моя с редактором была телефонной (Хабаровск-Москва). Когда он пресек мои попытки проникнуть в чуждую мне сферу, я сгоряча произнес: “Какой же Вы после этого философ?”. Он ответил: “Я не философ, я кандидат философских наук”. Юмор - самое сильное и безотказное оружие. Я сразу проникся симпатией к редактору, но мой интерес к запретному плоду возрос, и некоторое время спустя я написал о социосфере и ноосфере. Кандидатов философских наук я стал опасаться и чтобы уклониться от их справедливой строгости, заключил свои тексты в чисто земную оболочку и назвал очередное свое сочинение - “Тектоника геосфер”. Оболочки Земли я разделил на три группы - глубинные, поверхностные и наружные. Оглубинных и наружных я написал вкратце, а сосредоточил внимание на поверхностных оболочках, включающих, в частности, биосферу, социосферу и ноосферу, то есть наиболее близких человеку. Таким образом я “обошел” редакторов-философов и вырвался на волю.

Главное отличие биосферы от всех других, в том числе от глубинных и наружных геосфер, в том, что все без исключения элементы биосферы рождаются, живут и отмирают. Биосфера поэтому весьма динамична и важнейшим свойством ее является воспроизводство самой себя.

Биосфера как бы не имеет *собственного пространства*; вместе с тем она представляет собой дискретное пространство, точками которого являются организмы, занимающие область других (“основных”) геосфер. Так или иначе, биосфера является геологическим вещественным телом.

Ноосфера тесно связана с антропосферой, с живыми существами, обладающими весьма крупным черепом, мозгом такой “критической массы”, которая обуславливает возможность накопления рефлексов, развитие памяти и способности к мышлению.

Существование геосфер предполагает их сохранение на протяжении некоторых достаточно длительных интервалов времени. Здесь уместно говорить о некоем законе, предполагающем сохранение системы от времени ее появления до времени ее вырождения со всеми сопровождающими ее развитие изменениями. Такой закон не предполагает сохранения некоторой неизменяющейся величины. Он не подобен законам сохранения в физике, которые могут быть отнесены к категории частных или общих законов и которые могут быть названы параметрическими. Здесь должна идти речь о *всеобщем законе сохранения*,

который предусматривал бы, что каждая система (элементы, состояния, организмы, сообщества и т.д.) в мертвой и живой природе, общественной жизни и мышлении сохраняется в течение времени, пределы которого связаны с происхождением и изменениями системы и взаимодействием ее с окружающей средой (обратная связь выражает стремление активно воздействовать на окружающую среду для поддержания своего существования). В отличие от параметрических законов сохранения в физике, такой закон сохранения может быть назван *системным*. Отнесение его от категории *всеобщих законов* обусловлено применимостью к явлениям природы и общественной жизни. Естественно, что к системным законам сохранения может быть отнесено множество частных и общих законов, применимых в пределах некоторых групп или типов систем.

Размышления о закономерностях развития биосферы, специализированных биосфер (антропосферы и др.), а также ноосферы делают необходимым введение такого системного закона сохранения, который, несомненно, имеет всеобщее значение и поэтому сведение его сразу же лишь к частному закону (например, для биосферы) не оправдано. Однако из системного закона сохранения вытекает ряд важных следствий для понимания развития именно биосферы и всех связанных с ней геосфер (антропосфера, ноосфера и др.).

Из всеобщего закона сохранения применительно к биосфере вытекают три основных следствия.

Во-первых, сохранение биосферы возможно при условии сохранения входящих в нее элементов. Это следствие относится не только к биосфере как к целому, но и к специализированным биосферам, в частности к антропосфере и ее производным (техносфера, социосфера, ноосфера). Первое следствие заключается в тенденции сохранения индивидуума или некоторой их общности, то есть в инстинкте сохранения вида, в частном случае, сохранения человека (личности или общности - социума) путем поддержания и сохранения энергии его за счет питания, подходящих для его существования климатических и температурных условий и т.д. Вхождение человека в антропосферу позволяет ему с участием других ее элементов поддерживать и сохранять энергию посредством одежды, жилищ, организации здравоохранения, борьбы с загрязнением окружающей среды, техники безопасности и других защитных мероприятий.

Во-вторых, сохранение биосферы возможно при условии восстановления ее отмирающих элементов (инстинкт продолжения рода). Второе следствие, естественно, полностью распространяется на антропосферу.

В-третьих, сохранение биосферы возможно, если она прочна, то есть обладает структурой. В отношении

ряда специализированных биосфер в основе прочности структуры лежит ее иерархичность. Не исключены, конечно, другие, например, комбинативные, свойства структуры, определяющие ее прочность. Любые временные и локальные нарушения структуры ведут к появлению чего-то подобного “турбулентным ячейкам” в структуре специализированных биосфер, что нарушает прочность системы.

Иерархичность можно проследить в стае перелетных птиц, в пчелиных ульях, в сообществах муравьев, в косяках лососевых рыб и т.д. Элементарной ячейкой иерархичности у млекопитающих и птиц является группа матери и помета (выводка). Собака, кошка, курица, свинья, лиса и т.д. всегда сильнее и опытнее (а также разумнее - не постесняемся применить этот термин по отношению к животным) своих щенят, котят, цыплят, поросят, лисят и т.д. На этой базе создается элементарное иерархическое сообщество, являющееся прообразом и моделью для более крупных сообществ (например, стай, в которых выделяются вожаки и обособляются отстающие, в которых высшие ранги иерархии, так же, как и в материнской ячейке, принадлежат наиболее сильным и опытным индивидуумам. Такая иерархическая структура обеспечивает прочность сообщества.

Трем следствиям системного закона сохранения биосферы соответствуют три инстинкта - *сохранения вида, продолжения рода и самоутверждения*. Последнее надо понимать, как природное стремление индивидуума занять в структуре сообщества место, обеспечивающее наибольшую прочность этого сообщества. Естественно, что это место определяется свойствами данного индивидуума и его отличиями от других индивидуумов. Сам же процесс иерархической (или иной структурной) организации в целом определяется законами сохранения биосферы, которые “диктуют” индивидуум и их сообществам нормы их поведения.

Сказанное полностью относится и к человеческому (социалистическому) обществу, которое обладает иерархической структурой и в котором человек в идеале стремится занять такое место, где он в соответствии с его личными свойствами мог бы в наибольшей степени способствовать прочности общества.

Инстинкт мы определяем как побуждение, вызванное внешними постоянно действующими источниками, побуждающими человека к поступкам или ощущениям через его подсознание. Мы говорим именно о постоянно действующих источниках, чтобы исключить такие временные оказывающие влияние на человека факторы, как гипноз, наркотические состояния, душевные травмы, внезапные экстраординарные воздействия чего-либо на состояние человеческих душ и т.д. Исключая временное, мы подходим к

выводу, что инстинкт неразрывен с природой человека и является неотъемлемым его атрибутом. Он определяет прямо или опосредованно также состояние и развитие человеческого общества.

Воздействия любой вмещающей системы на человека как на первичный элемент системы, определяющие полностью или в частностях поведение, состояние, психологию, разум, волю, цели и т.д., будем называть высшими силами.

Нет числа таким воздействиям на человека, источники которых находятся сколь угодно близко или сколь угодно далеко, которые могут восприниматься сознанием человека, а могут проходить выше него и управлять им вне человеческой воли, вне человеческого осмысливания и понимания. На биосферу в целом и на ее элементы влияет инфракрасное и ультрафиолетовое излучение Солнца и потоки корпускулярных частиц (солнечный ветер), сильно меняющиеся в зависимости от активности Солнца. Влияние внешних факторов на организмы связывается также с географической обстановкой. Так, например, считается, что жизнь конкретных организмов концентрируется в районах с электромагнитными условиями, наиболее благоприятными для их развития; выход человека из районов оптимальной адаптации может привести к аномалии физиологических функций и болезням.

Вторым физическим фактором, организующим биосферу, являются поля, создаваемые организмами и их группами. Хотя бы частичная изоляция человека от полей и потоков внешней среды как бы ведет к отрыву от биосферы, которая определяет состояние человека, как ее элемента. Естественно, что такая изоляция в пределе может вести к гибели человека. С этой позиции изоляция в местах заключения может только негативно сказаться на человеке, привести к психическим сдвигам и подавленности на долгое время. “Перевоспитание” в местах заключения - это мираж. Сохранять себя в таких условиях могут только волевые, убежденные люди - герои, связанные с обществом высокими социальными целями. Изоляция делает из революционера еще более убежденного рефлюционера, а из преступника - еще более неисправимого преступника. Конечно, если люди не ломаются напрочь.

С другой стороны, полное снятие ограничений и полный контакт человека со средой обитания действуют на него благотворно, чему примером служат морские купания и воздушные ванны.

Эффект второго физического фактора заключается в самоорганизации биосферы. Физические поля, генерируемые организмами, вступают во взаимодействие друг с другом, создают единый биоритм для групп организмов, формируют стаи и сообщества. Физические поля организмов и их групп прослежи-

ваются уже на километры (пример - стаи рыб). Надо полагать, что поля и сигналы отдельных организмов образуют общее биосферное поле физических связей, превращающее биосферу как бы в единый организм.

С учетом обоих физических факторов (внешних и собственных) становится понятным физическое единство биосферы и ее элементов, позволяющее общим биосферным процессам управлять процессами низших рангов на групповом и организменном уровне.

Можно высказать гипотезу, что такие информационные поля образуются не только "аурами" - полями собственно каждого мыслящего (разум) и чувствующего (эмоция плюс разум) человека, но существует и общее информационное поле, охватывающее всю ноосферу. Это поле надо изучать, и отмахиваться от этого нельзя. Когда наука отказывается от исследований непознанного, она отдает его на произвол и растерзание шарлатанам. Многие из нас знают о подсознательном взаимодействии людей, разделенных расстояниями в сотни и тысячи километров. Это факты, пока неясные и неуловимые, часто игнорируются, характеризуются как антинаучные. Очень вероятно существование общего *информационного поля*, свойственного ноосфере как системе. Возможно, это информационное поле является сложнейшим связующим звеном между системой и ее элементами - людьми, и что они, если это не узколобые себялюбцы, а личности, для которых интересны общества выше, чем собственные, в достижении общественно важных целей или непосредственно (подсознательно), или методом проб и ошибок находят правильные пути их достижения, ориентируясь "по линиям" информационного поля.

Социосфера может быть представлена как множество специализированных подсистем. Кроме того, социосфера весьма динамична. Все это накладывает отпечаток на характеристику элементов, а именно:

1. Все они подчинены законам вмещающих систем - социосферы и ее подсистем; в частности, это подчинение проявляется через инстинкт.

2. Они обладают в той или иной степени *инертностью* (можно провести вольное сравнение с массой в физике); инертность эта может быть изменчивой в зависимости от состояния системы, это отражает ее динамичность.

3. Они обладают свойством *целеустремленности*, определяемым наличием целей, субъективных и объективных по отношению к данному элементу. *Выбор генеральной цели*, то есть цели, для достижения которой расходует основную энергию - важнейшая социальная функция человека.

4. *Вера* может характеризоваться, как ориентир для выбора цели. Вера не может быть сведена к разуму

и инстинкту. Она, скорее всего, производная их обоих и формируется, объединяя инстинктивные стремления к сохранению вида и продолжению рода с "проблесками" разума. Вера в соответствии со своим происхождением от инстинктов всегда направлена к лучшему, но никогда не к худшему для человека.

Вера полностью трансцендентальна. Она ведет наш разум в область, для познания (исследования) которой человек не располагает средствами и не знает в чем они могут заключаться. Наличие веры свидетельствует о безграничности разума, но сама вера отнюдь не предопределяет реально ни того, на что она нацелена, ни того, к каким результатам может привести движение по намеченному ею направлению. Думается, что вера - это проявление внутренней природной подсознательной убежденности человека, что перед ним открыты пути к познанию нового, поискам и нахождению средств такого познания. Вера не могла возникнуть из ничего и, вероятно, является отражением пока трансцендентальных сфер, в которых должен безгранично распространяться человеческий разум.

Лучшие словарные определения долга мы находим у В.И.Даля: "Все должное, что должно исполнить, обязанность. Общий долг человека вмещает долг его Богу, долг гражданина и долг семьянина". Слово Бог здесь можно заменить словом совесть. Совесть лежит вне логического мышления человека - ее нельзя вывести как формулу, а, следовательно, с ней нельзя увязывать способность что-либо формулировать; эту способность надо оставить за мышлением, а не за совестью. Это определение подчеркивает интенсивное стремление к благополучию и прочности человеческого общества и семьи. Гражданское общество можно понимать в разных объемах - человечество в целом, Родина, группы людей, объединенных едиными целями.

5. *Воля* может быть уподоблена силе или энергии. Без воли не только не может быть достигнута цель, но и не может происходить сближение с ней. Важным свойством воли является гибкость, корректировка достижения цели в условиях динамичности системы.

Рассмотрим понятия "хорошо" и "плохо" применительно к трем основным инстинктам.

1. Если человек сохраняет себя, бережет свое здоровье и трудоспособность, заботится о своем жилье и одежде, поскольку они предохраняют его от внешних деструктивных влияний, и таким образом сохраняет себя - это уже хорошо. Однако если человек проявляет эти заботы в ущерб сохранению других людей, то это *плохо* (например, отнимает у других одежду и жилье, способствует аварийным ситуациям на транспорте и в быту, не обеспечивает техники безопасности, не устраняет угрозы возникновения пожаров, затоплений,

эпидемий и т.д.). Если человек (первичный элемент) заботится не только о себе, но и о других людях, спасает их от болезней, голода, внешних вредных воздействий и т.д. и таким образом обеспечивает сохранность не только себя, но и других первичных элементов - это уже не только хорошо, но и *полезно*. Говорят, что такой человек приносит пользу для общества. Если он, заботясь о сохранности других людей (первичных элементов системы), рискует своей собственной сохранностью, сохранением своей жизни и здоровья и способен ценою своей жизни, здоровья и т.д. обеспечить это для других людей, то здесь речь идет о *самоотверженности*, то есть полной подчиненности личных интересов общественным.

2. Продолжение рода в человеческом обществе представляет сложный процесс, включающий воспитание, образование и освоение культурного наследия. Он включает также заботу о выживании и процветании потомства, что достигается в необходимых случаях ограничением рождаемости. Все это опирается в конечном счете на соответствующий инстинкт. Если человек ограничивается узкофизиологическим актом продолжения рода и снимает с себя сложную и длительную работу по совершенствованию потомства, он поступает не в соответствии с элементарными нормами человеческой (социальной) морали, то есть очень плохо. В таком случае говорят, что человек уподобляется животному. Но это не так, поскольку большинство животных для потомства делает все, что лежит в границах их способности и памяти.

3. Самоутверждение - это природное стремление первичных элементов и подсистем занять подобающее им место, чтобы это способствовало сохранению как подсистем, так и социосферы-антропосферы в целом. Понятия социосферы и антропосферы весьма различны. Антропосфера - одна из множества специализированных подсистем биосферы. Социосфера же является производной антропосферы и характеризует лишь краткий (тысячелетия) современный этап ее существования. Первичный элемент стремится занять свое место в структуре социосферы путем сомообразования, самовоспитания, самоопределения.

Некоторые наши студентки выходили замуж за венгров, новозеландцев, арабов (эти примеры мне лично известны) и несмотря на хорошие отношения со своими мужьями, испытывали невыносимый гнет чуждых им семейных укладов. Казалось бы, здраво рассуждая, поскольку люди могут иметь потомство от особой других национальностей, должны быть распространены смешанные браки и общее развитие должно вести к выравниванию национальных различий и созданию единой глобальной нации. С позиции разума это было бы замечательно, так как спасало бы человечество от национальных конфликтов и вырастающих из них войн, от власти эмоций, разрушающей

социальные системы. Однако национальная среда обитания, имея природную основу, накладывается на социальную среду обитания и ведет часто к критическому возрастанию ее энтропии. Различия между нациями очень устойчивы, они имеют глубокие исторические, а возможно и генетические корни. Разум человека - дитя природы, и поэтому слишком слаб, чтобы разрушить национальные границы. Роль разума должна быть сосредоточена на сохранении национальных культур, смягчении и ликвидации противостояний наций, создании их нерушимого союза. На это, будем надеяться, разум способен.

Существует мнение, что происходит борьба социальных установлений с зоологическими инстинктами. Я не могу с этим согласиться, во-первых, потому что инстинкты продиктованы законом сохранения биосферы, общим для животных и человека и даже для растений и приписывать инстинкты только животным ("зоологические"), обособляя их как-то от человека - нельзя; во-вторых, никакой борьбы социальных установлений с инстинктами не происходит и быть не может, так как природа, включающая инстинкты, является субстратом для социосферы, которая может лишь приспособляться к инстинктам, сдерживать их и влиять на них. Никакие социальные и интеллектуальные факторы не могут "побороть" инстинкты. Например, изжить инстинкт продолжения рода или сохранения вида, так как в этих случаях человечество вообще изживает себя. Рассматривая же разум как кодекс инстинкта, мы должны признать за разумом способность регулировать и сдерживать инстинкты. Инстинкт - это жизнь, разум - основа правил жизни. Поэтому разум не способен "победить" инстинкт, не уничтожив человечество и не прекратив его жизнь, но должен так "*образумить*" инстинкт, чтобы он служил гармоничному развитию человечество.

Мы считаем главными определяющими функциями разума как поиски смысла, так и управление инстинктом; на втором плане стоит познавательный исследовательский процесс, который является как бы системой отсчета для деятельности разума в целом и различных его проявлений.

Наука не есть разум, а лишь одностороннее прикладное применение его. Работники науки - не обязательно умный человек. Он человек умственной работы, но ведь это совсем другое дело.

Наука в развитии знаний несравненно более конструктивна, чем искусство, которое однако, позволяет заглянуть в такие закоулки, раскрыть весьма существенные свойства, которые пока недоступны современной науке. Наука и искусство как два пути познания мира - едины; взятые раздельно, они не могут дать его полной картины. Только ученый-который использует средства искусства, и художник

(писатель, артист), который использует средства науки, - это настоящий ученый и настоящий художник.

В заключение этого исторического экскурса мне хочется отметить некоторую спорность утверждения ряда специалистов, что с созданием *независимости* человека от окружающей его природы и созданием искусственных средств обитания прекратилась биологическая видовая эволюция человека. Она не только не прекратилась, но при современной "эволюции" природной среды может повернуть вспять. И здесь никакая "независимость" от природы, и искусственные среды не помогут, если каждый человек и все человечество в целом не проникнутся идеей необходимости эффективного решения экологических проблем, в природной, социальной и интеллектуальной средах обитания.

ВРЕМЯ И ЕГО ЛОКАЛИЗАЦИЯ

Время, непосредственно воспринимаемое человеком (индивидуумом), мы называем *индивидуальным временем*. На его базе развиваются более обобщенные представления о времени.

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 - 6, и возникает ощущение, что проспал и опаздываешь на работу, в окнах светло - значит, это начало вечера, так как в 6 утра еще темно (пример, конечно, относится к соответствующему сезону), значит, все в порядке. Так человек не сразу, а поэтапно адаптируется к более общему времени, в которое вписывается его индивидуальное время и служит для него системой отсчета. После пробуждения он снова его может ощущать по последовательности и смене событий. 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.

Идея индивидуального времени, его временного исчезновения во время сна, необходимого для накопления энергии, может быть распространена на макрокосм.

Возможность существования "бессобытийных" областей пространства - времени позволяет предположить в пределах таких областей полное отсутствие структурной организации (пространство) и длительности (время). С бессобытийными областями могут быть связаны некоторые проблемы строения Вселенной. Не исключено, например, что "черные дыры" могут быть не только сверхгравитационными областями, а также плохо проницаемыми 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.

Иными словами, для Вселенной не обязательно 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.

В средневековой Западной Европе XI-XIII веков 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.

Пространственно-временные конструкции в самобытной культуре различных этнических групп являются независимыми и "отмежованными" от культурных миров. В основе счета времени лежит земледелие, 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 (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; используются и другие астрономические реперы). У ганских канти - земледельцев и рыболовов - рабочий цикл связывается с движением десяти созвездий. Деление рабочего времени связывается 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 боконго была четырехдневная неделя, а у конкомба и дакомба шестидневная, отсчитывающаяся по рыночным дням ("рыночное" время).

Таким образом, существовали "слабосвязанные между собой временные потоки".

Человек средневековья 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. Работать нужно было хорошо 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 и слишком уж не вязалось с преферансными досугами русского чиновничества и интеллигенции.

* * *

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

*ИТыГ ДВО РАН,
г. Хабаровск
ИКАРП ДВО РАН,
г. Биробиджан*

требований, а в испрашивании ее разрушения на любую значительную меру человека, ее касающуюся. Надо подходить не с позиции нужд человека, а с позиции возможностей природы, ее способностей безущербного удовлетворения этих нужд.

На данном этапе нашей истории мы должны считаться с приматом природы над деятельностью человека. В этом наша общая необходимость.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый А. На рубеже двух столетий. М.1989.542 с.

*Поступила в редакцию
1 июля 1995 г.*

Yu.A.Kosygin

The main road of synthesis

At the last stage of his creative life, Yu.A. Kosygin wrote and published 5 books in Khabarovsk and Vladivostok: “Tectonics of Geospheres”, “The Earth and Time”, “The Habitat”, “The Experience of the Intellectual Autobiography”, “Man and the Universe”. They are poorly accessible to the reading public, have extremely small editions, and are not in broad circulation yet. They reflect different stages of comprehension of the problem of man and the environment. Yu.S.Salin, Ye.G.Mikov, and F.N.Ryansky took the trouble to compose a single chapter by Yu.A. Kosygin for their future book “Harmony and stability in regional development”. This chapter entitled “The main road of synthesis” is compiled on the basis of direct extracts from the above books, on the principle of proceeding from the particular to the general.

А.И.Красный

АНГУЛЯРНАЯ ТЕКТОНИКА И ЕЕ МИНЕРАЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

“Задача тектонических исследований заключается прежде всего в том, чтобы изучить тектоническую структуру...”

Ю.А.Косыгин, “Тектоника”, стр.9

Обсуждаются ангулярные структуры, составляющие класс геодинамически активно развивающихся тектонических подразделений на континентах - в углах древних платформ и в терминальных частях некоторых складчатых систем, образуя тектонические рструбы, в транзиталах - на сочленениях островных дуг с другими элементами краевых морей, в океанах - в областях тройных сочленений. Часть из них, в особенности клинораздвиги, характеризуются высокой нефтегазоносностью, другие - рудоконцентрирующими процессами. Рассматривается ряд примеров, подтверждающих минералогеническое значение ангуляров.

Выдающиеся тектонисты завершающегося столетия Г.Штилле и Н.С.Шатский в своих широко известных трудах обратили внимание на структуры углов. Первому из них исполнилось бы в 1996 г. 120 лет, второму - в 1995 г. - 100 лет.

Г.Штилле выделял “Багамский угол”, “Угол Арики”, “Гвинейский угол”, и др., Н.С.Шатский - “Североуральский угол”, “Печерский угол”, “Астраханский угол”, “Атокский угол”, “Марафонский угол” и др. Треугольные расщелины и океанской коре предложил называть “сфенокэзмами” С.Кэри. На клинообразное раскалывание материковой литосферы со стороны океанской указывал географ А.А.Григорьев. Это, на первый взгляд, структурно-геометрическое направление тектоники имеет, как будет видно ниже, и генетическое обоснование.

Следуя этим разработкам и отыскивая новые пути в тектонической систематике, автор в ряде статей наметил наличие клинораздвигов - структур, расходящихся обычно под острым углом (2). Последние стали выделяться в море Росса (В.В. Траубе, 1989) и в Баренцевом море (М.Л.Верба, устное сообщение).

В современной канадской геологической литературе заметное место занимают мысоподобные расклинивающие структуры промонтри (promontry) регионального и глобального значения [7,9,10 и др.]. Они образуют взаимосвязанные тектонические зубцы со структурами входящих углов (reentrans). Как увидим ниже, в этом свете должны рассматриваться тектонические раструбы и структуры “конского хвоста”.

Структуры углов в значительной мере увязываются с геоблоковой концепцией, составляя некоторые ее элементы или образуют межгеоблоковые подразделения.

Цель настоящей статьи - систематизация сведений об ангулярных структурах (от латинского *angulus* - угол).

Пять десятилетий назад статья, посвященной сравнительной тектонике древних платформ [5], Н.С.Шатский сосредоточил внимание на внешних и внутренних входящих углах, по сути положив начало ангулярной тектонике. Подробно разобрав углы Марафонский, Атоский, Монтередианский и другие, он пришел к выводу, что и в Восточно-Европейской платформе можно выделить несколько внутренних углов, аналогичных североамериканским. Рассматривались и “Угол Мьеса (с грабеном Осло)”, “Североуральский” и “Астраханский” углы, подробно разобранные мной [2]. Два последних содержат значительные ресурсы нефти и газа. В результате последовал общий теоретический вывод, что “... внутренние углы платформ могут быть... и более глубокими структурами, измеряемыми сотнями километров в глубину. В таком случае те различия в колебаниях геосинклинальных полос и платформ, которые вызывают во внутренних углах раскалывающие и растягивающие усилия (подчеркнуто мной Л.К.) и дающие поперечные краевые структуры, могут быть очень сильными, они могут захватывать огромные области” [5,стр.452]. Итак, в пределах континентальной литосферы выявилась очень важная группа структур, имеющих крупное значение в качестве нефтегазоносных провинций.

Из них высокими топливно-энергетическими ресурсами выделяется Тимано-Печерская клинораздвиговая система, подробно описанная мной и проиллюстрированная двумя схемами ([2] рис.1,2). Особо отмечу, что на тектонической карте, составленной под редакцией В.А.Дедеева и др. (1985 г.), видно, как в общую клинораздвиговую структуру вписываются направленные к вершине угла клиновидные прогибы и впадины второго порядка (Ижемская,

Хорейверская и Косью-Роговская). Было также подчеркнута наличие нескольких нефтегазоносных комплексов (O-D₁; D₂-D₃¹; D₃²; C₁; P₁; P₂; Mz), свидетельствующих о длительном, пульсирующем раздвигово-сдвиговом развитии.

Достаточно типична и асимметричная Виллюйская клинораздвиговая система ([2] см. рис.2) с глубиной залегания фундамента от 3-4 км (на западе) до 8-10 км (на востоке). Она образует характерную структуру внутреннего, входящего в Сибирскую платформу угла. Разведанные запасы углеводородов пока связываются с верхнепалеозойско-юрскими отложениями. Однако не решена проблема нефтегазоносности ниже-среднепалеозойских и рифейских толщ.

Следует напомнить, что Г.Штилле в 1940 г. в монографии, посвященной строению Америки, рассматривая элементы поперечной симметрии в пределах американско-атлантического пространства на линии Южная Америка - Африка, выделял углы с вершинами, направленными на восток: угол Арики, угол Романша, Гвинейский угол и др.

Знаменательные идеи о роли вдающегося из океана в континент "Предуглового ореола регенерации" Г.Штилле разработал в 1949 г. Он писал: [6]: "В ряде случаев видно, что альгонская регенерация особенно далеко вторгалась в тело Магагеи там, где в Магагею углом вдавался древнейший океан (разрядка Г.Штилле). Фундамент океанического угла образует "глубинный клин" или "глубинную шпору", перед которыми область регенерации в значительной степени удлиняется. Можно говорить здесь о преддуговых регенерирующих "ореолах", медиану которых можно назвать "осью регенераций" (стр.605).

На последующих страницах этот тектонист поставил вопрос: не является ли отделение Северной Америки от Южной и последней от Антарктиды результатом "вторжения" углов Дрейка (море Скотия) и Панамского (Карибское море) в тело Магагеи? И далее им акцентируется роль Бискайского и Гибралтарского углов в позднеальгонской регенерации Европы. Еще раньше, в 1935 г., А.А.Григорьев, предвосхищая мысль Г.Штилле, писал, что клинообразные очертания океанической литосферы должны воздействовать с помощью подкоровых масс на материковую литосферу как клин, что способствовало раскалыванию последней на отдельные массивы.

Мне представляется, что А.А.Григорьев, Н.С.Шатский и Г.Штилле смотрели далеко вперед и, к сожалению, при получении новых данных об ангулярной тектонике ссылок на этих авторов нет.

Тот же Бискайский угол стал для С.У.Кэри (1955,1959) тектонотипом сфенокэзма, который он определил как треугольный раздел в океанской коре, расчленяющий два блока континентальной коры с разломными окраинами, сходящимися в некоторой точке, образованной при повороте одного блока относительно другого. Этот Бискайский клинораздвиг, по моим представлениям, врезан в область сочленения Иберийского и Западно-Европейского геоблоков. На востоке его находится впадина, включающая Аквитанский нефтегазоносный бассейн. Образование Бискайского клинораздвига сейчас датируется интервалом поздний триас-поздний мел, что не противоречит данным об осадочном наполнении Аквитанского бассейна, включающего карбонатные и соленосные толщи триаса и юры, перекрытые меловыми терригенно-карбонатными толщами с рифами датского возраста. Отмеченный Г.Штилле Гвинейский угол непосредственно связан с клинораздвиговой зоной Нигер-Бенуэ ([2] см.рис.4), вытянутой в северо-восточном направлении на 1000 км. Мощность меловых отложений достигает здесь 5-6 км, меловых-кайнозойских (нефтегазоносных) в дельте р.Нигер и на ее подводном продолжении - 12-15 км. Основная нефтегазоносная толща насчитывает 50 продуктивных горизонтов. Около 70% разведанных на шельфе запасов сосредоточено на продолжении прогиба Бенуэ. В последнем имеется ряд крупных месторождений свинца и цинка. А.Митчел и М. Гарсон (1984) предполагают, что эти руды осаждались при смешении металлоносных хлоридных растворов, отчасти магматического происхождения, с насыщенными сульфидами водами эвапоритовых толщ и сернистыми флюидами нефтяных месторождений. Все это подтверждает комплексное значение минералогических процессов в "раздвинутых бассейнах" (по М.Ф.Осмастону, 1980) с устойчивым прогреванием, связанным с глубинными процессами.

В Южной Америке с аналогичных позиций лобопытен нефтегазоносный бассейн Реконкаво (Бразилия). На рис.1 видно, что это не "сложный полуграбен", как считает А.Перродон (1991), а клинораздвиговая система (200x40 км) с ловушками структурными и приуроченными к разломам.

Продолжая обсуждение нефтегазоносных клинораздвиговых структур как межгеоблоковых систем, особый интерес вызывает Персидский залив, вклинивающийся постепенно расширяющейся к юго-востоку полосой между Аравийским и Ирано-Белуджистанским геоблоками. В его северо-восточной части находится Курдистанская зона нефтегазонакопления, в центральной части - Ирано-Иракская. Красноморско-Суэцкий и Персидского залива клинораздвиги узкими проливами соединяются со сходными по морфологии клиновидными

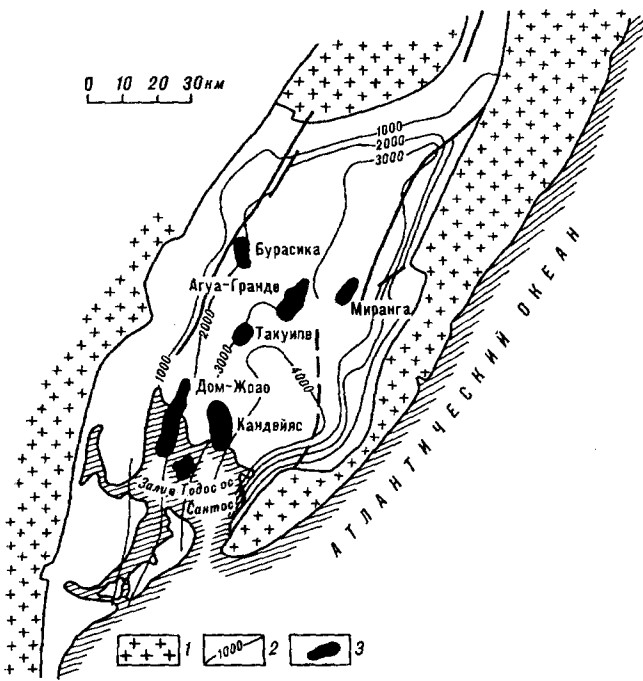


Рис.1. Клинораздвиговой нефтегазоносный бассейн Реконкаво (Бразилия) (по А.Перродону, 1991).

1 - доюрские комплексы обрамления; 2 - схематические изолинии поверхности фундамента; 3 - главные месторождения нефти и газа.

зонами Аденского и Оманского заливов, раздвиговое происхождение которых неоднократно обсуждалось.

Геологи и геофизики о раздвиговой природе Татарского пролива и других депрессий, обрамляющих о-в Сахалин, высказывались довольно уверенно. Ф.Р.Лихт (1993 г.), отмечая сходство этого пролива-прогиба с клинораздвигом, назвал его структурой "входящего угла" с характерным латеральным движением литосферных масс.

Очень эффектно выглядит сравнительно молодое веерообразное клинораздвиговое сооружение, обнаруженное Л.А.Савостиным в восточной части Командорской котловины ([2] см.рис.5г). Здесь в олигоцене начался этап растяжения, приведший к характерной сложной структуре с обилием расходящегося из одного угла мелких клиновидных рифтогенных структур.

Возвращаясь к Южной Америке, нельзя пройти мимо еще одной специфической ангулярной структуры. Близкий к клинораздвигу бассейн Маракайбо, врезанный в северную часть континента (рис.2), как и большинство этого типа структур открывается в сторону моря. Нефтегазоносные толщи включают отложения мела, палеогена и неогена. Среди крупных месторождений западного борта бассейна выделяется Ла-Пас, на котором нефть добывается из кристаллических сланцев фундамента с глубины 2700 м.

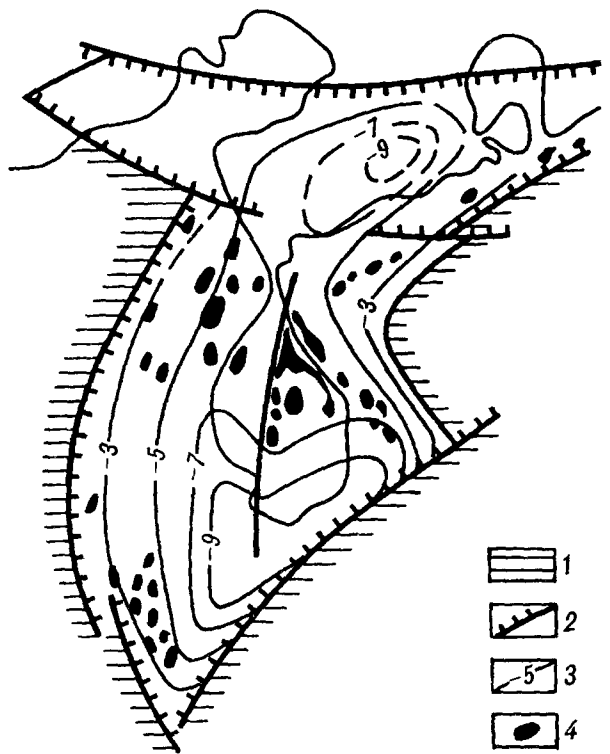


Рис.2. Клинораздвиговой бассейн Маракайбо (Венесуэла) (по И.В.Высоцкому и др., 1981).

1 - альпийские складчатые зоны; 2 - границы структуры; 3 - схематические изолинии поверхности фундамента; 4 - месторождения нефти.

Минерагеническое значение ангулярных структур не исчерпывается их нефтегазоносностью. Ниже сжато описываются примеры ярко выраженных рудоносных углов в складчатых системах и во внешних углах древних платформ, где преобладает эндогенное, иногда весьма богатое рудообразование.

На рис. 3А,Б в одном масштабе показаны ангулярные структуры, завершающие по простиранию подвижные пояса. Это сложноскладчатые, существенно палеозойские сооружения, образующие раскрытые в сторону краевых морей "тектонические раструбы", с характерной для притихоокеанских регионов наложенной мезозойской тектономагматической регенерацией. Они имеют сходство с клинораздвигами. Однако их становление происходило, по-видимому, в более жесткой и хрупкой коре с расколами ее на "ломти". В Торомско-Шантарском раструбе известны своеобразные кембрийские и девонские железорудные и марганцевые месторождения и фосфориты, в раструбах низовьев р.Янцзыцзян - железорудные, медные и др. Сходный тектонический раструб распознается в северо-западной Африке. В клиновидной структуре (рис.3в) длиной свыше 1200 км, расположенной между Марокканской Месетой и Антиатласом, в течение триаса-мела сформировалась мощная толща континентальных и морских (в юре)

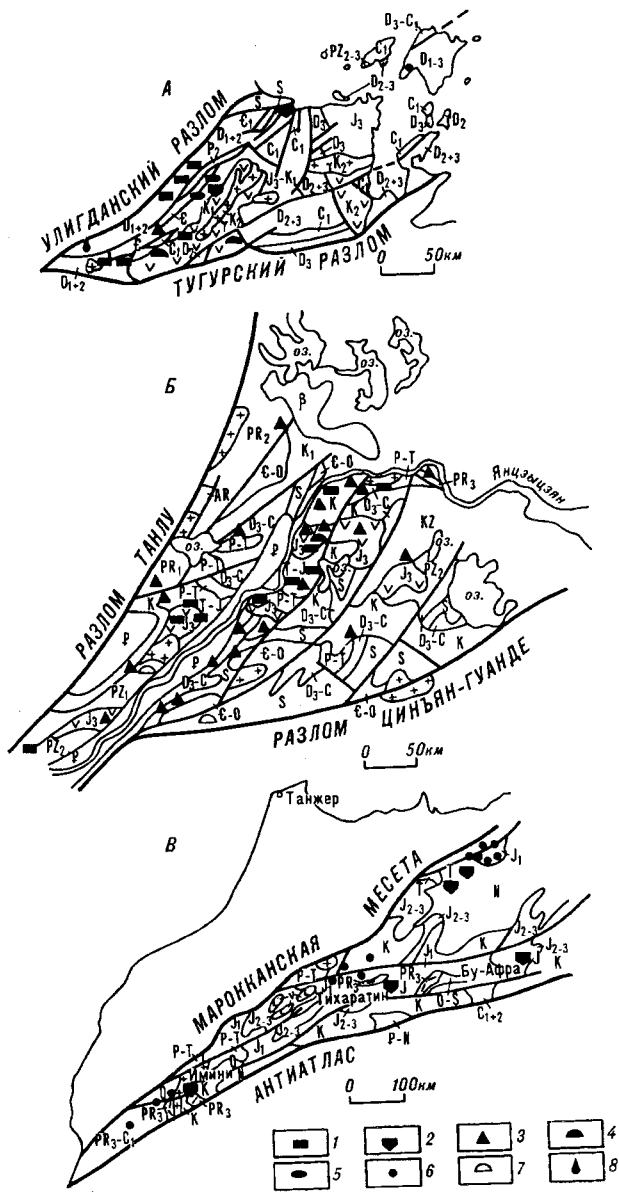


Рис. 3. Тектонические раструбы складчатых зон и их минералогия. А. Торомско-Шантарский (по Л.И.Красному и А.М.Фирсову); Б. Низовьев р.Янцзы (по [11]; В. Атласский (по [1]).

Месторождения: 1 - железа; 2 - марганца; 3 - меди; 4 - полиметаллические; 5 - фосфоритов. Мелкие месторождения и рудопроявления: 6 - марганца; 7 - полиметаллические (с серебром); 8 - ртути.

осадков. Устойчивое раздвиговое движение сопровождалось образованием главным образом пластовых и жильных месторождений марганца. Наиболее крупные из них - юрские вулканогенно-осадочные (Бу-Афра, Тикаратин и др.). Эти первичные руды уверенно относят к удаленным (вулканогенно-) эксгалиационным [1].

Еще один ангуляр закартирован на Аляске. Он ограничен на севере поднятием Брукса, а на юго-

западе - крупными разломами с лентовидными интрузиями диоритов. Аляскинский треугольник рассечен разломами, делящими его на сектора, сочетающие палеозойские эвгеосинклинальные антиформы с прогибами, выполненными верхнемеловыми и кайнозойскими осадочно-вулканогенными толщами. В клинораздвиговой Кускоаквимской зоне располагаются позднемеловые и палеогеновые гранитоиды, а также базиты и гипербазиты с платиноидами. К сложной сети разломов приурочены месторождения ртути, сурьмы и ассоциированные с ними золоторудные.

Близкую позицию занимают так называемые структуры "конского хвоста", представляющие собой комбинацию основного разлома (или разломов) с примыкающими в "хвосте" под разными углами (обычно 30° - 60°) разрывами растяжения. Так, по В.И.Попову (1939) в Талассо-Чаткальской структуре "конского хвоста" (первые сотни километров) к ведущему Атайканскому разлому северо-западного простирания примыкают под углом Северо-Ферганский, Угамский и другие разломы юго-западного простирания.

На примере тектонических раструбов раскрывается их значение для эндогенного рудообразования. В работах В.И.Бергера, Ю.И.Кутырева, Г.В.Ручкина и др. в зонах раздвигов выводится на поверхность вещество мантии и глубинных слоев коры и создается благоприятная обстановка для формирования крупных рудных концентраций. Так, например, крупные колчеданные месторождения тяготеют к юго-восточному углу Западно-Канадского геоблока, где в раздвиговых зонах, унаследованных трогами Кер д'Аллен, Флатхед и др., находятся полиметаллическое месторождение - гигант Салливан, а также Кутней Кинг, Святой Евгений и др.

Уверенно по геологическим и металлогеническим особенностям в обстановке внешних углов платформ контрастное, мирового класса эндогенное рудообразование выделяется в Норильском и Печенгском ангулярах. Норильский (Норильско-Талнахский) внешний северо-западный угол Сибирской платформы характеризуется насыщенной разломной тектоникой, а также секторным грабеном, раскрытым на северо-запад.

В районе схождения Свекофенского и Карело-Кольского геоблоков и Норвежских каледонид на крайнем северо-западном выступе Балтийского щита к внешнему Печенгскому углу приурочено медно-никелевое оруденение, расположенное в древней (1,9 млрд лет) палеорифтовой системе.

Из внешних углов массивов своим минералогеническим потенциалом выделяется Кокчетавский на севере Казахстанского геоблока, обрамленный каледонскими складчатыми структурами. Высокая

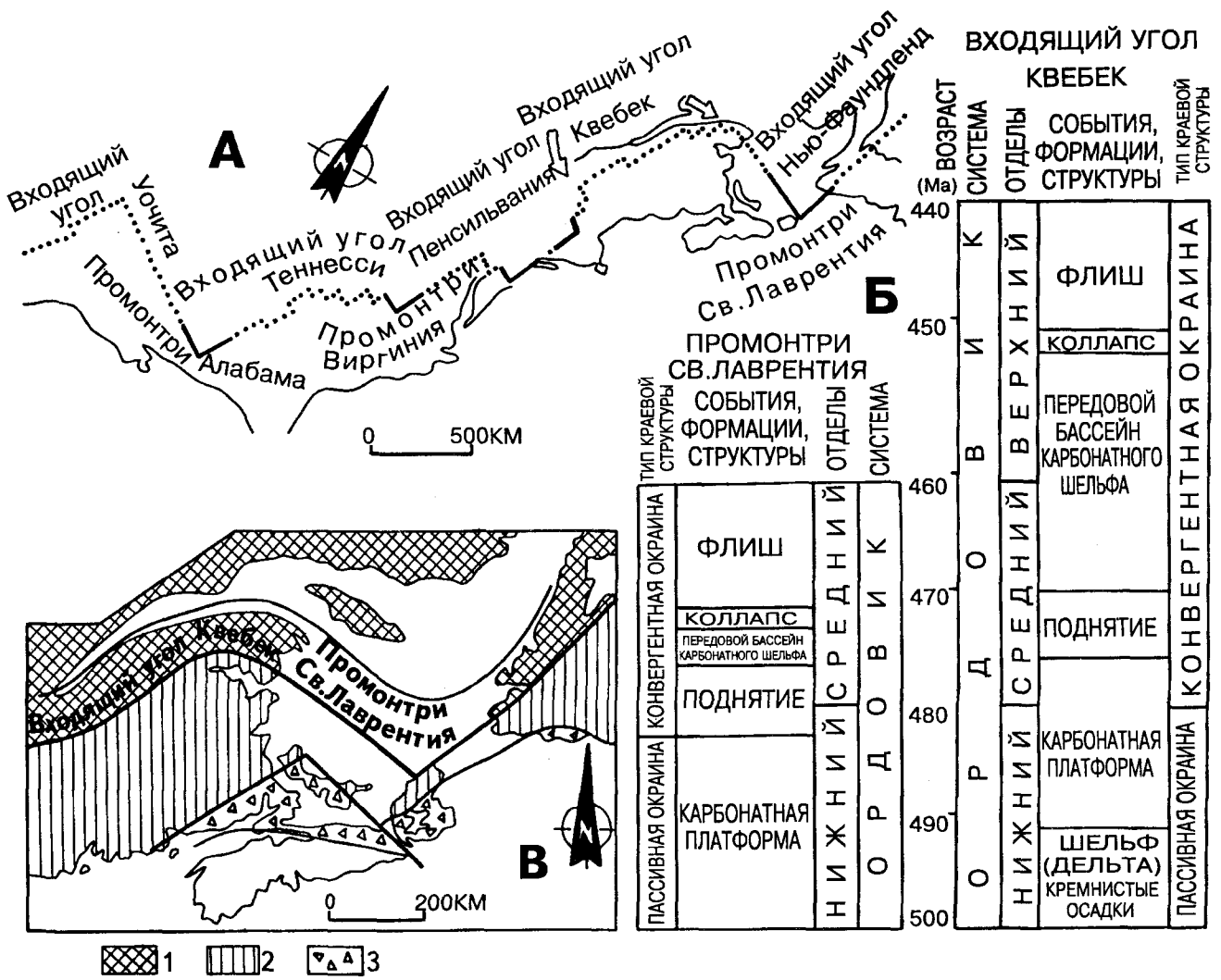


Рис. 4. Мысовидные выступы - промонтри и входящие углы.

А - раннепалеозойская континентальная окраина Лаврентии; Б - сравнительная стратиграфия промонтри Св. Лаврентия и входящего угла Квебек (по [9]); В - тектоно-стратиграфические зоны Северных Аппалачей (1 - Гренвиллская; 2 - Центрального мобильного пояса; 3 - Авалонского клина (по [10])).

рудонасыщенность и геохимическая полярность концентрирующихся металлов, а также наличие уникальных микроалмазопроявлений в разнообразных по составу метаморфогенных породах докембрия - характерные его особенности.

Континентальные входящие углы Узбб и Фентон умеренных размеров в сегментах длиной в немногие десятки километров были описаны в юго-западной части архейской провинции Слейв [8]. Они выполнены метаосадочными породами. У.К.Фисон предполагает, что ангулярный вулканический пояс ("angular volcanic belt") в граничной зоне между телами гранитоидов и метаосадочных пород образован наложенной структурой, отражающей движения долгоживущих коровых разломов. Одновременно он принимает идею о субвулканическом развитии листрически расширяющихся разрывов. Его выводы о

региональном угловом взаимоотношении, возникшем в результате геологической истории ангулярного пояса, заслуживают пристального внимания. Замечу, что по поводу этой статьи возникла дискуссия.

С позиций ангулярной тектоники внимания заслуживают "тройные сочленения" - точки на поверхности Земли, где соединяются границы трех различных плит (К.Сойферт, 1991). Углы образуются при сочетании границ: срединно-океанских хребтов (например, в Индийском океане), глубоководного желоба и внутриокеанского хребта (например, Перуанско-Чилийского желоба и Западно-Чилийского хребта) и трансформных разломов с окраинно-континентальными разломами (например, Мендосино с разломом Сан-Андреас). Классическим спрединговым треугольником, вытянутым в широтном направ-

лении на 2400 км, может служить Галапагосский клинораздвиг. По моим данным, он граничит на севере с Гватемальским и на юге с Перуанским геоблоками. В нем прослеживается спредингговая ось и имеют место две аномальные магнитные провинции. В ядре структуры наблюдается “аномальная галапагосская кора” с аномалиями, достигающими 0,635 а/м, во второй, периферической - “нормальная” умеренной амплитуды. В западной части Галапагосского архипелага преобладают толеитовые базальты, в восточной - щелочные базальты с высокой глиноземистостью. Параллельно оси клинораздвига выявлены холмы с системой рудоносных активных гидротерм с повышенными концентрациями Mn, Fe, Cu, Zn и др. металлов. Ранее не обращалось внимание, что в восточной, близматериковой части этой структуры находится более древний треугольник, стороны которого составлены поднятиями Кокосовым и Карнеги. Последний оканчивается на западе Галапагосскими островами.

В другой, но тоже в океанской обстановке, образовался клинораздвиг глубоководной котловины Макарова в Северном Ледовитом океане. Заключенный между поднятиями Ломоносова и Менделеева, он, по описанию Ю.Г.Киселева (1986), имеет длину 600 км и ширину в южной части 350 км. По мере приближения к приполюсному району котловина заметно сужается сначала до 150 км, превращаясь затем постепенно в линейную впадину. Отмечается асимметричность этой структуры. Со стороны поднятия Ломоносова склон более крутой (10-15°), со стороны поднятия Менделеева пологий (3-5°). Предполагается базитовое основание дна этой структуры и сравнительно недавнее (конец миоцена) ее формирование.

По последним исследованиям в Канаде [7,8,10] при палеоструктурных построениях большое значение придается сочетанию входящих углов (reentrant) и клиновидных (мысовидных) выступов промонтри (promontory). Они восстанавливаются в раннем палеозое на континентальной окраине Лаврентии (рис.4А,Б), распознаются в Северных Аппалачах (рис.4,В) и обсуждаются под термином “кратонические промонтри” применительно к докембрийской истории Лаврентии и Гондваны. Эти новые данные ангулярной тектоники имеют методическое значение, так как устанавливают диахронное и тектоно-седиментогенное различие соседствующих структур входящих углов и выступов-промонтри (рис.4Б).

Идеи зубчатого сцепления и разъединения отдельных частей континентов или целых субконтинентов представляются прогрессивными. Я думаю, что таковые могут быть обнаружены при внимательном восстановлении истории Восточной Азии.

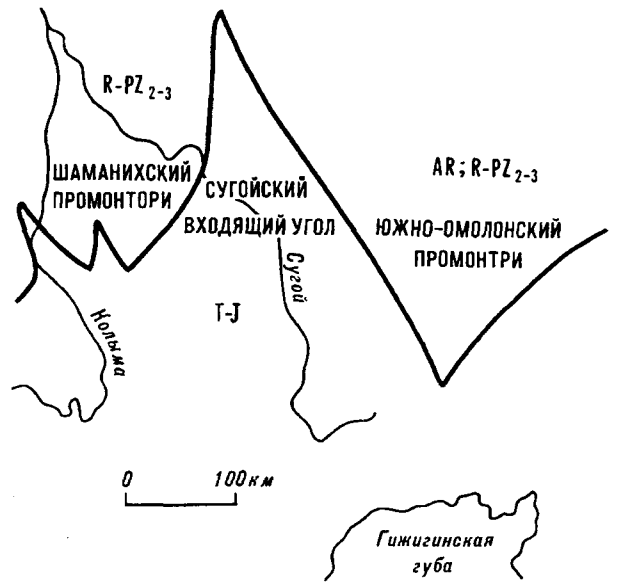


Рис.5. Предполагаемые промонтри и входящий угол Верхнеколымско-Сугойского района. С использованием “Тектонической карты Северо-Восточной Азии” (С.М.Тильман, И.А.Богданов, 1992).

Примером служит юго-восточный край Колымско-Омолонского региона, где в юре имела место перемежаемость выступов и входящих углов (рис.5).

Ангулярная тектоника - часть учения о фрактальности (от англ. fracture - разрыв, разлом) земной коры и тектоносферы с исходным структурно-геометрическим подходом. Углы, образуемые при делимости нашей планеты на блоки-элементы регматической сети, формируются на сочленении (схождении в одной точке) двух или трех ведущих разломов. В межразломном пространстве происходят физические (энергетические, механические, термальные, гравитационные и др.) и тесно с ними связанные геологические (литолого-седиментационные, магматические, минералогические и др.) процессы, создающие обособленность ангуляров, в целом вписывающихся в крупные структуры континентов, транзиталей и океанов. Как правило, на их стыке, что видно из итоговой таблицы, находятся ангулярные граничные сооружения. Это было отчетливо показано исследователями далекого прошлого. Отсюда следует, что соответствующие напряжения при растяжении коры закономерно располагаются на участках контактного сочленения разных геологических сред. При этом ангулярные структуры развиваются на границах складчатонадвиговых и платформенных областей, геоблоков, имеющих разные плотностные и другие физические характеристики, а также крупных сегментов, находящихся в обстановке взаимодействия океанских

Предварительная систематика ангулярных структур
(на основе характерных примеров)

	Континентальные	Шельфовые	Граничные: континент-море; континент-океан	Океанские и транзитальные
Локальные	<p><u>Входящие углы</u> Уэбб, Фентон [8] (провинция Слейв, Канада) <u>Гониоды</u> [4] Углы в аномальном гравитационном поле Устьюртский (Казахстан)</p>			Углы на пересечении срединных океанских хребтов и трансформных разломов (Атлантический и др. океаны)
Региональные	<p><u>Граничные углы древних платформ:</u> <u>Внутренние</u> [3] Оренбургский (нефть-газ) <u>Внешние</u> Норильский (Cu-Ni-Pt) Печенгский (Ni)</p>	<p><u>Клинораздвиги</u> Море Росса (Антарктика)</p> <p><u>Входящие углы</u> [2] С высокой нефтегазоносностью Кампече (Мексиканский залив)</p>	<p><u>Клинораздвиги</u> [2]: а) С крупными месторождениями нефти и газа Нигер-Бенуэ; Персидский залив; Тимано-Печерский; Реконкаво (Бразилия); Маракаибо (Венесуэла) б) С прогнозируемой нефтегазоносностью Дерюгина, Пеналинская (Охотское море); Татарского пролива (Японское море) <u>Тектонические раструбы:</u> Торомско-Шантарский; низовья р.Янцзы [11]</p> <p><u>Структуры "конского хвоста"</u> <u>Входящие углы и промонтри</u> [9,10] Северные Аппалачи <u>Сфенокэзмы:</u> Бискайский</p>	<p><u>Клинораздвиги:</u> Галапагосский (тройное сочленение, Тихий океан) Макарова (Северный Ледовитый океан)</p>
Глобальные	<p><u>Мегаклиновидные окончания континентов:</u> Африки Северной и Южной Америки</p>		Кратонические промонтри [7] Лабрадор-Гренландский	Тройное сочленение срединных Индоокеанских хребтов

(или морских) и континентальных корово-мантийных преобразований.

Нефтегазоносные бассейны растяжения или раздвига (pull-apart) треугольной или ромбической формы иногда связываются с поперечным сдвигом (А.Перродон и др.).

Значительные по площади ($0,8-0,6 \times 10^6 \text{ км}^2$) ангулярные и широкие в отдалении от вершины угла структуры формировались в основном в палеозое. К ним относятся тектонические раструбы - Торомско-

Шантарский, низовьев р.Янцзы, Тимано-Печерский клинораздвиг. Сравнительно узкие клинораздвиги, такие как Нигер-Бенуэ, Персидского залива, Реконкаво и др., хотя нередко унаследовавшие древние структурные швы, развивались в основном в мезозое и кайнозое. И, наконец, Галапагосский клин, тяготеющий к экватору, с его строгой формой равнобедренного треугольника имеет возраст 5-10 млн лет.

В статье [3] и настоящей указаны немногочисленные примеры ангулярия структур. Их несомненно

ЛИТЕРАТУРА

1. Веймарн А.Б., Варенцов И.М., Милановский Е.Е. Формирование руд марганца и железа в эпохи континентального рифтогенеза//Бюл. Моск. о-ва Испытателей Природы. Отд.геол. 1994. Т.69, вып.3. С.3-19.
2. Красный Л.И. О клинораздвигах и граничных углах//Геотектоника. 1987. N4. С.3-18.
3. Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики - новый взгляд//Сов. геология. 1992. N 2. С.13-26.
4. Мартынов Г.И. Морфологические особенности аномального гравитационного поля//Геол. строение и минерагения СССР. Т.10/1. С.131-134.
5. Шатский Н.С. Большой Донбасс и система Вичита// Шатский Изб.труды. Т.П. 1964. С.426-458.
6. Штилле Г. Древнейшие направления в тектонике Европы//Штилле Изб. тр. М., 1964. С.602-625.
7. Dalziel W.D. Precambrian Scotland as a Laurentia-Gondwana link: origin and significance of cratonic promontories//Geology. 1994. V.22. P.589-592.
8. Fison W.K. Structural development of angular volcanic belts in the Archean Slave Province//Can. J. Sci. 1990. V.17. P.403-413.
9. Lavoie D. Diachronous tectonic collapse of the Ordovician continental margin, eastern Canada: Comparison between the Quebec Reentrans and St.Lawrence Promontory//Can. J. Earth Sci. 1994. 31. P.1309-1319.
10. Lin S., van Staal C.R., Dube B. Promontory-promontory collision in the Canadian Appalachians // Geology. 1994. V.22. P.897-900.
11. Xia Bangdong, Li Peijin et al. An approach to Mesozoic strike-slip active zone in Lower Yangzi Region// Oil and Gas Geology. 1994. N 3. P.193-200.

ВСЕГЕИ
г. Москва

Поступила в редакцию
7 августа 1995

L.I. Krasny

Angular tectonics and its mineralogenetic implications

Angular structures are discussed which make up a class of geodynamically active in their development tectonic units on the continents, in the angles of ancient platforms and in the terminal parts of some fold systems where they form tectonic funnels; in the ocean-continent transition zones, at the junctions of island arcs with other elements of the marginal seas; in the oceans, in the triple junction area. Part of them, particularly, wedge-like tension faults are characterized by high hydrocarbon potential; others, by ore concentration processes. A number of examples supporting mineralogenetic essentiality of angular structures are examined.

Н.П.Романовский, В.Г.Гурович, К.Сато

МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДОВ ЦИРКУМ-ЯПОНОМОРСКОГО РЕГИОНА

Систематизированы результаты изучения магнитной восприимчивости мезозойско-кайнозойских гранитоидов Циркум-Япономорского региона, охватывающего юг Дальнего Востока России, Японию, Северо-Восточный Китай и Корейский полуостров. Установлена значительная дифференциация гранитоидов по магнитным свойствам и тесная связь петромагнитной характеристики и ряда петрохимических показателей, что способствует определению металлогенической специализации магматических комплексов на ведущие типы эндогенного оруденения. Проведено соответствующее районирование рассматриваемой территории.

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Гранитоиды Тихоокеанского рудного пояса, чрезвычайно продуктивные в металлогеническом отношении, отличаются широким диапазоном петромагнитных и петрохимических характеристик. Корреляционные связи между этими показателями изучались неоднократно и достаточно полно отражены в работах Э.Дубинчик, Д.Печерского, Н.Романовского, С.Ишихара, К.Сато и других.

Под гранитоидами понимаются ассоциации от гранитов до диоритов с их монцонитоидными разностями. Возраст гранитоидов Тихоокеанского типа - от позднего триаса до неогена.

На Востоке России ранее изучено 40 гранитоидных комплексов: систематизированные данные включают 32 тыс. определений магнитной восприимчивости и 1,8 тыс. химических силикатных анализов пород [6]. Степень петромагнитной изученности гранитоидов Японии и Китая намного ниже [10-11].

Анализ этих данных позволил [7] разделить гранитоидные комплексы Востока Азии на две основные петромагнитные группы: магнитные с $\chi = (300-3000) \cdot 10^{-5}$ СИ слабо магнитные с $\chi = (0-100) \cdot 10^{-5}$ СИ. Менее четко выражены гранитоиды промежуточной петромагнитной группы с $\chi = (100-300) \cdot 10^{-5}$ СИ (рис.1). Установлено, что слабо магнитные гранитоиды обладают низким коэффициентом окисленности железа $f = \text{Fe}_2\text{O}_3 : (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})$ при $f < 0.3$, как правило, калиевой петрохимической специализацией и являются носителями преимущественно литофильной минерализации - олово, вольфрам. Магнитные гранитоиды характеризуются $f > 0.3$, натриевой специализацией и продуцируют халькофильное оруденение - золото, серебро, медь, молибден, полиметаллы. Гранитоиды промежуточ-

ной группы отличаются неустойчивыми петрохимическими показателями и могут быть специализированы как на литофильное, так и на халькофильное оруденение, образуя при этом сложные рудно-формационные типы.

Существуют методики разделения магматических образований либо на магнетитовую и ильменитовую серии [10], либо на серии J- и S-типов [9,16]. В первом случае определение границы раздела, осуществляемое по содержанию магнетита в породах - соответственно выше или ниже 0,1 вес.% - при корреляции с петромагнитными данными рекомендуется выполнять по формуле $\chi = 0.001 Vmgt$ [15], что представляется вполне логичной операцией. Во втором случае классификация гранитоидов проводится по сложному комплексу петрохимических и петрогенетических признаков, что приводит к менее однозначным результатам и возможным ошибкам в области металлогенического прогнозирования.

Как нам представляется [5,7], оценка восстановительных или окислительных условий магмо- и рудообразования может быть выполнена по сопоставлению значений магнитной восприимчивости и величины коэффициента окисленности железа гранитоидов. Последний показатель следует рассматривать как универсальный классификационный признак магнетитовых или ильменитовых серий не только гранитоидов, но и комагматичных им вулканитов.

Целью настоящей работы является оценка металлогенических особенностей мезозойско-кайнозойских гранитоидов Циркум-Япономорского региона с позиций их петромагнитной и петрохимической специализации.

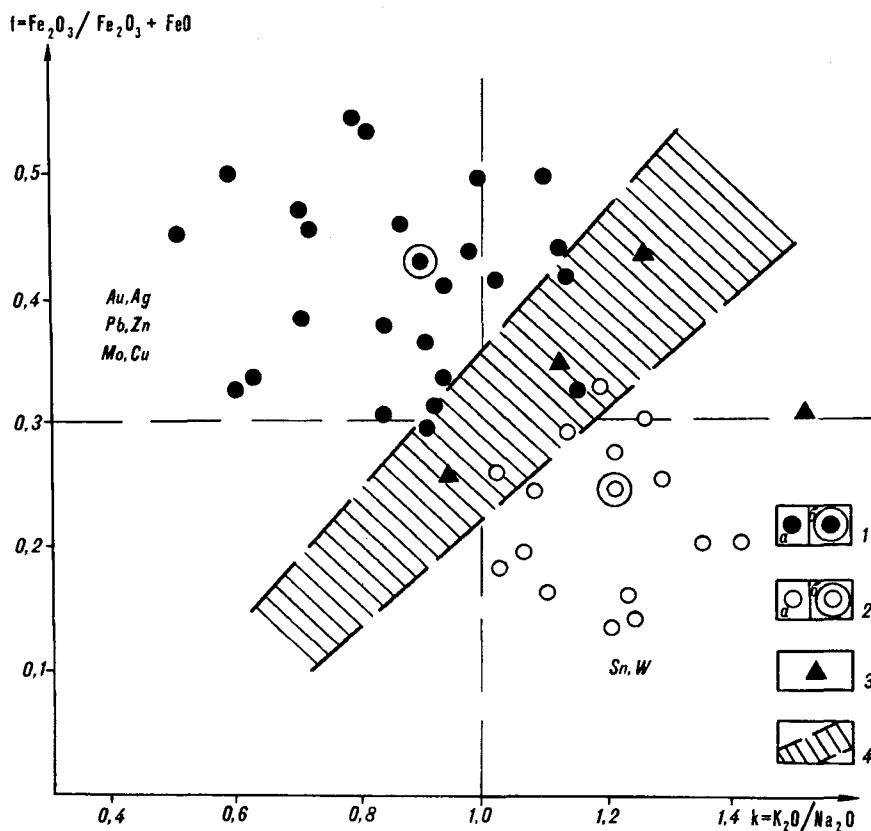


Рис.1. Петромагнитная и петрохимическая характеристики металлогенически различно специализированных гранитоидов Востока Азии.

1-3. Гранитоидные комплексы: магнетитовых серий $\chi > 300 \cdot 10^{-5}$ СИ(1), ильменитовых серий $\chi < 100 \cdot 10^{-5}$ СИ(2), ильменит-магнетитовых серий $\chi = (100-300) \cdot 10^{-5}$ СИ(3); 4 - область петрохимического и металлогенического перекрытия. а - среднее значение по комплексам, б - то же по группе комплексов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПЕТРОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Площадь исследований охватывает территории Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса и Сихотэ-Алинской складчатой системы юга Дальнего Востока и разнородные по строению и возрасту геологические структуры Японии, Северо-Восточного Китая и Корейского полуострова.

В пределах юга Дальнего Востока России по данным измерения около 20 тыс. образцов гранитоидов установлено наличие двух - магнетитовой и ильменитовой - серий пород (табл.1, рис.2). К первой относятся граниты, гранодиориты, реже диориты, сиениты и монциты позднего мела - палеогена, приуроченные к Восточно-Сихотэалинскому вулканическому поясу и ряду интрузивно-вулканических зон Нижнего Приамурья. Средние значения χ гранитоидных комплексов составляют $(230-2900) \cdot 10^{-5}$ СИ. Породы, как правило, отличаются высокими (0,33-0,63) значениями коэффициента f и обычно натриевой

петрохимической специализацией. В аксессуарах всегда присутствует магнетит.

Ильменитовые серии пород представлены гранитами, гранодиоритами, редко диоритами раннего и позднего мела, располагающимися в центральных и восточных районах Сихотэ-Алинской складчатой системы. Средние значения χ для комплексов здесь составляют $(10-160) \cdot 10^{-5}$ СИ. Характерны калиевая специализация, низкий (0,16-0,32) коэффициент f и практическое отсутствие магнетита в породах.

Гранитоиды магнетитовых серий с $\chi < 300 \cdot 10^{-5}$ СИ и ильменитовых серий с $\chi > 100 \cdot 10^{-5}$ СИ нами выделяются в самостоятельную петромагнитную группу, массивы которой следует относить к ильменит-магнетитовым сериям (см.рис.2). К сожалению, из-за гораздо меньших объемов информации выделение зон развития гранитоидов промежуточной петромагнитной группы невозможно осуществить для других территорий Циркум-Япономорского региона.

Магнитная восприимчивость и металлогеническая специализация мезозойско-кайнозойских гранитоидов Циркум-Япономорского региона

Петромагнитные серии магматических образований	Гранитоидные комплексы: районы развития, состав пород (возраст)	Магнитная восприимчивость χ , 10^{-5} СИ	Металлогеническая специализация
1. Магнетитовые серии магматических образований	<p><u>1. Юг Дальнего Востока России</u> Кузнецовский (Р), прибрежный (Р), приморский (Р), верхнеудоминский (Р), синанчинский (К₂), нижеамурский (К₂) комплексы гранитов, гранодиоритов, граносиенитов и диоритов Восточно-Сихотэалинского вулканического пояса, Нижне-Амурской и Тумнинской зон.</p>	230-2900	Золото, серебро, полиметаллы, медь, редко олово (сульфидно-касситеритовый тип)
2. Ильменитовые серии магматических образований	<p>Иолийский (Р), прибрежный (Р), верхнеудоминский (Р), бачелазский (К₂), сандинский (К₂), хунгарийский (К₁) комплексы гранитов, гранодиоритов, диоритов Самаргинской, Хуту-Джаурской, Буту-Коппинской зон Приамурья, районы Центрального и Восточного Сихотэ-Алиня в Приморье.</p>	10-160	Олово (кварц-касситеритовый, силикатно-касситеритовый, реже сульфидно-касситеритовый тип), вольфрам, редко золото, полиметаллы
3. Магнетитовые серии магматических образований	<p><u>2. Япония</u> Комплексы гранитов и гранодиоритов поясов Китаками, Абукума, Сан-Ин (К₂-Р)</p>	270-700	Золото, полиметаллы, медь, молибден, серебро
4. Ильменитовые серии магматических образований	<p>Комплексы гранитов и гранодиоритов поясов Хидака, Сан-Ио, Риоки, внешней зоны Юго-Западной Японии (К₂-N)</p>	20-50	Вольфрам, олово, (сульфидно-касситеритовый тип месторождений), золото, медь, молибден
5. Магнетитовые серии магматических образований	<p><u>3. Северо-Восточный Китай</u> Индосинийский (Т) и яньшаньский (J₃-К₂) комплексы гранитов и гранодиоритов Северо-Восточной металлогенической провинции</p>	470-2320	Медь, золото, полиметаллы, молибден, редко вольфрам (шеелитовый тип)
6. Магнетитовые серии магматических образований	<p><u>4. Корейский полуостров</u> Хесанский (Т), пхёганский (Т), танчхонский (J), амнокканский (К₂-Р₁) комплексы гранитов, гранодиоритов, диоритов и сиенитов.</p>	нет данных	Медь, полиметаллы, золото, молибден, редко вольфрам (шеелитовый тип)
7. Предположительно ильменит-магнетитовые серии магматических образований	<p>Танчхонский (J) и амнокканский (К₂-Р) комплексы гранитов и гранодиоритов.</p>	нет данных	Медь, полиметаллы, молибден, вольфрам, редко мелкие проявления олова

Япония. Здесь петромагнитными измерениями охвачено более 2 тыс. образцов гранитоидов от позднего мела до неогена. В породах ильменитовой и, как нам представляется, ильменит-магнетитовой серий магнетит либо отсутствует ($\chi < 20 \cdot 10^{-5}$ СИ), либо отмечается в виде мелких редких включений ($\chi = 20-50 \cdot 10^{-5}$ СИ). Содержание магнетита в гранитоидах магнетитовых серий достигает 2-3% при $\chi = (270-700) \cdot 10^{-5}$ СИ. Коэффициент f от слабо магнитных комплексов к магнитным увеличивается от 0,2-0,25 до 0,32-0,56. Чаще всего выражен отрицательный тип связей величины χ и содержаний окиси калия, т.е. преобладает натриевая петрохимическая специализация гранитоидов [1,8,11, 14-15].

Массивы гранитоидов магнетитовой и ильменитовой (ильменит-магнетитовой) серий формируют линейные зоны с общим трендом увеличения χ от тихоокеанского побережья к япономорскому.

Гранитоиды *Северо - Восточного Китая* представлены массивами гранитов, гранодиоритов и диоритов яньшанского, реже индосинийского возраста. По данным изучения более 4 тыс. образцов (материалы Управления геологии и минеральных ресурсов провинции Хэйлуцзян) средние значения магнитной восприимчивости пород изменяются в пределах $(470-2320) \cdot 10^{-5}$ СИ. Коэффициент f , как правило, превышает 0,3. Это позволяет все магматические образования данной территории отнести к магнетитовой серии (см.рис.2).

На территории *Корейского полуострова* гранитоиды представлены комплексами триаса, юр-раннего мела и позднего мела-палеогена [2,12]. Сведения об их магнитных свойствах неизвестны. Триасовые гранитоиды всегда содержат магнетит при коэффициенте $f = 0,27-0,78$, что позволяет отнести их к магнетитовой серии.

Юрско-раннемеловые граниты и гранодиориты танчхонского комплекса, получившие здесь наиболее широкое развитие, условно - по результатам единичных анализов - можно разделить на магнетитовую ($f = 0,31-0,75$) и ильменит-магнетитовую ($f = 0,14-0,35$) серии с явным преобладанием первой из них. Позднемеловые - палеогеновые граниты, гранодиориты, реже сиениты амнокканского комплекса развиты в южной и северной частях полуострова. По значениям коэффициента f можно предполагать ведущую роль пород магнетитовых серий ($f = 0,40-0,75$) и явно подчиненное значение магматитов ильменит-магнетитовой серии ($f = 0,20-0,32$). Имеющиеся данные не позволяют откартировать районы преобладающего развития гранитоидов каждой из рассматриваемых серий.

В целом устанавливаются следующие петромагнитные и петрохимические особенности районов

развития гранитоидов Циркум-Япономорского региона (см.рис.2):

а) полнопрофильный - наличие четко выраженных магнетитовой, ильменит-магнетитовой и ильменитовой серий - характер петромагнитной зональности только на территории юга Дальнего Востока России,

б) увеличение значений χ гранитоидов юга Дальнего Востока России и Японии в направлении к их япономорским побережьям,

в) преимущественно линейный характер зон развития пород магнетитовой, ильменитовой и ильменит-магнетитовой серий,

г) резкое преобладание гранитоидов магнетитовой серии на всех, кроме юга Дальнего Востока России, территориях региона,

д) четкая положительная корреляция средних значений χ и гораздо менее четкая связь указанных параметров с показателем типа их щелочности.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРАНИТОИДОВ

Этот вопрос рассматривался на примерах приуроченности оловорудных, вольфрамовых, медных, молибденовых, полиметаллических и золото-серебряных месторождений и рудопроявлений к зонам преобладающего развития пород магнетитовой, ильменитовой или ильменит-магнетитовой серий. Такими исследованиями охвачено более 700 рудных объектов (табл.2). Различный (от 1:500 000 до 1:4 000 000) масштаб используемых металлогенических карт обусловил неоднозначность результатов анализа как по количеству учитываемых рудных объектов, так и по их значимости - от месторождений до рудопроявлений (рис.3).

На юге Дальнего Востока России с гранитоидами магнетитовой серии ассоциируются месторождения полиметаллов, золота, реже меди, молибдена и олова сульфидно-касситеритового типа. Гранитоиды ильменитовой серии контролируют положение главным образом оловорудных объектов кварц-касситеритового и силикатно-касситеритового типов, а также более редких проявлений вольфрама и халькофильных типов минерализации. Наиболее продуктивными представляются зоны развития гранитоидов ильменит-магнетитовой серии, где известен широкий спектр лито- и халькофильных месторождений различных формационных типов [3 -4].

Для Японии прежде всего характерна более тесная, чем на континенте, связь оловорудных и вольфрамовых месторождений с проявлениями молибдена, меди и серебра. В зонах развития пород магнетитовой серии (пояса Китаками, Абукума, Сан-

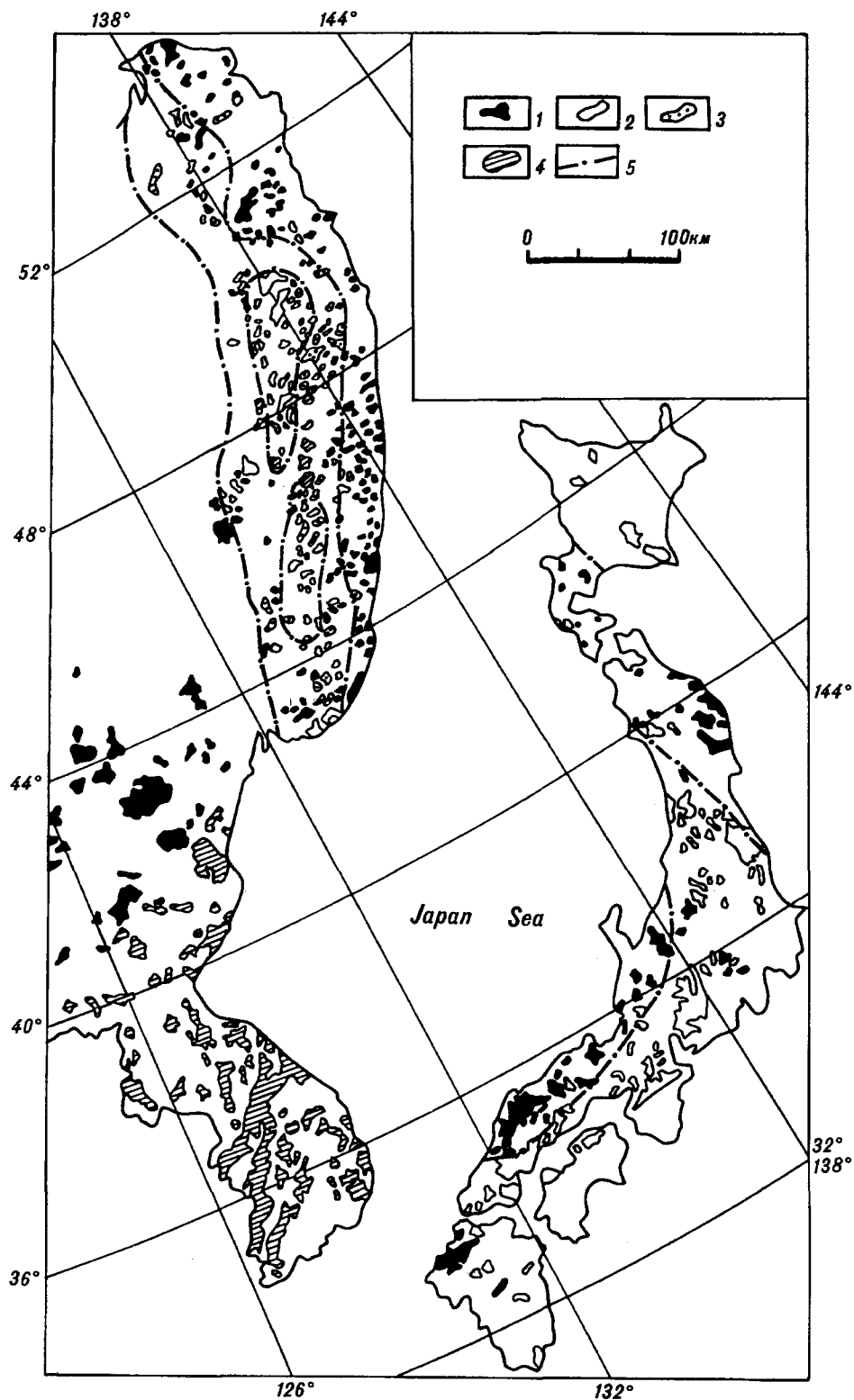


Рис.2. Петромагнитная характеристика гранитоидов Циркум-Япономорского региона.

1-4. Массивы гранитоидов: магнетитовых серий (1), ильменитовых серий (2), ильменит-магнетитовых серий (3), не охарактеризованные петромагнитными данными (4). 5 - Границы петромагнитных зон.

Ин) широко развиты медно-молибденовые, полиметаллические, реже золоторудные объекты. Проявления литофильной минерализации здесь неизвестны. Зоны развития гранитоидов ильменитовой и предполагаемой ильменит-магнетитовой серий (пояса Хидаки, Сан-Йо, Риоки, Внешняя зона Юго-Западной Японии) наряду с преобладающими по количеству месторождениями золота, серебра, меди и полиметаллов содержат незначительное количество вольфрамовых и оловорудных проявлений сульфидно-касситеритового типа [14].

На территории Северо-Восточного Китая, где преобладают гранитоиды магнетитовой серии, развиты месторождения меди, полиметаллов, золота и молибдена. Здесь выявлено лишь одно вольфрамовое и неизвестны оловорудные месторождения [13].

Для Корейского полуострова характерна преобладающая роль халькофильной минерализации. Основное значение имеют золото-серебряные, полиметаллические и медно-молибденовые месторождения. Относительно широко развиты как крупные месторождения, так и рудопроявления вольфрама, однако большинство из них представлено скарно-щелочными рудами, часто с молибденом, связанные

с гранитоидами магнетитовой серии. Можно предположить, что с гранитоидами ильменит-магнетитовой серии (?) связано небольшое количество вольфрамовых месторождений жильного типа и единичные мелкие проявления оловорудной минерализации [12].

Устанавливаются следующие статистические закономерности для региона в целом. Только на территории юга Дальнего Востока России проявлена полнопрофильная зависимость между металлогеническими и петромагнитными характеристиками гранитоидов, показанная на рис.1. Здесь с гранитоидами магнетитовых серий связано 18% проявлений литофильной минерализации и 82% - халькофильной. Для комплексов ильменитовых серий устанавливается зеркально обратная статистическая зависимость (табл.2). Районы развития ильменит-магнетитовых серий магматизма контролируют лито- и халькофильное оруденение примерно в равных пропорциях.

В пределах Японии проявления олова и вольфрама в связи с гранитоидами магнетитовой серии неизвестны, а в зонах развития пород ильменитовых и ильменит-магнетитовой серии их относительное количество не превышает 17%. На

Таблица 2

Пространственные связи халькофильных и литофильных месторождений с зонами преобладающего развития гранитоидов магнетитовых и ильменитовых серий

Район исследований. Петромагнитные серии пород	Количество рудных объектов							литофильные типы оруденения, %	Всего
	Au-Ag	Cu	Pb-Zn	Mo	W	Sn			
1. Юг Дальнего Востока России									
- магнетитовые серии	36	11	44	7	7	14	18	119	
- ильменит-магнетитовые серии	41	5	28	4	17	48	45	142	
- ильменитовые серии	5	-	3	-	7	33	83	48	
2. Япония									
- магнетитовые серии	12	64	34	8	-	-	-	118	
- ильменитовые и ильменит-магнетитовые (?) серии	27	15	17	-	12	12	17	70	
3. Северо-Восточный Китай									
- магнетитовые серии	3	6	7	2	1	-	5	19	
4. Корейский полуостров									
- магнетитовые и ильменит-магнетитовые (?) серии	97	29	50	14	25	5	13	220	
Всего	214	130	184	32	57	109	181	726	

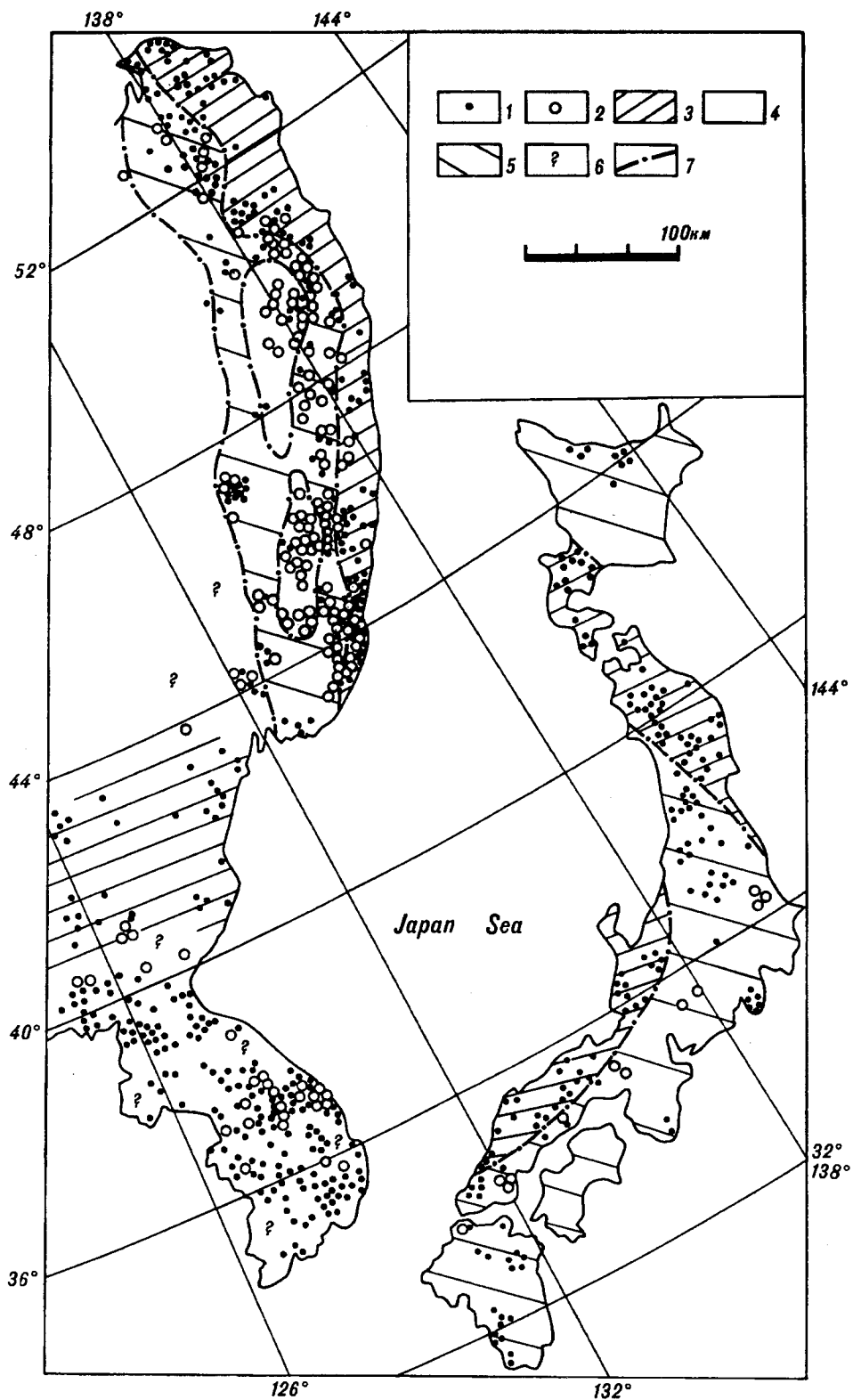


Рис. 3. Положение разных типов месторождений в петромагнитных зонах.

1-2. Месторождения и рудопроявления халькофильного типа (1), литофильного типа (2). 3-6. Зоны преобладающего развития гранитоидов: магнетитовых серий (3), ильменитовых серий (4), ильменит-магнетитовых серий (5), не охарактеризованных петромагнитными данными (6). 7 - Границы петромагнитных зон.

территории Северо-Восточного Китая, где развиты комплексы магнетитовых серий, рудные объекты литофильного типа практически отсутствуют. На Корейском полуострове явно (87% случаев) преобладает халькофильное оруденение, в то время как вольфрамовые и оловянные проявления составляют всего 13%.

Следует предположить, что отмеченные закономерности обусловлены глубинными термодинамическими условиями на стадии формирования гранитоидных тел и сопутствующего оруденения. При этом главное значение, скорее всего, играют различия окислительно-восстановительных обстановок магмо- и рудообразования.

В заключение необходимо отметить, что представленная работа, базирующаяся на весьма разнообразных фактических данных, имеет, прежде всего, постановочную цель. Авторы полагают целесообразным продолжение начатых исследований и будут признательны за критические замечания и конструктивные предложения специалистов, занимающихся геолого-геофизическими исследованиями в Циркум-Япономорском регионе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и минеральные ресурсы Японии. М.: Изд-во иностр.литер., 1961. 288 с.
2. Геология Кореи. М.: Недра, 1964. 263 с.
3. Карта полезных ископаемых и металлогенических зон региона Байкало-Амурской магистрали. М 1:1 500 000. Ленинград: ВСЕГЕИ, 1979.
4. Металлогеническая карта Приморского края. М 1:500 000. Ленинград, Аэрогеология, 1965.

ИТцГ ДВО РАН

г.Хабаровск

Геологическая служба Японии

г.Цукуба

5. Мишин Л.Ф., Романовский Н.П. Окислительно-восстановительные обстановки формирования и металлогенической специализации рудно-магматических систем юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология, 1992. N 6. С.31-42.

6. Романовский Н.П. Магнитная восприимчивость и некоторые металлогенические особенности гранитоидов Востока СССР // Сов.геология, 1976. N 12. С.64-77.

7. Романовский Н.П. Петрофизика гранитоидных рудно-магматических систем Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. 191 с.

8. Aramaki S., Nozawa T. A reference book of chemical data for Japanese granites. Geol. Surv. Japan, 1978, 88 p.

9. Chappel B.W., White A.J.R. Two contrasting granite types. Pacif. Geol., 1974, v.8, pp.173-174.

10. Ishihara S. The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. Min. and Geol., 1977, v.27, pp.293-305.

11. Kanaya H., Ishihara S. Regional variation of magnetic susceptibility of the granitic rocks in Japan. J. Jap. Assoc. Min. Petr. Econ. Geol., 1973, N 68, pp.211-224.

12. Metallogenic map of Korea (scale 1:1 000 000). Korea. Inst. of Energy and Resources, 1983.

13. Metallogenic map of endogenic ore deposits of China (scale 1:4 000 000). Beijing, Chinese Acad. of Geol. Sciences, 1987.

14. Metallogenic map of Japan. Plutonism and mineralization (scale 1:2 000 000). Geol. Surv. Japan, 1992.

15. Sato K., Ishihara S. Chemical composition and magnetic susceptibility of the Kofu granitic complex. Bull. Geol. Surv. Japan, 1983, v.34, N 8, pp.413-427.

16. Takahashi M., Aramaki S., Ishihara S. Magnetite series/ilmenite series vs I-type/S-type granitoids. Min. Geol. Spec. Iss. Tokyo, 1980, N 8, pp.13-28.

*Поступила в редакцию
18 августа 1995 г.*

N.P.Romanovsky, V.G.Gurovich, K.Sato

Magnetic susceptibility and metallogenic characteristics of granitoids in the Circum-Japan Sea region.

The results of the study of magnetic susceptibility of Mesozoic-Cenozoic granitoids in the Circum-Japan Sea region including Russia's Far East South, Japan, North-East China, and the Korean Peninsula have been systematized. Considerable differentiation of the granitoids by their magnetic properties, and a close relationship of a petromagnetic feature and a number of petrochemical properties have been ascertained promoting metallogenic specialization of igneous complexes according to the leading types of endogenic mineralization. Zonation of the territory has been accordingly carried out.

А.М. Парфенов

ТЕРРЕЙНЫ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

Мезозойские орогенные пояса, располагающиеся к востоку от Северо-Азиатского кратона, представляют собой коллаж террейнов, которые причленились к Сибири во второй половине мезозоя. В своем развитии мезозойды тесно связаны с формированием позднепалеозойских орогенных поясов Урала и Таймыра, а также мезозойских структур Аляски, Кордильер Северной Америки и Северного Ледовитого океана. В составе мезозойских орогенных поясов отсутствуют экзотические террейны, прошедшие путь во многие тысячи километров до их аккреции к кратону. Вместе с тем, перемещения террейнов в первые тысячи километров представляются реальными. Некоторые террейны были отчленены от кратона в конце среднего палеозоя, отодвинуты от него на расстояние в несколько тысяч километров и вновь причлениены к кратону во второй половине мезозоя. Центральное положение в структуре мезозойд Восточной Якутии занимает Колымо-Омолонский супертеррейн, объединяющий террейны континентального и океанического происхождения, амальгамированные вокруг Алазейско-Хетачанской островной дуги в конце средней юры до их аккреции к кратону. Коллизия Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирским континентом произошла в конце поздней юры - начале неокома. С ней связано формирование главных деформационных структур региона и протяженных продольных и поперечных гранитных поясов.

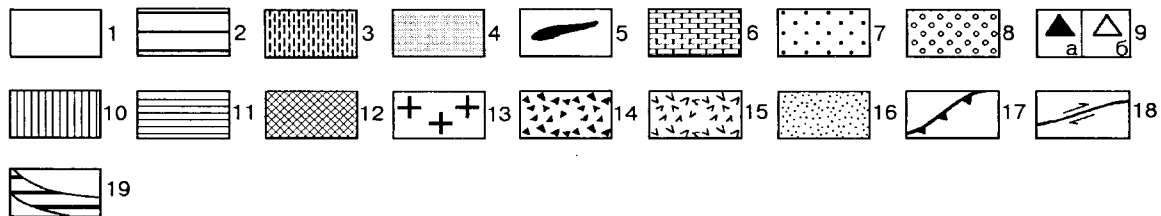
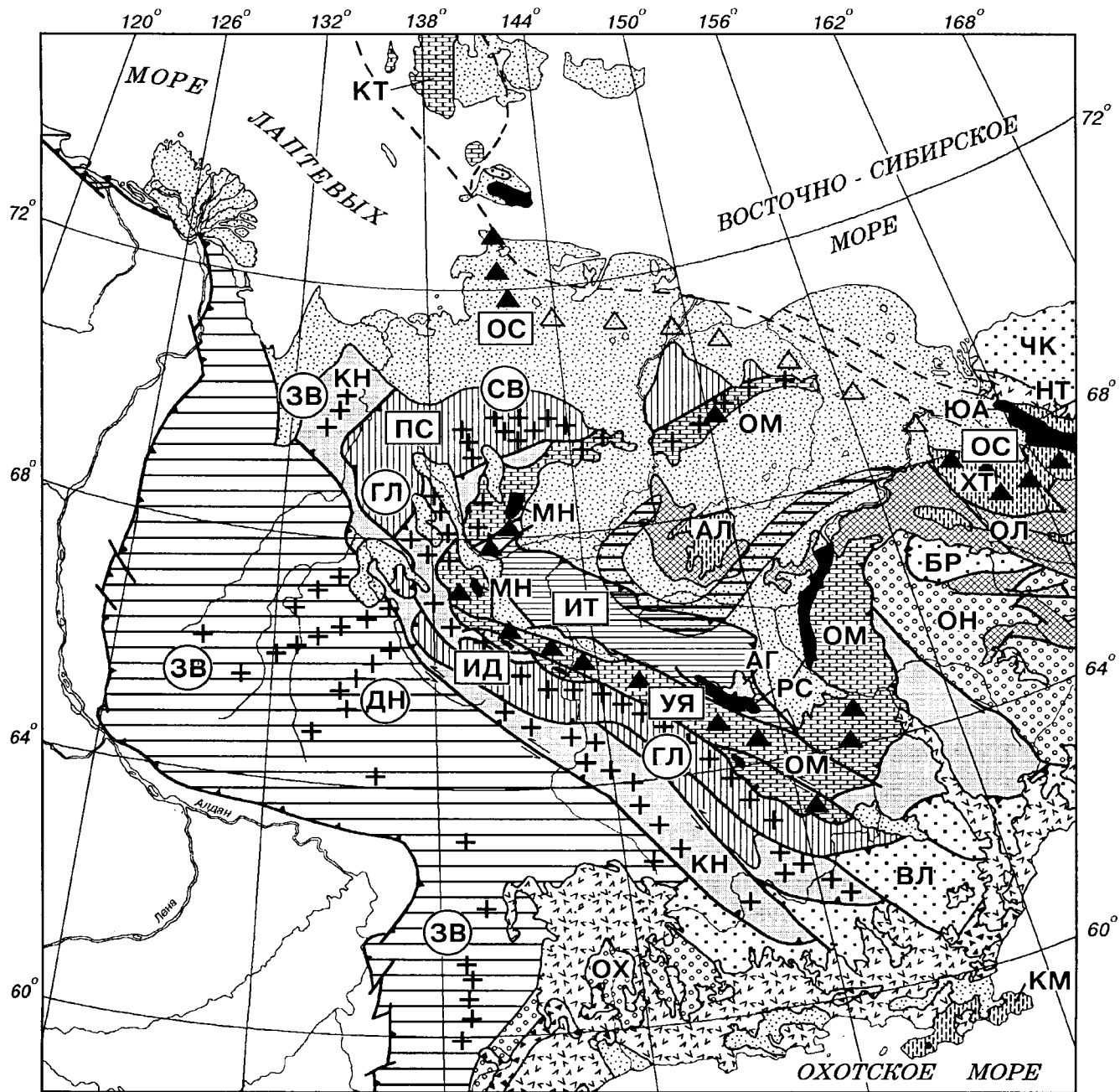
Мезозойские орогенные пояса (мезозойды) Восточной Якутии располагаются к востоку от Сибирской платформы. В их состав входит Верхоянский миогеоклинальный пояс, сформированный на опущенной окраине докембрийского фундамента того же типа, что и в пределах Сибирской платформы, и вместе с ней составляющий Северо-Азиатский кратон. Представление о Северо-Азиатском кратоне было сформулировано нами в начале 60-х годов [5] группой молодых геологов, только начинающих изучение тектоники Сибири под руководством Ю.А. Косыгина в возглавляемой им лаборатории тектоники Института геологии и геофизики СО АН СССР. Этот термин, популярный в 60-е годы среди сибирских геологов, в 70-е и 80-е годы был практически забыт. Ю.А. Косыгин до конца своей жизни не признавал крупных горизонтальных перемещений в земной коре и резко отрицательно относился к концепции плитной тектоники и принципу актуализма в тектонике. Парадоксом является, что именно

эти идеи, получившие сейчас всемирное признание, заставляют вернуться к представлению о Северо-Азиатском кратоне как о древнем, докембрийском острове Сибири, относительно которого оцениваются перемещения террейнов, слагающих обрамляющие кратон орогенные пояса различного возраста.

Большая часть мезозойд, располагающаяся к востоку от кратона, характеризуется мозаичным строением. Эта часть мезозойд образована террейнами различной формы, размеров и происхождения, которые были аккретированы к кратону в конце мезозоя [13,31-33]. Общий структурный рисунок области определяется угловатыми изометричными и линейными террейнами континентальной природы, которые окаймляются линейными сложнодеформированными зонами изменчивых простираний, сложенными верхнепалеозойскими и мезозойскими турбидитами. Офиолиты и островодужные образования распространены ограниченно. Характерны протяженные пояса коллизионных гранитов (рис. 1).

Рис.1 Схема тектоники мезозойд Восточной Якутии

Северо-Азиатский кратон: 1 - Сибирская платформа, 2 - Верхоянский миогеоклинальный пояс. **Аккретированные террейны:** 3 - островодужные (АЛ - Алазейский, ХТ - Хетачанский, НТ - Нутесынский, ОЛ - Олойский, КМ - Кони-Мургальский), 4 - аккреционного клина (КН - Кулар-Нерский, АГ - Аргатасский), 5 - океанические (МН - Мунилканский, РС - Рассохинский, ЮА - Южно-Аноийский), 6 - карбонатной платформы (ОМ - Омуплевский составной террейн, КТ - Котельный), 7 - терригенные шельфовые (ВЛ - Вилигинский, БР - Березовский, ЧК - Чукотский), 8 - кратонные (ОХ - Охотский, ОН - Омолонский). **Постамальгамационные образования Колымо-Омолонского супертеррейна** (аббревиатура в прямоугольниках): 9 - вулканических дуг (а - в выходах на дневную поверхность, б - под чехлом кайнозойских осадков) (УЯ - Уядинско-Ясачненская, ОС - Олойско-Святоноская), 10 - преддуговых прогибов (ИД - Иньяли-Дебинский, ПС - Полоусненский синклиналии), 11 - задуговых прогибов (ИТ - Илин-Тасский антиклинарий), 12 - плитные образования. **Постаккреционные образования:** 13 - пояса коллизионных гранитов (аббревиатура в кружках) (СВ - Северный, ГЛ - Главный, ДН - Дербек-Нельгесинский, ЗВ - Западно-Верхоянский), окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса (14 - Удской, 15 - Охотско-Чукотский), 16 - кайнозойские отложения. **Разломы:** 17 - надвиги, 18 - сдвиги. 19 - Ожогинская положительная магнитная аномалия.



Предложенные разными авторами плитно-тектонические интерпретации структуры и истории формирования мезозойд существенно отличаются друг от друга [4,8,12,22,33]. Это связано со все еще недостаточной геологической изученностью региона, прежде всего, ненадежностью имеющихся палеомагнитных данных и отсутствием специальных палеобиогеографических исследований, что следует учитывать при оценке разрабатываемых автором в данной статье представлений.

ВЕРХОЯНСКИЙ МИОГЕОКЛИНАЛЬНЫЙ ПОЯС

Пояс протягивается вдоль восточной границы Сибирской платформы в долготном направлении на 2000 км, отделяясь от платформы системами фронтальных надвигов, которые были рассмотрены ранее [15,34]. Он образован мощным (до 15 км) клином деформированных обломочных пород карбона, перми, триаса и юры, представляющих собой типичные накопления пассивной континентальной окраины. Это - шельфовые и дельтовые осадки, которые вблизи платформы и на платформе сменяются выклинивающимися к западу отложениями прибрежной аккумулятивной равнины, а к востоку проградируют в глубоководные черные сланцы и турбидиты континентального склона и его подножия.

Формирование Верхоянской пассивной окраины принято связывать с девонским рифтогенезом, который широко проявился на востоке платформы и смежных районах Верхоянья трахибазальтовым магматизмом и образованием грабенов. На юге Верхоянского пояса, на границе с платформой установлены мощные комплексы обломочных и карбонатных шельфовых пород нижнего и среднего палеозоя и верхнего докембрия. Эти комплексы характеризуются теми же изменениями состава и мощностей при удалении от края платформы, что и отложения верхнего палеозоя и мезозоя. Можно предполагать, что девонский рифтогенез только модифицировал пассивную континентальную окраину (карбонатную платформу), которая существовала здесь с раннего венда. Образование континентальной окраины, связанное с отчленением Сибири от другого крупного континентального блока, возможно от Северной Америки, произошло, по-видимому, в конце позднего рифея-начале венда и обусловлено предшествующим рифейским рифтогенезом.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ ТЕРРЕЙНОВОГО АНАЛИЗА

Представления о террейнах и террейновый анализ как метод регионального тектонического анализа орогенных поясов в рамках концепции плитной тектоники были разработаны на примере

Аляски и Кордильер Северной Америки и прочно вошли в практику тектонических исследований. Тектоно-стратиграфический террейн (террейн) определяется как ограниченный разломами блок региональных размеров, характеризующийся своей собственной геологической историей, отличной от смежных блоков (террейнов) [25,26]. Опыт показывает, что все террейны испытали некоторые перемещения и (или) вращения относительно смежного кратона и друг друга. Вместе с тем, выделение террейнов основано на анализе стратиграфических разрезов, деформаций, магматизма и метаморфизма и не предусматривает оценку величины их перемещений. Для определения перемещений террейнов требуются дополнительные данные, прежде всего, палеомагнитные и палеобиогеографические.

Каждый террейн включает один или несколько геодинамических комплексов [30], или тектонических ассоциаций [38], определяемых как структурно-вещественные комплексы, сформированные в определенной геодинамической обстановке. Террейны подразделяются на типы, определяемые по преобладающему в их составе геодинамическому комплексу. Различаются террейны кратонные, островодужные, аккреционного клина, океанические (обычно офиолиты) и другие, представляющие собой фрагменты соответствующих образований. Террейны, причленяясь к континенту (кратону) наращивают его, формируя орогенные пояса по их периферии. Некоторые террейны причленяются друг к другу, амальгамируются до их аккреции к континенту, образуя супертеррейны (или микроконтиненты). В состав супертеррейнов входят террейны различной природы. С целью упрощения последующих палеотектонических реконструкций смежные террейны одинаковой природы и возраста объединяются в составные террейны [35].

Время аккреции террейнов к кратону или амальгамации террейнов определяется возрастом перекрывающих их соответственно постааккреционных и постамальгамационных образований, которые перекрывают смежные террейны и кратон или несколько смежных террейнов, или возрастом "сшивающих" их интрузивных образований. Постааккреционные и постамальгамационные образования, как и террейны, классифицируются на основе слагающих их геодинамических комплексов. Среди них различаются вулканические дуги (пояса) активных континентальных окраин, преддуговые прогибы, плитные образования и др.

ТЕРРЕЙНЫ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ

К Верхоянскому миогеклиналильному поясу с востока примыкает Кулар-Нерский террейн, которые разделены Адыча-Тарынской зоной разломов. Кулар-Нерский террейн, ранее описанный как

сланцевый пояс того же названия [31], протягивается на 1200 км от Куларского хребта через правобережье р. Адычи и бассейн р. Неры до р. Колымы. Он образован сложно и неоднократно деформированными глубоководными черносланцевыми толщами перми, триаса и нижней юры, которые рассматриваются в качестве отложений континентального склона Верхоянской пассивной окраины, его подножия и, возможно, малого океанического бассейна [12].

Восточнее располагается Колымо-Омолонский супертеррейн [39], соответствующий традиционно выделявшемуся ранее срединному массиву. Это огромный (около 700 км в поперечнике), в целом изометричный угловатый блок. Северным его ограничением является Южно-Анхойский террейн, образованный средне-верхнеюрскими офиолитами и нижнемеловыми турбидитами, который, согласно аэромагнитным данным, протягивается на остров Большой Ляховский. Южно-Анхойский террейн (или сутура) отделяет Колымо-Омолонский супертеррейн от расположенного севернее Чукотского террейна, образованного шельфовыми терригенными отложениями перми, триаса и нижней юры.

Колымо-Омолонский супертеррейн в центральной своей части включает Алазейский террейн, образованный островодужными вулканогенно-осадочными толщами верхнего палеозоя, верхнего триаса и нижней юры. Он объединяется с Хетачанским и Яракваамским террейнами в Алазейско-Хетачанский составной террейн [32]. По периферии западной части супертеррейна располагаются линейные Улахантас-Селенняхский, Тас-Хаяхтахский, Омудевский и другие более мелкие террейны, образованные существенно карбонатными, преимущественно мелководными отложениями ордовика, силура, девона и низов карбона. Они объединяются с Приколымским террейном, характеризующимся сходными, но несколько отличными разрезами, в Омудевский составной террейн, который в виде гигантского не замкнутого на севере треугольника обрамляет Алазейский островодужный террейн. В пределах Омудевского составного террейна известны разрозненные фрагменты офиолитов, предположительно раннепалеозойского возраста, слагающие тектонические пластины и клинья, объединяемые в Мунилканский террейн [13,33] и недавно описанные как офиолитовый пояс хребта Черского [10]. Обдукция офиолитов на Омудевский составной террейн произошла в батское время, поскольку их фрагменты установлены в бат-келловейской олистостроме [14].

Структурные соотношения Омудевского составного террейна и Алазейского террейна неясны, поскольку их граница всюду перекрыта покровом кайнозойских осадков. С юга и востока Алазейский

террейн окаймляется подковообразной положительной магнитной аномалией, связанной, согласно расчетам, с породами основного и ультраосновного состава. Эта аномалия, возможно, трассирует офиолиты в составе аккреционного комплекса Алазейской дуги. Южнее аномалии, в хребте Аргатас выделяется Аргатасский террейн, образованный мощными сложнодеформированными, существенно сланцевыми отложениями и базальтами девона, карбона и перми, который, возможно, является фрагментом этого же аккреционного комплекса. Между Аргатасским и Омудевским террейнами выделяется Рассохинский террейн, образованный глубоководными сланцами и базальтами ордовика, которые несогласно перекрыты мелководными гипсоносными карбонатными отложениями девона. Ордовикские отложения этого террейна несогласно перекрывают офиолит-кластиты [6].

В состав Колымо-Омолонского супертеррейна входит также Омолонский террейн, представляющий собой фрагмент кратона с раннедокембрийским фундаментом, полого залегающими средне-верхнедевонскими известково-щелочными вулканитами и покровом верхнепалеозойско-нижнемезозойских осадков. Сходный Охотский террейн примыкает с востока к южному сектору Верхоянского миогео-клинального пояса, но он не входит в состав Колымо-Омолонского супертеррейна.

Различные по своему строению и происхождению террейны Колымо-Омолонского супертеррейна были амальгамированы в единую тектоническую единицу в конце среднеюрского - начале позднеюрского времени до его аккреции к Северо-Азиатскому кратону, которая произошла в конце поздней юры - начале неокома. Амальгамация сопровождалась обдукцией офиолитов и метаморфизмом, который Ar^{40}/Ar^{39} методом датирован в 175 млн лет [7]. Все эти террейны несогласно перекрыты слабо-деформированными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями средней-верхней юры и неокома. Вдоль юго-западной окраины супертеррейна протягивается Уяндинско-Ясачненская дуга (или пояс), образованная верхнеюрскими известково-щелочными вулканитами, которые несогласно перекрывают палеозойские и раннемезозойские отложения Омудевского составного террейна. С этой дугой к северу и западу от супертеррейна сопряжены соответственно Полоусненский и Иньяли-Дебинский синклиналии, образованные мощными сложнодеформированными толщами флиша средне-позднеюрского возраста. Эти флишевые отложения рассматриваются в качестве образований преддуговых прогибов Уяндинско-Ясачненской вулканической дуги. К северо-востоку от дуги мощные черносланцевые киммеридж-волжские отложения,

слагающие Илин-Тасский антиклинорий, представляют собой накопления задугового прогиба. Формированию этого прогиба предшествовали излияния трахибазальтов, которые с угловым несогласием и мощными конгломератами в основании перекрывают каменноугольные и пермские отложения Аргатаского террейна. Вдоль северной окраины Колымо-Омолонского супертеррейна выделяется Олойско-Святоноская вулканическая дуга аналогичного типа, но более длительного развития - поздняя юр-неоком. Преддуговые накопления этой дуги, возможно, представлены турбидитами, известными в составе Южно-Ануйского террейна.

К востоку от Колымо-Омолонского террейна выделяются Вилигинский террейн, образованный песчано-сланцевыми, преимущественно шельфовыми отложениями верхнего палеозоя, триаса и юры, и Кони-Мургальский островодужный террейн триас-неокомового возраста. Постаккреционные образования представлены вулканогенно-осадочными толщами юрско-неокомового возраста Удского пояса, которые перекрывают юго-восточную окраину Северо-Азиатского кратона, Охотский и Вилигинский террейны. Удской пояс представляет собой окраинно-континентальную магматическую дугу андского типа, которая является континентальным продолжением Удско-Мургальской островной дуги. Удско-Мургальская дуга аналогична Курильской дуге, продолжающейся на Камчатку как Восточно-Камчатский окраинно-континентальный вулканический пояс. К более молодым постаккреционным образованиям относится альб-поздне меловой Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, который перекрывает окраину кратона и многие террейны мезозой, включая Удско-Мургальский террейн и Удской вулканический пояс. Охотско-Чукотский пояс является магматической дугой андского типа, которая определяла восточную границу Азии в альбе и позднем мелу [4,12].

ГРАНИЦА СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА В ПРЕДЕЛАХ МЕЗОЗОИД

Юго-восточная граница кратона в пределах мезозой проходит вдоль Билякчанского разлома, который отделяет южный сектор Верхоянского миогеоклинального пояса от расположенного восточнее Охотского террейна. Согласно палеомагнитным данным, Охотский террейн был частью кратона в рифее [11] и находился на расстоянии 30° к югу от него в среднем - позднем триасе [4]. Однако эти палеомагнитные данные весьма ненадежны, особенно касающиеся триаса. Поэтому нельзя исключать, что Охотский террейн является выступом кратона и граница кратона совпадает с северо-восточной границей Охотского террейна. В этом случае южный сектор Верхоянского миогеоклинального пояса сле-

дует рассматривать в качестве внутриконтинентального рифта, затухающего в южном направлении [3].

Северо-восточная граница кратона определяется неодинаково разными авторами. Различаются три главные трактовки в проведении этой границы.

1) Граница кратона определяется поясом офиолитов хребта Черского [8,22]. В этом случае Омуревский составной террейн, сложенный породами, сходными с разновозрастными отложениями Верхоянского миогеоклинального пояса, включается в состав кратона и должен рассматриваться в качестве тектонической единицы типа внешних кристаллических массивов Альп. Они вовлечены в складчатость, шарьированы, но принадлежат кратону. Имеющиеся палеомагнитные данные, однако, заставляют сомневаться в такой интерпретации. Палеомагнитные данные указывают, что в ордовике, силуре, девоне и начале карбона Омуревский составной террейн находился на той же широте, что и кратон, а в средней юре находился на расстоянии 1500-2000 км к югу от него [9]. Таким образом, как и в случае Охотского террейна мы, возможно, имеем дело с фрагментами кратона, в данном случае - с фрагментами карбонатной платформы, которые были отчленены от нее и затем были вновь аккрецированы к тому же кратону.

2) Некоторые авторы рассматривают террейны, образующие Омуревский составной террейн в качестве экзотических, которые были аккрецированы к кратону во второй половине мезозоя [4]. В этом случае граница кратона проводится по надвигам и сдвигам, которые отделяют составной террейн от расположенного к юго-западу от него Кулар-Нерского террейна. Такая интерпретация, однако, не согласуется со сходством разрезов палеозойских отложений и ископаемых фаун Омуревского составного террейна с разновозрастными отложениями, известными в пределах Верхоянского миогеоклинального пояса. Единственное существенное отличие этих отложений - наличие углового несогласия и мощной толщи конгломератов в основании разреза ордовика составного террейна, которые отсутствуют в пределах миогеоклинального пояса. Ордовикские отложения залегают на метаморфических породах, представленных измененными терригенными и карбонатными породами, а также вулканитами кислого, среднего и основного состава предположительно позднекембрийского или кембрийского возраста. Можно предположить, что эти метаморфические породы являются фрагментом островной дуги, которая причленилась к кратону в предордовикское время, а затем здесь, как и на опущенной смежной окраине кратона, происходило накопление однотипных существенно карбонатных отложений.

3) Согласно интерпретации автора, черносланцевые толщи Кулар-Нерского террейна рассматриваются в качестве наиболее дистальных накоплений Верхоянской пассивной континентальной окраины и малого океанического бассейна. В процессе субдукции океанической коры под Колымо-Омолонский супертеррейн и последующей его коллизии с Сибирским континентом в поздней юре - неокоме эти отложения были соскоблены с океанической коры и вошли в состав аккреционного клина Уяндинско-Ясачненской дуги [32]. В соответствии с данной интерпретацией граница кратона на дневной поверхности выражена Адыча-Тарынской зоной разломов с признаками больших надвиговых и последующих левосторонних сдвиговых перемещений. С целью определения восточной окраины кратона на глубине была рассчитана гравитационная модель по профилю, пересекающему Верхоянский миогеоцинальный пояс, Кулар-Нерский, Омуревский и Алазейский террейны [29]. Показано, что

кратон продолжается на глубине примерно на 150 км к востоку, и его окраина примерно маркируется гранитами Главного батолитового пояса, а Кулар-Нерский террейн и Омуревский составной террейны шарьированы на 150 км в западном направлении.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

Тектоническая история рассматриваемых мезозойских орогенных поясов как более или менее целостная картина может быть прослежена, начиная со среднего палеозоя (рис. 2 и 3).

На представленных реконструкциях взаимное расположение континентов и палеошироты показаны в соответствии с палеотектонической моделью, разработанной С. Меем и И. Нортонном для данных регионов, которая была доложена ими на совещании по геологии арктических окраин в г. Анкоридже (США) в 1992 г.

Согласно глобальным палеотектоническим реконструкциям [4,23] в среднем палеозое между

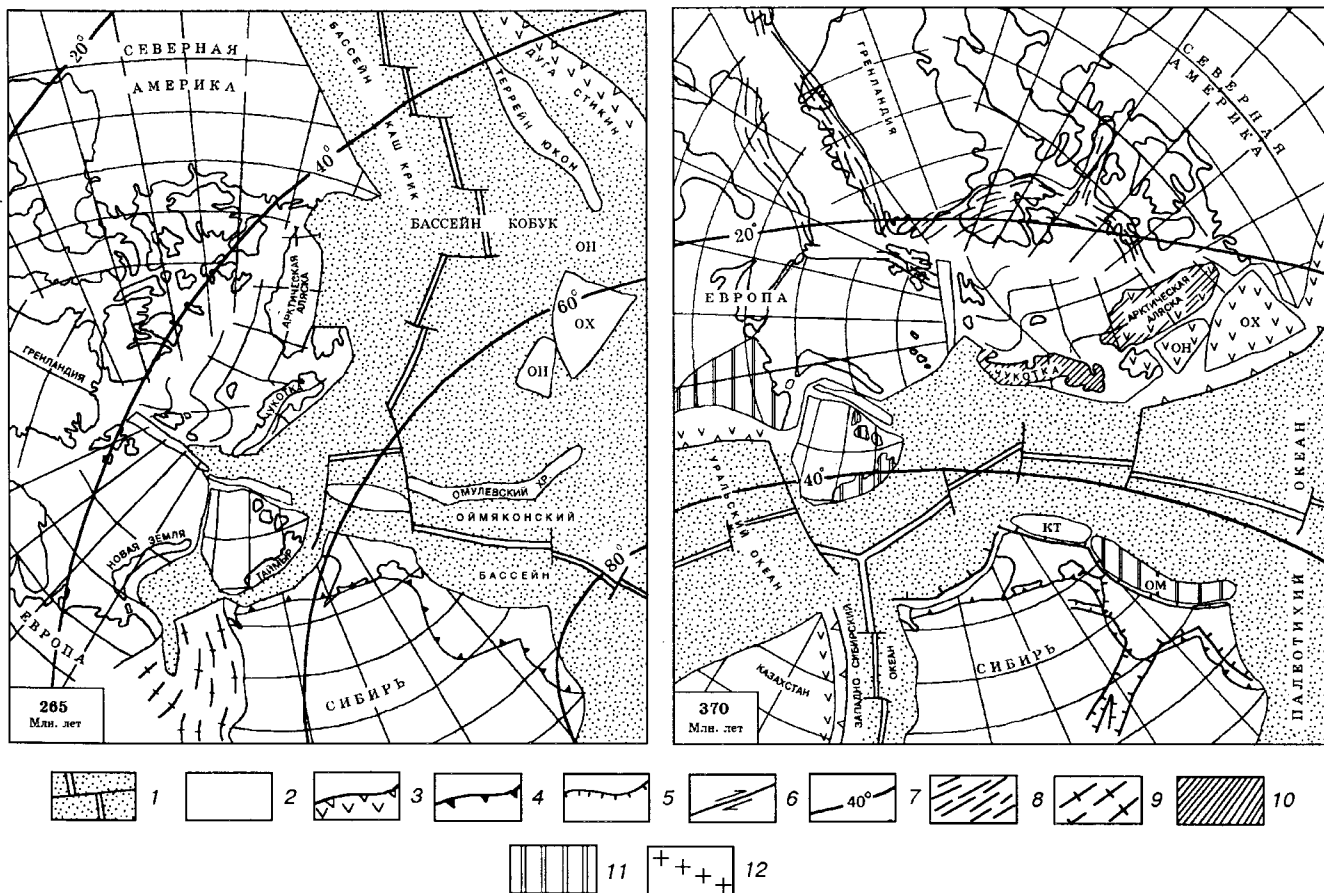


Рис.2 Палеотектонические реконструкции среднего-позднего палеозоя.

1 - бассейны с океанической корой, 2 - континенты и микроконтиненты (террейны с континентальной корой), на них показаны современные параллели и меридианы, 3 - вулканические и вулканоплутонические дуги над зоной субдукции, 4 - надвиги, 5 - сбросы, 6 - сдвиги, 7 - палеошироты, 8 - раннепалеозойские орогенные пояса, 9 - позднепалеозойские орогенные пояса, 10 - террейны с признаками преддевонских орогенных деформаций, 11 - террейны с признаками предордовикских орогенных деформаций, 12 - пояса коллизионных гранитов.

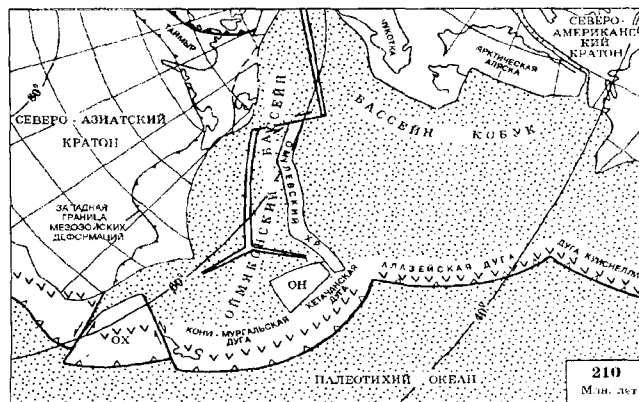
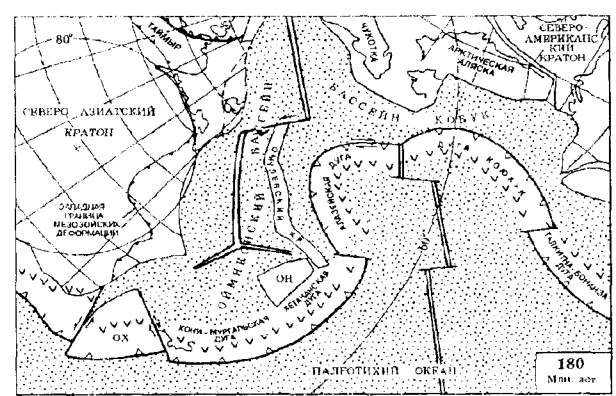
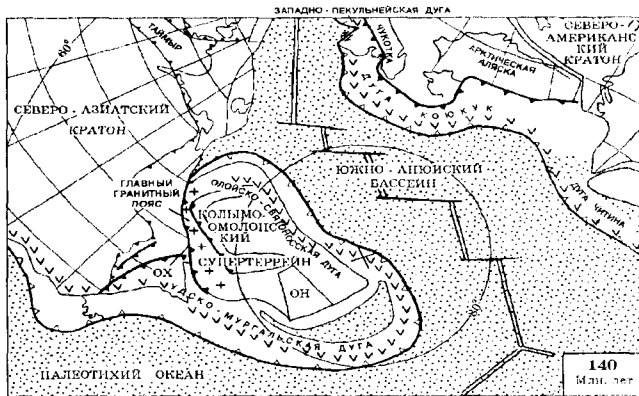
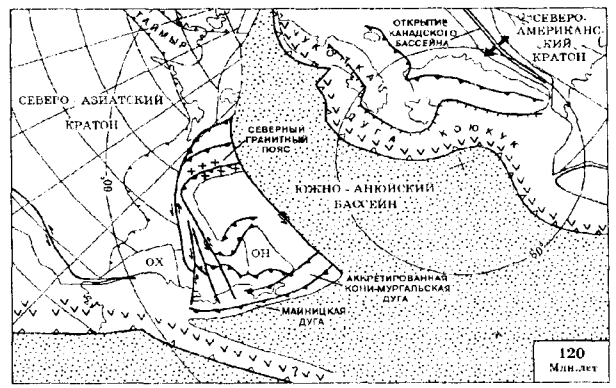
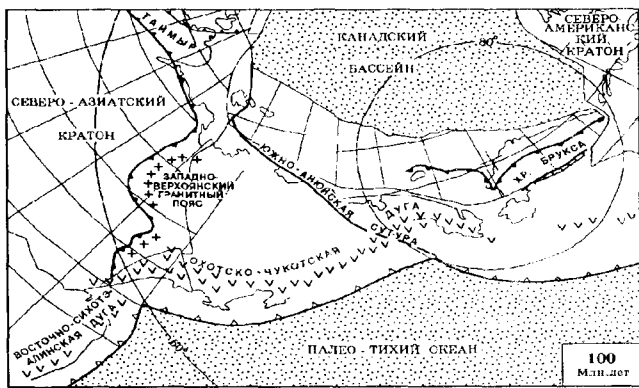


Рис.3. Палеотектонические реконструкции мезозоя.

Условные обозначения те же, что к рис. 2.

Сибирью и Северной Америкой существовал относительно узкий океанический бассейн, который располагался на продолжении Уральского и Западно-Сибирского океанов и раскрывался в Палеотихий океан. В связи с закрытием Уральского и Западно-Сибирского океанов и вращением Сибири по часовой стрелке между Сибирью и Северной Америкой возникает обширный залив Палеотихого океана, существовавший в течение перми и большей части мезозоя. Образование этого залива обусловлено неровностями в очертаниях сомкнувшихся окраин Сибирского и Северо-Американского континентов. Последующее закрытие залива не может быть объяснено взаимным вращением или сближением Сибири и Северной Америки, поскольку в перми и

на протяжении большей части мезозоя Сибирь, Европа и Северная Америка составляли единый континент.

Процесс образования залива на сибирской его окраине сопровождался рифтогенезом в среднем-позднем девоне и отчленением от кратона ряда крупных блоков (Омулевский составной терреин и др.), имевшем место в начале карбона. Эти отчлененные от континента блоки в позднем палеозое - раннем мезозое представляют собой внутриокеанский Омулевский хребет, который можно сравнить с современным хребтом Ломоносова Северного Ледовитого океана. Положение хребта на реконструкциях показано условно. С его формированием в пределах ранее единого океанического про-

странства обособляются два бассейна: Оймяконский бассейн вблизи сибирского побережья и бассейн Кобук, расположенный южнее, вдоль американской окраины.

Отрыв от кратона Омуревского и, возможно, других блоков фиксируется резким углублением Верхоянской пассивной окраины, выраженным накоплением глубоководных кремнисто-глинистых отложений, и формированием своеобразных хаотических подводнооползневых меланжей. Отчлененные от кратона блоки в течение карбона, перми и начале триаса смещались к югу относительно Сибири на расстояние, судя по имеющимся палеомагнитным данным, до нескольких тысяч километров.

На противоположном американском обрамлении залива устанавливается активная континентальная окраина девонского возраста, прослеженная от Аляски на севере до г. Ванкувера на юге [35,36]. Омолонский и Охотский террейны, характеризующиеся средне-позднедевонским известково-щелочным магматизмом могут рассматриваться как фрагменты северного продолжения этой активной континентальной окраины, которая далее к северу, в районе Чукотки сменялась пассивной континентальной окраиной. В карбоне происходит отчленение от окраины Северо-Американского кратона, как и на востоке Сибири, ряда крупных линейных фрагментов (террейны Юкон и Стикин) с раскрытием малого океанического бассейна Каш Крик [36].

Примечательно, что некоторые террейны Центральной Аляски (Никсон Форк и др.) содержат комплексы раннедевонских брахиоид, конодонт и кораллов, которые близки одновозрастным фаунам Новой Земли, Таймыра и Омуревского составного террейна [21] и существенно отличны от фаун Северо-Американского кратона. Следует предполагать, что эти террейны имеют сибирское происхождение и в прошлом были частью Северо-Азиатского кратона.

В позднем триасе начинается возвратное движение террейнов к Сибири. Это время отмечается зарождением цепей островных дуг вдоль восточной окраины Сибири (Алазейско-Хетачанская, Кони-Мургальская), под которые происходит субдукция тихоокеанской коры, несущей упоминавшиеся выше террейны. Граница среднего и позднего триаса является временем крупной структурной перестройки и в районе западной окраины Северной Америки. Здесь также формируются новые вулканические дуги (Куиснелиа, Талкитна-Бонанза и др.). Примечательно, что на основе палеомагнитных данных устанавливается крупное (около 20°) перемещение дуги Талкитна-Бонанза в северном направлении [36].

Образование Колымо-Омолонского супертеррейна (в конце средней юры) связано со столкновением продвигавшихся в северном направлении

Омуревского составного террейна и Омолонского террейна с Алазейско-Хетачанской дугой. Коллизия супертеррейна с Сибирью произошла в конце поздней юры - начале неокома и привела к закрытию Оймяконского бассейна. Современным аналогом палеотектонической ситуации этого времени может служить район Индонезийского архипелага, где происходит столкновение Австралии с дугой Банда, расположенной вдоль южной окраины архипелага (см., например, [37]). Бассейн Кобук был закрыт в результате столкновения островной вулканической дуги Коюкук с северной окраиной Северной Америки, которое имело место примерно в это же время [28].

После этих событий между Сибирью и Северной Америкой устанавливается Южно-Аньюйский бассейн, о существовании которого свидетельствуют офиолиты Южно-Аньюйского террейна. Эти офиолиты датируются средней-поздней юрой и их возраст лишь немного древнее коллизионных событий на окраинах Сибири и Северной Америки. Можно предположить, что раскрытие Южно-Аньюйского бассейна и активный спрединг в его пределах явились причиной обоих коллизионных событий.

Закрытие Южно-Аньюйского бассейна связано с раскрытием современного Канадского бассейна Северного Ледовитого океана, в результате которого Чукотский террейн, ранее располагавшийся вдоль северной окраины Северной Америки, в преальбское время был причленен к Сибири. Гипотеза раскрытия Канадского бассейна как результата вращения Арктической Аляски и Чукотки против часовой стрелки, принимаемая в настоящее время многими американскими исследователями, сопряжена с геометрическими трудностями, на которые неоднократно обращалось внимание [22]. В частности, не хватает пространства: при таком вращении Западная Чукотка, если ее поместить в первоначальное положение, перекрывает Шпицберген. Допущено, что кора северных шельфовых морей Сибири была существенно растянута в результате формирования океанических бассейнов Арктики в конце мезозоя и кайнозоя. Поэтому при реконструкции первоначального положения Чукотки и Арктической Аляски необходимо проводить деформации сжатия, которые видны на рис. 2 по искривлению параллелей и меридианов.

Столкновение Кони-Мургальской дуги с континентом, в результате которого дуга и располагавшийся севернее Вилигинский террейн были аккретированы к Сибири, также произошло до начала альба. Вилигинский террейн, характеризующийся широким распространением в разрезе верхнего палеозоя и мезозоя туфогенных пород,

обычно рассматривается как задуговой прогиб Кони-Мургальской дуги [12].

Альб-позднемеловой Охотско-Чукотский вулcano-плутонический пояс, который продолжается на Аляску и Канадские Кордильеры, несогласно перекрывает окраину Северо-Азиатского кратона и практически все территории мезозой. Пояс определяет положение активной континентальной окраины севера Азии и смежных районов Северной Америки в альбе и поздне мелу. К этому времени перестает существовать залив между Евразией и Северной Америкой.

КОЛЛИЗИЯ КОЛЫМО-ОМОЛОНСКОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА С СИБИРСКИМ КОНТИНЕНТОМ

Главные деформационные структуры мезозой Восточной Якутии связаны с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирским континентом. Коллизия обусловила также формирование протяженных поясов коллизионных гранитов и главных рудных богатств региона: месторождений олова, вольфрама, урана, золота, серебра, сурьмы, ртути, полиметаллов и др., некоторые из которых являются крупнейшими на территории России.

Коллизия была длительным и сложным процессом и продолжалась несколько десятков млн лет, что стало ясным, прежде всего, на основе массового Ar^{40}/Ar^{39} датирования связанных с ней гранитов, выполненного в последние годы в геохронологической лаборатории Аляскинского университета [7,24,27]

Различаются продольные и поперечные пояса связанных с коллизией гранитов. К продольным относятся: Северный пояс, протягивающийся на 600 км вдоль северной границы Колымо-Омолонского супертеррейна, и Главный пояс, протягивающийся на 1100 км вдоль его юго-западной границы. Поперечные пояса располагаются вкрест простирания складчатых структур. Наиболее характерными являются поперечные гранитные пояса северо-восточного простирания, расположенные в пределах Верхоянского миогеоклинального пояса (Дербек-Нельгесинский и др.). Они начинаются вблизи Главного батолитового пояса и затухают на расстоянии около 300 км к юго-западу от него. Менее протяженные поперечные цепочки гранитов устанавливаются также к северу от Северного батолитового пояса. Граниты продольных поясов заметно отличаются друг от друга по петрографическому составу и петрохимическим особенностям и, в свою очередь, отличаются от гранитов поперечных поясов, характеризующихся более высокой основностью и щелочностью [2,17-19]. Вместе с тем, все это

известково-щелочные граниты ильменитовой серии внутрикорового происхождения.

Формирование продольных гранитных поясов может быть связано с теплотой трения, возникающей при взаимном сближении континентальных блоков и их поддвигании друг под друга. Поперечные гранитные пояса, являющиеся уникальной особенностью мезозой Восточной Якутии, имеют иное происхождение. Их формирование связывается с вертикальными разломами фундамента, ориентированными по направлению движения сближающихся континентальных блоков. Это разломы растяжения, возникающие в обстановке сжатия. Их можно сравнить с разломами, которые обусловили формирование Рейнского грабена, расположенного ортогонально к фронту Альпийского орогена. Образование гранитов в такой обстановке может быть связано с плавлением нижних горизонтов коры в результате резкого падения давления [20]. Последующие открытие и рост разломов приводит к латеральному и вертикальному смещению очагов плавления, что объясняет многофазную природу плутонов и большое разнообразие типов пород.

Согласно результатам Ar^{40}/Ar^{39} датирования наиболее древним является Главный батолитовый пояс, который формировался в интервале 150 - 134 млн лет. При этом устанавливается омоложение возраста гранитов вдоль его простирания: от 150 млн лет в его юго-восточной части до 135 млн лет в крайней северо-западной части, а также вкрест простирания при пересечении в районе Чибгалахского массива: от 144 млн лет на северо-восточной окраине пояса до 134 млн лет на юго-западной окраине. Северный батолитовый пояс является существенно более молодым и формировался в интервале 127-120 млн лет. Также устанавливается омоложение пород пояса вкрест простирания, в направлении с юга на север. Эти данные определенно указывают на дискретные тектонические события, определившие формирование продольных гранитных поясов. Среди поперечных гранитных поясов наиболее полно изучен геохронологически Дербек-Нельгесинский пояс. Устанавливается последовательное омоложение пород пояса вдоль его простирания: от 132 млн лет вблизи Главного батолитового пояса до 124 млн лет на его юго-западном окончании. Эти данные, в целом, согласуются с высказанными выше соображениями о механизме формирования поперечных поясов.

Возраст главных деформаций, связанных с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирским континентом, определяется по соотношению с гранитами различного возраста. Все граниты "секут" складчатые структуры и многие надвиги, но вряд ли сильно оторваны от них по времени формиро-

вания. Наиболее ранние деформации, включая и крупные надвиги (Гастахский, Чаркы-Индибирский и др.), устанавливаются вдоль юго-западной окраины супертеррейна. Время их формирования, исходя из полученных данных о возрасте гранитов, следует определять как конец поздней юры. Более молодыми, ранне-среднеэокомовыми являются структуры северо-западной периферии супертеррейна. Супертеррейн, видимо, вначале двигался в юго-западном направлении и столкнулся с континентом своим юго-западным краем, а затем стал смещаться в северо-западном направлении, при этом надвиги северо-западного простирания были трансформированы в левосторонние сдвиги, сопряженные с синхронными им надвигами вдоль его северо-западной окраины. Такая кинематика движений, в целом, согласуется с результатами структурных исследований, выполненных в последние годы в пределах горной системы Черского и Селенняхском краже сотрудниками лаборатории тектоники Якутского института геологических наук СО РАН. После деформационных событий на юго-западной и северо-западной окраинах супертеррейна складчатость продвигается в юго-западном направлении и завершается формированием систем фронтальных надвигов вдоль границы с Сибирской платформой. В районе фронтального пояса надвигов начальные деформации, определяемые по времени начала формирования Приверхоенского краевого прогиба, датируются поздней юрой в его центральном секторе и границей юры и мела в северном секторе, т.е. они примерно одновременны с главными событиями на границах Колымо-Омолонского супертеррейна. Однако главные деформационные события имели место здесь значительно позднее, в конце неокома и позднем мелу, поскольку надвиги смещают и деформируют аптские и местами также верхнемеловые отложения.

С временем главных деформаций в районе фронтального пояса надвигов примерно совпадает формирование грандиозного пояса гранитов, который с некоторой долей условности может быть намечен в осевой зоне Верхоянского миогеоклинального пояса. Он включает в себя гранитные плутоны южного сектора Верхоянского миогеоклинального пояса, небольшие массивы и поля даек в центральном секторе и куларские граниты на севере Кулар-Нерского террейна. Ar^{40}/Ar^{39} методом южноверхоенские граниты датированы в 90-120 млн лет, а куларские - в 103 млн лет. Примерно в этом же интервале датированы К - Аг методом в геохронологической лаборатории Якутского института геологических наук СО РАН граниты центрального сектора. Формирование этого пояса гранитов может быть связано с внутрикоровой-субдукцией и образо-

ванием систем фронтальных надвигов вдоль границы с Сибирской платформой.

Нельзя не обратить внимание, что на структурах мезозойского Восточной Якутии, вплоть до фронтальных надвигов, отчетливо сказались деформации, связанные с закрытием океанического бассейна в районе Южно-Ануйской сутуры. Эти деформации, датируемые концом неокома, выражены в повторной деформации ранее сформированных складчатых структур и надвигов, переориентировке смещений по некоторым сдвигам и др.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Верхоенский миогеоклинальный пояс, протягивающийся к востоку от Сибирской платформы, сформирован на погруженной окраине Северо-Азиатского кратона. Гравиметрические данные позволяют предполагать, что кратон продолжается еще на 150 км к востоку на глубине и на его край шарьированы примыкающие к нему тектонические образования.

Мезозойские орогенные пояса, располагающиеся к востоку от кратона, представляют собой коллаж террейнов различного происхождения, которые причленились к Сибири преимущественно во второй половине мезозоя. В своем развитии эти орогенные пояса тесно связаны, с одной стороны, с формированием позднепалеозойских орогенных поясов Урала и Таймыра, а с другой - мезозойских структур Аляски, Кордильер Северной Америки и Северного Ледовитого океана.

Анализ имеющихся палеомагнитных данных, которые еще весьма ненадежны, и, главное, анализ палеобиогеографических данных свидетельствуют, что в составе рассматриваемых орогенных поясов отсутствуют экзотические террейны, прошедшие путь во многие тысячи километров до их аккреции к кратону. Ранне-среднепалеозойские комплексы ископаемых фаун здесь сходны с фаунами Сибирской платформы, а позднепалеозойские и мезозойские фауны принадлежат бореальной палеобиогеографической провинции. Редким исключением являются средне-верхнетриасовые отложения Яракваамского террейна, расположенного к востоку от Хетачанского террейна, за пределами рассматриваемого района [13]. В этих отложениях, наряду с бореальным, известен комплекс тетической фауны [1]. Из нижнеюрских отложений Омолонского террейна известна единичная находка тетического аммонита [16]. Вместе с тем, перемещения террейнов в первые тысячи километров представляются реальными, а история террейнов оказывается весьма сложной. Некоторые террейны были отчленены от кратона в конце среднего палеозоя, отодвинуты от него на

расстояние в несколько тысяч километров и вновь приращены к кратону во второй половине мезозоя.

Центральное положение в структуре мезозойд Восточной Якутии занимает Колымо-Омолонский супертеррейн, объединяющий террейны континентального и океанического происхождения, амальгамированных вокруг Алазейско - Хетачанской дуги в конце средней юры, до их аккреции к кратону. Коллизия Колымо-Омолонского супертеррейна с Сибирским континентом произошла в конце поздней юры - начале неокома. С ней связано формирование главных деформационных структур региона и протяженных продольных и поперечных гранитных поясов.

Палеотектонические реконструкции являются одной из первых и, конечно, весьма еще несовершенных попыток представить историю формирования структур мезозойд Северо-Востока Азии в связи с развитием Урала, Аляски и Кордильер Северной Америки. Главной их задачей было привлечь внимание к данной проблеме.

Представленные в статье разработки и идеи были сформулированы в процессе взаимных творческих контактов с рядом исследователей. Я особенно признателен С.Г. Бялбжескому, Л.М. Натапову, А.И. Ханчуку, У. Ноклбергу, Дж. Плафкеру, Дж. Монгеру, К. Фуджите, Д. Стоуну, П. Лейеру, И. Нортону и В. Уоллесу. Исследование было выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Международного научного фонда (грант N R 02 300).

ЛИТЕРАТУРА

1. Афицкий А.И. Биостратиграфия триасовых и юрских отложений бассейна реки Большой Анной. М.: Наука, 1970. 150 с.
2. Бахарев А.Д., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Половинкин В.Л. Магматические и рудные формации хребта Улахан-Тас (Северо-восточная Якутия). Якутск: изд-во ЯФ СО АН СССР, 1988. 200 с.
3. Башарин А.К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М.: Наука, 1967. 204 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн.2. М.: Недра, 1990. 334 с.
5. Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А., Вотах О.А., Красильников Б.Н., Парфенов Л.М. Докембрийская тектоника Сибири. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1964. 74 с.
6. Кропачев А.П., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовиковские офиолитовые кластиты Омурского поднятия//Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, N 4. С.941 - 944.
7. Лейер П.В., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые Ar^{40}/Ar^{39} определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-

Колымских мезозойд// Докл. АН СССР. 1993. Т.329, N 5. С. 621 - 624.

8. Натапов Л.М., Ставский А.П. Геодинамическая модель Северо-востока СССР и ее значение для металлогенического анализа//Сов. геология. 1985, N 3. С. 70 - 78.

9. Неустроев А.П., Парфенов Л.М., Родионов В.П. Палеомагнитные данные и природа Тас-Хаяхтахского террейна Верхояно-Колымской области//Геология и геофизика. 1993. N 7. С. 25 - 37.

10. Оксман В.С., Парфенов Л.М., Прокопьев Ф.В., Третьяков Ф.Ф., Недосекин Ю.Д., Лейер П.В. Пояс офиолитов хребта Черского//Геология и геофизика. 1994. N 6. С.3 - 20.

11. Павлов В.Э., Манукян А.М., Шарковский М.Б., Левашова Н.М. Первые сведения по палеомагнетизму рифа Охотского массива// Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, N 3. С. 688-692.

12. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

13. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-востока Азии//Геотектоника. 1993. N 1. С. 68 - 78.

14. Парфенов Л.М., Оксман В.С., Шашкин М.М. Средне-позднеюрские тектонические покровы Тас-Хаяхтахской зоны//Геология и геофизика. 1989. N 1, С.130 - 134.

15. Парфенов Л.М., Прокопьев А.В. Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса //Геология и геофизика. 1993. N 7. С. 23 - 34.

16. Репин Ю.С. О присутствии аммонита *Frechiella* в тоаре Северо-востока СССР//Палеонтол. журнал. 1991. N4. С. 116-119.

17. Соболев А.П., Колесниченко П.П. Мезозойские гранитоидные комплексы юга Яно-Колымской складчатой системы. М.: Наука, 1979. 178 с.

18. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Гранитоиды и связь с ними касситерит-сульфидного оруденения. Восточная Якутия. Новосибирск: Наука, 1985. 204 с.

19. Шкодзинский В.С., Недосекин Ю.Д., Сурнин А.А. Петрология позднемезозойских магматических пород Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1992. 239 с.

20. Шкодзинский В.С., Трунилина В.А. Типы кристаллизации магм//Геохимия. 1983. N 6. С. 798 - 808.

21. Blodgett R.B., Savage N.M., Pedder A.E.N., Rohr D.M., Biostratigraphy of an upper Lower Devonian (Emsian) limestone unit at "Reef ridge", Medera B-3 Quadrangle, West-Central Alaska//The Geological Society of America. 91st Annual Cordilleran section. University of Alaska, Fairbanks, Alaska, 1995 P.6-7.

22. Fujita K., Newberry J.T. Tectonic evolution of northeastern Siberia and adjacent regions//Tectonophysics. 1982. 89. P. 337-357.

23. Golonka J., Ross M.I., Scotese C.R. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps//Pangea: Global environments and resources. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 17, 1994. P. 1-47.

24. Hackett D.J., Layer P.W., Parfenov L.M., Oxman V.S. Preliminary geochronologic results from the granitic belts and related rocks of the Chersky Range, Sakha (Yakutia), Russia//International conference on Arctic margins. September 6-10, 1994. Magadan, Russia. Abstracts. Магадан: СВНЦ РАН, 1994. С.47.

25. Howell D.G., Jones D.L., Schermer E.R. Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region: principles of terrane analysis//D.G. Howell (Editor), Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Houston, 1985. P. 3-31.

26. Jones D.L., Howell D.G., Coney P.J. and Monger J.W.H. Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America// M. Hashimoto and S.Uyeda (Editors), Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions: Terrapub, Tokyo, 1983. P. 21-35.

27. Layer P.W., Parfenov L.M., Trunilina V.A., Bakharev A.G. Age and tectonic significance of granitic belts within the Verkhoyansk fold and thrust belt, Yakutia, Russia //The Geological Society of America. 91st Annual Cordilleran section. University of Alaska, Fairbanks, Alaska, 1995. P. 60.

28. Miller E.L., Hudson T.L. Mid.- Cretaceous extensional fragmentation of a Jurassic - Early Cretaceous compressional orogen, Alaska. Tectonics. Vol. 10, N4. 1991. P.781-796.

29. Norton I., Parfenov L.M., Prokoviev A.V. Gravity modeling of crustal-scale cross section across the eastern margin of the North Asian craton, northeast Siberia // International conference on Arctic margins. September 6-10, 1994. Magadan, Russia. Abstracts. Магадан: СВНЦ РАН, 1994. С. 82-83.

30. Parfenov L.M. Geodynamic map of Yakutia and adjacent areas at scale of 1: 1500000: the principles of compilation and the content of the legend. Report N 6 of the IGCP project 224. Novosibirsk, 1990. P. 78-83.

31. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoids in the context of plate-tectonics// Tectonophysics. 1991. Vol. 139. P. 319-342.

32. Parfenov L.M. Accretionary history of northeast Asia. 1992 Proceedings International Conference on Arctic Margins. Anchorage, Alaska. USA. 1994. P. 183-188.

33. Parfenov L.M., Natapov L.M., Sokolov S.D., Tsukanov N.V. Terrane analysis and accretion in northeast Asia. The Island Arc., 2. 1993. P. 35-54.

34. Parfenov L.M., Prokoviev A.V., Gaiduk V.V. Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia//Tectonics. 1995. 4 (2). P. 342-358.

35. Plafker, G. Regional geology and tectonic evolution of Alaska and adjacent parts of the northeast Pacific Ocean margin// Proceedings of the Pacific Rim Congress'90: Australian Inst. of Mining and Metallurgy, Queensland, Australia, 1990. P. 841-853.

36. Plafker G., Berg H.C. Overview of the geology and tectonic evolution of Alaska//The geology of Alaska: Boulder, Colorado, Geological Society of America, The geology of North America. V. G-1. 1994. P. 989-1020.

37. Plate-tectonic map of the Circum-Pacific Region. Pacific basin sheet. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, 1984.

38. Wheeler J.O., McFeely P. (comp.) Tectonic assemblage map of the Canadian Cordillera and adjacent parts of the United States of America; Geological Survey of Canada, Map 1712A, scale 1: 2000000, 1991.

*Якутский институт геологических наук СО РАН
г.Якутск*

*Поступила в редакцию
18 августа 1995 г.*

L.M.Parfenov

The terranes and the history of formation of East Yakutia Mesozoic orogenic belts

Mesozoic orogenic belts located to the east of the North Asia craton are a collage of terranes, which joined Siberia in the second half of the Mesozoic. In their development, the mesozoids are closely related to the formation of Late Paleozoic orogenic belts of the Urals and Taimyr and also to the Mesozoic structures of Alaska, North American Cordillera, and of the Arctic Ocean. The Mesozoic orogenic belts lack exotic terranes, which had moved for many thousands of kilometers before they were accreted to the craton. At the same time, the terranes motions for the first thousands of kilometers seem real. Some terranes were detached from the craton at the end of the Middle Paleozoic, were moved away from it for several thousands of kilometers, and again were attached to the craton in the second half of the Mesozoic. The central position in the structure of East Yakutia mesozoids is occupied by the Kolyma-Omolonsky superterrane, uniting the terranes of continental and oceanic origin amalgamated around the Alazeisk-Khetachansky island arc at the end of the Middle Jurassic, prior to their accretion to the craton. The Kolyma-Omolonsky superterrane collided with the Siberian craton at the close of the Late Jurassic - beginning of the Neocomian. The collision was responsible for the formation of the region's main deformation structures and extensive longitudinal and transversal granite belts.

В.Ю.Косыгин, В.Н.Сеначин

ПЛОТНОСТНЫЕ НЕОДНОРОДНОСТИ МАНТИИ АКТИВНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОКРАИН И ТЕКТОНИКА

Проведено изучение плотностного строения верхней мантии Курильской и Марианской островных систем с целью выявления основных различий, которые находят отражение в гравитационном поле. Это изучение включает в себя анализ всех гравитационных моделей, построенных в этих зонах, а также проведение многовариантного гравитационного моделирования по двум отдельным профилям на единой методической основе. Результаты проведенного исследования показали, что модель с аномальной плотностью наклонного блока погружающейся плиты, не превышающей величины $+0.02 \text{ г/см}^3$ является наиболее подходящей для согласования с наблюдаемым гравитационным полем в рассмотренных регионах. Кроме того, плотность этой плиты в Курильской и Марианской зонах различна, что может объясняться различием в скорости субдукции. В основании погружающейся плиты выявлены аномалии плотности разного знака, обусловленные, вероятно, тектоническими условиями протекания субдукции в этих регионах, относящимся к разным типам субдукции. Полученные результаты приводят к выводу о том, что применение единой плотностной модели субдукции с аномальной плотностью погружающейся плиты $+0.05 \text{ г/см}^3$ для разных активных окраин является необоснованным.

ВВЕДЕНИЕ

Активные океанические окраины, образующие системы окраинное море - островная дуга - глубоководный желоб, характеризуются наличием крупных неоднородностей мантии. По многочисленным данным сейсмологии в этих зонах выделяется хорошо развитая низкоскоростная астеносфера под островной дугой и окраинным морем, и высокоскоростной наклонный блок, совпадающий с сейсмофокальной зоной Беньофа. Гравитационное поле также указывает на наличие двух крупных плотностных мантийных неоднородностей, которые пространственно могут совпадать со скоростными. Тектоника плит дает вполне удовлетворительное объяснение данным неоднородностям, увязывая их с погружением холодной океанической литосферной плиты и подъемом горячего мантийного диапира из глубины. Вместе с тем, при количественной интерпретации гравитационных аномалий некоторых участков Тихоокеанской окраины, основанной на теории субдукции, возникает ряд проблем.

Большое количество гравитационных моделей тектоносферы, построенных на разных участках Тихоокеанской окраины, показали, что плотностная структура мантии не всегда согласуется с гипотетической плотностной моделью субдукции. Эта модель предполагает как обязательный элемент наличие уплотненного наклонного блока погружающейся литосферной плиты с аномальной плотностью $+0.05 \text{ г/см}^3$ или около того. В гравитационном поле такая плита создает крупную региональную аномалию с максимумом в районе желоба, достигающую величины $+150 \text{ МГал}$. В остаточных "мантийных" гравитационных аномалиях активных окраин такая аномалия прослежи-

вается не всегда достаточно уверенно. Это несоответствие каждый из интерпретаторов объясняет по своему, что приводит порой к появлению принципиально различных моделей строения одних и тех же регионов, и не позволяет выявить истинную природу наблюдаемых аномалий.

Для разрешения этой проблемы было проведено детальное изучение двух наиболее различающихся в гравитационном поле участков Тихоокеанской окраины - Курильского и Марианского. Это изучение включает в себя анализ всех гравитационных моделей, построенных в этих зонах, построение двух принципиально различных моделей строения в каждой из зон, и попытку обоснования выявленных различий плотностного строения с тектонических позиций.

Результаты проведенного исследования представлены в данной работе.

ГРАВИТАЦИОННЫЕ АНОМАЛИИ АКТИВНЫХ ОКРАИН: ПРОБЛЕМЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

В активных океанических окраинах наблюдаются наиболее крупные аномалии гравитационного поля Земли. Островная дуга и глубоководный желоб проявляются в аномалиях в свободном воздухе в виде системы двух смежных интенсивных аномалий - положительной над островной дугой и отрицательной над желобом, перепад в которых может превышать 500 МГал . Впервые плотностные модели активных окраин, построенные в 50-60-х годах, объясняли эти аномалии изменением мощности земной коры [23,24,28,36,37]. Однако, полученные впоследствии сейсмические данные не подтвердили эту гипотезу.

Сопоставление сейсмических и гравиметрических данных в системах дуга-желоб привело к необходи-

мости введения плотностных неоднородностей ниже границы Мохо [5,13,22], и как один из возможных вариантов строения появилась модель с уплотненным наклонным блоком, совпадающим с сейсмофокальной зоной [13]. С развитием идей плитовой тектоники эта модель стала более распространенной среди исследователей и получила физическое объяснение. Начиная с 1970 года появился ряд работ, где рассматривался термальный режим погружающихся в мантию литосферных плит [15,25,30,32,33,38-40 и др.]. Так, по расчетам, приведенным в работе [32], погружающаяся плита может сохранять пониженную температуру до глубины 500-800 км, а возможно, и более.

На основании расчетов температуры в погружающейся плите Д.Григгс [25] сделал оценку аномального уплотнения в ней, которая составила $+0.15 \text{ г/см}^3$. Как показали дальнейшие исследования, эта оценка оказалась сильно завышенной: гравитационный эффект от такой плиты в модели Д.Григгса составляет более 200 мГал.

Первые плотностные модели, которые в полной мере отражают процессы верхней мантии в соответствии с представлениями тектоники плит, были построены Дж.Гроу для Алеутского [26] и Чилийского [27] желобов. Характерной особенностью этих моделей является то, что плотность в погружающейся плите повышена на 0.05 г/см^3 . В моделях Дж.Гроу учитывается фазовый переход базальтов земной коры в эклогит [17], а также фазовые переходы перидотита, которые в условиях пониженных температур происходят на меньших глубинах и способствуют дополнительному повышению плотности в погружающемся блоке литосферы. Модели Дж.Гроу многими исследователями были приняты за основу при построении глубинных плотностных моделей в других активных регионах: в большинстве последующих работ основными элементами моделей были уплотненная на 0.05 г/см^3 погружающаяся плита и разуплотненная мантия под островной дугой.

Все модели, построенные в соответствии с субдукционной гипотезой, показывают неплохое соответствие с наблюдаемым гравитационным полем. Вместе с тем, распределение плотности в них получается различным. В частности, при одинаковых геометрических формах погружающейся плиты ее гравитационный эффект изменяется в пределах многих десятков миллигал. Как отмечают М.Е.Артемьев и Дж.Бодин, "отсутствие фактических данных о плотности этой плиты и окружающей мантии позволяет авторам моделей варьировать несколько параметров с тем, чтобы получить желаемый результат" [3, стр.4]. Это побудило указанных авторов провести обобщенный анализ гравитационного поля активных окраин с целью выявления самых общих особенностей распределения глубинных плотностных неоднородностей [3]. На

основе сейсмических данных ими были построены плотностные разрезы земной коры на разных участках Азиатско-Тихоокеанской зоны и после исключения их гравитационного эффекта из аномалий в свободном воздухе были получены остаточные (так называемые "мантийные") гравитационные аномалии. Результаты вычисления показали, что для гравитационных мантийных аномалий активных окраин внешних склонов островной дуги до внешних склонов океанического вала, и региональный минимум, совпадающий с акваториями окраинных морей. В разных районах меняется амплитуда максимума (от 70 до 220 мГал), ширина (от 250 до 400 км) и положение экстремума (от 200 км от оси желоба в сторону дуги до 100 км в сторону желоба).

М.Е.Артемьевым и Дж.Бодиним [3] впервые поставлен вопрос о необходимости объяснения различий в амплитудах мантийных гравитационных аномалий над желобом. Эти различия довольно трудно объяснить с позиций тектоники плит, т.к. предполагаемые условия температуры и давления в разных районах должны быть примерно одинаковыми. Вместе с тем, при интерпретации этих аномалий возникает практически неразрешимая проблема разделения гравитационного влияния высокоплотного и малоплотного блоков мантийного вещества.

Позднее М.Е.Артемьевым с соавторами [4] была проведена количественная интерпретация полученных "мантийных" аномалий, и, в частности, ставился вопрос о возможности построения принципиально иной модели строения активных окраин, отличной от модели субдукции с проникающей на большую глубину уплотненной плитой. Результаты проведенной работы показали, что все наблюдаемые "мантийные" аномалии можно удовлетворительно объяснить как в рамках плотностных моделей субдукции (при допущении значительного варьирования их основных параметров), так и существованием локальных неоднородностей в мантии. Отмечается также, что на основании только гравитационных данных нельзя отдать предпочтение той или иной модели, однако "имеется ряд косвенных свидетельств того, что модель локальных неоднородностей является несколько более вероятной" [4, стр.23]

Следует также отметить, что модель с уплотнением в сейсмофокальной зоне поддерживается не только сторонниками тектоники плит. Так, П.М.Сычева [21] полагает, что такое уплотнение может объясняться подъемом и дифференциацией глубинного мантийного вещества вдоль наклонной границы, что приводит к возникновению сейсмофокальной зоны. Его гравитационная модель, построенная для Курильского региона, близка по своим параметрам к плотностной модели субдукции

ГРАВИТАЦИОННЫЕ МОДЕЛИ КУРИЛЬСКОГО И МАРИАНСКОГО РЕГИОНОВ

Курильская островная дуга. Одна из первых моделей тектоносферы Курильского региона была построена М.Х.Лифшицем [13]. Анализируя изостатическое состояние региона, он пришел к выводу о существовании аномальных масс в верхней мантии: разуплотнения под островной дугой и уплотнения под желобом, и в качестве возможного варианта распределения этих масс предложил модель, в которой уплотнение представлено в виде наклонного слоя, совпадающего с сейсмофокальной зоной с аномальной плотностью $+0.06 \text{ г/см}^3$. Существование разнополюсных аномалий здесь объясняется "дифференциацией подкорового вещества, протекающей в рамках единого процесса эндогенеза" [13, стр.17]. Отмечается соответствие плотностной модели сейсмологическим данным, а также аномалий геомагнитного поля с "мантийными" гравитационными аномалиями.

И.К.Туезов с соавторами [2,22] построили серию плотностных разрезов по профилям через Курильскую островную систему, на которых уплотнение в верхней мантии представлено в виде вертикального столба до глубины 80-100 км с аномальной плотностью от $+0.07$ до $+0.20 \text{ г/см}^3$. Отмечается пространственное совпадение уплотненных зон с верхней частью сейсмофокальной зоны, которая характеризуется высокой сейсмической активностью.

В последующих работах, в связи с ростом сейсмических данных и развитием тектоники плит, положительная мантийная гравитационная аномалия объясняется уплотненной погружающейся океанической плитой, связанной пространственно с наклонной сейсмофокальной зоной. М.Г.Коган [31] построил модель по профилю, пересекающему северную часть Курильской островной дуги, в котором плита с аномальной плотностью $+0.15 \cdot 10^{-3} \text{ г/см}^3$ распространяется до глубины 180 км. Он также показал, что величина "мантийной" гравитационной аномалии находится в большой зависимости от выбора плотности подкорового слоя, или от величины перепада плотности на границе Мохо, и может меняться от 50 до 200 мГал.

А.Г.Гайнанов [6] отмечает, что аномальная плотность, принятая М.Г.Коганом для погружающейся плиты, невозможна в силу того, что максимальная разность плотности между литосферной и астеносферной не превышает 0.1 г/см^3 . В его модели [6] субдукцирующая плита мощностью 80 км с аномальной плотностью $+0.05 \text{ г/см}^3$ распространяется до глубины 300 км. Эта модель наиболее близка к моделям опирающимся на гипотезу тектоники плит.

Были также попытки построения принципиально иных моделей распределения плотности в Курильском регионе. Так, В.Ю.Косыгин и Ю.А.Сусеков [11] показали, что положительная "мантийная" аномалия

над Курильским желобом может быть значительно уменьшена по амплитуде, если предположить, что мантия под окраинным морем и островной дугой менее плотная, чем под океаном. А.А.Андреев [1] показал, что аномалия достаточно большой величины (до 100 мГал) может быть обусловлена неодинаковым градиентом возрастания плотности в океанической мантии и мантии Охотского моря. Оба эти предположения не противоречат сейсмологическим данным и уровню наблюдаемого гравитационного поля, поэтому вполне могут если не полностью, то хотя бы частично компенсировать "мантийную" аномалию.

А.Н.Петров и И.С.Мазурова [16] построили модель вдоль профиля Сахалин-Курилы, которая существенно отличается от других моделей: под желобом мантия разуплотнена до глубины 60 км; от глубины 100 км простираются два наклонных блока - верхний совпадает с сейсмофокальной зоной и разуплотнен относительно вмещающей мантии на 0.03 г/см^3 нижний блок подстилает верхний и аномально уплотнен на 0.1 г/см^3 . Эта модель интересна также тем, что ее авторы отметили наличие нескольких интенсивных максимумов в остаточной мантийной аномалии, источники которых располагаются, вероятнее всего, в коре и подкоровой части мантии. Один из них приурочен к океаническому склону желоба, а второй - над восточным шельфом о-ва Итуруп.

Характерной чертой гравитационного поля Марианской островной системы является слабая выраженность, или полное отсутствие региональной положительной "мантийной" аномалии над желобом. Разные исследователи объясняют этот факт в своих моделях по разному. Так, американский геофизик В.В.Сэгер [34] на основании теоретических расчетов принял аномальную плотность в погружающейся плите равной $+0.05 \text{ г/см}^3$, и был вынужден компенсировать ее гравитационный эффект несколькими разуплотнениями, существование которых хоть и вероятно, но все же спорно. Он углубил на 2 км корень фронтальной дуги, определенный по сейсмическим данным, и установил границу фазового перехода базальта погружающейся земной коры в эклогит на глубине 80 км, в то время как, согласно А.Рингвуду [17], этот процесс является продолжительным, не имеет резкой границы и должен проявляться уже на глубине 30 км.

А.Г.Гайнанов с соавторами [7], пришел к выводу, что наилучшая согласованность с наблюдаемым гравитационным полем в Марианской островной системе достигается в плотностных моделях, когда аномальное уплотнение в погружающейся плите сокращается до $+(0.01 \div 0.02) \text{ г/см}^3$. Такое низкое значение, вероятно, можно объяснить уменьшением разности плотности между литосферой и астеносферой в данном районе [8]. Отметим, что в плотностных разрезах, построенных А.Г.Гайнановым с соавторами

[7], выделяются разуплотненные участки в подкоровом слое под внутренним склоном желоба величиной до -0.15 г/см^3 , происхождение которых не объясняется.

Ч. Янг с соавторами [42] построил плотностной разрез Марианской островной системы вдоль ее центральной части (вдоль 18° с.ш.). Профиль длиной около 3000 км протягивается от Западно-Филиппинской котловины до выровненной части Тихоокеанского дна восточнее Магеллановых гор. Авторы изначально приняли, что погружающаяся плита однородна и имеет повышенную избыточную плотность $+0.05 \text{ г/см}^3$, гравитационный эффект которой исключался из наблюдаемой кривой вместе с эффектом земной коры, а по остаточной аномалии подбиралась плотностная граница между литосферой и астеносферой с плотностным контрастом -0.05 г/см^3 . Полученные результаты указывают на резкое повышение этой границы под котловиной Паресе-Вела и выход астеносферы непосредственно к коре в районе Марианского трога; было выделено также крупное разуплотнение мантии на участке между Восточно-Марианским хребтом и Марианским трогом, которое начинается непосредственно под корой и продолжается до глубины 75 км, расширяясь к низу. В океанической литосфере непосредственно под плитой также выделяется область разуплотнения с аномальной плотностью -0.03 г/см^3 . Каких-либо геологических, или тектонических объяснений выделенным неоднородностям авторы не дают.

Таким образом, гравитационное поле Курильской и Марианской островных систем указывает на существенные различия их плотностного строения. Курильский регион характеризуется хорошо выраженной региональной положительной "мантийной" аномалией, приуроченной к желобу, которая соответствует теоретической модели субдукции с аномальной плотностью сейсмофокальной зоны $+0.05 \text{ г/см}^3$. Вместе с тем, она может быть достаточно успешно объяснена наличием локальных плотностных неоднородностей в литосфере. В Марианском регионе, напротив, гравитационное поле указывает на наличие крупных разуплотнений в мантии в районе желоба, что существенно усложняет его интерпретацию в рамках современных представлений о субдукции.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ВЕРОЯТНЫХ МОДЕЛЕЙ СТРОЕНИЯ

Для объяснения выявляемых несоответствий теоретической и наблюдаемой "мантийных" аномалий в активных окраинах можно предположить две наиболее вероятные причины: 1) наличие дополнительных возмущающих аномальных объектов в тектоносфере активных окраин, приводящее к искажению гравитационного эффекта погружающейся плиты со средней аномальной плотностью $+0.05 \text{ г/см}^3$, или около этого

значения; 2) отсутствие или гораздо меньшая величина уплотнения в наклонном блоке погружающейся плиты.

Анализ всех рассмотренных работ не позволяет определить, какая из этих причин является определяющей в формировании поля этих регионов. Для выяснения этого вопроса было проведено моделирование тектоносферы этих регионов по двум профилям, уже изученным нами ранее [10,12,18,19]. Использование программы автоматизированного решения обратной задачи гравиметрии, разработанной на ИВЦ ПГО "Сахалингеология" [9] и модифицированной одним из авторов [20], способствовало эффективному выполнению поставленной задачи.

Обратная задача в двухмерном варианте, как известно, не дает однозначного решения, поэтому, изучение плотностной структуры с использованием такого рода программ должно проводиться путем многовариантного моделирования. В качестве отдельных вариантов могут выступать гипотетические плотностные модели, задаваемые в рамках допустимого изменения их параметров (границы, плотность слоев). Критерием оценки рассчитанных моделей будет служить степень сходимости с наблюдаемым гравитационным полем. В нашем случае - для выявления различий плотностного строения Курильской и Марианской зон - необходимо просчитать две вероятные плотностные модели: 1) модель с повышенной плотностью наклонной плиты в пределах $+(0.05 \pm 0.01) \text{ г/см}^3$, гравитационный эффект которой при необходимости компенсируется разуплотнениями в верхней части тектоносферы (в литосфере); 2) модель со свободным выделением плотности в наклонном блоке сейсмофокальной зоны при одновременной "свободе выделения" компенсирующих ее эффект разуплотнений в верхней части тектоносферы.

Моделирование проводилось по профилям: в Курильской зоне - по геофизическому профилю 1М-10, пересекающему о.Итуруп и через Курильскую котловину выходящему к шельфу о.Сахалин в районе залива Терпения; в Марианской зоне - субширотный профиль в северной части дуги (вдоль 23° с.ш.), выходящий на котловину Паресе-Вела и продолжающийся вплоть до хребта Кюсю-Палау. Верхняя часть разреза (земная кора), изученная достаточно подробно в предыдущих работах [10,12,18,19], не включалась в процесс моделирования (решения обратной задачи) - ее гравитационный эффект был исключен из аномалии в свободном воздухе, и решение обратной задачи осуществлялось на основе остаточной "мантийной" аномалии.

Результаты проведенного моделирования (см.таблицу) убедительно показывают, что модель с уменьшенной плотностью наклонного блока сейсмофокальной зоны (рис.1 и рис.2) является предпочтительной для обоих разрезов. Она дает лучшую

Основные параметры расчетных моделей Курильского и Марианского регионов

Модель	Плотность сейсмофокальной зоны ($\text{г}/\text{см}^3$)		Количество определяемых параметров			Среднеквадратическая погрешность (мГал)	
	исходная и пределы ограничения	расчетная	всего	полученных на пределе ограничения		исходная	рачетная
				кол-во	процент		
Модель 1							
Курильский разрез	+0.05±0.01	0.040*	14	6	43	127.9	6.9
Марианский разрез	+0.05±0.01	0.040*	10	6	60	104.5	10.7
Модель 2							
Курильский разрез	+0.01±0.05	0.020	9	1	13	85.3	5.8
Марианский разрез	+0.01±0.05	0.014	8	1	13	63.3	6.8

* Параметр определен на пределеограничения

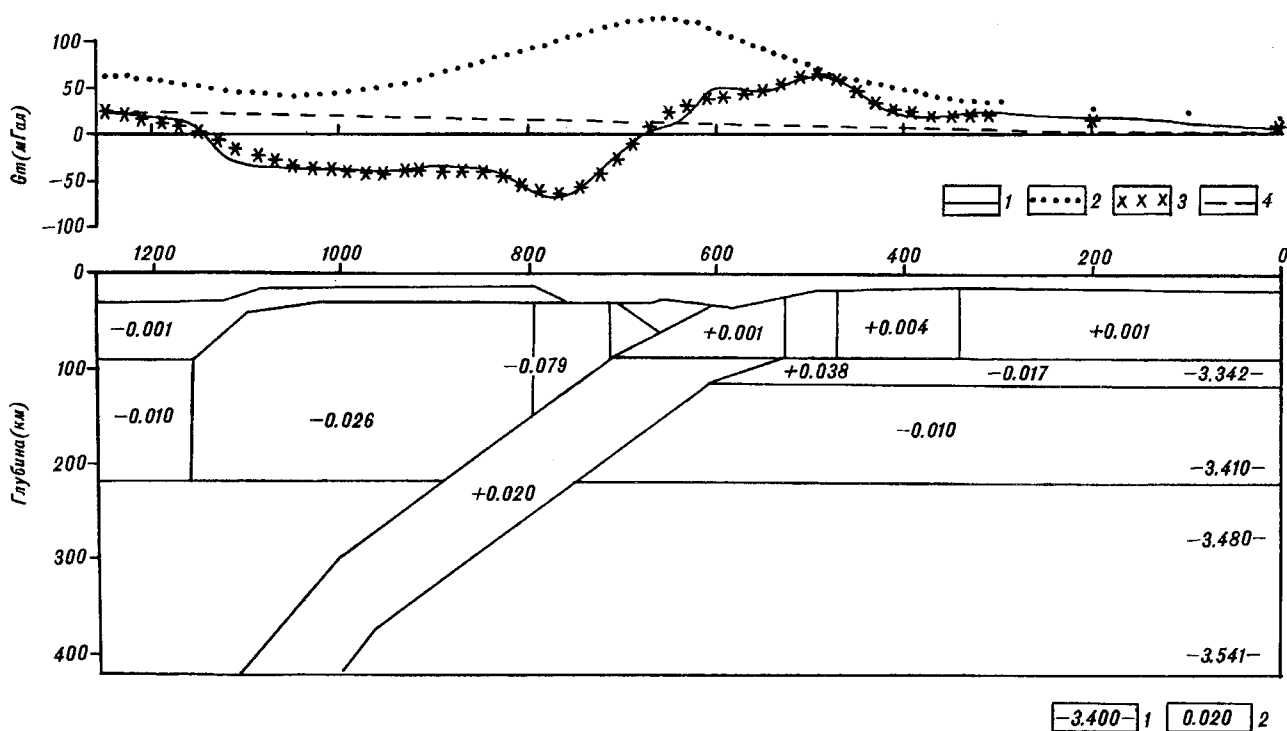


Рис. 1. Расчетная модель верхней мантии вдоль Курильского профиля, полученная при свободном выборе плотности в наклонном блоке, погружающейся плиты (модель 2 в табл.1). На разрезе показаны абсолютные (1) и относительные значения плотности в $\text{г}/\text{см}^3$; кривые сверху рисунка:

1 - остаточная (после вычета гравитационного эффекта земной коры) наблюдаемая "мантийная" аномалия; 2 - расчетная аномалия от исходной (априорной) модели верхней мантии; 3 - расчетная аномалия от конечной модели, полученной после решения обратной задачи; 4 - расчетный региональный фон.

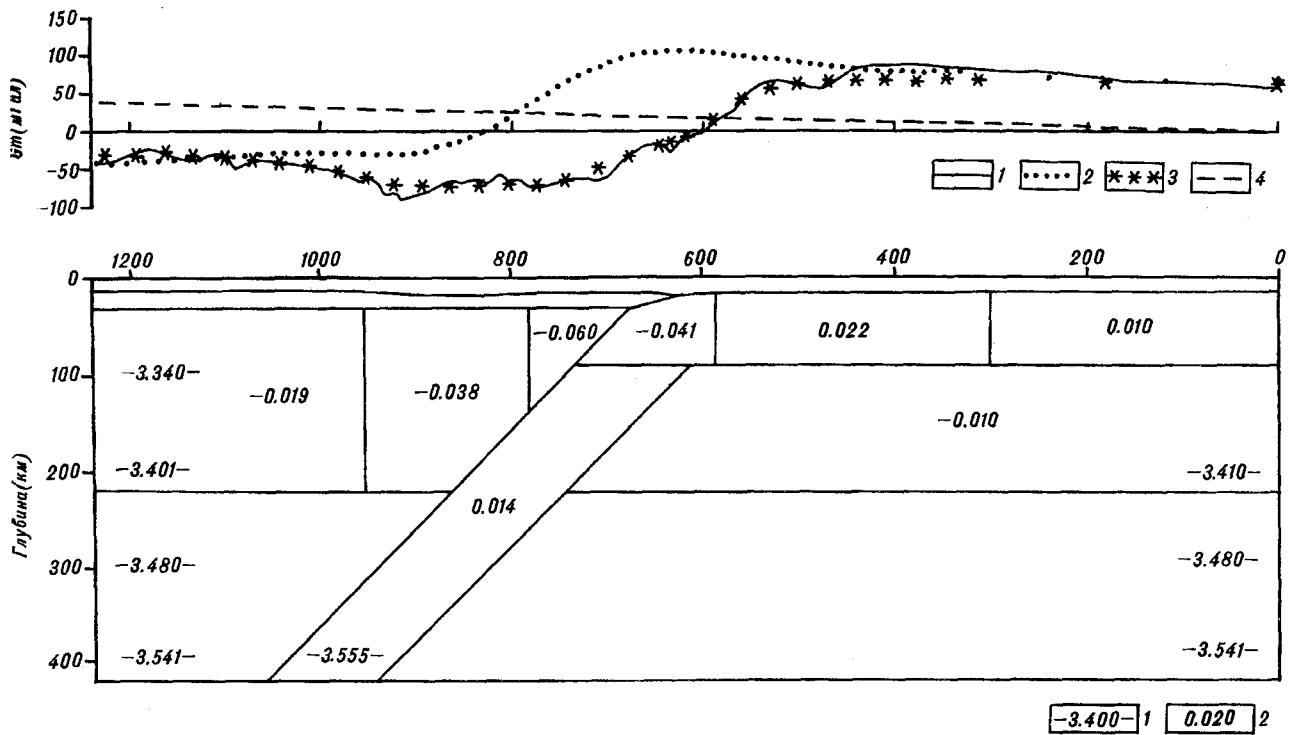


Рис.2. Расчетная модель верхней мантии вдоль Марианского профиля, полученная при свободном выборе плотности в наклонном блоке, погружающейся плиты (модель 2 в табл.1). Условные обозначения те же, что и на рис.1.

сходимость с наблюдаемым гравитационным полем, и количество искоемых параметров (плотность и коэффициенты регионального фона), полученных на пределе ограничения (см.таблицу) не превышает 20%, что является необходимым условием состоятельности получаемого решения [см.: 9]. Модель с повышенной плотностью погружающейся плиты дала решения, где процент определенных на пределе ограничения параметров вдвое-втрое превышает предел допустимого.

Сравнение моделей Курильского и Марианского регионов, полученных при решении обратной задачи в режиме свободного выделения плотности в сейсмофокальной зоне показывает следующее: 1) аномальная плотность этого блока в Курильском разрезе ($+0.020 \text{ г/см}^3$) несколько выше, чем в Марианском ($+0.014 \text{ г/см}^3$); 2) наиболее заметное различие разрезов получено в литосфере непосредственно над сейсмофокальной зоной (или в верхней части ее): Курильская зона характеризуется преимущественным уплотнением, а Марианская - относительным разуплотнением.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Плотностная модель зоны субдукции Тихоокеанской окраины в пределах Курильского и Марианского регионов в настоящее время представляется достаточно обоснованной и принята большинством исследователей. Она основывается на гипотетических представлениях механизма сейсмологии, гравиметрии, геометрии, а также

теоретическими расчетами температуры и фазовых изменений вещества, погружающегося вглубь мантии. Одним из важнейших элементов этой модели является погружающаяся литосферная плита с аномальной плотностью $+0.05 \text{ г/см}^3$.

Результаты проведенного нами моделирования идут вразрез с этими представлениями, показывая, что гравитационным данным более соответствует погружающаяся плита с плотностью, по крайней мере в два раза меньше указанной величины. В силу того, что двухмерные гравитационные модели не дают гарантии адекватности реальной среде, а также в силу того, что моделирование проводилось только на двух профилях, полученный результат не может считаться доказанным и быть распространенным на все активные окраины. Однако, нетрудно показать, что модель с аномальной плотностью погружающейся плиты $+0.05 \text{ г/см}^3$ также не является достаточно обоснованной.

Согласно субдукционной теории плотность в наклонном блоке сейсмофокальной зоны определяется температурным режимом погружающейся плиты. При этом, постоянство величины уплотнения в разных зонах субдукции вряд ли следует из теоретических расчетов температуры - как показано, например, в работах [29,32], она во многом зависит от скорости и угла субдукции. Кроме того, темпе-

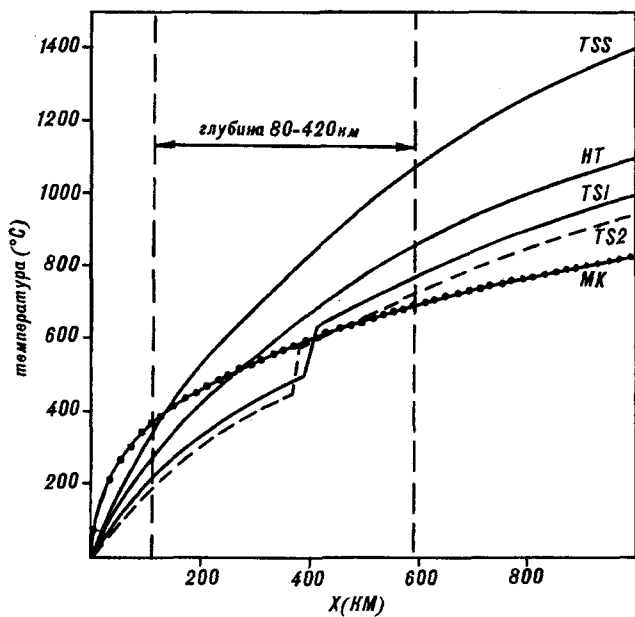


Рис.3. Минимальная температура в погружающейся плите в зависимости от координаты X распространения плиты вглубь мантии по расчетам разных авторов (по [30], с дополнениями).

Мощность плиты 80 км, скорость субдукции 8 см/год. Обозначения кривых: TSS - [39]; NT - [30]; TS - [40]; МК - [15].

Температура (а также плотность) в погружающейся плите зависит от множества факторов: фрикционный нагрев, фазовые переходы вещества, деформации плиты и т.п. Расчитать их влияние с достаточной точностью в настоящее время невозможно. Поэтому, все подобные оценки температуры обладают некоторой долей неопределенности. На рис.3 показано, на сколько различаются между собой температура в погружающейся плите при одинаковых скоростях и угле субдукции по расчетам разных авторов. Применение таких расчетов для оценки плотности приведет к существенно различным результатам.

В этих условиях поражает единодушие большинства исследователей в выборе одинаковой величины уплотнения для различных зон субдукции с разными скоростями и углом погружения плиты, причем в ряде случаев этот выбор основывается на конкретных расчетах температуры [см. напр.: 26,34]. Причину возникновения такой ситуации, по-видимому, следует искать в историческом аспекте развития взглядов на строение активных окраин. Как уже отмечалось, первые модели с аномальной плотностью сейсмфокальной зоны $+0.05 \text{ г/см}^3$ были построены без привлечения теории субдукции. Впоследствии она была принята сторонниками тектоники плит не столько на основе теоретических расчетов, которые обладают достаточной степенью неопределенности и позволяют варьировать данным параметром, сколько по аналогии с работами предшественников.

Таким образом, общепринятая в настоящее время плотностная модель верхней мантии активных окраин хотя и не противоречит теории субдукции, но вряд ли в полной мере ей отвечает. В условиях такой неопределенности теоретических оценок плотности погружающейся плиты следует, по-видимому, больше опираться на экспериментальный материал, а именно - на гравиметрические данные, что и было сделано в нашем исследовании. В результате мы получили, что плотность в погружающейся плите во-первых, гораздо меньше общепринятой величины; во-вторых, может быть различна в разных регионах.

Полученное нами различие плотности погружающейся плиты в Курильском и Марианском регионах можно, по-видимому, объяснить разницей в скорости субдукции, которая по оценкам разных авторов в Курильской зоне составляет 9-10 см/год, а в Марианской - 3-4 см/год. Кроме того, на построенных гравитационных моделях выделяются значительные неоднородности литосферы в районе желоба и окраинного вала, различающиеся по размерам и величине аномальной плотности. Само расположение этих неоднородностей - в основании погружающейся плиты - говорит о том, что они вызваны крупными деформациями при изгибе погружающейся плиты. Полученные различия параметров этих неоднородностей в Курильской и Марианской зонах можно, по-видимому, объяснить тем, что эти зоны принадлежат к различным типам субдукции по классификации С.Уеды [41]: "чилийскому" и "марианскому".

В Курильском регионе субдукция происходит в условиях сжатия литосферных плит, создающих большие напряжения в литосфере. Наиболее напряженной является зона сочленения плит в районе желоба. Это приводит к уплотнению поддвигающейся литосферы. По результатам моделирования поддвинутая под островодужный склон океаническая литосфера несколько уплотнена. Наибольшее уплотнение ($+0.038 \text{ г/см}^3$) получается в литосфере под внешним склоном желоба. Аналогичные уплотнения, правда, несколько меньше по ширине, были выделены Дж.Сегавой и Й.Томодой [35] в Японском и Идзу-Бонинском желобах, которые развиваются в условиях, аналогичных Курильскому. Можно предположить, что такая аномальная зона, различаясь по размерам и величине уплотнения, является характерным признаком желобов "чилийского" типа.

Марианская островная система развивается в условиях расхождения континентальной и океанической плит. На это указывает наличие нескольких разновозрастных котловин Филиппинского моря с невообразованной корой океанического типа. В настоящее время происходит наращивание коры в зоне междугового рифтогенеза - в Марианском трого. Условия растяжения приводят к совершенно иному

распределению плотности в верхней части тектоносферы. Как показывают результаты нашего моделирования (см. рис. 2), Марианская зона субдукции характеризуется общим разуплотнением литосферы непосредственно под желобом, и слабым уплотнением в довольно широкой области в районе окраинного вала. Разуплотнение, видимо, частично можно объяснить затягиванием осадков под приостровную склон, на что указывает отсутствие в желобе осадочной аккреционной призмы. Вероятный механизм такого затягивания был описан Л.И. Лобковским [14]. Возможно также, что изгибание плиты в районе желоба в условиях растяжения приводит к таким деформациям, которые создают не уплотнение, как в Курильском желобе и других желобах "чилийского" типа, а разуплотнение, что мы и наблюдаем в Марианском желобе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенной работы по исследованию глубинной плотностной структуры Курильского и Марианского регионов Тихоокеанской активной окраины позволяют сделать следующие выводы:

1. Основное различие в глубинном строении этих регионов заключается в различии аномальной плотности литосферы желоба и внутреннего склона островной дуги, которая различается не только по величине аномалии, но и по знаку. Есть основания полагать, что это связано с различными типами субдукции, происходящими в этих регионах, которые определяются главным образом по напряженному состоянию граничащих плит (условия сжатия либо растяжения).

2. Аномальная плотность наклонного блока сейсмофокальной зоны, отождествляемого в тектонике плит с погружающейся литосферной плитой, в изученных регионах не превышает величины $+0.02 \text{ г/см}^3$ и может быть зависимой от скорости субдукции.

Полученные результаты приводят к выводу, что применение единой плотностной модели субдукции с аномальной плотностью погружающейся плиты $+0.05 \text{ г/см}^3$ для разных активных окраин является необоснованным.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана / А.Г. Гайнанов, Ю.А. Павлов, П.А. Строев и др. / Новосибирск: Наука. 1974. 108 с.
2. Андреев А.А. Плотностные неоднородности верхней мантии и изостазия системы дуга-желоб // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1981. № 6. С. 74-78.
3. Артемьев М.Е., Бодин Дж. Плотностные неоднородности мантии под системами глубоководных желобов, островных дуг и окраинных морей. // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1978. № 2. С. 3-17.
4. Артемьев М.Е., Страхов В.Н., Лапина М.И., Токарь Л.М. Плотностные неоднородности под системами

островных дуг // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1982. № 1. С. 3-24.

5. Гайнанов А.Г. О некоторых особенностях строения земной коры переходных зон Тихого океана по геофизическим данным // Геофиз. исслед. 1964. Вып. 1. С. 228-241.

6. Гайнанов А.Г. Аномалии силы тяжести и плотностные модели литосферы Тихого океана // Тихоокеан. геология. 1982. № 5. С. 721-30.

7. Гайнанов А.Г., Гиллод Д.А., Мазурова И.С., Строев П.А. Гравитационное поле и строение литосферы Филиппинского моря // Вест. МГУ. Сер. 4. Геология. 1987. № 3. С. 70-78.

8. Гайнанов А.Г., Строев П.А., Булычев А.А., Родников А.Г. Гравитационное поле и плотностные модели литосферы и астеносферы дальневосточных окраинных морей // Геология Тихого океана: Тез. докл. III Тихоокеанской школы по морской геологии, геофизики и геохимии. Ч. 2. Владивосток: ДВО АН СССР. 1987. С. 9-10.

9. Исаев В.И. Принципиальная схема комплексной интерпретации гравитационных съемок на примере профиля Средние Лангары - Мухто (Северный Сахалин) / Тихоокеан. геология. 1983. № 1. С. 107-112.

10. Косыгин В.Ю., Сеначин В.Н. Плотностная модель тектоносферы Индзу-Марианской системы окраинное море - дуга - желоб - океан. // Тихоокеан. геология. 1988. № 5. С. 12-22.

11. Косыгин В.Ю., Сусеков Ю.А. Плотностная модель литосферы Курильской системы: окраинное море дуга - желоб - океан // Тихоокеанская геология. 1983. № 1. С. 54-58.

12. Красный М.Л., Косыгин В.Ю., Исаев В.И. Оптимальная плотностная модель тектоносферы вдоль геотраверса о. Сахалин - о. Итуруп - Тихий океан // Тихоокеан. геология. 1985. № 6. С. 36-48.

13. Лифшиц М.К. К вопросу о физическом состоянии глубинного вещества земной коры и верхней мантии в Прикурильской зоне Тихоокеанского кольца // Геология и геофизика. 1965. № 1. С. 11-20.

14. Лобковский Л.И. Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука. 1988. 251 с.

15. Маккензи Д.П. Тектоника плит // Природа твердой Земли. М.: Мир. 1975. С. 180-209.

16. Петров А.Н., Мазурова И.С. Результаты геофизических исследований по профилю Сахалин - Курильские острова - Тихий океан // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1986. № 2. С. 9-11.

17. Рингвуд А.Э. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра. 1981. 584 с.

18. Сеначин В.Н. Глубинное плотностное строение Марианской островной системы по данным многовариантного решения обратной задачи гравиметрии // Тихоокеан. геология. 1990. № 4. С. 9-15.

19. Сеначин В.Н. Гравитационное моделирование Курильской островной системы // Актуальные вопросы геологии, геофизики и биологии (материалы XII конференции молодых ученых ИМГиГ). Южно-Сахалинск: ИМГиГ ДВО АН СССР. 1991. С. 124-134.

20. Сеначин В.Н. Методика регионального гравитационного моделирования (препринт). Южно-Сахалинск.: ИМГиГ ДВО РАН. 1992. 62 с.
21. Сычев П.М. Глубинные и поверхностные тектонические процессы северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука. 1979. 208 с.
22. Туезов И.К., Сычев П.М., Павлов Ю.А., Гимпельсон М.О. Плотностные неоднородности вещества верхней мантии Земли в южной части советского сектора зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Регион. исслед. в Сибири. Новосибирск: Наука. 1967. С.122-131.
23. Уэрзел Ж. Глубинная структура окраин материков и среднеокеанических хребтов // Геология и геофизика мор. дна. М.: Мир. 1969. С.262-285.
24. Уэрзел Дж., Шербет Г.Л. Интерпретация аномалий силы тяжести на основании стандартных колонок земной коры для океанов и материков // Земная кора. М.: Изд-во иностр. лит. 1957. С.101-103.
25. Yu.Kosygin, Griggs D.T. The sinking lithosphere and the focal mechanisms of deep earthquakes // The Nature of the Solid Earth. New York. 1972. P.361-384. Grow J.A. Crustal and upper mantle structure of the Central Aleutian Arc // Geol.Soc.Amer.Bull. 1973. V.84. N 7. P.2169-2192.
26. Grow J.A., Bowin C.O. Evidence for high-density crust and mantle beneath the Chile Trench due to the descending lithosphere // J.Geophys.Res. 1975. V.80. N 11. P.1449-1458.
27. Hayes D.E. A geophysical investigation of the Peru-Chile Trench // Mar.Geol. 1966. V.4. P. 309-351.
28. Hsui A.T., Tang X.-M. A note on the weight and the gravitational torque of subducting slab // Journ. of Geodynamics. 1988. V.10. N 1. P.1-8.
29. Hsui A.T., Toksoz M.N. The evolution of thermal structure beneath a subduction zone // Tectonophysics. 1979. V.60. P.43-60.
30. Kogan M.G. Gravity field of the Kuril-Kamchatka Arc and its relation to the thermal regime of lithosphere // Geophys. Res. 1975. V.80. N 11. P.1381-1390.
31. Minear J., Toksoz M.N. et al. Thermal regime of downgoing slab and new global tectonics // J.Geophys.Res. 1970. V.75. N 8. P.1379-1419.
32. Oxburg E.R., Turcotte D.L. Thermal structure of island arcs // Geol.Soc.Amer.Bull. 1970. V.81. P.1655-1688.
33. Sager W.W. Mariana Arc structure inferred from gravity and seismic data // J.Geophys.Res. 1980. V.85. N B10. P.5382-5388.
34. Segawa I., Tomoda J. Gravity measurements near Japan and study of the upper mantle beneath oceanic trench-marginal sea transitional zones // The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin.- Geophysical Monography N 19. - Amer.Geophys.Union. - Washington. 1976. P.35-52.
35. Talwani M., Sutton G.H., Worzel J.L. A crustal section across the Puerto Rico Trench // J.Geophys.Res. 1959. V.64. P.1545-1555.
36. Talwani M., Worzel J.L., Ewing M. Gravity anomalies and crustal structure across the Tonga trench // J.Geophys.Res. 1961. V.66. P.1265-1278.
37. Toksoz M.N., Minear J.W., Julian B.R. Thermal field and geophysical effects of a downgoing slab // J.Geophys.Res. 1971. V.76. P.1113-1138.
38. Toksoz M.N., Sleep N.H., Smith A.T. Evolution of the downgoing lithosphere and the mechanisms of deep focus earthquakes // Geophys. J.Roy.Astr.Soc. 1973. V.35. P.285-310.
39. Turcott D.L., Shubert G. Frictional heating of descending lithosphere // J.Geophys.Res. 1973. V.78. P.5876-5886.
40. Uyeda S. Subduction zones: an introduction to comparative subductology // Tectonophysics. 1982. V.3-4. P.133-159.
41. Yang Ch.S., Segawa J., Fukuda Y. Density structure of the Mariana Arc and its vicinity obtained from successive inversion of the gravity anomaly // Tectonophysics. 1992. V.206. N 3/4. P.325-339.

Вычислительный центр ДВО РАН

г.Хабаровск

ИМГиГ

г.Южно-Сахалинск

Поступила в редакцию

12 ноября 1994 г.

V.Yu.Kosygin, V.N.Senachin

Density heterogeneities of the mantle of active oceanic margins and tectonics .

Density structure of the upper mantle of the Kuril and Mariana island systems were studied aiming at indentifying principal distinctions, reflected in the gravitational field. The study includes the analysis of all gravitational models, constructed in these zones, and also multi-variant gravitational modelling on two individual profiles on a single methodics basis. The results of the investigation showed that the model with anomalous density of the subducting plate's tilted block not exceeding $+0,02\text{g/cm}$ is the most suitable for correlation with the observed gravitational field in the regions under study. Besides, the density of this plate in the Kuril and Mariana zones is differernt, which may be explained by different subduction rates. The basement of the subducting plate showed anomalies of different-sign density which were likely to be caused by tectonic conditions of subduction in these regions, belonging to different subduction types. The obtained results conclude that the application of a single density model of subduction with an anomalous density of the subducting plate of $+0.05\text{ g/cm}$ for different active margins is groundless.

Ю.Ф. Малышев, А.П. Карсаков, М.Ю. Носырев.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ПЕРСПЕКТИВЫ АМУРСКОГО РЕГИОНА

Систематизированы геофизические характеристики алмазоносных районов Восточной Азии. Рассмотрено их положение на глубинных разрезах и срезах земной коры и верхней мантии. Построена обобщенная модель глубинного строения алмазоносного района. Перспективы алмазоносности юга Дальнего Востока России связываются в первую очередь с лампроитовым типом минерализации. Кимберлитовый и кимберлит-лампроитовый типы и можно ожидать в блоках реликтов древней коры кратеров Гондваны или Лавразии, перемещенных в ходе эволюции Палеоазиатского бассейна и представленных срединными массивами (микроконтактами).

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы расширились исследования по поискам и прогнозированию алмазов, что связано, кроме высокой конъюнктуры спроса их на мировом рынке, с выявлением новых источников промышленных алмазов в лампроитах, увеличением типов перспективных алмазосодержащих пород. Повысился интерес к различным научным и практическим аспектам изучения алмазоносности (петрологическим, минералогическим, тектоническим, глубинным геофизическим и т.д.), что подтверждается лавиной публикаций по ее проблемам [5,6,8,10,19,23,25,30,32,33,37,39,44,47,51,55,56,58]. В свете новых данных особенно остро ставится вопрос о тектонических факторах распределения алмазов в земной коре и мантии, о масштабах, промышленной значимости различных типов алмазоносности. В частности, известное правило Клиффорда, разработанное для древних стабильных платформ, уже не имеет всеобщего универсального значения. Обнаружение многочисленных алмазопоявлений в пределах мобильных участков платформ, в блоках докембрия, в складчатом их обрамлении делает актуальным изучение этих проблем. В их решении большую роль играют геофизические методы, особенно методы глубинной геофизики, в связи с превалирующими представлениями о мантийной природе алмазов и положительными результатами сейсмических работ в Якутии, Архангельской области и на юге Африки.

В настоящей статье главное внимание уделено геофизическим характеристикам алмазоносных объектов, их анализу, построению моделей и прогнозированию. Метод исследований заключался в сопоставлении характеристик по возможности большего числа одноранговых объектов, при этом в качестве основного таксона был принят алмазоносный район, понятийная трактовка которого близка приведенной в работе [6] для кимберлитового района.

Рассматриваемый Амурский регион охватывает окраины древних платформ (Сино-Корейской и Сибирской) и обширную площадь бассейна р.Амур и его притоков на территории Китая, Приамурья и Приморья. Промышленная алмазоносность в этом регионе установлена лишь на севере Сино-Корейской платформы, однако находки алмазов известны в пределах других докембрийских блоков и в складчатом обрамлении. Сделаны разные варианты прогнозов, наиболее оптимистические из них предполагают вероятность выявления новой Амурской алмазоносной кимберлитовой провинции [28] или полей на продолжении Восточно-Китайской кимберлитовой провинции [8]. Другие исследователи [56] отдают предпочтение поискам алмазоносных лампроитов. Но в этих прогнозах геофизические материалы практически не учитывались. Представляется целесообразным восполнить хотя бы частично этот пробел. Для этого проанализировано глубинное строение алмазоносных районов Восточной Азии с привлечением материалов по другим хорошо изученным в геофизическом отношении регионам.

ОБЗОР ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ АЛМАЗОНОСНЫХ ОБЪЕКТОВ

Этот обзор удобно начать с Якутской кимберлитовой провинции как наиболее изученной геофизическими методами. На первом этапе (конец 50-х и 60-е годы) здесь доминировали аэромагнитный, наземный магнитный и гравиметрический методы поисков аномалий трубочного типа на базе опытно-производственных работ на трубке "Зарница" [1]. Главным критерием выделения кимберлитовых тел была изометричная и эллипсоидная форма магнитных аномалий. Помимо кимберлитовых трубок такие аномалии могли фиксировать штоки интрузивных пород, интрузивы центрального типа, выступы кристаллического фундамента. Для селекции аномалий, отвечающих кимберлитам и лампроитам, наряду с аэромагнитным методом в настоящее время исполь-

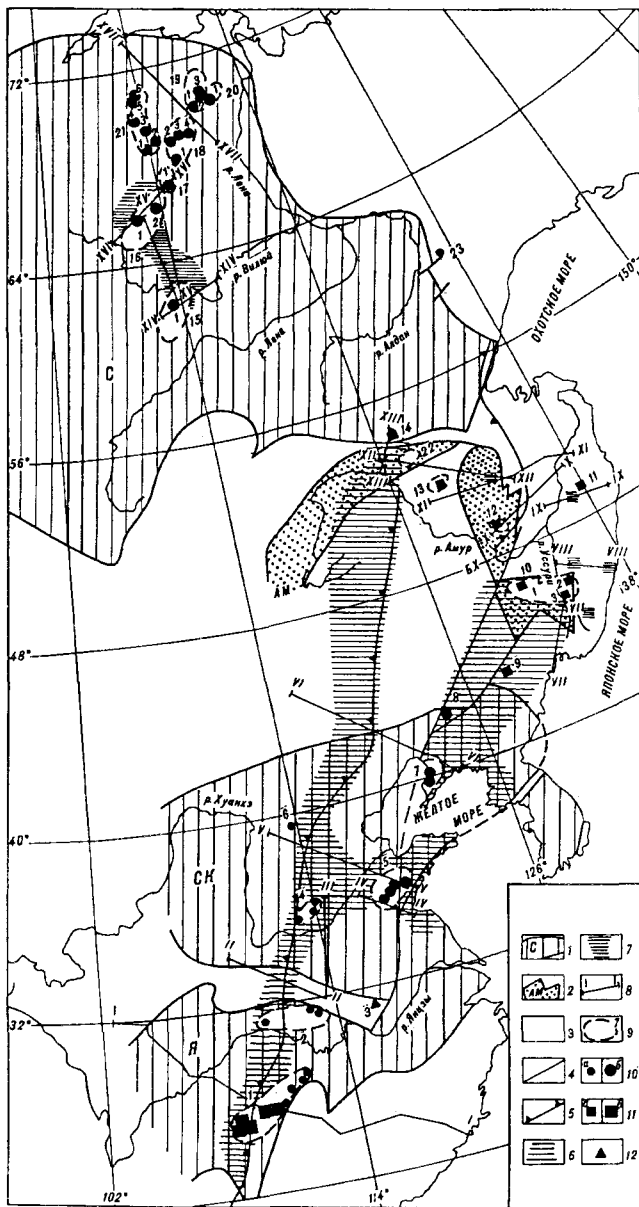


Рис. 1. Схема размещения алмазоносных районов, полей, проявлений Восточной Азии.

1 - докембрийские платформы (С - Сибирская, СК - Сино-Корейская, Я - Янцзы); 2 - срединные массивы (АМ - Аргуно-Мамынский, БХ - Бурейско-Ханкайский); 3 - фанерозойские складчатые системы; (4-5) - глубинные разломы: 4 - Танлу, 5 - Пограничная зона (гравитационная ступень); 6 - зоны повышенной плотности на поверхности мантии; 7 - зона и участки повышенной скорости на поверхности мантии; 8 - линии профилей ГСЗ и МОВЗ; 9 - алмазоносные и перспективные районы; (10-12) - алмазоносные поля, алмазопоявления: 10 - кимберлитовые и лампроитовые, 11 - неясного генезиса, 12 - метаморфогенные: а - с непромышленной алмазностью, б - с промышленной.

Алмазоносные районы, поля, проявления: 1 - Западный Хунань, 2 - Дабашань, 3 - Дабешань, 4 - Хэби, 5 - Западный Шаньдун, 6 - Инсянь, 7 - Южный Ляонин, 8 - Минцзу, 9 - Дуньхуа, 10 - Ханкайский (1 - Хуанань, 2 - Курханское, 3 - Незаметненское), 11 - Анюйский, 12 - Кульдурский, 13 - Каменушинский, 14 - Джалтинский, 15 - Мало-Ботуобинский (1 - Мирнинское), 16 - Далдыно-Алаakitский (1 - Алаakitское, 2 - Далдынское), 17 - Мунский (1 - Верхне-Мунское), 18 - Среднеоленинский (1 - Чомурдахское, 2 - Западно-Укуитское, 3 - Восточно-Укуитское, 4 - Огоньор-Юряхское), 19 - Нижнеоленинский (1 - Мерчинденское, 2 - Молодинское, 3 - Куйокское), 20 - Приленский (1 - Толуопское), 21 - Анабарский (1 - Куранахское, 2 - Лучаканское, 3 - Дьокенское, 4 - Арымастахское, 5 - Старореченское, 6 - Орто-Ъаргинское), 22 - Гарьско-Тыгдинский, 23 - Солнечное.

Сейсмические профили: I-I - Хэйшуй-Цюаньчжоу; II-II - Сиань-Суйсянь; III-III - Суйсянь-Аньян; IV-IV - Сишуй-Ляньюнчань; V-V - Инсянь-Цзыбо; VI-VI - Еилехобон-Дагушань; VII-VII - Зарубино-Кировский; VIII-VIII - Бикин-В.Кема; IX-IX - Литовко-Иннокентьевский; X-X - Облучье-Гасси; XI-XI - Свободный-Комсомольск; XII-XII - Зeya-Буряя; XIII-XIII - Зейский; XIV-XIV - Тас-Юрях-Малыкай; XV-XV - Олгуйдах-Ленск; XVI-XVI - Маркоко-Муна; XVII-XVII - Муна-Урюнг-Хая.

При составлении рис. использовались материалы: [3, 15, 19, 24, 27, 31, 32, 43, 48, 56, 58].

зуются аэрогаммаспектрометрические и инфракрасные съемки. Между прочим, первая кимберлитовая трубка на плато Кимберли в Западной Австралии обнаружена при проверке небольшой радиометрической аномалии [11].

Следующий этап геофизических исследований Якутской провинции (первая половина 70-х годов) имел своей целью установление структурного контроля размещения кимберлитового магматизма на базе систематизации геофизических и геологических данных, главным образом гравиметрических и магнитометрических [31]. Глубинность исследований ограничивалась преимущественно изучением строения земной коры (рельефа и неоднородностей кристаллического фундамента, структур осадочного чехла, глубинных разломов, мощности земной коры). К

благоприятным структурным факторам локализации кимберлитов отнесены склоны выступов кристаллического фундамента, флексуры чехла, пересечения глубинных разломов, сокращение мощности земной коры.

Начиная с середины 70-х годов и по настоящее время ведущим геофизическим методом изучения глубинной структуры алмазоносных объектов и определения глубинных критериев стал сейсмический. В 70-е годы были выполнены глубинные точечные зондирования на региональных профилях, охвативших Якутскую алмазную провинцию [2]. По этим данным отмечаются следующие особенности сейсмических разрезов: повышенная мощность базальтового слоя - 24-34 км, неглубокое залегание его кровли - до 10 км, наличие коро-мантийного слоя

с понижением пластовой скорости. Последнее положено в основу моделей кимберлитообразования [9] при рифтогенезе и диапиризм. Никаких высокоскоростных неоднородностей на поверхности мантии этими работами не установлено. И лишь материалы сейсмических зондирований по широтным профилям с применением больших взрывов на юге Якутской провинции [36] показали вертикальную и горизонтальную скоростную неоднородность верхов мантии. Впервые на ее поверхности были выявлены участки с аномально высокими значениями граничных скоростей 8.6-9.0 км/с в Мало-Ботубинском алмазном районе. По мнению В.С.Шкодзинского [38], эти неоднородности обусловлены высокоскоростной мантией, поднятой к поверхности Мохо, служащей источником алмазонасных кимберлитов. Дальнейшими детальными площадными глубинными сейсмическими зондированиями [32, 33] прослежена зона аномальных неоднородностей мантии шириной 80-120 км со значениями граничных скоростей на ее поверхности 8.2-9.0 км/с с поперечными размерами высокоскоростных аномалий 30-50 км, коррелирующаяся с размещением алмазонасных районов и полей. Зона сопряжена с линейным прогибом поверхности Мохо. Большой интерес представляют и другие выводы автора цитируемой работы, но они не могут быть распространены на всю территорию Якутской кимберлитовой провинции. В частности, инверсное соотношение рельефа внутрикоровых границ с рельефом поверхности Мохо соблюдается не повсеместно. По результатам обобщения сейсмических разрезов, выполненном Н.К.Булиным [4], в Якутской кимберлитовой провинции преобладает прямое соответствие структурных элементов поверхности кристаллического фундамента и глубинных сейсмических горизонтов.

В Архангельской алмазонасной кимберлитовой субпровинции скоростные характеристики земной коры и мантии кимберлитовых районов и полей близки рассмотренным выше в Якутии: обнаружены высокоскоростные неоднородности на поверхности мантии (8,2-8,6 км/с), коррелирующиеся с размещением кимберлитов Зимнебережного алмазонасного района [5]; отмечаются контрастные изменения рельефа Мохо и отражающей сейсмической границы в средней части разреза земной коры, но соотношение этих изменений прямое, в отличие от разрезов Далдыно-Алаakitского и Мало-Ботубинского районов; положение Зимнебережного района на разрезе соответствует подъему Мохо и коровой границ.

За исключением Якутской алмазонасной провинции и единичных работ по использованию геофизических методов при поисках и исследованиях кимберлитов Восточного Китая, описание геофизи-

ческих характеристик алмазонасных и перспективных на алмазы районов Восточной Азии в литературе не рассматривалось. Тем не менее материалы геофизических съемок и региональных профилей глубинных исследований по многим районам имеются и могут быть систематизированы при решении этой проблемы.

В исследовании алмазонасности наблюдается достаточно отчетливый объектный подход. К настоящему времени сложились следующие варианты иерархии алмазонасных объектов: 1) провинция - субпровинция (область, зона) - район - поле - куст - группа тел - тело [30]; 2) провинция - субпровинция - зона - район - поле - куст - месторождение [6]. Полнота геофизических характеристик в указанной последовательности различная, а иногда и противоречивая, т.е. одним и тем же объектам разные авторы в отдельных случаях приписывают разные признаки. Это несоответствие зависит от качества использованных материалов, масштаба съемки, субъективности интерпретатора и других факторов.

Из алмазонасных провинций наиболее полно охарактеризована Якутская кимберлитовая провинция. Она отмечается региональным гравитационным максимумом, контуры которого примерно совпадают с контурами провинции [12], субмеридиональной полосовой аномалией осредненного магнитного поля - мантийной абиссолит по П.Ф.Иванкину с соавторами [13], низкой электропроводностью и большой мощностью до 350 км литосферы [22, 26], сокращенной мощностью земной коры [4], пониженным тепловым потоком [37]. Не все эти характеристики находят подтверждение в современных данных.

Субпровинции подразделены по геометрическим признакам на области и зоны, которым могут соответствовать различные структурные элементы (кратоны, авлакогены, рифтогенные зоны и пояса, зоны разломов), что обуславливает разный набор геофизических признаков, присущий этим элементам и зависящий от их глубинного строения и эволюции. Попытки универсализации признаков для отдельных элементов, например, гравитационных минимумов и погружений Мохо для кратонов [30] не имеют успеха, т.к. типы моделей их глубинного строения разнообразны [9, 17, 32, 33].

Среди объектов второго ранга наибольшим многообразием геофизических признаков отличаются линейные и полосовые зоны (системы разломов, рифтогенные структуры и т.д.), многие из которых выделены по геофизическим данным. Не останавливаясь на детальном анализе их описаний, опубликованных в большом количестве работ [6, 9, 12, 13, 14, 31, 33], обратим внимание лишь на одну особенность их проявления на территории стабильных платформ (Якутская провинция, Архангельская субпровинция).

В обоих регионах установлено два типа линейных зон - диагональной и субмеридиональной систем. Зоны северо-западного простирания хорошо выражены на дневной поверхности и документируются геологическими методами. Субмеридиональные зоны выделены по геофизическим данным [9, 13, 14, 31, 33], основные аномальные массы в них находятся на глубине. В Архангельской области они картируются по материалам магнитных и гравиметрических съемок [14], в Якутской провинции - в том числе по результатам площадных сейсмических исследований [33]. Последнее особенно ярко проявлено на схеме рельефа внутрикоровой отражающей границы и менее четко в изменениях поверхности Мохо. Изложенное позволяет предполагать разный уровень глубинности верхних кромок аномальных масс в разломах субмеридиональной и диагональной систем. В первой из них отражены коро-мантийные

неоднородности, по второй - возможно поступление алмазоносных пород на поверхность.

Выделение районов в ранге алмазоносного объекта считается не бесспорным из-за отсутствия четких критериев определения его границ. В стадии формирования находится объем его понятийного содержания и признаков. Перспективным представляется путь осуществления этого через изучение глубинной структуры алмазоносного района. Такой подход с использованием анализа среднemasштабных космических снимков предложен для картирования алмазоносных районов с очаговым типом структур [30]. По-видимому, не стоит ограничиваться только этим типом и нельзя увлекаться универсализацией геофизических признаков района, например, обязательным совмещением отрицательных изометричных магнитных и гравитационных аномалий [30]. Считается [6], что алмазоносный район отражается в геофизических полях аналогично алмазоносному

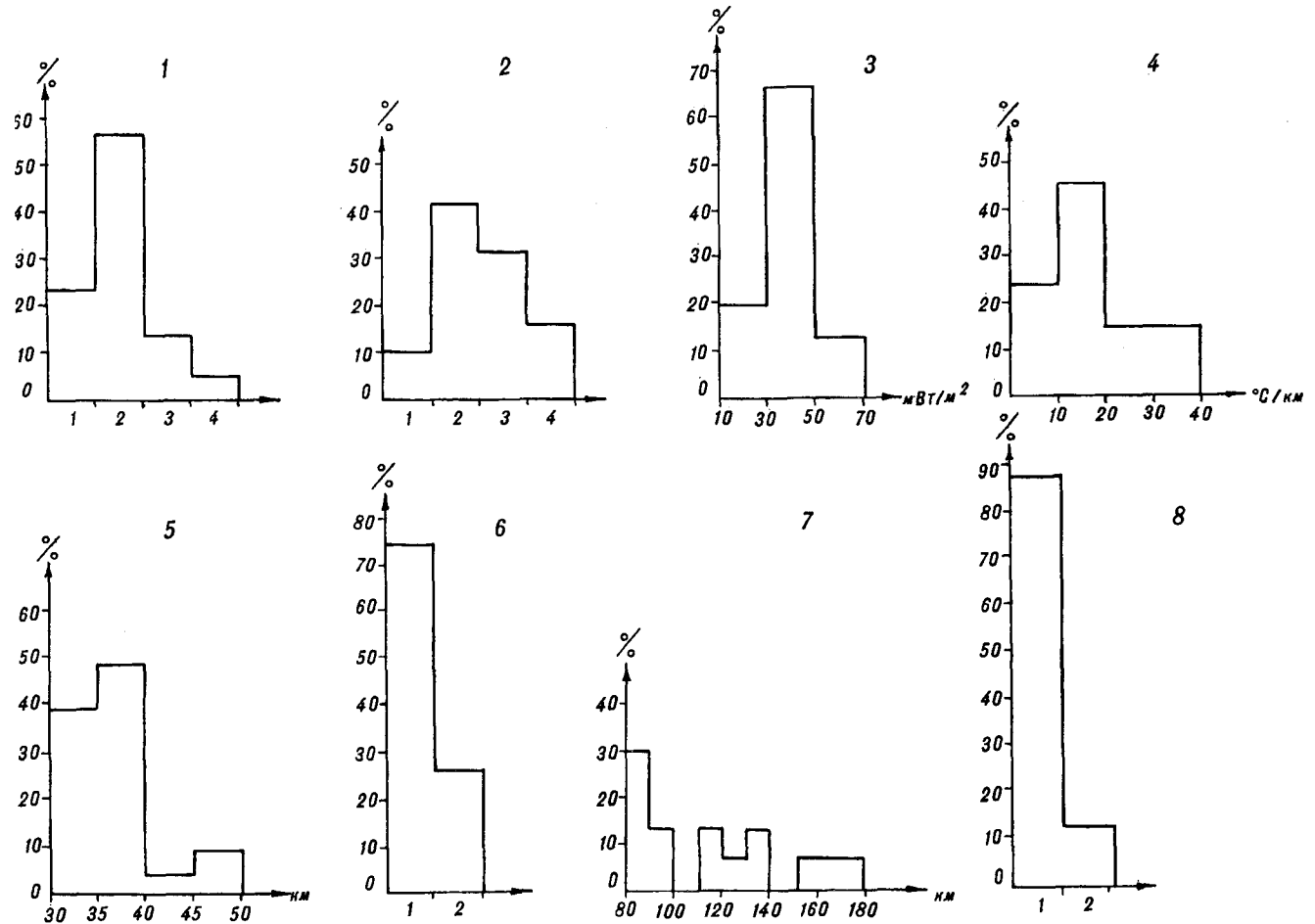


Рис.2. Гистограмма распределения геофизических характеристик алмазоносных районов Восточной Азии.

1 - гравитационные, на оси абсцисс: 1 - максимум, 2 - ступень, 3 - минимум, 4 - прочие; 2 - магнитные, на оси абсцисс: 1 - ступень, 2 - положительное поле, 3 - отрицательное, 4 - прочие; 3 - тепловой поток; 4 - геотермический градиент; (5-6) - земная кора: 5 - мощность, 6 - морфология Мохо, на оси абсцисс: 1 - ступень, 2 - прочие; (7-8) - литосфера: 7 - мощность, 8 - морфология подошвы, на оси абсцисс: 1 - ступени, 2 - прочие.

полю, которое в таковой модели фиксируется относительным минимумом силы тяжести 4-12 мГл на фоне интенсивных положительных аномалий. Следовательно, на карте масштаба 1:1000000 алмазоносный район может не отличаться региональным минимумом, ему может соответствовать максимум силы тяжести либо гравитационная ступень.

Приведенный обзор геофизических исследований алмазоносных районов на примере стабильных древних платформ показывает следующее: 1) ведущим методом определения глубинных критериев локализации районов и полей алмазоносных кимберлитов являются современные модификации метода многоволновой сейсмоки и сейсмотомографии; 2) наряду с сейсмическим в комплекс геофизических методов выявления и изучения алмазоносных и перспективных на алмазы районов целесообразно включать гравиметрию, комплексную аэромагнитную и аэрогаммаспектрометрическую съемку, МТЗ, геотермию, а также аэрокосмическую, особенно инфракрасную съемку; 3) узлы пересечения линейных зон (рифтогенных, глубинных разломов) контролируют размещение районов и полей, но локализуются эти объекты чаще на периферии или в отдельных зонах вблизи этих узлов; 4) в качестве базовой может быть принята модель глубинной структуры алмазоносного района стабильных платформ, отклонения от нее в активизированных платформах и докембрийских блоках складчатых систем можно рассматривать как результат деструкции глубинной структуры.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ

Всего к анализу привлечено 23 объекта, из них 9 - в Китае, 6 - в Приамурье и Приморье, 7 - в Якутии, 1 - в Беломорье. Один район - Ханкайский, охватывает проявления алмазов Западного Приморья и смежных площадей провинции Хэйлунцзян. Геофизические характеристики алмазоносных районов Восточной Азии приведены в таблице 1.

Для количественной оценки данных таблицы 1 построены гистограммы распределения геофизических признаков рассмотренных объектов (рис. 2). Анализ таблицы и гистограмм показывает следующее: 1) алмазоносные районы обычно размещаются вблизи зон повышенного или невысокого горизонтального градиента аномалий силы тяжести (гравитационных ступеней) на окраине крупных гравитационных максимумов и редко минимумов; 2) положительное аномальное магнитное поле наблюдается чаще, чем отрицательное, изменчивость поля высокая; 3) среднее значение теплового потока 30-50 мвт/м²; геотермический градиент низкий 5-20°С/км, редко повышенный 30°С/км; 4) мощность земной коры в среднем составляет 35-40 км, в подавляющем

большинстве случаев районы проявления алмазов локализованы в зонах повышенного горизонтального градиента рельефа Мохо (ступенях); 5) мощность литосферы меняется в широком диапазоне от 60 до 250 и более км, преобладает совмещение районов с зонами повышенного горизонтального градиента изменения ее мощности.

Сопоставление гистограмм распределения геофизических параметров районов алмазопоявлений с данными таблицы 1 приводит к выводу о наличии двух типов характеристик: а) с явно доминирующим параметром; б) с результатом осреднения параметров отдельных отчетливо выраженных по тем или иным свойствам групп. К первому типу характеристик относится положение районов на границе блоков земной коры и литосферы с разными физическими свойствами. Второй тип характеристик включает значения мощности земной коры и литосферы, теплового потока и геотермического градиента, особенности сейсмического разреза земной коры и верхней мантии.

По характеру распределения мощности земной коры в алмазоносных районах территорию Восточной Азии можно разбить на три области, отвечающие Восточно-Китайской, Якутской кимберлитовым провинциям и Амурскому региону. В первых двух наблюдается отчетливый тренд уменьшения мощности земной коры, соответственно, в Восточно-Китайской провинции с запада на восток, в Якутской - с юга на север. Причем в Восточно-Китайской провинции резкое изменение мощности в районах проявления алмазов происходит на Пограничной гравитационной ступени, в Якутской - наиболее продуктивные алмазоносные районы на юге характеризуются повышенной мощностью коры 43-47 км, а на севере среднее значение мощности коры алмазоносных районов составляет 36 км. Таким образом, в Восточно-Китайской провинции основные промышленные районы Западно-Шаньдунский и Южно-Ляонинский имеют сокращенную мощность земной коры, а в Якутской в Мало-Ботуобинском и Далдыно-Алакитском - утолщенную кору. В Амурском регионе закономерные изменения мощности коры в районах проявления алмазов не выражены. Она примерно одинаковая для всех районов 33-36 км независимо от их структурного положения.

Менее представительна информация о геотермических характеристиках алмазоносных районов Восточной Азии. Но и здесь отмечается достаточно отчетливое их различие в Восточно-Китайской и Якутской провинциях. Среднее значение теплового потока в первой - 45 мвт/м², во второй - 18 мвт/м². В Амурском регионе геотермические характеристики районов алмазопоявлений близки таковым в Восточном Китае. Данные о геотермическом градиенте

Таблица 1

Геофизические характеристики алмазоносных районов Восточной Азии

N	Геофизические характеристики						
	Районы	Гравитационные	Магнитные	Геотермические	Сейсмические	Земная кора	Литосфера
1	2	3	4	5	6	7	8
1	Западный Хуанань	Пограничная зона (трансрегиональная ступень-повышенный горизонтальный градиент поля)		29-36/10	повышенная скорость в нижней коре; изгиб Мохо и поверхности астеносферы	ступень 36-38	ступень 160
2	Дабашань	- " -		49/19	чередование в низах коры высоко- и низкоскоростных пропластнов	ступень 40	ступень 140
3	Дабешань	краевая часть интенсивного минимума	отрицательное поле (линейный субширотный минимум)	50/17		ступень 34	ступень 140
4	Хэби	Пограничная зона	дифференцированное преимущественно положительное поле	59/25	изгиб Мохо, высокоскоростные пропластки в верхах мантии	ступень 34-36	ступень 80
5	Западный Шаньдун	региональная ступень разлома Танлу	узел сочленения линейных максимумов северо-восточного и субширотного направления	48-66/20-25	зеркальное соотношение прогиба Мохо и поднятия верхнекорового слоя; стык окончаний волноводов в средней и нижней коре	ступень 32-34	ступень 80-100
6	Иньсянь	Пограничная зона	зона повышенного горизонтального градиента поля северо-восточного простираения	49	пологий склон Мохо, стык волноводов и высокоскоростных пластов в средней и нижней коре	ступень 38-40	ступень 100
7	Южный Ляонин	региональная ступень разлома Танлу	цепочка минимумов северо-восточного направления	41-64/11-18	подъем Мохо и вышележащих слоев коры, волновод в средней коре, слой повышенной скорости в низах коры	ступень 32-34	ступень 80
8	Минцзу	- " -	цепочка минимумов разлома Танлу	43/17		ступень 35	ступень 100

1	2	3	4	5	6	7	8
9	Дуньхуа	ступень, край регионального минимума	линейный минимум северо-восточного простирання	48/34		ступень 36	ступень 80-100
10	Ханкайский	региональный максимум	положительное поле на востоке повышенное, на западе спокойное	42-45	изгиб Мохо, стыки зон пониженных и повышенных скоростей в верхах мантии (7.5-8.5)	ступень 34-35	ступень 100-150
11	Анюйский	ступень, край регионального минимума	положительное поле, цепочка максимумов		стыки зон повышенной и пониженной скоростей в верхах мантии (8.4-7.4) и низах коры, изгиб Мохо и верхнекоровых границ		
12	Кульдурский	линейный минимум, на юге - ступень (край максимума)	положительное, слабо дифференцированное поле	41-52/18-22	срыв границ рельефа поверхности Мохо, край инверсных границ в верхней и средней коре	ступень 32-34	ступень 120
13	Каменушенский	положительное поле, максимум сложной формы	стык цепочек отрицательных аномалий субширотного и северо-восточного направлений	43/31		ступень 36	ступень 170
14	Джалтинский	ступень, на краю цепочки относительных максимумов	отрицательное поле, локальный максимум			ступень 32-34	ступень 180
15	Мало-Ботуобинский	зона пониженного градиента поля (переход от интегсивного минимума к максимуму) северо-восточной ориентировки	зона повышенного горизонтального градиента поля	16/5	стык зон высоких и нормальных значений скоростей верхов мантии (8.4-8.0), зеркальное отображение Мохо и границ в средней коре	ступень 47	150-250
16	Далдыно-Алакитский	относительный максимум сложной формы	субмеридиональные полосовые аномалии, положительные и отрицательные	18-22/6	стык зон высоких и нормальных значений скоростей верхов мантии (8.9-8.0); зеркальное отображение изгибов мантии и границ средней коры	ступень 47	150-250

1	2	3	4	5	6	7	8
17	Мунский	зона повышенного градиента сложной формы	преимущественно отрицательное, реже положительное		стык зон высоких и нормальных значений скоростей верхов мантии ; зеркальное отображение прогиба Мохо и границ средней коры, повышенная скорость в нижней и средней коре	ступень 43	150-250
18	Средне-оленекский	минимум, на юге - край максимума	полосовая аномалия дугообразной формы субширотного и северо-западного направления		слабый изгиб Мохо	38-40	150-250
19	Нижне-оленекский	максимум	положительное, слабо дифференцированное поле низкой интенсивности			36	150-250
20	Приленский	максимум (краевая часть)	положительное и отрицательное спокойное поле низкой интенсивности			36	150-250
21	Анабарский	чередование минимумов и максимумов	цепочка линейных интенсивных максимумов северо- западного простирания			ступень 36	150-250
22	Гарьско-Тыгдинский (ореолы минералов индикаторов алмазоносных пород)	региональная ступень субширотного простирания, на севере- цепочка минимумов, на юге- цепочка максимумов	цепочка положительных аномалий субширотной ориентировки		резкий изгиб Мохо, инверсный изгиб верхнекоревой границы	36-38	175-180
23	Зимне-бережный	край максимума	минимум отрицательного поля	27-30/11	на границе высокоскоростной (8.4) и менее скоростной (8.2) мантии, волноводы в средней коре, изгиб среднекоревой границы, конформный подьему границы Мохо	34-42	

Примечание. Графа 2 - алмазоносные районы, районы проявления алмазов; графа 5 - в числителе тепловой поток, в мВт/м², в знаменателе - геотермический градиент, в °С/км; графа 6 - данные по разрезам, граничная скорость, в км/с; графы 7,8 - данные по картам: 7 - морфология поверхности Мохо и ее мощность, в км; графа 8 - морфология подошвы литосферы и ее мощность, в км; ступень - повышенный горизонтальный градиент глубинных границ. При составлении таблицы использовались материалы [20,22,21,35,41,42,50,54]

исследуемых объектов Восточной Азии скуднее, чем о тепловом потоке, поэтому их трудно анализировать. Как показали наши исследования геотермических параметров осадочных бассейнов Восточной Азии, многие из которых имеют рифтогенную природу, их распределение носит разный характер для бассейнов, расположенных на тихоокеанской окраине к востоку от Пограничной гравитационной ступени и уходящих в глубь континента (20). В первой группе бассейнов определяющим является изменение геотермического градиента, в целом коррелирующееся с изменением мощности земной коры. Во второй группе повышенную роль играет коэффициент теплопроводности горных пород геологического разреза. Здесь есть бассейны, где геотермический градиент низкий, а тепловой поток и мощность земной коры повышены. В бассейнах с повышенными значениями градиента и в этой группе мощность земной коры относительно сокращена. Эти закономерности могут иметь отношение к распределению алмазности, контролируемой рифтогенными зонами. В то же время рассмотрение геотермических параметров алмазных районов Восточно-Китайской провинции показывает различие средних значений геотермического градиента и в меньшей степени теплового потока этих районов и осадочных бассейнов, расположенных в Восточно-Китайском рифтовом поясе. Для первых средние значения теплового потока составляют 40-50 мвт/м², геотермического градиента 20°С/км, а для вторых соответственно 50-60 и 30 единиц.

Для размещения алмазных районов Восточной Азии характерна преимущественная их связь с линейными магнитными аномалиями и узлами их пересечения. Районирование по магнитному полю этих объектов осуществить трудно.

Таким образом, анализ таблицы 1 и гистограммы (рис.2) показывает близость геофизических характеристик алмазных районов Восточного Китая и Амурского региона. Поэтому остановимся подробнее на описании глубинного строения алмазных объектов Восточного Китая, на территории которого установлена промышленная алмазность.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ АЛМАЗНОСНЫХ И ПЕРСПЕКТИВНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОГО КИТАЯ

В этом регионе к настоящему времени известны следующие проявления алмазов, большинство из которых можно отнести к рангу алмазных районов и полей (в скобках): Южный Ляонин (Фусянь, Телин, Хуаньжэнь), Западный Шаньдун (Мэньин), Западный Хуанань (Шэнчун, Чженьюань, Мепин, Дахиншань, Нинсян, Даяюань, Чуаньси),

Дабашань (Иншань, Пэнчжабан), Дабешань, Хэби, Инсянь (Янгао, Люлинь), Минцзу, Дуньхуа, Дунмин, Хуанань, Жаохэ [15, 24, 47, 54, 58].

Из них промышленное значение имеют Южный Ляонин, Западный Шаньдун и Западный Хуанань. В первых двух распространены алмазные кимберлиты и россыпи, в Западном Хуанани кимберлиты, лампроиты и россыпи. Остальные проявления алмазов находятся в аллювии и телах кимберлитов. Алмазы некимберлитового типа найдены в Дабешаньском хребте и относятся к метаморфогенному типу [51]. Предпосылки другого типа алмазности, связанного с офиолитами и базальтами, имеются в уезде Жаохэ на севере провинции Хэйлунцзян [56].

Рассмотрим глубинное строение некоторых из перечисленных алмазных районов Восточного Китая. Отметим, что почти все они располагаются в окрестностях двух глубинных рудоконтролирующих структур: 1) разлома Танлу и его разветвлений к северу от Бохайского залива; 2) Пограничной гравитационной ступени (Тайханского разлома). Наиболее четко в геофизических полях и глубинной структуре региона выражен Тайханский разлом, фиксирующийся Дахинган-Тайхан-Улинской гравитационной ступенью, являющейся частью трансрегиональной Пограничной гравитационной ступени на территории Восточного Китая. По расчетам Фэн Жуя [43] этой гравитационной ступени отвечает полоса повышенной плотности пород на поверхности мантии 3.30-3.33 г/см³ на фоне 3.20-3.24 г/см³ и зона интенсивного горизонтального градиента изменений рельефа поверхности Мохо. Разлом Танлу имеет те же особенности, но более уверенно выделяется в аномальном магнитном поле, хотя на разных его отрезках знак и тип аномалий может быть разным. Центральная часть разлома Танлу - разлом И-Шу и Бохайский отрезок Танлу отличаются положительными магнитными аномалиями, Итун-Иланьская или Илань-Шулайская ветвь Танлу - отрицательными, а Фушунь-Мишаньская или Дуньхуа-Мишаньская (Дуньми) - зоной повышенного горизонтального градиента поля. Все ветви разлома Танлу подобно Тайханскому разлому фиксируются зонами повышенной плотности в мантии. Они также пространственно совпадают с гравитационными ступенями, ступенями рельефа Мохо и зонами изменения рельефа подошвы литосферы.

Сино-Корейская платформа. Южный Ляонин. Алмазные кимберлиты района располагаются на северо-востоке Сино-Корейской платформы, по классификации древних кратонов А.Д.Янсе [8] относящейся к архонам.

Поля кимберлитов находятся к востоку от разлома Танлу на западном краю Ляодунского

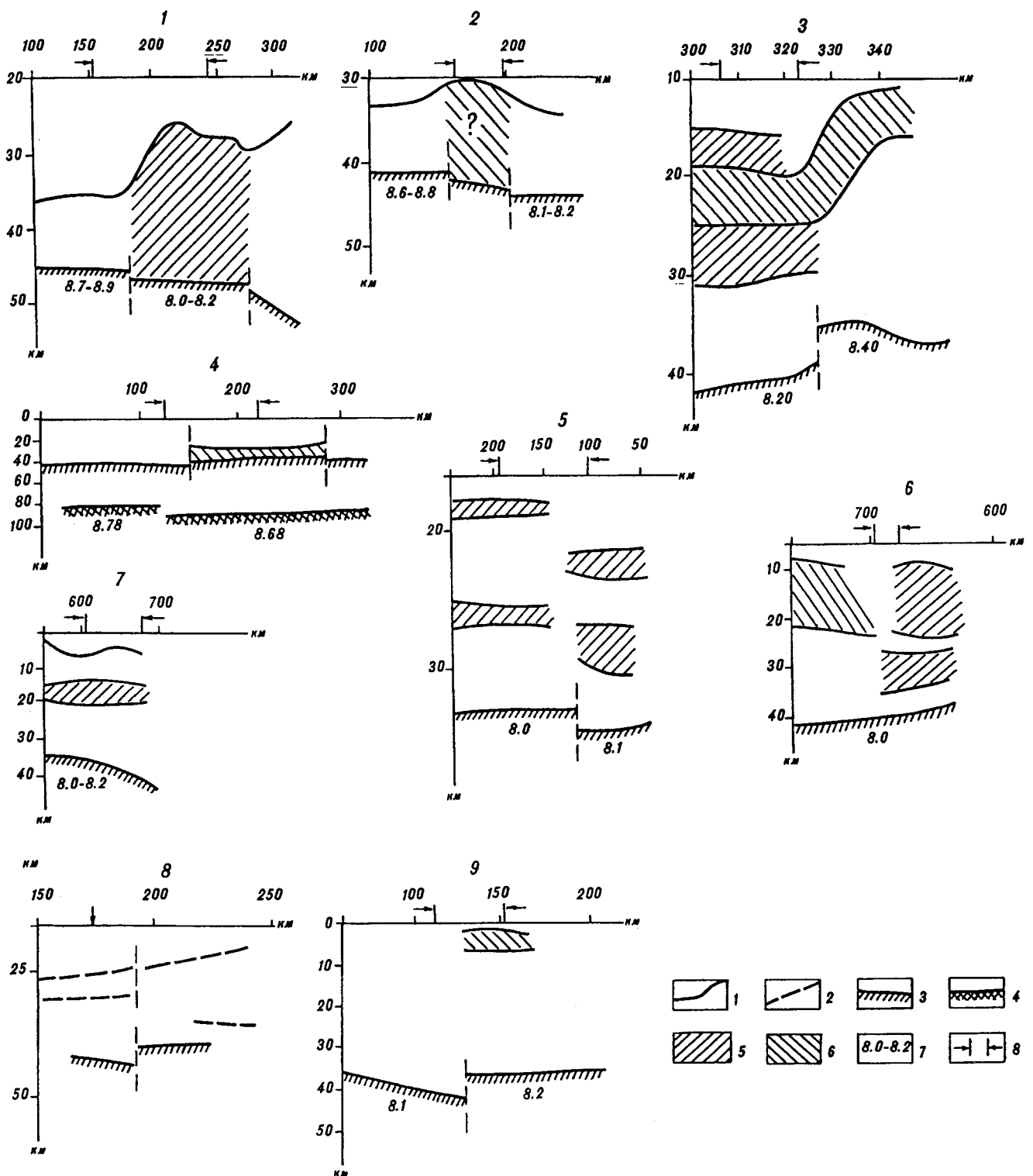


Рис. 3. Схематизированные сейсмические разрезы алмазоносных районов и проявлений Восточной Азии.

(1-4) - сейсмические границы: 1 - внутрикоровые, 2 - инверсные по данным МОВЗ, 3 - Мохо, 4 - кровля астеносферы; (5-6) - скоростные неоднородности: 5 - волновод, 6 - повышенные пластовые скорости; 7 - граничные скорости на поверхности мантии, 8 - местоположение объекта.

Районы: 1 - Далдыно-Алаkitский, 2 - Мало-Ботуобинский, 3 - Зимнебережный, 4 - Западный Хунань, 5 - Западный Шаньдун, 6 - Инсянь, 7 - Южный Ляонин, 8 - Кульдурский, 9 - Гарьско-Тыгдинский.

При составлении рисунка использовались материалы: [5, 21, 32, 41, 49, 57].

выступа, сложенного раннедокембрийскими метаморфическими породами аньшаньской серии архея и серии ляхэ раннего протерозоя. Западная часть района представлена прогибом Фучжоу, выполненным синийскими отложениями, прорванными кимберлитами раннепалеозойского возраста 457-462 млн лет [48]. По мнению У Яшаня с соавторами [8] в архее на рубеже около 3 млрд лет два протоконтинента (террейна) - на западе Северо-Китайский, на востоке Ляолу - испытали коллизию примерно по линии разлома Танлу.

На территории Южного Ляонина выполнен большой объем геофизических работ (аэромагнитных, гравиметрических, сейсмических, геотермических, электромагнитных), проведено дешифрирование аэроинфракрасных снимков и тепло-инфракрасных сканирующих изображений. По результатам дешифрирования [40] выделена субширотная зона из 15 разломов, в которой сконцентрированы десятки известных кимберлитовых тел. Наиболее крупные разломы совпадают с осью положительной магнитной аномалии, расположенной на стыке отрицательного на севере и положительного на юге аномальных магнитных полей. Расчеты рельефа поверхности Кюри по магнитным аномалиям [41] показывают его сильную расчлененность с развитием систем линейных поднятий и прогибов субширотного, северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простирания.

Последние являются самыми молодыми, подтверждая сведения о молодом возрасте разломов этого направления в регионе и их левосдвиговой природе. На карте мощности земной коры четко выражены ступенями рельефа Мохо разломы северо-восточной и субширотной ориентировки, реже отмечаются левосдвиговые разломы северо-западного направления, смещающие разломы других систем. Выходы алмазоносных кимберлитов сосредоточены в субширотных зонах вблизи их пересечения разломами иной ориентации. Наблюдается локализация кимберлитов в участках смены интенсивности теплового потока с высоких значений 66-75 мВт/м² на западе на низкие 40-47 мВт/м² на востоке.

Сейсмические разрезы Южного Ляонина (рис.3), выполненные по профилям ГСЗ Люйян-Ханчэн-Дунгоу и Енлехобо-Дагушань [49], характеризуются следующими особенностями: 1. поля кимберлитов располагаются в краевых частях поднятий Мохо; 2. эти поднятия сопровождаются подъемом границ вышележащих слоев земной коры, амплитуда подъема коровых границ в направлении к дневной поверхности уменьшается; 3. в средней коре установлено утолщение волновода, совпадающее с горизонтом пониженного электрического сопротивления пород по данным МТЗ; 4. на поверхности мантии не

обнаружены участки с повышенной скоростью продольных сейсмических волн, в целом она близка к нормальной 8.0-8.2 км/с, скорость поперечных волн повышена 4.4 км/с по сравнению с вышележащими слоями земной коры 4.1 и нижележащей мантии 4.2 км/с; 5. в кровле средней коры сосредоточены очаги сильных землетрясений с магнитудой, достигающей величин 6-7.3 [41, 49].

Западный Шаньдун. Поля алмазоносных кимберлитов (457 млн лет) района находятся в западной части Шаньдунского выступа Сино-Корейской платформы, на западном и восточном (россыпи) крыльях разлома Танлу. На первом участке установлено более ста тел, большинство из которых алмазоносны. Считается, что разлом Танлу отделяет архейский фундамент Западного Шаньдуна от протерозойского восточного. У Яшань [8] относит район Западного Шаньдуна, также как Южного Ляонина, к террейну Ляолу, но в этом случае положение зоны древней коллизии террейнов Ляолу и Северо-Китайского остается неясной. Возможно, она смещается к Тайханскому разлому, т.к. прототипами этих террейнов являются архейские ядра Ордоса и Жилу, разделенные Тайханским разломом [8].

Западно-Шаньдунский кимберлитовый район покрыт гравиметрической и аэромагнитной съемками, пересечен профилями ГСЗ, охвачен геотермическими и электромагнитными наблюдениями. На карте мощности земной коры выделяются зоны повышенного градиента рельефа Мохо преимущественно северо-восточного, реже северо-западного простирания. Одна из них совмещается с разломом И-Шу - центральной частью разлома Танлу. Алмазоносные кимберлиты расположены вблизи пересечения разлома И-Шу с разломами северо-западного направления. В гравитационном поле разлом И-Шу фиксируется четкой ступенью, а разлом северо-западной ориентировки отмечается (западнее И-Шу) локальными минимумами силы тяжести. В магнитном поле разлом И-Шу трассируется цепочкой положительных аномалий. К западу от И-Шу аномалии ориентированы на северо-запад, к востоку на северо-восток. Значения теплового потока на западе 47-50 мВт/м², на востоке 63 мВт/м² и более. Алмазоносные кимберлиты располагаются в западном блоке.

Сейсмический профиль ГСЗ Сишуй-Лянъюнган (рис.3), проходящий через поля алмазоносных кимберлитов, дает достаточно дифференцированный глубинный разрез земной коры и мантии под ними [41]. Его основные особенности следующие: 1. наблюдается зеркальное отображение изменений рельефа сейсмических границ в нижней части коры - прогиб Мохо и в верхней - подъем границ на глубине

3-5 км к востоку от тел кимберлитов; соответственно этому алмазоносный район находится на склонах границы М и верхнекоровых границ; 2. в средней и нижней коре отмечаются волноводы на глубине 18, 23 и 30 км, причем положение тел кимберлитов коррелируется с окончаниями волноводных линз; 3. скорость продольных волн на поверхности мантии нормальная 8.1 км/с, а поперечных повышенная 4.45 км/с; 4. на глубине 70 км в мантии отмечается сгущение электропроводящих слоев, скорость поперечных волн понижена до 4.3 км/с; 5. кровля астеносферы проводится на глубине 90 км, где скорость поперечных волн достигает 4.2 км/с и с глубиной понижается.

Хэби, Инсянь, Минцзу, Дунмин. Помимо районов Южного Ляонина и Западного Шаньдуя с промышленной алмазоносностью на Сино-Корейской платформе установлены кимберлиты районов Хэби, Инсянь, Минцзу и россыпное проявление алмазов Дунмин. По представлениям У Яшаня [8] кимберлиты Хэби и Инсяня располагаются в пределах Северо-Китайского террейна, а кимберлиты Минцзу и проявление Дунмин в контурах террейна Ляолу. Кимберлиты Хэби и Инсянь имеют молодой возраст 117-52 млн лет [48] и контролируются Пограничной гравитационной ступенью, причем Инсянь примыкает к ступени с запада, а Хэби с востока. Кимберлиты Минцзу приходятся на Итун-Иланьскую ветвь разлома Танлу. Районы Минцзу и Дунмин располагаются у северного ограничения Сино-Корейской платформы.

Связь с интенсивной Пограничной гравитационной ступенью кимберлитов Хэби и Инсянь обуславливает их положение в зоне изменения мощности земной коры от 34 до 42 км. Мощность литосферы в этих районах близка и составляет 80-100 км. В аномальном магнитном поле на мелко-масштабных картах оба района выражены не четко, но намечается их локализация в узле пересечения северо-восточных и субширотных аномальных линейных зон. В геотермическом отношении районы изучены слабо, отмечается нахождение их в области понижения значений теплового потока 47-50 мВт/м² на фоне 60-65 мВт/м².

Сейсмический разрез по меридиональному профилю ГСЗ Суйсянь-Аньян, пересекающий район Хэби [41], не соответствует современным требованиям и не содержит полной информации о распределении скоростей и структуре земной коры и мантии. Дополнительные представления об этом можно почерпнуть из текста упомянутой работы и приведенных в ней скоростных колонок. На разрезе наблюдается сокращение мощности земной коры при пересечении профилем р.Хуанхэ. Кимберлиты Хэби приходятся на склон поднятия Мохо севернее по профилю. Рельеф

внутрикоровых и подкоровых границ на сейсмическом разрезе не отрисован. По скоростным колонкам волноводы в земной коре не обнаруживаются. В верхней мантии вблизи Мохо указывается на наличие двух высокоскоростных тонких пропластков. Значения скорости головных волн слабо повышены 8.24 км/с. Между этими пропластками предполагается волновод.

Более качественный глубинный разрез построен по профилю ГСЗ Цзыбо-Инсянь [47], на северо-западном окончании которого находятся кимберлиты района Инсянь. На разрезе показано распределение скорости продольных и поперечных волн в коре и мантии, значения плотности земной коры, результаты магнитотеллурических зондирований. По этим данным глубинный разрез земной коры и верхней мантии района имеет следующие характеристики: 1. положение проекции района на пологий склон поверхности Мохо; 2. локализация на стыках волноводов и пластов с повышенной скоростью продольных волн на глубине 10-20 и 30 км; 3. наличие наклонной границы в коре на глубине 10-20 км; 4. плотность земной коры относительно соседних участков повышена: в верхней части 2.83 г/см³, в нижней - 2.90-2.93 г/см³; 5. узкий электропроводящий слой на глубине 20 км; 6. скорость продольных волн в кровле мантии 8.0 км/с, а поперечных 4.35 км/с, плотность 3.33 г/см³; 7. кровля астеносферы на глубине 90 км, скорость поперечных волн в ней 4.25-4.15 км/с. Точная привязка алмазопоявления Дунмин в работе [56] не приведена.

Минцзу, Дунмин. Поля кимберлитов практически находятся на одной линии с кимберлитами Южного Ляонина и вблизи линии разлома Итун-Илань. Последний отмечается гравитационной ступенью слабой интенсивности, ступенью в рельефе Мохо и рельефе кровли астеносферы, цепочкой отрицательных магнитных аномалий, которая в районе выходов кимберлитов фиксируется относительным локальным максимумом небольшой амплитуды. Мощность литосферы 100 км, мощность земной коры 34-35 км, тепловой поток 42-43 мВт/м², на границе с повышенным тепловым потоком 53-60 мВт/м². Сейсмические зондирования в районе не проводились.

Платформа Янцзы. Из приведенного выше списка алмазоносных объектов Восточного Китая районы Западный Хунань и Дабашань располагаются на кратоне Янцзы. По классификации А.Д.Янсе [8] этот кратон относится к тектонам и более перспективен для поисков алмазов лампроитового типа, чем кимберлитового.

Район Западный Хунань включает россыпные месторождения алмазов, поля кимберлитов (Шэнчун, Чжэньюань) и алмазоносных лампроитов. Последние

образуют пять полей широкого возрастного диапазона от 540 до 166 млн лет [58] на западе провинции Хунань. Большинство из них сформировано в раннем и среднем палеозое (490-328 млн лет), хотя богатые калием породы внедрились главным образом в мезозое-кайнозое. Эти данные свидетельствуют о структурной эволюции кратона Янцзы от архона через протон к тектону. Алмазоносные объекты располагаются по обе стороны оси Пограничной гравитационной ступени. Северо-восточная часть района пересечена профилем ГСЗ Хэйшуй-Цюаньчжоу (рис.1), охватывающим Южно-Китайскую складчатую систему каледонид, кратон Янцзы и осадочный бассейн Сычуань. По результатам гравитационного моделирования [57] район Западный Хунань находится в области перехода от мантии с низкой плотностью складчатой системы к мантии с повышенной плотностью бассейна Сычуань. Скачок плотности на поверхности астеносферы составляет 0.04 г/см^3 , а скорости 0.1 км/с . На разрезе (рис.3) отмечается поднятие поверхности Мохо на 5-6 км. Поднятый блок коры ограничен глубинными разломами листрического типа, низы коры характеризуются повышенной плотностью 2.95 г/см^3 .

На севере платформы Янцзы по обе стороны от Пограничной ступени расположены поля кимберлитов района Дабашань, часть из них алмазоносна. Сейсмический разрез по профилю ГСЗ Суйсянь-Сиань [41] по качеству не отвечает современным требованиям. Особенностью разреза нижней части земной коры является чередование высокоскоростных и низкоскоростных пропластков. Мощность литосферы платформы Янцзы в районах Западный Хунань и Дабашань достигает 140-160 км. Среднее значение теплового потока и геотермического градиента низкие $30\text{-}40 \text{ мВт/м}^2$ и $10\text{-}20 \text{ }^\circ\text{С/км}$.

Складчатые пояса. Проявления алмазов установлены в восточной части хребта Дабешань в Циньлин-Дабешаньском коллизионном орогенном поясе и в складчатом поясе герцинид (Гири-Хэйлуцзянская система). В Дабешаньском районе Окай и Шенгор [51] выделили два террейна горячих и холодных эклогитов, в первом из которых выявлены козсит и алмазы метаморфогенного типа. Коллизия между Сино-Корейской и Янцзы платформами произошла в позднем палеозое - раннем мезозое. Зона коллизии смещена на востоке по трансформному проторазлому Танлу. Другой вариант, базирующийся на магнитных и сейсмических данных, предполагает, что в среднем мезозое верхняя часть земной коры платформы Янцзы к востоку от разлома Танлу сорвана и надвинута на Сино-Корейскую платформу, а нижняя часть субдуцирована под нее. Магнитные аномалии отрицательного знака к востоку от Танлу

подчеркивают структуры срыва [46], растянутые от г.Нанкина до Шаньдунского полуострова.

В складчатом поясе герцинид основные перспективы алмазоносности связываются с блоком Цзямусы, являющимся частью крупного Ханкайско-Цзямусы-Буреинского массива [56]. Предполагается лампроит-кимберлитовый тип алмазоносности, но известные проявления алмазов встречены в аллювии (Дуньхуа, Хуанань). Глубинными сейсмическими зондированиями эта часть Северо-Восточного Китая была не исследована. В настоящее время пройден комплексный геолого-геофизический профиль Маньчжурия-Суйфэнхэ протяженностью 1300 км, включающий гравиметрические, магнитные, палеомагнитные, геотермические, магнитотеллурические, различные варианты глубинных сейсмических и сейсмологических наблюдений, включая сейсмическую томографию. Глубинный разрез еще не опубликован, но информация по выполненным исследованиям частично представлена в тезисах международного симпозиума в 1994 году в Чанчуне. Блок Цзямусы характеризуется следующими данными: мощность земной коры 39 км, тепловой поток на поверхности 53.9 мВт/м^2 (в угленосных бассейнах Фуцзинь и Цзиси), на границе Мохо 25.2 мВт/м^2 , электропроводящий слой на глубине 20-30 км мощностью 2 км [45].

ОБОБЩЕННАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ РАЙОНОВ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Степень изученности глубинной структуры районов с различным типом алмазоносности разная. Наиболее полно исследовано глубинное строение алмазоносных районов кимберлитового магматизма (Якутская провинция). Известные районы промышленной алмазоносности лампроитов Австралии (Аргайл, Эллендейл) не обеспечены сейсмическими разрезами земной коры и верхней мантии. По минералогическим и другим геологическим критериям выделяется переходный кимберлит-лампроитовый тип алмазов в Архангельской области [6] и в провинции Ляонин Китая [39]. Материалы глубинных сейсмических исследований этих районов нами собраны и в настоящей работе приведены. При построении обобщенной модели глубинной структуры алмазоносного района учитывалась интенсивность тектоно-магматической активизации и геодинамической активности, особенно сдвигов, возраст алмазоносных пород и последующей активизации.

Основная геофизическая информация, необходимая для построения модели, помещена в таблице 1, на глубинных разрезах (рис.3) и гистограммах (рис.2). Анализ этих данных показывает, что алмазоносный район по геофизическим признакам не может быть, как правило, оконтурен со всех сторон четкими

границами, также как, между прочим, и алмазоносное поле. Он контролируется линейными зонами повышенного горизонтального градиента свойств, располагается на их пересечении или на краю крупной глубинной неоднородности. Сам же очень редко выражен четкой геофизической аномалией, и то в лучшем случае на разрезе, но не в трехмерном изображении. Поэтому предложенная нами обобщенная модель глубинного строения представлена в табличной форме с фиксацией ее свойств по глубинным срезам на уровне поверхности мантии, низов коры, средней и верхней коры (таблица 2).

Анализ таблицы 2 позволяет определить отличительные особенности глубинного разреза алмазоносных районов на перечисленных уровнях срезов земной коры и верхней мантии:

верхняя мантия - участки аномально высоких значений граничной скорости (плотности) на поверхности мантии, на стыке с участками нормальной или пониженной скорости (плотности) положение искомого объекта; зоны повышенного горизонтального градиента рельефа глубинных границ (Мохо, подошвы литосферы);

нижняя кора - дифференцированность скоростного (плотностного) разреза по латерали и глубине, положение объекта на сочленении слоев с резко различными свойствами, наличие в низах разреза пропластков с высокой скоростью (плотностью);

средняя кора - подъем кровли отражающей границы, волноводы (слои с пониженной плотностью);

верхняя кора - поднятия, включая фундамент, положение объекта на склонах поднятий, низкие значения теплового потока и геотермического градиента.

ПЕРСПЕКТИВЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ АМУРСКОГО РЕГИОНА

В этом разделе рассматривается главным образом российская территория региона. Основными структурными элементами являются юго-восточная часть Сибирской платформы, восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса, западная - Тихоокеанского, представленная Сихотэ-Алинской складчатой системой. В складчатом обрамлении древних платформ присутствуют крупные блоки докембрийских пород в виде различного типа массивов. На всей территории Амурского региона широко проявлены разновозрастные процессы тектоно-магматической активизации и рифтогенеза. С общегеологической точки зрения рассматриваемая территория благоприятна для поисков алмазов.

Юго-восток Сибирской платформы имеет гетерогенный раннедокембрийский фундамент, неоднократно активизированный в неогене. В позднем

протерозое это выражено проявлением щелочно-ультрабазитового магматизма, в палеозое - внедрением дайкового комплекса основных пород, в мезозое - широкой гаммой кислых и щелочных интрузивных образований. Относительно перспектив поисков алмазоносных кимберлитов многие исследователи высказываются без должного оптимизма по ряду причин: во-первых, фундамент платформы был существенно переработан в раннем протерозое, в связи с чем его можно отнести к протону по классификации Янсе [8]; во-вторых, на этой периферии платформы магматизм представлен кимберлитоподобными породами (ингилитами, пикритами) и щелочно-ультраосновными массивами центрального типа. Однако в отношении алмазоносных лампроитов юго-восток Сибирской платформы имеет предпосылки для их обнаружения. На территории Алданского щита выделена и описана Алданская лампроитовая провинция [23].

Особо следует остановиться на Становой складчато-блоковой области, структурную основу которой образуют раннедокембрийские комплексы. Геолого-геофизические данные свидетельствуют о преобразовании земной коры в мезозое, отраженном в развитии крупных массивов мезозойских гранитоидов, близких по химическому составу толщам докембрийских пород [16]. В то же время в пределах этой складчатой области обнаружены два мелких кристалла алмазов, представленных водяно-прозрачными кубоидами с матово-зеленой окраской на поверхности [34]. Они извлечены из гранатового амфиболита, обломок которого отобран то ли из аллювия р.Джалты, то ли из более древней рыхлой "яснополянкой толщи". Первоначально Г.И. Туговик охарактеризовал породу как эклогит гранулитового комплекса, позднее сравнил с кимберлитами. Таким образом, генетический тип проявления не определен однозначно. Последующие поисковые работы ясности не внесли. Действительно, в бассейне р.Джалты широко распространены эклогитоподобные породы с плагиоклазом, являющиеся составной частью гранулитового комплекса Дамбукинского блока [16]. Условия их образования, судя по существующим минеральным геотермометрам, не выходят за пределы нижнекоровых. Геологическая обстановка, окраска кристаллов алмаза на поверхности, отсутствие коэсита, низкие геотермобарические показатели не позволяют отнести это проявление к метаморфогенному типу подобно дабешаньскому или казахстанскому [25]. Остается предположить, что алмаз в "гранатовом амфиболите" Г.И.Туговика связан скорее всего с дометаморфическим комплексом основных и ультраосновных пород. Мелкие кристаллы аксессуарного алмаза в ультрабазитах и базитах сохранились, по-видимому,

Обобщенная модель глубинного строения алмазоносных районов Восточной Азии

Геофизические признаки	Положение в структуре	Примеры районов
1	2	3
ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ		
1. Скоростные		
1.1. Полосовые шириной 80-120 км и узкие 30-40 км линейные зоны с наличием участков аномально высокой граничной скорости на поверхности мантии (8.4-9.0)	внутри зон, на стыке участков высокоскоростной (8.4-9.0) и нормальной 8.0-8.1) мантии	Мало-Ботуобинский, Далдыно-Алакитский, Зимнебережный
1.2. В активизированных в мезозое-кайнозое областях возможно сохранение фрагментов высокоскоростной (8.2-8.5) мантии	на стыке высокоскоростных и низкоскоростных (7.5-8.5) пропластков в мантии	Хэби, Ханкайский, Анюйский
2. Плотностные		
Протяженные полосовые шириной 100-200 км и сравнительно узкие 40-60 км линейные зоны на поверхности мантии	внутри и вблизи зон (Пограничная ступень, разлом Танлу и др.)	Западный Хунань, Дабашань, Хэби, Инсянь, Западный Шаньдун, Южный Ляонин, Минцзу
3. Осложнения морфологии глубинных границ		
3.1. Зоны повышенного и слабо повышенного горизонтального градиента рельефа Мохо	внутри и вблизи зон	большинство районов Восточной Азии
3.2. Зоны повышенного горизонтального градиента рельефа подошвы литосферы	внутри зон	большинство районов Восточного Китая и Амурского региона
НИЖНЯЯ КОРА		
4. Скоростные		
Преобладает латеральное изменение значений пластовых скоростей		
4.1. Слои повышенной скорости	к слою	Западный Хунань, Южный Ляонин, Мунский
4.2. Чередование, стык слоев и блоков повышенных и пониженных значений скоростей	на стыке слоев и блоков с разной скоростью	Дабашань, Инсянь, Ханкайский, Анюйский, Мало-Ботуобинский, Далдыно-Алакитский

1	2	3
4.3. Волноводы	на стыке волноводов	Западный Шаньдун, Зимнебережный
4.4. Повышенное поглощение сейсмических волн и высокий коэффициент Пуассона		Мало-Ботуобинский, Далдыно-Алакитский, Мунский
5. Плотностные		
5.1. Слои с повышенной плотностью	к слою	Западный Хунань, Южный Ляонин
5.2. Чередование слоев	на стыке слоев и блоков с разной скоростью	Инсянь, Дабашань
5.3. Слои с пониженной плотностью	на стыке слоев	Западный Шаньдун
СРЕДНЯЯ КОРА		
6. Скоростные		
6.1. Волноводы	края волноводов, на стыке с высокоскоростными слоями	Западный Шаньдун, Южный Ляонин, Инсянь, Кульдурский, Мало-Ботуобинский, Зимнебережный
6.2. Подъем кровли отражающей границы	инверсный рельефу Мохо	Мало-Ботуобинский, Далдыно-Алакитский, Мунский,
	конформный рельефу Мохо	Зимнебережный
7. Плотностные неоднородности		
7.1. Слои пониженной плотности	краевые участки, стыки со слоями повышенной плотности	Западный Шаньдун, Южный Ляонин, Инсянь
8. Геоэлектрические неоднородности		
8.1. Зоны повышенной проводимости	в зоне	Инсянь, Южный Ляонин, (активизированные в кайнозой-мезозой области)
8.2. Зоны повышенного сопротивления	в зоне	Мало-Ботуобинский, Мунский,
ВЕРХНЯЯ КОРА		
9. Скоростные		
9.1. Поднятия слоев, линз с относительно повышенной скоростью	склоны поднятий, края линз, ограниченных разломами, в том числе листрическими	Западный Хунань, Западный Шаньдун, Зимнебережный
9.2. Изгибы сейсмических границ	склоны поднятий	Инсянь, Южный Ляонин, Далдыно-Алакитский, Анюйский
9.3. Изменения рельефа поверхности фундамента	склоны поднятий	Западный Шаньдун, Далдыно-Алакитский, Зимнебережный

1	2	3
10. Плотностные		
10.1. Поднятия плотностных слоев, линз	края линз и склоны поднятий	Западный Хунань, Западный Шаньдун, Южный Ляони н, Аньюйский
11. Геоэлектрические		
11.1. Зона повышенной проводимости	в зоне	Далдыно- Алакитский
11.2. Участки повышенного сопротивления в подошве осадочного чехла	на краях высокоомных блоков	Мало-Ботуобинский, Мунский,
12. Геотермические		
12.1. Зоны, участки низких значений теплового потока 10-30 и геотермического градиента 5-10 единиц	в зоне	Мало-Ботуобинский, Далдыно-Алакитский, Зимнебережный, Ушуй
12.2. В активизированных в мезозое-кайнозое областях зоны пониженных значений теплового потока 30-50 и геотермического градиента 10-20 единиц	на краю зон	Западный Шаньдун, Южный Ляонин, Хэби, Дабешан ь, Дуньхуа, Минцзу, Кульдурский, Каменушинский

Примечание. Значения граничных скоростей в км/с, теплового потока в мВт/м², геотермического градиента °С/км.

без изменения в процессе их метаморфического преобразования.

Восточный фланг Центрально-Азиатского складчатого пояса привлекает внимание с точки зрения интересующей нас проблемы тем, что здесь расположены крупные выходы докембрийских пород, которые совсем недавно одни рассматривали как северо-восточный выступ Китайской платформы, другие объединяли в Буреинский или Сунцзян [53] массивы и Амурскую платформу [28]. На основе этих представлений развивались идеи по поискам и прогнозированию алмазов.

Материалы геологических исследований последних лет показали, что эти представления требуют существенных корректив. Нами здесь выделяются два крупных мегаблока (срединных массива): Аргуно-Мамынский на западе и Буреинско-Ханкайский на востоке, между которыми находится Большехинганско-Селемджинская герцинская складчатая система [18] - северо-восточное окончание Монголо-Хинганского пояса [53]. Южная ветвь этого пояса - Гиринская (Гирин-Хэйлуцзянская система) отделяет восточный мегаблок от Сино-Корейской платформы. Герциниды в свою очередь включают ряд блоков

докембрийских пород, наиболее крупный из которых перекрыт осадочными толщами Сунляо.

Аргуно-Мамынский и Буреинско-Ханкайский мегаблоки имеют сложное строение. Докембрийские блоки в них разделены глубинными разломами либо узкими зонами каледонид. Блоки и их ограничения обладают контрастными геофизическими характеристиками [18]. Наиболее крупные и относительно менее переработанные участки раннего докембрия сохранились в блоках Цзямусы и Ханкайском Буреинско-Ханкайского мегаблока. В их пределах распространены хорошо известные в литературе гранулиты машаньской [52] и иманской серий, изотопный возраст которых по данным U-Pb метода не менее 2800 млн лет. Эти докембрийские мегаблоки не являются северо-восточным продолжением Китайской платформы и, следовательно, имеют собственные перспективы в отношении алмазоносности. Тем не менее некоторые авторы [8], используя методы дешифрирования космоснимков, выделяют на Буреинско-Ханкайском массиве и его периферии многочисленные архейские кратоны. Причем один из них (Баджальский) расположен на глубине 14 км и перекрыт терригенными и вулканогенными образованиями. Другие (Бирский, Хинганский) представлены

выходами позднепалеозойских тирмобуреинских гранитоидов. На современных геологических картах этих кратонов нет, хотя в провесах кровли интрузивных пород сохранились небольшие выходы гнейсовых образований докембрия.

Интересное Курханское алмазопоявление установлено в 1992-1994 гг. на севере Ханкайского блока при проверке серии (более 100) магнитных аномалий трубчатого типа, выявленных аэромагнитной съемкой. По данным Ю.Т.Гурулева с соавторами [10] трубки взрыва размером до 500 м в диаметре локализованы в синклиноидной Кабаргинской зоне позднего протерозоя, разделяющей Матвеевский и Нахимовский блоки. Они сложены магматическими брекчиями с обломками щелочных ультрабазитов, кимберлитоподобных пород и измененных габброидов. Обломки алмазов и их сростки с сульфидами размерами 0.1-1.2 мм найдены как в самих брекчиях, так и в коре выветривания. Минералы-спутники алмаза представлены пиропом, хромитом, пикроильменитом. Возраст кимберлитоподобных алмазоносных пород по геологическим данным предположительно раннепалеозойский. Петрохимический состав этих пород близок составу кимберлитов трубки Русловая (Якутия). На профиле ГСЗ Бикин-Кема, проходящем севернее, наблюдается повышенная скорость на поверхности мантии 8,4-8,5 км/с, сменяющаяся резким ее понижением до 7,5 км/с.

Кроме рассмотренных выше алмазопоявлений (Курханское, Хуанань) на территории Буреинско-Ханкайского массива отмечается (рис.1, табл.1) еще ряд находок алмазов в россыпях и ореолов минералов-индикаторов алмазоносных пород [54], но достоверность обнаружения алмазов невысока и нуждается в дополнительном подтверждении.

По геофизическим признакам представляет интерес Гарьско-Тыгдинский район на северо-востоке Аргуно-Мамынского мегаблока. Он охватывает западную часть Гарьской впадины и южную периферию Гонжинского выступа. Район характеризуется повышенной скоростью продольных волн в низах коры (более 7 км/с), повышенной плотностью верхней мантии (более 3-4 г/см³) и низов земной коры (более 3,10 г/см³), резким изгибом рельефа Мохо, наличием разлома мантийного заложения с повышенной намагниченностью глубинных пород. Здесь происходит смена субмеридиональных и северо-восточных структурных элементов тихоокеанского плана на субширотные центрально-азиатские. На востоке района А.И.Ромашкиным [54] выделен ореол минералов индикаторов ультраосновных щелочных магм.

При прогнозировании алмазоносных районов придается определенное значение рифтогенным поясам. Таким общим трансструктурным элементом,

пересекающим алмазоносные районы Восточного Китая и прослеживающимся на юг Дальнего Востока России, является Восточно-Азиатский рифтовый пояс, положение и возраст (кайнозой, мезозой) которого различными авторами дается по-разному [7, 34]. Следует отметить, что мезозойские и кайнозойские рифтогенные зоны этого пояса не везде совпадают. Мезозойские зоны протягиваются с территории Северо-Восточного Китая на Амуро-Зейскую впадину и по геофизическим данным ограничиваются в ее пределах. Кайнозойские рифтогенные зоны Восточно-Азиатского пояса прослеживаются на север через Средне-Амурскую впадину в Северное Охотоморье [7]. При этом контролирующая роль разломов системы Танлу и Пограничной ступени для пояса сохраняется.

Первые находки акцессорного алмаза и 4 зерен карбонадо в шлихах на Сихотэ-Алине были сделаны С.А.Щекой в 1976 г. [39]. Предполагается, что они связаны с вулканическими ультраосновными породами - меймечитами, которые здесь широко развиты в меланжевых комплексах позднеюрского-ранне мелового возраста. С.А.Щека считает эти породы наиболее перспективными для Приморья, в том числе на обнаружение лампроитовых тел с ювелирными алмазами. Отметим, что в сходных с сихотэалинскими в калиевых щелочно-ультраосновных породах Восточной Камчатки также обнаружен алмаз [29]. Весьма интересны сведения о находке крупных алмазов в россыпи золота в бассейне р.Аллах-Юнь (Якутия, прииск Солнечный, участок Дrajный) среди мезозоид Верхояно-Колымской складчатой области (устное сообщение Н.В.Попова). Как известно, Верхоянский миогеоклинальный пояс формировался над погруженной частью Северо-Азиатского кратона с докембрийским фундаментом. По современным представлениям складчатость в этом поясе проявилась в позднем мезозое, а до этого времени район развивался как кратоническая область, большую роль в строении которой играли процессы среднепалеозойского рифтогенеза; в этот этап активизации здесь внедрились интрузии центрального типа с карбонатитами. Найденные алмазы, по всей вероятности связанные с лампроитами, образовались, как и другие алмазопоявления на Сибирской платформе в доскладчатый этап, а в мезозое были вовлечены совместно с вмещающими породами в складчатость. Эти находки ставят вопрос о поисках алмазов и в складчатых областях в обрамлении современных древних платформ, сформировавшихся на продолжении их фундамента, последнее согласуется с данными гравиметрии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований геофизических характеристик алмазоносных районов Восточной Азии, их положения в геофизических полях и геологических структурах, на глубинных разрезах и срезах верхов мантии, нижней, средней и верхней коры, построена обобщенная модель глубинного строения алмазоносного района. Она может быть использована при прогнозировании районов по особенностям их глубинной структуры разных уровней. При редуцировании докембрийской и палеозойской коры и литосферы, например Сино-Корейской платформы, алмазоносность сохранившегося разреза коры и литосферы оценивается по характеристикам вышележащих горизонтов. Блоки реликтов древней коры и литосферы могут содержать промышленную алмазоносность (Южный Ляонин, Западный Шаньдун), когда они не переработаны и не замещены продуктами позднепалеозойского и мезозойского магматизма, широко распространенного на восточной окраине Азии.

Перспективы Амурского региона, по нашим представлениям, определяются, в первую очередь, возможностью обнаружения алмазоносных лампроитов, а также реликтовых блоков древней коры с кимберлитами. Первый тип алмазоносных пород следует ожидать на юго-востоке Сибирской платформы и на прилегающих к ней участках Верхояно-Чукотской складчатой области, принадлежащих опущенному краю Северо-Азиатского кратона, в связи с находкой ювелирных алмазов на прииске Солнечном. Следующим перспективным районом является север Ханкайского и Цзямусы блоков Буреинско-Ханкайского срединного массива. Глубинные их части по геофизическим данным трансформированы и сокращены, но наличие достаточно крупных площадей раннедокембрийских пород, установление в их пределах алмазоносных трубок взрыва, кристаллов алмаза и карбонадо в аллювии позволяет прогнозировать алмазоносные кимберлиты и лампроиты типа южно-ляонинских. Перспективы других блоков срединных массивов, в частности Туранского, снижены тем, что древние метаморфические толщи сохранились в виде небольших провесов кровли позднепалеозойских гранитоидов. Однако в благоприятных случаях наличие здесь алмазоносных трубок также не исключается. Кимберлитовая и кимберлит-лампроитовая минерализация срединных массивов сформирована в то время, когда они были в составе крупных кратонов Гондваны или Лавразии. Затем в результате деструкционных процессов они перемещены в ходе эволюции Палеоазиатского бассейна. Поиски метаморфогенного и иных типов алмазоносных

пород не имеют пока должного обоснования и нуждаются в накоплении новых фактов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алмазы Сибири/Госгеолтехиздат. 1957. 159 с.
2. Бабаян Г.Д., Подваркова И.В., Уаров В.Ф. и др. Некоторые черты строения земной коры Якутской алмазоносной провинции // Сов. геология. 1975. N12. С.118-125.
3. Брянский Л.И. Плотностная структура верхов мантии окраины Азиатского континента (юго-восток России, восток Китая) // Структура и геокинематика литосферы Востока России. 1993. С.100-116.
4. Булин Н.К. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы по сейсмическим данным // Сов. геология. 1988. N5. С.58-66.
5. Булин Н.К., Егоркин А.В. Прогнозирование районов кимберлитового магматизма на севере Русской платформы по сейсмическим данным // Сов. геология. 1991. N10. С.82-91.
6. Ваганов В.И., Варламов В.А., Фельдман А.А. и др. Прогнозно-поисковые системы для месторождения алмазов // Отеч. геология. 1995. N3. С.42-53.
7. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс // Тихоокеан. геология. 1986. N3. С.3-13.
8. Геология и геофизика. 1992. N10. (Материалы симпозиума "Зависимость алмазоносности кимберлитов от структурного положения". Ленинград. 26-31 марта 1990 г.)
9. Гринсон А.С. Формирование и размещение кимберлитов восточной части Сибирской платформы в связи с особенностями ее глубинного строения // Изв. АН СССР. Серия геол. 1984. N3. С.54-65.
10. Гурулев Ю.Т., Матюнин А.П., Сахно В.Г. и др. Кимберлитоподобные алмазоносные породы северной части Ханкайского массива (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1995. T.14, N5. С. 103
11. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты западной Австралии. М.: Мир, 1989. 430 с.
12. Духовский А.А. Региональные закономерности пространственного размещения кимберлитового магматизма восточной Сибири по геофизическим данным // Докл. АН СССР. 1984. T.275, N5. С.1136-1141.
13. Иванкин П.Ф., Фельдман А.А., Манучарянц. О региональных закономерностях локализации кимберлитов по геолого-геофизическим данным // Геофиз. исслед. при прогнозировании и поисках эндог. месторождений. М., 1979. С.3-9. (Тр. ЦНИГРИ. Вып.145).
14. Калмыков В.Д., Серокуров Ю.Н. Тектоническая позиция алмазоносных площадей Беломорья, основанная на интерпретации гравиметрических полей. // Геология и разведка. 1994. N1. С.98-103.
15. Каминский Ф.В. Кимберлиты и алмазы Китайской Народной Республики. М.: 1988. 62 с. (Обзор. информ. / Геология, методы поисков и разведки месторождений неметаллических полезных ископаемых, вып.2).
16. Карсаков Л.П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978. 151 с.

17. Карсаков Л.П., Косыгин Ю.А., Малышев Ю.Ф. Модели глубинного строения и эволюции докембрийских блоков Дальнего Востока // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256, №1. С.150-152.
18. Карсаков Л.П., Малышев Ю.Ф. Докембрийские блоки Амурского региона // Общ. пробл. геологии и металлогении юга Дальнего Востока СССР. Благовещенск, 1991. С.71-76.
19. Карта метаморфических фаций Китая / Сост.: Дун Шеньбао, Шень Цихань, Сунь Дачжун, Лу Лянчжао; Гл. ред. Чэн Юйци. 1:4 000 000. 1986. 2 л.
20. Малышев Ю.Ф., Липина Е.Н. Геотермические характеристики структурных элементов земной коры Восточной Азии и их связь с глубинным строением // Тихоокеан. геология. 1994. №1. С.13-28.
21. Мишенькин Б.П., Колмаков Е.А., Мишенькина З.Р. и др. Результаты глубинного сейсмического зондирования на востоке трассы БАМ // Тихоокеан. геология. 1989. №3. С.89-94.
22. Никулин В.И., Ерхов В.А., Поспеев В.И. О критериях прогноза кимберлитовых полей // Сов. геология. 1988. №11. С.31-42.
23. Орлова М.П., Краснов В.И., Орлов Д.М. Лампритовые комплексы на территории России // Отеч. геология. 1995. №4. С.66-73.
24. Панов Б.С. О некоторых особенностях кимберлитов Сибирской и Китайской платформ // Минералог. сб. 1987. №41, вып.2. С.35-49.
25. Перчук Л.Л., Япаскурт В.О., Окай А. Сравнительная петрология алмазоносных метаморфических комплексов // Петрология. 1995. Т.3, №3. С.267-309.
26. Полторацкая О.Л. Особенности глубинной геоэлектрической модели земной коры кимберлитового поля кимберлитоконтролирующей зоны // Объекты поисковых работ для различных стадий геологоразвед. процесса на алмазы. Мирный, 1993. Т.1. С.27-28.
27. Потапьев С.В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья // Глуб. строение литосферы Дальневост. региона. 1980. С. 43-53.
28. Ромашкин А.И. Положение кимберлитов Северо-Восточного Китая в структурах восточной окраины Азии и перспективы алмазоносности Дальнего Востока СССР // Основ. направления повышения эффективности и качества геол. работ на алмазы (Тез. докл. Иркутск, 1990. С.69-71.
29. Селиверстов В.А., Колосков А.В., Чубаров В.М. Лампроитоподобные калиевые щелочно-ультраосновные породы Ванагинского хребта, Восточная Камчатка // Петрология. 1994. Т.2, №2. С.197-213.
30. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д. Факторы контроля провинций, субпровинций и районов проявления алмазоносных пород // Отеч. геология. 1994. №1. С.3-8.
31. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. Новосибирск: Наука. 1974. 98 с.
32. Суворов В.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции. Новосибирск: Наука. 1993. 136 с.
33. Суворов В.Д., Юрин Ю.А., Парасотка Б.С. Структура нижней части земной коры и верхов мантии западной части Якутской алмазоносной провинции // Геология и геофизика. 1994. Т.35. №11. С.126-133.
34. Туговик Г.И., Душин Ю.П., Данилов А.П. и др. Мантийный магматизм советского сектора Восточно-Азиатской рифтовой системы // Общ. пробл. геологии и металлогении юга Дальнего Востока СССР. Благовещенск. 1991. С 77-84.
35. Туезов И.К., Липина Е.Н. Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов. 1:10 000 000. Хабаровск: ДВО АН СССР. 1988. 12 л.
36. Уаров В.Ф. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры и верхов мантии в Якутской кимберлитовой провинции: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1983. 16 с.
37. Цыбуля Л.А., Левашкевич В.Г., Гриб В.П. Особенности геотемпературного поля областей кимберлитового магматизма // Отеч. геология. 1993. №4. С.66-70.
38. Шкодзинский В.С. Петролого-геодинамическая модель образования кимберлитов Сибирской платформы // Объекты поисковых работ для различных стадий геологоразвед. процесса на алмазы (Тез. докл.). Мирный, 1993. Т.1. С.2-3.
39. Щека С.А. Приморские алмазы - мифы и реальность // Вест. ДВО РАН. 1994. №4. С.53-61.
40. Cui Chengyu. Применение аэрокосмических и аэромагнитных данных для анализа кимберлитовых структур // Резюме статей 4-го Сов.-Кит. симпоз., Китай, Бэйцзин, 1990. P.73.
41. Developments in the Research of deep structures of China's continent. Geological Publishing House. 1988. 362 p.
42. Duchkov A.D., Sokolova L.S. Thermal structure of Siberian platform // Extended abstracts. 6 Inter. Kimberite conf., Novosibirsk, August, 1995. P.143-145.
43. Feng Rui. Crystal thickness and densities in the upper mantle beneath China - the results of three-dimensional gravity inversion // Acta seismol. Sinica. 1985. Vol.7, N2. P.143-156.
44. Gonzaga Y.M., Teixeira N.A., Gaspar Y.C. Geotectonic considerations of primory diamond sources in mobile belts // Extended abstracts 6 Inter. Kimberlit conf., Novosibirsk, August, 1995 p.134-136.
45. Jin Xu, Exara Sachio, Xu Huping. Heat flow distribution and Geothermal structure in the GGT profile from Manzhouli to Suifenhe, Northeastern part of China // Abstracts. 1994. Inter. symp. on deep and regional geophysics and geology. Changchun University. p.48.
46. Li Zhengxiang. Collision between the North and South China blocks: A crustal-detachment model for suturing in the region east of the Tanlu fault // Geology. 1994. Vol.22, №8. P.739-742.
47. Lu Changquan, Liu Guangxia, Du Guanheng. Sismic refraction in the prediction of mineral occurrences on the Tanlu paleorift valley // Overview of exploration geophysics in China. 1988. P.147-159.
48. Lu Fengxiang, Zheng Jianping, Zhaolei et al. Paleozoic lithospheric mantle composition and processes

beneath North China platform// Extended abstracts. 6 Inter. Kimberlite conf., Novosibirsk, August, 1995. p.336-338.

49. Lu Zaoxun, Xia Huaikuan. Geoscience transect from Dong Ujiniqiuqi, Nei Mongol, To Donggou, Liaoning, China // Acta geophysica sinica. 1993. Vol.36. N6. P.765-772.

50. Ma Xingyuan. The Lithosphere Dynamic Map of China and adjacent seas. Sc. 1:4 000 000. Beijing, Geol.Publ.House. 1986. 2 p.

51. Okay A.I., Sengor A.M.C. Tectonics of an Ultrahigh-Pressure metamorphic terrane: the Dabie Shan / Tongbai Shan Orogen, China // Tectonics. 1993. Vol.12, N6. P.1320-1334.

52. Regional geology of Heilongjiang province. Beijing, 1994. P.600.

53. Ren Jishun, Chen Tingui. Tectonic evolution of the continental lithosphere in eastern China and adjacent areas// Journal of Southeast Asian Earth Sciences. 1989, V.3, N1-4, p.17-27.

54. Romashkin A.I. Perspectives for discovering kimberlitic and lamproitic magmatism in the Russian Far East // Extended abstracts 6 Inter. Kimberlite conf., Novosibirsk, 1995. p.467-469.

55. Strhad I.J. Geotectonic setting of Saskatchewan Kimberlites (Canada) and other observations: what is left from the Clifford's rule? // Extended abstracts. 6 Inter. Kimberlite conf., Novosibirsk, August, 1995. p.583-585.

56. Tan Chengren. Analysis on the metallogenic geological condition of diamond on the Jiamusi massif // Heilongjiang Geology. 1994. Vol.5. N2. C.1-9.

57. Wang Maoji. Gravity and magnetic interpretation of Heishui-Quanzhou geoscience transect // Acta geophysica Sinica. 1994. Vol.37. N3. P.320-329.

58. Zhang Peiyun, Liu Guanliang. Lamproites in the Yangze Craton, China // Extended abstracts. 6 Inter. Kimberlite conf., Novosibirsk, August, 1995. p.684-686.

ИТГ ДВО РАН

г.Хабаровск

Таежная геологическая экспедиция

ГГП "Амургеология"

г.Хабаровск

Поступила в редакцию

10 августа 1995 г.

Yu.F.Malyshev, L.P.Karsakov, M.Yu.Nosyrev

Deep structure of East Asia diamond districts and the Amur region prospects

Geophysical features of East Asia diamond districts were systematized. Their position on the deep vertical and horizontal sections of the Earth's crust and upper mantle was studied. The deep structure general model of the diamond district was constructed. Diamond potential of Russia's Far East South is related, in the first place, to lamproites. Kimberlite and kimberlite-lamproite diamond types may be expected in paleocrust blocks-relics of Gondwana's and Laurasia's cratons which moved in the course of the evolution of the Paleasian basin, and were represented by median massifs (microcontinents).

М.Н. Лунева, Ч.С. Ван

СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОСТРОВА ТАЙВАНЬ

Проведена сейсмическая обработка и интерпретация данных, полученных на цифровых телеметрических станциях в районе г. Хуалянь, восточной части острова Тайвань, от взрывов в Филиппинском море. Область исследования глубинного строения представляет активную зону коллизии Евразийского континента и островной дуги Лусон. Построенная сейсмическая модель хорошо коррелируется с распределением гипоцентров землетрясений.

ВВЕДЕНИЕ

Остров Тайвань является аномальной областью Кайнозойской островодужной системы Тихого океана, соединяющей под углом зоны субдукции разных знаков. Эта область активно развивается в настоящее время и представляет сложное сочленение Евразийской и Филиппинской плит. Согласно данным Seno [16], Филиппинская плита движется в северо-западном направлении со средней скоростью около 7 см/год относительно Евразийской плиты. На северо-востоке Филиппинская плита погружается под Евразийскую плиту вдоль Рюкю желоба, в то время как на юго-западе вдоль Манильского желоба происходит инверсный процесс - субдукция Евразийской континентальной плиты. Остров Тайвань представляет область коллизии Евразийской континентальной плиты и островной вулканической дуги Лусон [17-19]. В понимании динамики данной системы наиболее сложной является восточная часть Тайваня с максимальным проявлением сейсмичности [21] и особенно область 24° широты, где по гравитационным данным в свободном воздухе наблюдается область значительной отрицательной аномалии (>200 мГал) [6], протягивающейся параллельно Рюкю желобу и с небольшим ответвлением в меридиальном направлении к югу. За последние десять лет ряд сейсмических экспериментов был проведен на востоке Тайваня и Филиппинского моря для изучения глубинного строения и эволюции [10, 12]. Томография под Тайванем показала [15], что на глубине около 40 км происходит резкое изменение скорости продольных волн с 7.0-7.2 км/с до 7.7-8.1 км/с. Распределение скорости с глубиной отражает достаточно низко-скоростное строение литосферы до глубин 100-120 км, на которых отмечаются протяженные зоны со скоростью 7.7 км/с. Вопрос о положении границы Мохо (или о мощности земной коры) под островом является открытым. На основе данных томографии и сейсмичности в восточной части

Тайваня севернее 23° широты отмечается зона пониженной скорости с погружением с запада под Центральный Хребет до глубины 50 км.

В сентябре 1993 на восточном побережье острова Тайвань, в районе г. Хуалянь, был проведен сейсмический эксперимент с использованием портативной сейсмической цифровой телеметрической системы Panda II, разработанной Мемфиским государственным университетом (США). Взрывы зарядов динамита весом от 50 до 75 кг производились в Филиппинском море. Сейсмическая система Panda

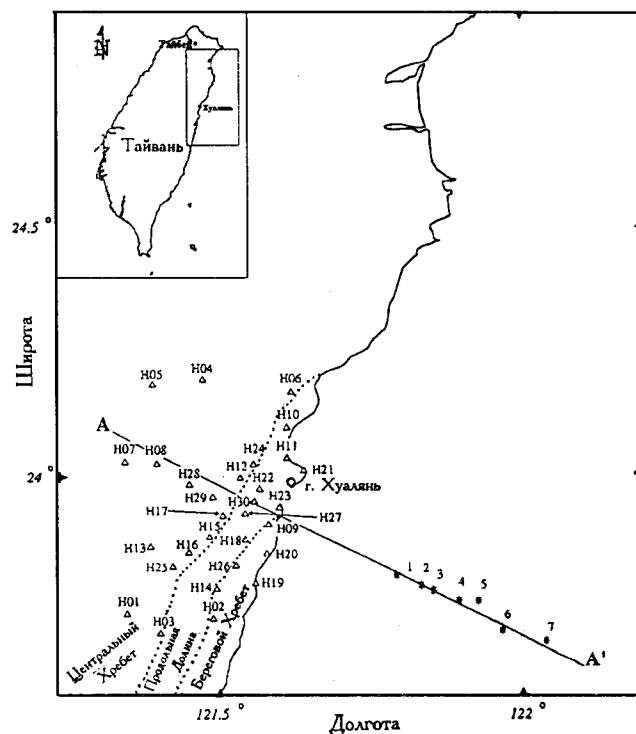


Рис. 1 Карта района сейсмических исследований с расположением сейсмических станций (Δ) и взрывов (*). Линия AA' определяет профиль, выбранный для интерпретации.

II включала 30 сейсмостанций, которые были установлены на территории Центрального Хребта (Чжунъяншань, Central Range), Берегового Хребта (Тайдуншань или Хайяншань, Coastal Range) и Продольной Долины (Тайдунская долина, Longitudinal Valley) по нерегулярной сети общей площадью 30x60 км² (Рис. 1). Каждая сейсмическая станция обеспечена вертикальным и двумя горизонтальными 2 Гц L4 сейсмометрами, ориентированными в вертикальном (Z), северном (N) и восточном (E) направлениях. Длительность сейсмических записей составляла 180 секунд с шагом дискретизации около 0.01 секунды.

Тектонически, восточная часть острова Тайвань разделяется на три основные структуры, вытянутые в меридиональном направлении с юга на север: Береговой Хребет, Продольная Долина и Центральный Хребет [11, 20, 22]. Продольная Долина, ширина которой не превышает 5 км, разделяет Центральный и Береговой Хребты и представляет главный тайваньский разлом с предполагаемым падением под Филиппинское море. Вдоль разлома фиксируются надвиговые смещения с

преобладающей левосторонней сдвиговой компонентой. Отложения Продольной Долины представлены толщей четвертичных аллювиальных осадков (глина, песок, гравель). Центральный Хребет является самой древней геологической структурой Тайваня (поздний палеозой- дотретичный период), представленной орогенным комплексом континентальных метаморфизованных пород (черные, зеленые, кремневые сланцы, гнейсы, мрамор) с включениями мигматитов. Центральный Хребет находится в фазе поднятия [19]. Береговой Хребет является северным продолжением неогеновой вулканической дуги Лусон и преддугового бассейна трога Лусон. Он сложен андезитовыми толщами и связанными с ними флишоидными и турбидитовыми отложениями. Береговой Хребет по высоте значительно уступает Центральному Хребту; максимальные высоты его не превышают 1500м, то время как вершины Центрального хребта достигают значений 3880м. По восточным склонам Берегового хребта проходит линия сбросов, высокие уступы которых нависают прямо над морем.

Таблица 1

Параметры станций

Номер станции	Широта (град. мин. сек.)	Долгота (град. мин. сек.)	Высота над уровнем моря (м)
H01	23 43 15.14	121 21 34.94	546
H02	23 42 38.62	121 29 50.29	330
H03	23 40 50.0	121 24 12.79	287
H04	24 11 32.92	121 28 36.91	980
H05	24 10 44.84	121 23 50.08	2160
H06	24 10 0.33	121 37 10.33	785
H07	24 1 32.12	121 21 14.56	1651
H08	24 1 21.85	121 24 18.78	1270
H09	23 54 3.87	121 35 6.64	290
H10	24 5 1.30	121 35 49.02	35
H11	24 5 34.70	121 36 49.11	14
H12	23 59 42.90	121 32 21.14	350
H13	23 51 18.91	121 23 48.88	670
H14	23 46 8.40	121 30 14.03	205
H15	23 52 30.00	121 29 27.16	240
H16	23 50 34.06	121 27 26.90	180
H17	23 55 3.91	121 30 40.76	567
H18	23 52 12.05	121 32 54.17	48
H19	23 46 52.97	121 33 41.73	13
H20	23 50 37.81	121 34 59.71	10
H21	24 1 1.46	121 38 9.12	20
H22	23 58 22.90	121 34 17.26	25
H23	23 56 13.86	121 36 7.87	12
H24	24 1 20.42	121 33 37.41	468
H25	23 48 49.40	121 25 57.76	177
H26	23 48 55.40	121 32 1.12	440
H27	23 53 50.94	121 32 43.56	29
H28	23 58 48.68	121 27 26.88	630
H29	23 57 22.75	121 29 41.65	220
H30	23 56 11.53	121.33 18.23	50

Параметры пунктов взрывов

Номер взрыва	Широта (град.)	Долгота (град.)	Глубина дна ниже уровня моря (м)
1	23.803	121.794	3800
2	23.784	121.83	4200
3	23.771	121.852	4200
4	23.755	121.893	3800
5	23.745	121.92	3400
6	23.692	121.963	4000
7	23.669	121.026	3200

В данной статье представлены результаты сейсмических исследования глубинного строения восточной части Тайваня, в районе г. Хуалянь В основу исследования были положены сейсмические записи от 7 взрывов, представляющих профиль AA' (Рис. 1), поперечный к простиранию линейных тектонических структур восточного Тайваня. В таблицах 1 и 2 указаны географические координаты и высоты относительно уровня моря сейсмостанций и пунктов взрывов. Расстояния между станциями и взрывами варьировались в пределах от 22 до 85 км. Сейсмическая интерпретация проводилась с использованием поляризационного анализа сейсмических волн и применением математического моделирования волновых полей в сложных средах.

ОБРАБОТКА И АНАЛИЗ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Для всех сейсмических записей, полученных на станциях системы Panda II от взрывов в Филиппинском море, был проведен спектральный анализ полезного сигнала (сейсмической трассы) и фона помех, на основе которого отбирались записи для дальнейшей интерпретации и выбирались параметры для частотной обработки трасс. Далее были построены 23-компонентные поляризационные сейсмограммы для каждой трехкомпонентной записи события, по которым проводились оценки направления распространения, амплитуды и характера колебаний сейсмических волн. На разных стадиях обработки и интерпретации сейсмических данных вводились статические поправки. Пункты взрыва были приведены к уровню 3800 м ниже уровня моря. Согласно работе [10] поправка за распространение продольных волн в водном слое сделана с учетом средней скорости 1.5 км/с, а в верхнем осадочном слое - 2.0 км/с. При проведении поправок за топографию сейсмостанций была использована только косвенная информация о скоростях сейсмических волн [9] из-за

отсутствия петрографических или локальных сейсмических данных для района исследований. В зависимости от геологического положения сейсмостанции и высоты над уровнем моря, скорости продольных волн под станциями Берегового Хребта были выбраны в пределах 1.0 - 2.3 км/с, а под станциями Центрального Хребта - в пределах 2.7 - 3.3 км/с. Ошибки поправок при этом оцениваются в пределах 0.1 - 0.3 с для сейсмостанций и 0.1 с для пунктов взрывов.

Амплитудно-частотный анализ показал хорошее качество сейсмических записей, полученных на территории Центрального и Берегового Хребтов. Максимальные амплитуды спектров полезного сигнала концентрируются в полосе частот 4-7 Гц, а микросейсмического фона в пределах 1-3 Гц и 8-15 Гц. Значения отношения сигнал/помеха определены в пределах значений 25-109 для различных компонент (Z, N, E) сейсмических записей на территории Центрального и Берегового Хребтов (Табл. 3). Типичные примеры амплитудных спектров трассы и фона даны на Рис. 2 для станций H02 и H08. С другой стороны, сейсмические записи, полученные в районе Продольной Долины, характеризуются высоким уровнем рассеяния сейсмических волн с низким отношением сигнал/помеха в пределах 2-7 (Табл. 4; Рис. 2, станция H11). На сейсмограммах амплитуды сейсмических волн соизмеримы с амплитудами микросейсм, а на амплитудных спектрах разница интенсивности сигнала и фона незначительна. Исходя из этого, сейсмические данные Продольной Долины не вовлекались в интерпретацию, а для остальных записей была проведена частотная фильтрация с полосой пропускания 2-8 Гц.

Сейсмограммы на Рис. 3 представляют пример волнового поля от пункта взрыва I с подчеркиванием первых вступлений волн. На сейсмограммах от первых взрывов четко наблюдается скачок времени первых вступлений и кажущихся скоростей на

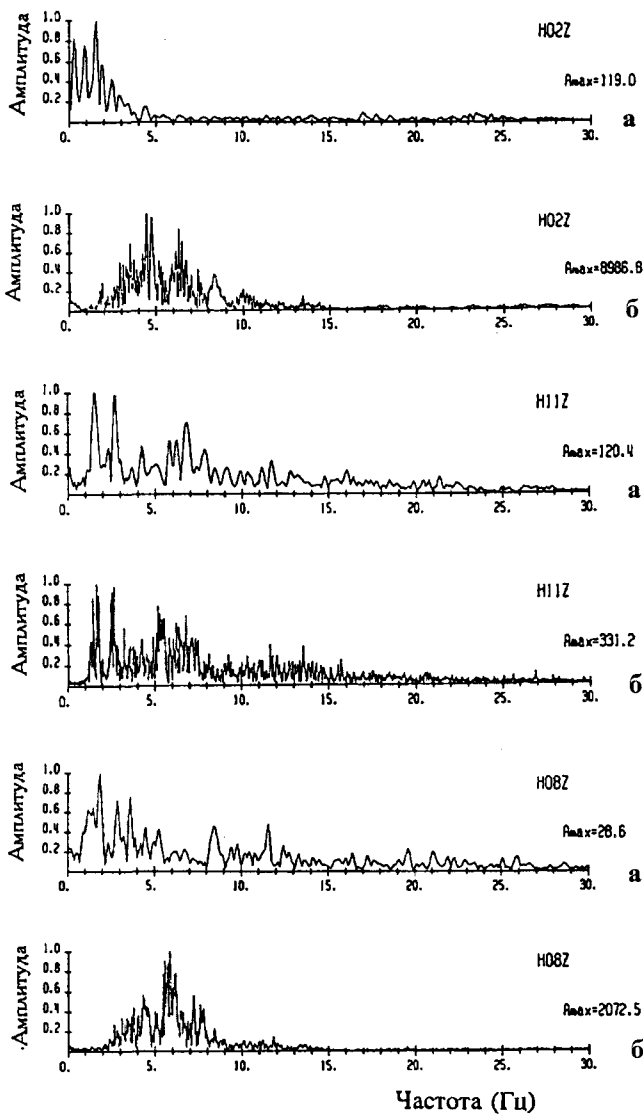


Рис. 2 Амплитудные спектры микросейсмического фона (а) и сигнала (б) для записи от взрыва 1 на станциях H02, H11, H08.

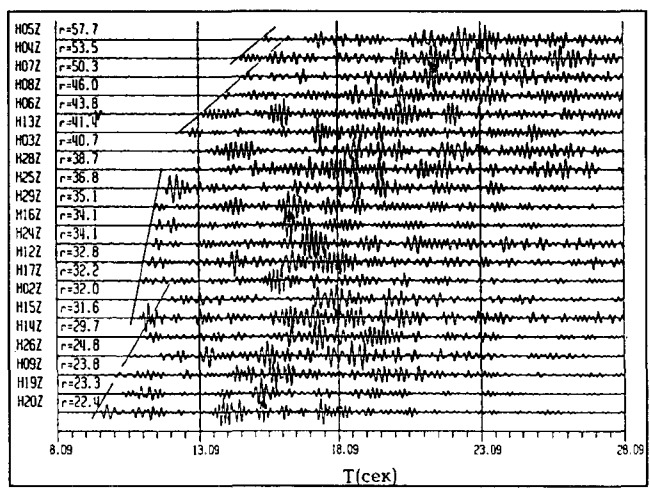


Рис. 3 Сейсмограммы вертикальной компоненты от взрыва 1, построенные в соответствии с увеличением расстояния источник-приемник (r) после частотной фильтрации 2-8 Гц. Сейсмограммы нормализованы на максимальную амплитуду для каждой трассы.

границе Берегового Хребта (в области станции H14, H02) и Центрального Хребта (в области станции H15, H17). Как правило, амплитуды первых волн на записях Центрального Хребта имеют более высокие значения, чем на записях Берегового Хребта. В общем, сейсмограммы отражают сложную картину волнового поля, чередование волн с низкой и высокой амплитудой.

Для лучшего понимания природы волн и их идентификации был применен поляризационный анализ. Все трехкомпонентные записи сейсмических колебаний были разложены в полярнограммы [1] по 23-м пространственным векторам $I(\varphi, \psi)$ для левой прямоугольной пространственной системы координат. Выбранная система координат (x, y, z) соответствует географической системе (N, E, Z). Угол φ вектора $I(\varphi, \psi)$ определяет отклонение вектора от горизон-

Таблица 3

Отношение сигнал/помеха для вертикальной (r_z) и горизонтальных (r_E, r_N) компонент сейсмограмм для станций, расположенных на Центральном и Береговом Хребтах

Номер взрыва	Номер станции	r_z	r_E	r_N
1	H08	72.5	17.3	35.7
1	H14	109	29.1	52.5
1	H02	75.5	58.4	49.0
2	H26	25.6	32.2	48.8
2	H04	68.8	30.8	66.4
2	H02	101.3	60.2	39.0

Отношение сигнал/помеха для вертикальной (r_z) и горизонтальных (r_E, r_N) компонент сейсмограмм для станций, расположенных в Продольной Долине

Номер взрыва	Номер станции	r_z	r_E	r_N
1	H08	72.5	17.3	35.7
1	H14	109	29.1	52.5
1	H02	75.5	58.4	49.0
2	H26	25.6	32.2	48.8
2	H04	68.8	30.8	66.4
2	H02	101.3	60.2	39.0

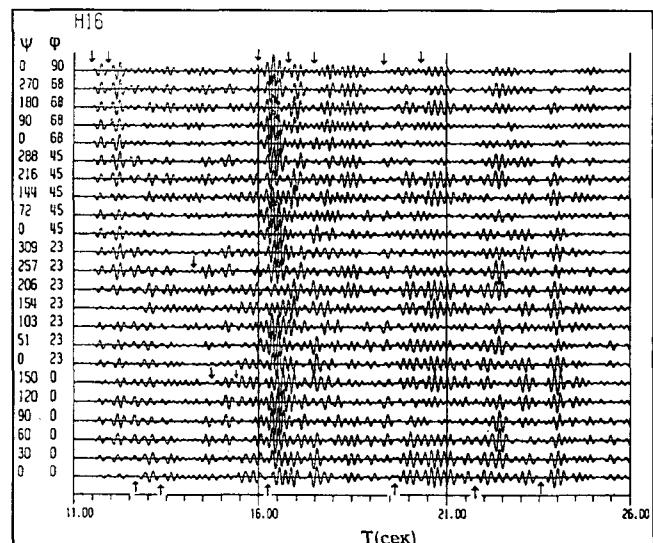
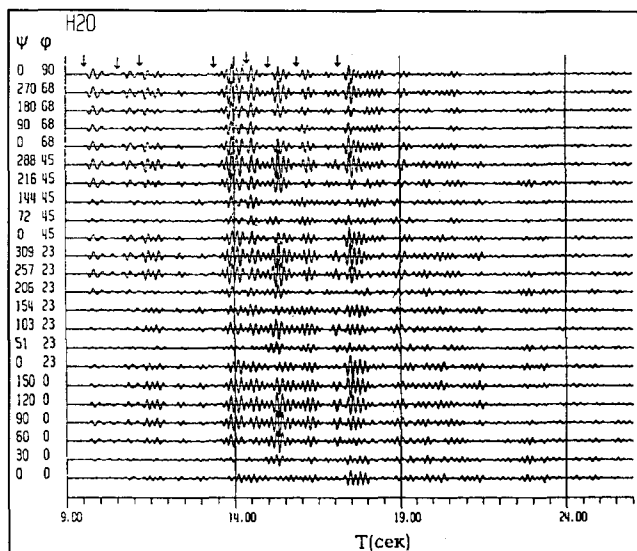
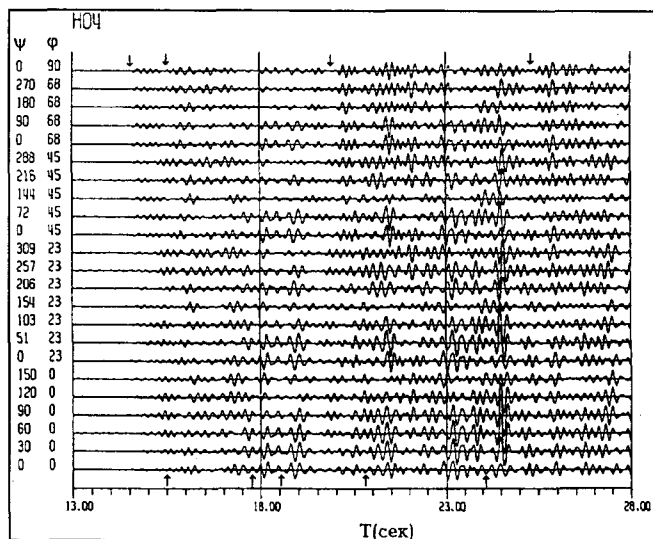


Рис. 4 Поляризационные сейсмограммы для станций H04, H16, H20 от взрыва I. ϕ - угол между направлением проекции I и горизонтальной плоскостью; ψ - угол между x-осью и проекцией I на горизонтальной плоскости. Стрелки указывают на волны с разной поляризацией.

тальной плоскостью (x, y), а угол ψ - отклонение проекции вектора на горизонтальной плоскости от оси x . Проекция вектора смещений $u(x, y, z, t)$ на направление $I(\phi, \psi)$ может быть записана через известные три компоненты в следующем виде:

$$u_I(x, y, z, t) = u_N(x, y, z, t) \cos \phi \cos \psi + u_E(x, y, z, t) \cos \phi \sin \psi + u_Z(x, y, z, t) \sin \phi. \quad (1)$$

На Рис. 4 представлены примеры полярограмм для станций H04, H16, H20 от взрыва I. Здесь ϕ определяют 5 конусов проекций вектора смещений с соответствующими углами отклонения $0^\circ, 23^\circ, 45^\circ, 68^\circ, 90^\circ$, а ψ определяет сектора на горизонтальной плоскости со значениями $30^\circ, 51.4^\circ, 72^\circ, 90^\circ$ для

каждого конуса. Как следует из поляризационного анализа, преобладающая часть наблюдаемых волн линейно поляризована, т.е., волновое поле может быть представлено как суперпозиция объемных продольных P и обменных PS волн. Наблюдаются также и эллиптически поляризованные волны, но их число незначительно. Первые волны имеют, как правило, четкую поляризацию продольной волны с углом выхода близким к вертикальному (68-90°). С запаздыванием около 1 секунды вступают волны с поперечной поляризацией, которые идентифицируются как обменные PS типа. На большинстве сейсмограмм обменные волны превалируют и по амplitудам, и по количеству (например, станция H04). Однако часть волн имеет наклонный угол выхода в пределах 23-45°, что затрудняет идентификацию волн по типам P или PS и разделение регулярных волн, образующихся на наклонных протяженных границах, от волн, рассеянных на случайных скоростных неоднородностях среды. На сейсмограммах от всех пунктов взрыва фиксируется волновой пакет с запаздыванием от 5 до 13 секунд и с амplitудами в 5-8 раз превышающими амplitуды волн более ранних вступлений (Рис. 3, 4). Длительность волнового пакета оценивается в среднем в 7-15 секунд. По поляризационным характеристикам он представляет чередование волн с продольной и поперечной поляризацией, причем последние имеют более высокие амplitуды и особенно доминируют на более поздних временах. Как правило, волновой пакет начинается с продольных линейно-поляризованных волн.

Площадная нерегулярная расстановка станций, преобладание волн с наклонным углом выхода и обменных волн большой амplitуды значительно усложняют корреляцию регулярных волн не только на однокомпонентных, но и на трехкомпонентных сейсмограммах. В связи с этим, определение параметров волн (время прихода, амplitуда, направление смещения волны на поверхности) проводилось с поляризационных сейсмограмм. Для этого использовалась компьютерная программа с визуализацией сейсмограмм с различной детальностью и снятием волновых параметров. Ошибка определения времени прихода оценивается в пределах 0.2 секунды. Данная процедура дает возможность проводить корреляцию волн и анализ волнового поля в пространстве и по времени используя в совокупности кинематические и динамические параметры.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Профиль для построения глубинного разреза выбран вдоль линии AA' вкострости простирающихся достаточно протяженных линейных тектонических структур восточного Тайваня - Берегового, Центрального Хребтов и Продольной Долины (Рис. 1). Поэтому в

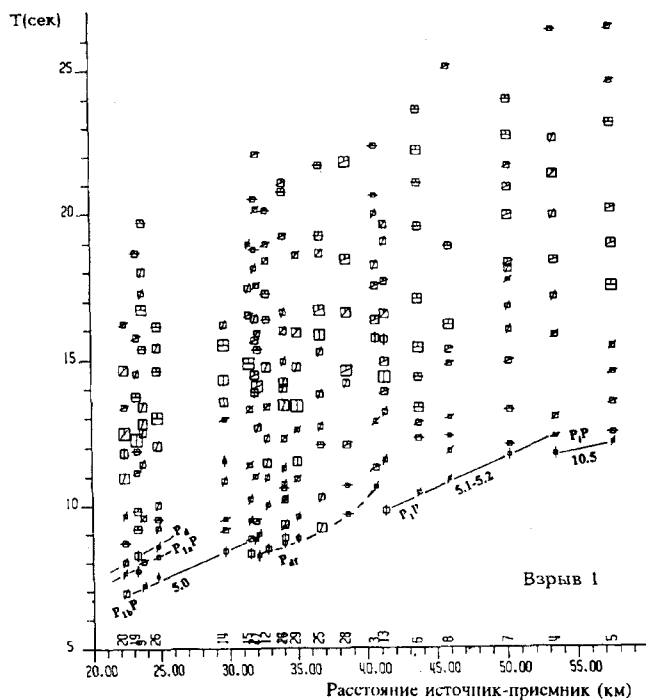


Рис. 5 Времена прихода волн от взрыва 1, построенные как функции расстояния источник-приемник с коррекцией за водный слой и топографию станций. Размер символа (\square) отражает относительные амplitуды волн, которые нормализованы на максимальную амplitуду индивидуально для каждой записи. Линия внутри символа указывает направление смещения волны в вертикальной плоскости. Значения кажущихся скоростей для первых вступлений даны в км/с. Номера вдоль оси расстояний указывают на положение соответствующей станции.

качестве начального приближения к глубинной модели среды, мы предположили, что физические свойства среды не изменяются значительно вдоль простирающихся тектонических структур, и волновые параметры (времена прихода, амplitуды) могут рассматриваться как функции расстояния источник-приемник, т.е. не зависят от азимута распространения волны в пределах площади наблюдения. Исходя из этого, для каждого пункта взрыва было построено распределение времен прихода волн с учетом их динамических характеристик (относительная амplitуда, направление смещения). Примеры построения даны на Рис. 5, 6 для всех взрывов. Размер символов (\square) на рисунках отражает векторную амplitуду приходящих волн, нормированную на максимальную векторную амplitуду записи.

На первом этапе проводился анализ времен первых вступлений и построение их годографов с оценкой кажущихся скоростей V^* между соседними точками. Для определения типа волны использовались общие кинематические критерии для слоистых сред: 1) отраженные волны имеют гиперболический годограф и V^* уменьшается с расстоянием; 2) головные волны имеют линейный годограф и постоянное

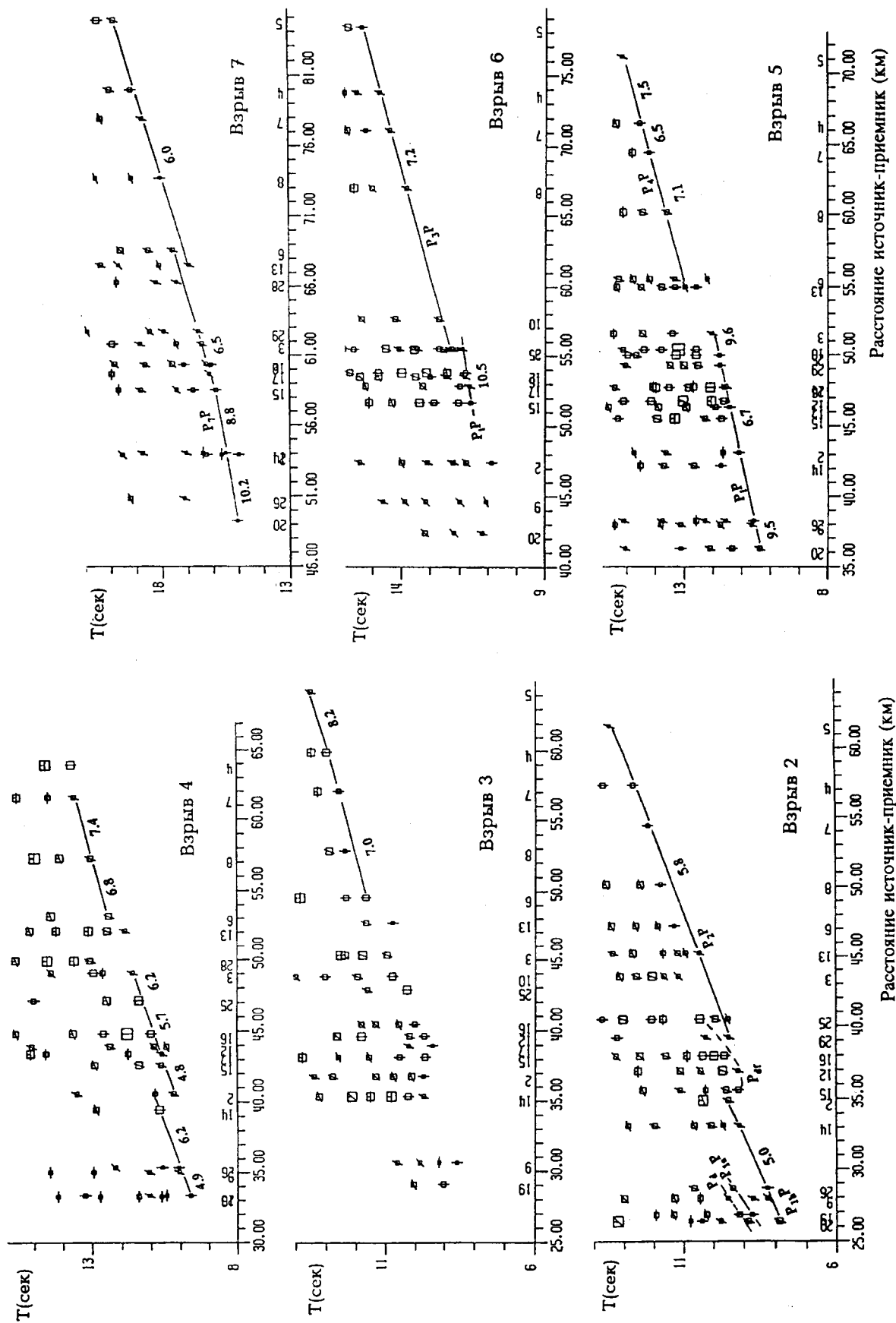


Рис. 6 То же, что и на Рис. 5, но от взрывов 2-7.

значение V^* ; 3) рефрагированные волны имеют слабо вогнутый годограф с плавным увеличением V^* ; 4) с увеличением расстояния от источника (30-40 км) годографы выше названных волн выполаживаются и происходит инверсия волн следящихся в первых вступлениях - волны, образующиеся на больших глубинах, выходят в более ранних вступлениях. Кроме того, поскольку сеть наблюдения достаточно редкая и неравномерная при средних удалениях от источников (22- 85км), то при распознавании волн учитывалась информация от соседних взрывов (метод продолжения годографов).

По данным от первого взрыва было выделено 6 типов волн (Рис. 5). Первый тип волн, обозначенный как $P_{1b}P^{(*)}$ и трассируемый в первых вступлениях на станциях Берегового Хребта, соответствует отраженной продольной волне с постепенным уменьшением V^* от 5,2 до 4.8 км/с при среднем значении $V^* = 5.0$ км/с. Волна $P_{1b}P$ четко прослеживается и от взрыва 2 (Рис. 6). Волны $P_{1a}P$ и P_d также следятся в области Берегового Хребта от взрывов 1, 2, 3 на более поздних временах. Значения V^* волны $P_{1a}P$ изменяются от 4.4 до 3.2 км/с, а волны P_d - от 2.8 до 3.2 км/с. Поскольку волна $P_{1a}P$ имеет более низкие значения кажущейся скорости чем $P_{1b}P$ и выходит позднее, то $P_{1a}P$ определена как волна, отраженная от более близкой к поверхности границы, чем волна $P_{1b}P$. Выделенная волна P_d идентифицируется по своим свойствам и теоретическим расчетам как прямая рефрагированная волна. Следующая волна P_1P , выделенная в области Центрального Хребта, имеет значения V^* в пределах 5.1-5.2 км/с. Эта волна может рассматриваться как преломленная (головная волна) и как отраженная, которая на расстояниях 40-55 км уже имеет достаточно пологий годограф. Годографы первых волн $P_{1b}P$ и P_1P , трассируемых в разных тектонических зонах, параллельно сдвинуты по времени в пределах 1 секунды, и между ними фиксируется волна P_{df} с крутой гиперболической формой годографа с эффектом интерференции продольных волн в первых вступлениях (Рис. 5, 6). Волны P_{df} регистрируются на станциях Н12-Н17, Н24, Н25, Н28, Н29, вытянутых вдоль восточного края Центрального Хребта, и имеет типичные свойства дифрагированной волны, сглаживающей разрывы волнового фронта в зоне тектонического нарушения [3]. Подобный дифракционный эффект наблюдается также от взрывов 2-4, но в разной степени яркости (Рис. 6). Следующая волна с высоким значением

кажущейся скорости (10.5 км/с) P_1P имеет сложную природу; она прослеживается в первых вступлениях на расстояниях 53-57 км от взрыва 1. Подобные годографы отмечаются на расстояниях 36-52 км от взрыва 5 и на расстояниях 52-56 км от взрыва 6. Годограф от взрыва 5 трассируется с запаздыванием около 0.4 с относительно годографов от взрывов 1, 6. Фрагментарность проявления этих волн и высокие значения V^* могут быть объяснены наклоном отражающей границы или системой наклонных границ небольшой протяженности. Численные расчеты лучевого трассирования отраженных волн дают оценки возможных наклонов границ от 25 до 40° с падением на восток на глубинах около 10-15 км для данных от взрывов 1, 6 и на больших глубинах со смещением к востоку для взрыва 5.

На данных от взрыва 2 (Рис. 6) наблюдается волна P_2P со средним значением кажущейся скорости $V^* = 5.8$ км/с, которая пересекает годограф волны P_1P на расстоянии 46 км. Волна P_3P с более высокой средней скоростью $V^* = 7.2$ км/с фиксируется от взрыва 6 на расстояниях 55-78 км в первых вступлениях по отношению ко всем другим волнам. От взрыва 5 на расстояниях 55-72 км отмечается волна P_4P , значение V^* которой нерегулярно изменяется от точки к точке в пределах 6.5-7.5 км/с. На самых поздних временах первовступлений следует отраженная волна P_7P от взрыва 7. Годограф этой волны описывается плавной вогнутой кривой с изменением V^* от 10.2 до 6.0 км/с с увеличением расстояния.

Времена прихода первых волн от взрывов 3 и 4 распределены более сложным образом. Но в то же время наблюдается четкая тенденция увеличения V^* от 4.9 до 7.4 км/с со скачком по времени на границе Берегового и Центрального Хребтов. Первовступления на станциях Н09, Н02 от взрыва 3 ложатся уверенно на годограф волны $P_{1b}P$ (30-35 км), на станциях Н04, Н07 и Н08 согласуются с годографом волны P_3P (39-47 км), а на Н13, Н17 с годографом волны P_2P (49-57 км). На записях от взрыва 4 выделяются 3 кривые первовступлений с плавным увеличением кажущейся скорости. Такое поведение свойственно рефрагированным волнам в средах с постепенным изменением сейсмической скорости с глубиной и с неоднородными строением по латерали.

На основе анализа времен прихода, волны P_2P , P_3P , P_4P , наиболее ярко выраженные в первых вступлениях, могут быть определены как рефрагированно-отраженные так и рефрагированные волны с частичным распространением вдоль границ контрастных по физическим свойствам. Расстояния регистрации этих волн близки к критическому углу падения, в зоне которой годографы отраженных волн на средних расстояниях (40-100 км) выполаживаются и различие по времени с преломленными еще не очень

* Волновой код показывает тип волны (P, S), а его численный индекс показывает номер границы, в котором большему числу соответствует более глубинная граница отражения. Буквенные индексы а и b отмечают, соответственно, более верхнюю и нижнюю границы в области Берегового Хребта.

значительное. В связи с этим для выделенных годографов волн решалась простая обратная задача для отраженных волн. Мы предположили, что волна распространяется с эффективной скоростью V_e в изотропной двухслойной среде с горизонтальной границей раздела. После коррекции годографов, в которой положения сейсмостанций были приведены к уровню моря ($h=0$ км), а пункты взрыва к глубине дна моря (h_s), определялись эффективная скорость и глубина отражающей границы (h) последовательно для каждой пары точек i и $i+1$ выбранного экспериментального годографа $t(r)$ на основе системы двух уравнений:

$$\begin{cases} V_e t_i = \sqrt{H^2 + r_i^2} \\ V_e t_{i+1} = \sqrt{H^2 + r_{i+1}^2} \end{cases}; \quad H = 2h - h_s; \quad (2)$$

$i = 1, \dots, n;$

где H - глубина мнимого источника, t_i, t_{i+1} и r_i, r_{i+1} - времена прихода волны и, соответственно, расстояния от источника до приемника в точках i и $i+1$ годографа $t(r)$. Индекс n - количество точек на выбранном экспериментальном годографе. Из системы уравнений (2) неизвестные параметры выражаются как

$$H = \sqrt{(r_{i+1}^2 t_i^2 - r_i^2 t_{i+1}^2) / (t_{i+1}^2 - t_i^2)},$$

$$V_e = \sqrt{(H^2 + r_i^2) / t_i}, \quad h = (H + h_s) / 2. \quad (3)$$

Средние значения эффективной скорости и глубины границ для различных годографов были положены в основу начальной модели глубинного строения района. Далее был построен сводный обращенный годограф, соединяющий данные времен

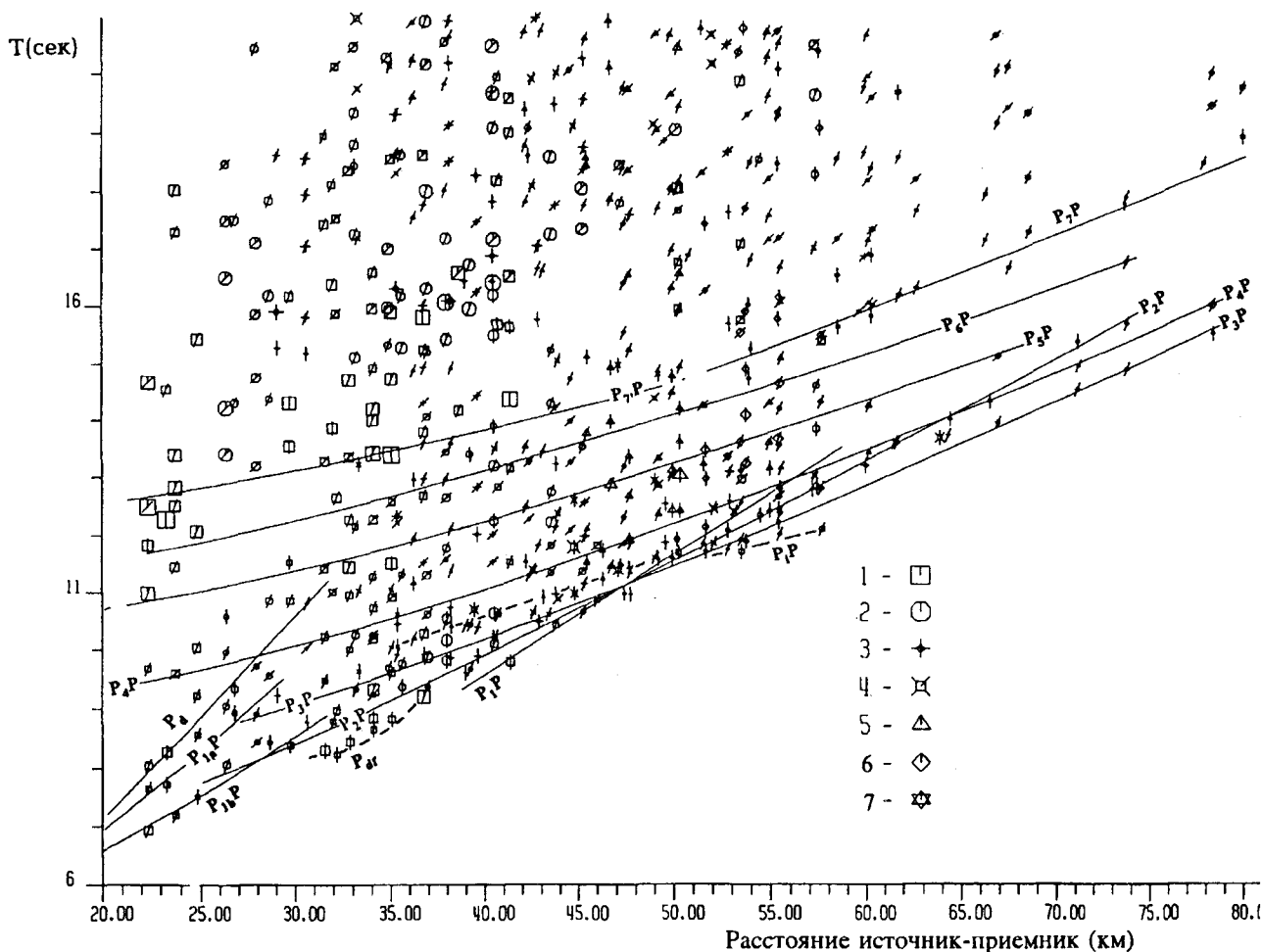


Рис. 7 Сводные данные времен прихода продольно-поляризованных волн ($\varphi=45-90^\circ$) с коррекцией за водный слой, топографию дна моря и топографию станций. Обозначения те же, что на Рис. 5, кроме символов, которые соответствуют данным от разных взрывов. Сплошные линии соответствуют теоретически рассчитанным годографам отраженных волн. Пунктирные линии отмечают годографы волн с anomalously-высоким значением кажущейся скорости.

прихода и динамических параметров волн от всех взрывов с временной коррекцией пунктов взрывы к единому уровню. В общем, такое обобщение правомерно для слоистых сред с углами наклона границ не превышающими 20°. На рисунке 7 представлены обобщенные данные времен прихода волн с углом выхода относительно горизонтальной плоскости 45-90° (продольные волны). Для уточнения значений V_e и h проведено двумерное лучевое трассирование. Методом проб и ошибок для экспериментальных годографов подобраны теоретические годографы (Рис. 7), значения V_e и h которых представлены в Табл. 5. Опираясь на априорные данные о сейсмических скоростях [12, 15] и полученные значения эффективной скорости с глубиной, была проведена оценка средней скорости V_{int} в интервалах полученных глубин (Табл. 5). Кроме выделенных ранее волн в процессе интерпретации были введены дополнительные отраженные волны P_5P , P_6P и P_7P , которые не следятся в первых вступлениях и характеризуются высокими амплитудами (Рис. 7). Результаты сопоставления экспериментальных годографов с теоретическими заставляют считать, что волны отражены от наклонных границ и угол наклона границ увеличивается с глубиной.

Сейсмическая модель строения восточной части острова Тайвань построена вдоль профиля AA' до 50 км глубины и представлена на Рис. 8. Данный результат удобно рассматривать совместно с распределением гипоцентров землетрясений, которые концентрируются в треугольнике с вершиной под Береговым Хребтом на глубине 50-60 км (Рис. 9). По особенностям волнового поля и распределению сейсмичности в сейсмической модели выделяются три слоя - верхний, средний и нижний. Интерпретация структуры может быть сделана в двух вариантах. В первом варианте предполагается принадлежность всех трех слоев к земной коре, что приводит к заключению об аномально высокой мощности земной коры (45 км) в области коллизии континентальной и океанической (дуговой) плит. Во втором варианте нижний слой с глубины 33-40 км может быть отнесен к верхней мантии. Двойственность интерпретации вытекает из-за отсутствия четких критериев разделения земной коры и мантии, или выделения границы Мохо, в активных областях. В континентальных районах граница Мохо определяется на основе таких критериев как: 1) резкий скачок скорости продольных волн до 8.0 км/с; 2) резкое увеличение амплитуды

Таблица 5

Глубина отражения, кажущаяся (V^*), эффективная скорости (V_e), выделенных отраженных волн и оценка интервальной скорости (V_{int}) в слое Δh

Тип волны	V^* (км/с)	h (км)	V_e (км/с)	Δh (км)	V_{int} (км/с)	Угол наклона (град.)
P_d	2.8-3.2	-----	-----	0.0 - 4	2.8-3.2	0
$P_{1a}P$	4.4-3.2	7.5	3.3	4.0 - 7.5	3.65	0
$P_{1b}P$	5.2-4.8	11	4.1	7.5-11.	5.5	0
P_1P	5.1	9	4.5	-----	----	0
P_2P	5.8	17	5.0	11-17	6.3	0
P_3P	7.2	23	5.6	17-23	7.1	0
P_4P	6.5-7.5	28	5.8	23-28	6.9	0
P_5P		33-35	6.2	28-35	7.5 (?)	5
P_6P		37-39	6.5	33-39	7.7-7.8 (?)	10
P_7P		40-43	6.7	37-43	7.8-8.0 (?)	15
P_{7P}	10.5-6.0	36-40	6.6	-----	-----	30-35

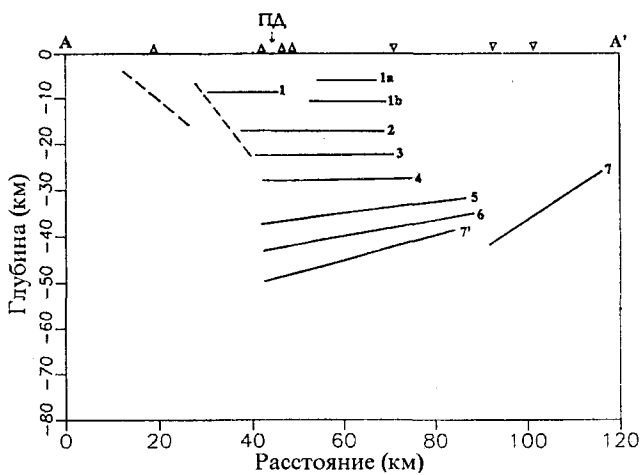


Рис. 8 Сейсмическая модель глубинного строения вдоль профиля по линии AA'. Треугольники (▲) указывают крайние позиции проекций сейсмостанций на линию AA', а перевернутые треугольники (▼) указывают положения пунктов взрывов. ПД - положение Продольной Долины. Сплошные линии маркируют положения границ отражения, номер соответствует индексу выделенной волны. Пунктирные линии - предполагаемые наклонные границы, соответствующие волнам с аномально-высокой кажущейся скоростью.

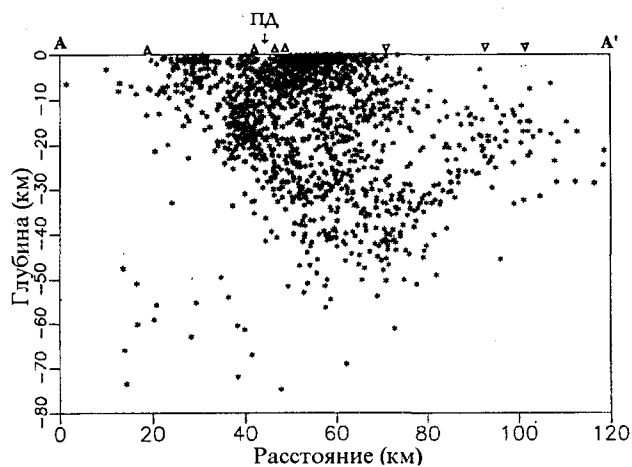


Рис. 9 Распределение гипоцентров землетрясений за период 1990-1992гг. Тайваньской сейсмологической сети CWBSN. Землетрясения магнитудой 2-5 баллов спроектированы в полосе 20 км вдоль линии профиля AA'. Обозначения те же, что на Рис. 8.

отраженных сейсмических волн; 3) сейсмичность сосредоточена в пределах земной коры в среднем до глубины 30 км.

Верхний слой. Верхний слой в области исследования разделяется на два блока с оценкой мощности в 9 км под Центральным Хребтом (граница 1, Рис. 8) и около 11 км под Береговым Хребтом и западной части Филиппинского моря (граница 1b, Рис. 8). Эти блоки различаются по тектонической структуре и характеру изменения скорости с глубиной. Скорости

под Центральным Хребтом значительно выше, чем под Береговым Хребтом и Филиппинским морем. Отражательная способность сейсмических волн в верхнем слое Берегового Хребта и западной части Филиппинского моря сравнительно низкая, но в то же время уровень сейсмичности очень высокий. Это предполагает, что блок находится в хрупком деструктурированном состоянии с градиентным увеличением сейсмической скорости с глубиной. Предполагается, что до глубины 7.5 км (граница 1a, Рис. 8) скорость продольных волн увеличивается от 2.8 до 4.5 км/с, а далее до глубины 11 км до 5.5 км/с. Структура Центрального Хребта представляется состоящей из сравнительно жестких подблоков, разделенных наклонными границами. Землетрясения в этом блоке концентрируются главным образом на глубине 3 км и 8 км.

Средний слой. По сейсмическим данным средняя кора по латерали достаточно однородная и состоит из трех подслоев общей мощностью 17 км (границы 2-4, Рис. 8). Проекция точек отражения локализованы главным образом под западной частью Филиппинского моря. Плотность распределения гипоцентров землетрясений в среднем слое значительно меньше, чем в верхнем слое. Мощность первого подслоя оценивается в 5-6 км, а средняя скорость продольных волн в нем - около 6.3 км/с. Второй подслоем залегает в пределах глубин 17-23 км и характеризуется средней скоростью около 7.1 км/с. По характеру изменения полученных эффективной скорости с глубиной предполагается относительное уменьшение средней скорости третьего прослоя до 6.9 км/с. Появление слоя с инверсией сейсмической скорости (волновод) в средней коре характерно в областях с сильным горизонтальным напряжением [4], к которым и относится область исследования. В этом случае предполагается, что волновод соответствует зоне мелкой трещиноватости с деформациями сдвигового типа [4, 5, 7].

Нижний слой. Характерной особенностью нижнего слоя является постепенное увеличение наклона границ с глубиной от 5° до 35° в западном направлении (границы 5-7, Рис. 8). Границы 7 и 7', предполагаемые как граница Мохо, погружаются от глубины около 30 км под Филиппинским морем до 45-50 км под Береговым Хребтом. Волны, отраженные от данных границ, характеризуются наиболее высокими амплитудами. Данные томографии [15] также показывают погружение более низкоскоростного слоя в западном направлении: на разрезе вдоль 23.65° широты до глубин 50-60 км (разделение изолиний скорости 7.6 и 8.0 км/с); на разрезе вдоль 23.88° четко выделяется клин с вершиной на глубине около 60 км под Береговым Хребтом.

На сейсмограммах и данных времен прихода волн фиксируется волновой пакет линейно-поляризованных продольных и обменных волн, амплитуда которых нарастает временем начиная примерно с 11 с (Рис. 7). Такое поведение может быть объяснено расслоенностью материала нижнего слоя в результате сильных действующих горизонтальных напряжений. Численное моделирование сейсмограмм для объяснения природы волнового пакета, регистрируемого на территории западной Европы, привело Кампилло и Паула [8] к выводу, что волновой пакет может быть генерирован тонкими слоями нижней коры. Причем для объяснения динамических эффектов (высокой амплитуды) необходимо предположить чередование тонких слоев с контрастом сейсмического импеданса. Результаты численного и физического эксперимента [2, 13] показывают, что коэффициенты отражения на границе с жестким контактом (тонким механически ослабленным слоем, трещиной) могут достигать высоких значений близких к 1 для продольных волн и превышать 1 для обменных волн. Расслоенность нижнего слоя или появление механически ослабленных прослоек может быть обусловлена особенностями физико-химическими процессов [14], активно протекающих на этих глубинах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сейсмическая интерпретация показала, что глубинное строение до 50 км восточной части острова Тайвань состоит из трех слоев, различающихся по структурным характеристикам и уровню сейсмичности. Верхний слой разделяется на два блока, разделенных Продольной Долиной. Верхний слой под Центральным хребтом мощностью 9 км состоит из сравнительно жестких подблоков, разделенных наклонными границами разрыва, а верхний слой под Береговым Хребтом мощностью 11 км характеризуется наиболее высоким уровнем сейсмичности и предполагается быть в хрупком деструктурированном состоянии. Скорость распространения волн под Центральным Хребтом выше чем под Береговым Хребтом. Высокий уровень рассеяния и затухания сейсмических волн в области Продольной Долины и хорошо наблюдаемые дифракционные эффекты на станциях Центрального Хребта свидетельствуют, что Продольная Долина является яркой зоной тектонического нарушения. Средний слой средней мощности 17 км представляется относительно однородным по латерали с границами раздела на глубинах 17, 23, 28 км. Нижний слой глубинного разреза представляется серией погружающихся в западном направлении границ, угол наклона которых увеличивается от 5° до 30-35° с глубиной. Наблюдаемый высокоамплитудный пакет линейно-поляризованных продольных и обменных волн связывается с тонкой расслоен-

ностью (1-5 км) нижнего слоя. Вопрос о том, принадлежит ли нижний слой к верхней мантии или является нижней частью коры, остается неясным из-за недостатка априорной информации и отсутствия четких сейсмических критериев выделения границы Мохо в активных областях.

Высокий уровень сейсмичности и сложный характер волнового поля, выражающийся в отсутствии ярко-выраженных протяженных сейсмических границ и регистрации волн разной глубинности с аномальными амплитудами, показывают важную роль растрескивания (расслаивания) различного масштаба в глубинной структуре восточной части Тайваня.

Анализ сейсмических данных показал высокое качество 3-х компонентных записей системой станций Panda II. Это позволило провести детальный поляризационный анализ волнового поля и разделить волны на основе динамических и кинематических признаков. Однако нерегулярность сейсмической сети наблюдения и ее малая площадь в области со сложным геологическим строением не позволила провести достаточно однозначно корреляцию сейсмических волн и их интерпретацию.

Авторы благодарны профессору Е.Т. Е Института Наук о Земле (Тайвань), профессору Ц. М. Чю Мемфиского государственного университета (США) и их группе по обеспечению работы системы Panda II за предоставление сейсмических материалов. Данная работа выполнена при поддержке Национального Научного Совета Республики Китай (Тайвань).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гальперин Е.И. Поляризационный метод сейсмических исследований. М.: Недра, 1977. 277 с.
2. Дружинин А.Б., Лунева М.Н. Отражение и преломление сейсмических волн на жестком контакте упругих сред // Тихоокеан. геология. 1992. N2. С. 141-151.
3. Лунева М.Н. Влияние геометрии сейсмической границы на поле проходящей волны. Владивосток.: ДВО АН СССР, 1992. 161с.
4. Маламуд А.С., Николаевский В.Н. Циклы землетрясений и тектонические волны. Душанбе: "Дониш", 1989. 144с.
5. Николаевский В.Н. Механика геоматериалов и землетрясения. / Итоги науки и техники. ВИНТИ. М., 1983. 15. С. 149-230.
6. Bowin C.R., Lu R.S., Lee C.S., Schouten H. Plate convergence and accretion in Taiwan-Luson region // Am. Assoc. Pet. Geol. Bull. 1978. 62. P. 1645-1672.
7. Brace W. Laboratory studies of stick-slip and their application to earthquakes // Tectonophysics. 1974. V. 14. 3-4. P. 189-200.
8. Campillo M., Paul A. Influence of the lower crustal structure on the early coda of regional seismograms // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. B3. P. 3405-3416.

9. Chang N.Y. Studies of seismicity, seismic reflection, and gravity of the Taitung area, southern Longitudinal Valley, eastern Taiwan // Master thesis. NCU. 1992. 113p.
10. Hagen R.A., Duennebier F.K. A seismic refraction study of the crustal structure in the active seismic zone east of Taiwan // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 4785-4796.
11. Hsu T.L. Recent faulting in the Longitudinal Valley of eastern Taiwan // Mem. Geol. Soc. China. 1962. 1. P. 95-101.
12. Lee C.W., Wang C., Liaw Z.C. A study of the crustal velocity structure in eastern Taiwan // Bull. Inst. Earth Sci., Academia Sinica, 1986. 6. P. 12-57.
13. Luneva M., Chang Y.F. Scattering of elastic waves by a thin soft layer. // Journal of Seismic Exploration. 1995. N4. P. 17-32.
14. Ringwood A. Phase transformations and differentiation in subducted lithosphere: implication for mantle dynamics, basalt petrogenesis, and crustal evolution // Geology. 1982. 90. 6. P. 611-643.
15. Roecker S.W., Yen Y.H., Tzai Y.B. Three-dimensional P and S velocity structure beneath Taiwan: deep structure beneath an arc-continent collision // J. Geophys. Res. 1987. V. 92. B10. P. 10547-10570.
16. Seno T., Stein S., Gripp A.E. A model for the motion of the Philippine Sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data // J. Geophys. Res. 1993. V. 98.B10. P. 17941-17948.
17. Shemenda A.I., Hsieh C.H., Yang R.K., a: Geodynamic model of the Taiwan area // IV Taiwan Symposium on Geophysics: Expanded Abstract; 1992. P. 525-535.
18. Shemenda A.I., Hsieh C.H., and Yang R.K. b: Reversal subduction and a geodynamic model of the collision in Taiwan // Acta Geophysica Taiwanica: Science Report of NCU; 1992. 30. P. 101-104.
19. Teng L.S. Geotectonic evolution of late Cenozoic arc-continent collision in Taiwan // Tectonophysics, 1990. V. 183. P. 57-96.
20. Tsai, Y.B. Plate subduction and the Plio-Pleistocene Orogeny in Taiwan // Petroleum geology of Taiwan. 1978. 15. P. 1-10.
21. Tsai Y.B. Seismotectonics of Taiwan // Tectonophysics. 1986. VOL. 125. P. 17-38.
22. Wu, F.T., 1978: Recent tectonics of Taiwan // J. Phys. Earth, 26, suppl., S265-S299.

*ИТuГ ДВО РАН
г.Хабаровск*

*Поступила в редакцию
10 августа 1995 г.*

M.N. Luneva, C.S. Wang

A seismic model of deep structure of eastern Taiwan

Processing and interpretation of the seismic data, obtained from the shots fired in the Philippine Sea and recorded by digital telemetric stations in the Hualien area (eastern Taiwan) have been carried out. The area under investigation represents a zone of arc-continent collision actively developing recent time. The seismic structure constructed is in good correlation with the earthquake hypocenter distribution.

А.А.Степашко

О ПРОИСХОЖДЕНИИ НИЖНЕМЕЛОВЫХ БАЗАЛЬТОВ РОЖДЕСТВЕНСКОГО РАЗРЕЗА И ПРИРОДЕ ЗАПАДНО- САХАЛИНСКОГО ПРОГИБА

Приводятся результаты петрохимического исследования аномальной по составу последовательности 18 базальтовых потоков из вулканогенно-кремнистого разреза фундамента Западно-Сахалинского прогиба. Они являются дифференциатами четырех автономных первичных магм и закономерно чередуются в разрезе. С помощью нового подхода обнаружено, что составы как первичных расплавов Рождественского разреза, так и базальтов Сахалина в целом, отвечает той же структуре вариаций петрогенных компонентов, которая характерна для мезо-кайнозойских базальтов Нижнего Амура и Приморья. Это предполагает, что базальтовые магмы Сахалина образовались в результате плавления той же самой континентальной мантии. Положение базальтов разных районов в общей вариационной структуре использовано для реконструкции изменения условий плавления мантии. Базальты Сахалина соответствуют малоглубинным и низкотемпературным расплавам, образование которых происходило на самой границе континентальной окраины. Также показано, что их состав принципиально отличается от толеитов окраинных морей и океанов. Следовательно, типичные океанические условия плавления мантии на Сахалине, начиная с конца мезозоя, отсутствовали. Закономерный тренд составов четырех первичных магм Рождественского разреза в вариационной структуре предполагает, что их происхождение связано с быстрым подъемом мантийной геотермы. Это отвечает условиям образования вулканического острова, что полностью совпадает с результатами изучения осадочных отложений разреза. Западно-Сахалинский прогиб заложился на аномально погруженном континентальном основании и формировался в условиях пассивной континентальной окраины, возможно, отвечающих океаническим лишь по характеру седиментации.

ВВЕДЕНИЕ

Представления о тектонической природе Западно-Сахалинского прогиба имеют важное значение для понимания мезо-кайнозойской эволюции Азиатской континентальной окраины. Во многих отношениях они остаются дискуссионными, но исходная идея, развиваемая в работах Л.М. Парфенова и Б.А.Наталина [8,9], А.В.Рихтера [12], Е.Н.Меланхолиной [7] и других, в соответствии с которой Западно-Сахалинский прогиб является окраинно-материковой, преддуговой структурой, представляется хорошо обоснованной. Недавние детальные исследования литологии его отложений и особенностей строения, выполненные С.В.Зябровым [3-5], существенно уточнили эту картину, показав, что Западно-Сахалинский прогиб формировался в западной части глубоководной "террасы", сочлененной склоном с питающей провинцией и погружающейся в восточном направлении. Для независимой проверки подчеркнутых результатов и уточнения палеотектонической позиции в региональном плане особый интерес имеет природа базальтов фундамента Западно-Сахалинского прогиба, обнаруженных только на небольшом участке в верховьях рек Арково и Рождественки (рис.1а). Структура района здесь имеет чешуйчато-надвиговой характер (рис.1б), базальты входят в состав нижней вулканогенно-кремнистой пачки, фрагменты которой обнажаются в основании крутозалегающих пластин, выполажи-

вающих к западу [5]. Возраст отложений пачки по радиоляриям из кремней отвечает интервалу берриас-валанжин.

Базальты образуют несколько десятков потоков мощностью до 10 м. [5]. Верхи пачки сложены подушечными разностями. Наиболее мощные и раскристаллизованные потоки сосредоточены в ее нижней части. Базальты имеют разную степень измененности, поэтому все анализы были пересчитаны на 100 % суммы петрогенных компонентов. Химический состав пород оказался своеобразным во многих отношениях (табл.1). На классификационной диаграмме сумма щелочей-кремний (рис.2а) они располагаются в поле щелочных базальтов непосредственно выше разделительной линии. Однако от типичных щелочных базальтов породы значительно отличаются низкими содержаниями магния, крайне низкими "толеитовыми" содержаниями калия, меньше 0.5 % и высокими для базальтов содержаниями кремния, в большинстве случаев превышающими 52 %. При высокой суммарной щелочности породы имеют низкие содержания титана и фосфора (табл.1). Повышенная кремнеземистость и пониженная магнезиальность сближают их с андезитами, но от последних вулканыты Рождественского района принципиально отличаются системой корреляционных связей петрогенных компонентов (рис.2б). И для океанических, и для континентальных андезитов характерны устойчивые положительные связи магния, кальция

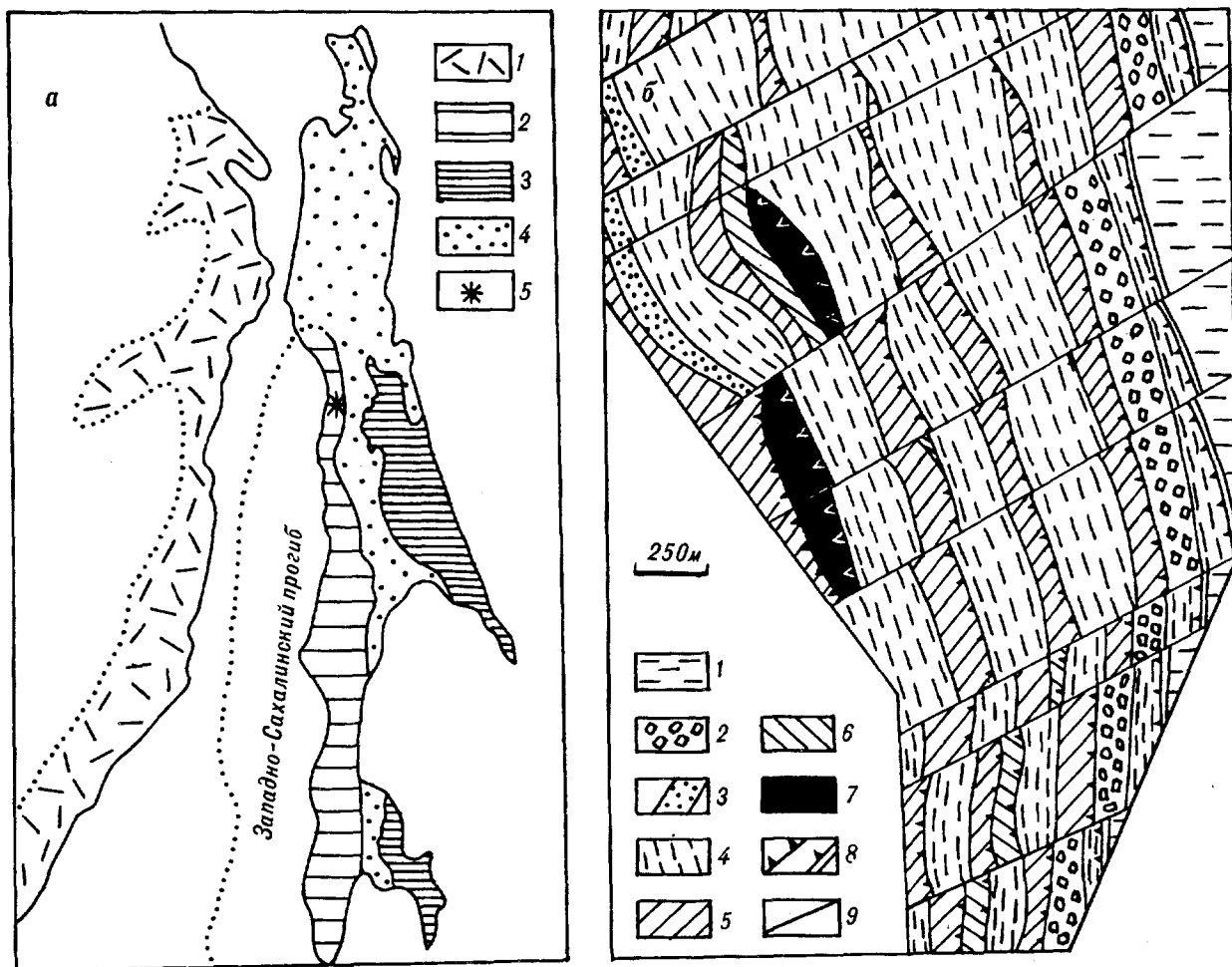


Рис. 1. Положение и структура района исследований [5].

а) Тектоническая позиция Западно-Сахалинского прогиба; 1 Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканический пояс, 2 Западно-Сахалинский прогиб, 3 мезозойский комплекс Восточного Сахалина, 4 кайнозойские наложенные впадины и прогибы, 5 район исследования. б) Базальты Рождественской толщи в структуре района; 1 кайнозойские отложения Тымь-Поронайской впадины, 2-7 отложения Западно-Сахалинского прогиба: 2-5 Побединской свиты: 2 конгломераты, 3 туфогенные песчаники, 4 алевропелиты и алевролиты, 5 алевропелиты и аргиллиты, 6-7 Рождественской толщи: 6 кремни, радиоляриты и кремнистые алевропелиты (пачки 2-4), 7 базальты (пачка 1), 8 надвиги, 9 правые сдвиги

и железа, при отрицательных связях этих компонентов с кремнием и щелочами [18]. В данном случае, хотя изменчивость содержаний компонентов очень высокая, отмеченные корреляции совершенно отсутствуют.

Аномальный состав базальтов Рождественской толщи не позволяет использовать общепринятый подход к определению генезиса, опирающийся на сравнение с эталонными океаническими вулканитами. Использование разных диагностических диаграмм неизбежно ведет к противоречиям и, следовательно, к субъективным генетическим выводам. Возможен иной подход [15-17], который основан на расшифровке системы закономерностей взаимоиз-

менения содержаний компонентов - вариационной структуре базальтов. Ее особенности должны отражать состав субстрата, условия и динамику плавления мантии. В конечном счете именно они связаны или определяют специфику эволюции литосферы, которая с поверхности изучается тектоническими и литологостратиграфическими методами.

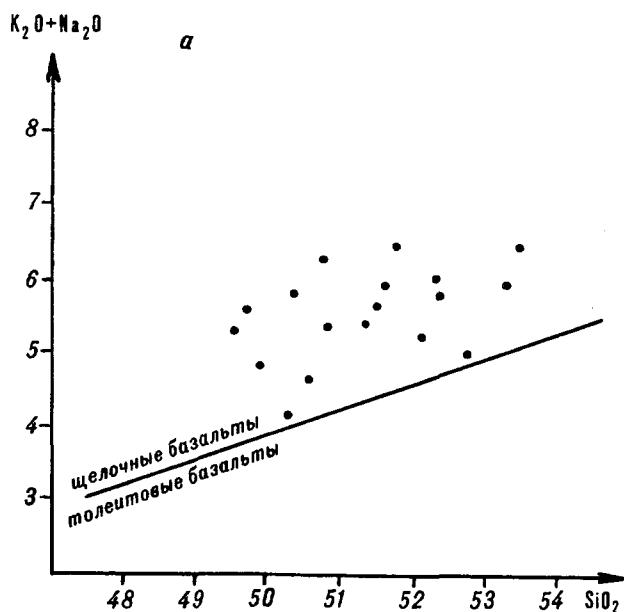
ВАРИАЦИОННАЯ СТРУКТУРА БАЗАЛЬТОВ РОЖДЕСТВЕНСКОГО РАЗРЕЗА

Несмотря на то, что содержания петрогенных компонентов в базальтах изменяются весьма значительно, корреляционная матрица не обнаруживает четкой вариационной структуры (рис.26). Наблюдаются лишь отдельные, достаточно слабые связи

Химический состав базальтов Рождественской толщи [5].

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	52.81	0.61	16.99	9.38	5.70	9.39	4.20	0.15	0.17
2	54.06	0.61	17.23	10.29	6.11	4.98	5.59	0.39	0.10
3	52.08	0.79	18.39	9.88	6.70	5.02	4.62	1.78	0.23
4	53.84	0.61	16.69	10.20	6.49	5.48	3.82	1.83	0.17
5	55.20	0.69	16.22	10.45	5.99	5.46	3.66	1.52	0.18
6	53.39	0.72	16.45	10.48	6.84	4.76	3.71	2.93	0.18
7	52.78	0.69	16.55	10.61	6.18	7.44	3.66	1.18	0.20
8	54.30	0.76	16.46	11.34	5.23	5.67	3.86	1.58	0.17
9	51.95	0.61	16.81	10.67	6.64	6.88	4.54	1.05	0.17
10	55.20	0.71	15.76	10.52	6.53	4.37	3.37	2.77	0.19
11	54.12	0.76	16.93	9.95	7.51	4.41	3.37	2.33	0.17
12	54.12	0.76	16.93	9.95	7.51	4.41	3.37	2.33	0.17
13	52.08	0.67	17.27	10.98	5.55	7.57	4.17	0.87	0.21
14	55.62	0.67	16.57	10.33	6.60	3.41	3.55	2.64	0.18
15	51.76	0.65	17.16	10.23	5.96	7.57	4.35	1.52	0.22
16	55.32	0.84	16.15	9.78	3.32	7.08	5.18	1.51	0.21
17	54.84	0.69	16.61	10.66	6.74	3.37	5.95	0.31	0.19
18	54.45	0.65	16.41	10.72	7.30	3.38	3.16	3.11	0.19

Примечание. Каждый анализ соответствует отдельному пластику, номера отвечают порядку их положения в разрезе снизу вверх. Здесь и далее все составы приведены к 100 % суммы петрогенных компонентов, общее железо в форме FeO.



	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
SiO ₂	0.23	<u>-0.68</u>	0.01	-0.13	<u>-0.54</u>	-0.12	0.34
TiO ₂		-0.04	0.06	-0.25	-0.23	0.13	0.19
Al ₂ O ₃			-0.24	0.17	0.17	0.30	-0.33
FeO				0.23	-0.37	0.06	-0.02
MgO					<u>-0.60</u>	-0.18	0.25
CaO						-0.04	-0.42
Na ₂ O							<u>-0.75</u>

Рис.2. Общая петрохимическая характеристика базальтов Рождественской толщи.

а) Положение составов на диаграмме сумма щелочей-кремний; б) Матрица корреляционных связей петрогенных компонентов, выделены наиболее сильные

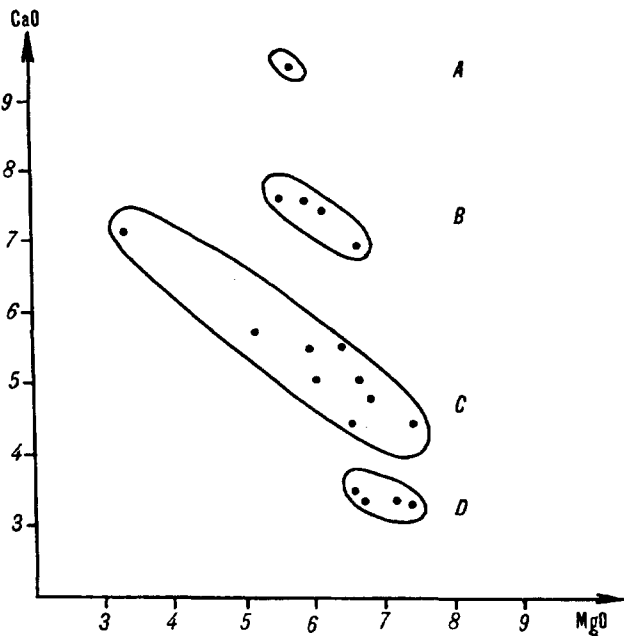


Рис. 3. Характер дискретности состава базальтов Рождественской толщи. Буквами обозначены предполагаемые самостоятельные группы

натрия и калия, кремния и алюминия, магния и кальция, которые не образуют взаимосвязанной системы. Подобная нечеткая картина при высокой изменчивости составов обычно получается в том случае, если совокупность является неоднородной и состоит из химически самостоятельных групп с разным поведением петрогенных компонентов. Предполагаемая неоднородность базальтов разреза обнаруживается на диаграмме CaO-MgO (рис.3), где точки распадаются на три отдельные группы, разделенные ясными разрывами. К самостоятельной четвертой группе, видимо, следует отнести базальт с аномально высокими содержаниями CaO. Для удобства обозначим предполагаемые группы буквами так, как показано на графике (рис.3). Рассматривая состав каждой из них отдельно, действительно обнаруживаем, что они имеют разные структуры вариаций компонентов. Наиболее простой обладает группа D (рис.4а). Для нее характерны сильные связи железа и кремния, титана и алюминия, калия и натрия. Гораздо более сложную структуру вариаций имеет основная по объему группа С. На графике FeO-SiO₂ точки ее составов распадаются на две, возможно три полосы (рис.4б). Неслучайность этой необычной картины подчеркивается тем, что линия самых железистых базальтов С полностью совпадает с трендом всей группы D на том же графике (рис.4а). На параллельные полосы составы группы С также распадаются на диаграмме кремний-титан (рис.4б). Связь этих компонентов в группе D отсутствует, но эта же

корреляция наблюдается для третьей группы В (рис.4в), точки которой ложатся на диаграмме TiO₂-SiO₂ вдоль продолжения средней линии группы С. Любопытно ведут себя щелочные компоненты. Если для группы D, как было показано, характерна практически прямая связь калия и натрия, то для С она, хотя и проявляется, но выражена существенно слабее. Полностью отсутствует корреляция этих компонентов в группе В (рис.4в), для которой проявляются связи калия с железом, а натрия с титаном.

Рассмотренные зависимости подтверждают химическую самостоятельность выделенных на диаграмме CaO-MgO групп базальтов и, с нашей точки зрения, имеют единственное объяснение. В Рождественском разрезе объединены дифференциаты четырех самостоятельных, близких по составу исходных базальтоидных магм. Эволюция последних протекала автономно, что и отразилось в различающихся вариационных структурах. Наиболее сложный и, видимо, длительный характер имела дифференциация первичного расплава, соответствующего группе С.

ПОЛОЖЕНИЕ БАЗАЛЬТОВ РОЖДЕСТВЕНСКОГО РАЗРЕЗА В СПЕКТРАЛЬНОЙ СТРУКТУРЕ ИСХОДНЫХ РАСПЛАВОВ.

Исследованиями последних лет обнаружены особые структуры вариаций, названные спектральными, появление которых, как предполагается, вызвано дискретным плавлением верхней мантии [15]. Составы первичных магм как основных, так и средних именно на диаграмме CaO-MgO [15,17], располагаются вдоль параллельных линий, положение и угол наклона которых меняются в зависимости от состава мантии. Впервые спектральная структура была обнаружена для кайнозойских щелочных базальтов Приморья [15]. Она же характерна для щелочных базальтов Восточного Китая и Западной Японии [16]. Неизменность положения линий спектра и угла их наклона позволяют предполагать существование во всем этом обширном регионе единого по составу блока мантии, которая может быть названа по месту первого обнаружения—"Ханкайской". Первичные расплавы базальтов Рождественского разреза, несомненно, отвечают этой же структуре вариаций, так как средние составы групп В, С точно попадают на линии SI, SIII ханкайского спектра (рис.5а). Неслучайность этого соответствия подтверждается при рассмотрении независимых данных по составу базальтоидных формаций Сахалина в целом (табл.2). В данном случае мы опирались на средние составы, рассчитанные Д.Ф.Семеновым [13,14], и не использовали результаты, например В.М.Гранника [1], так как методика усреднения Д.Ф.Семенова учитывала химическую дискретность пород. Для

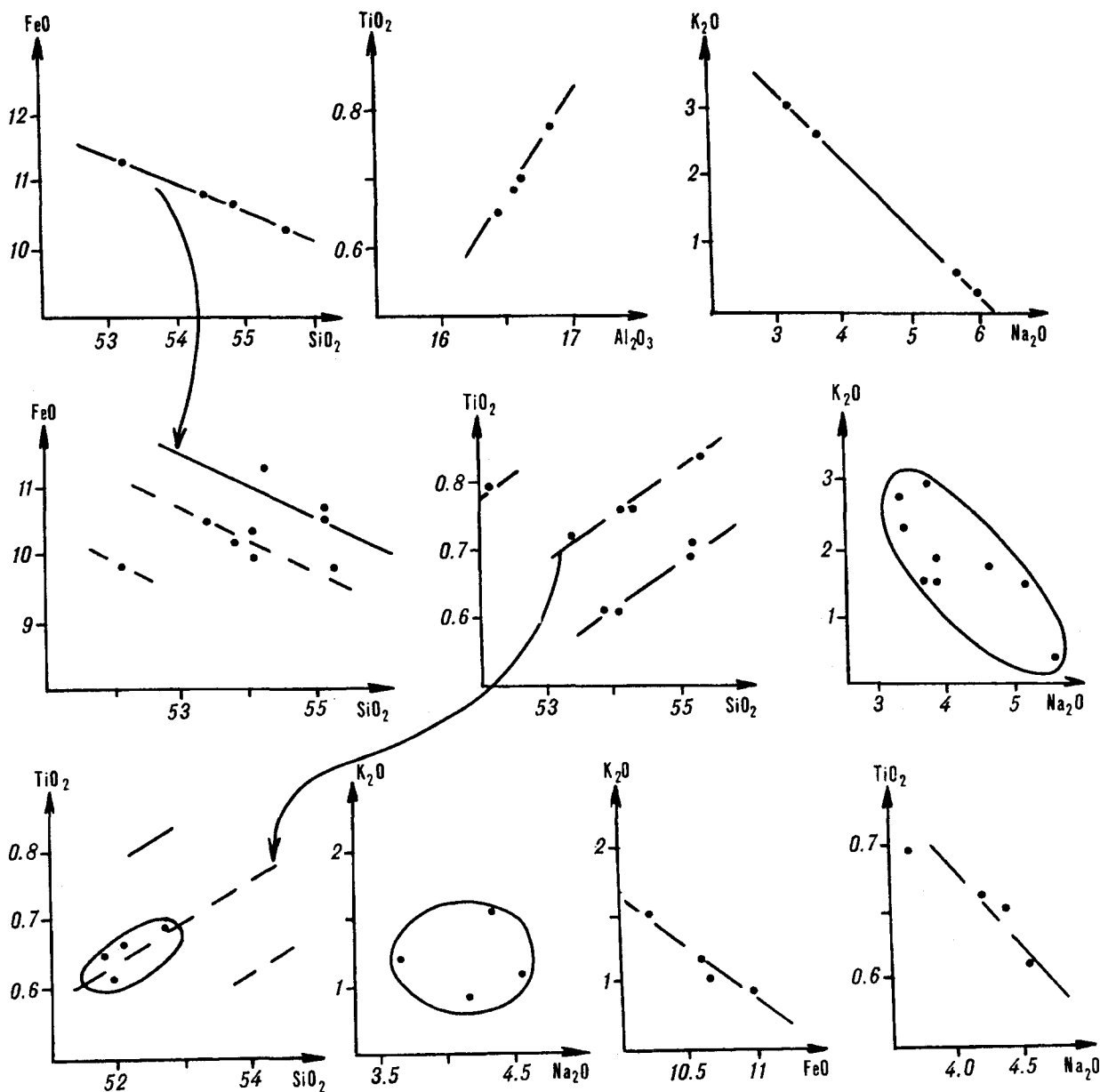


Рис. 4. Структуры вариаций состава: а) верхний ряд - D группы, б) средний ряд - C группы; на графике FeO-SiO₂ сплошная линия соответствует тренду группы D на аналогичном графике верхнего ряда; в) нижний ряд - B группы; на графике TiO₂-SiO₂ линии отвечают аналогичному графику из среднего ряда

Сахалина по возрасту были выделены три базальтоидных формации: позднемезозойская-раннемеловая, позднемеловая и плиоценовая. Затем для совокупностей анализов пород каждой из них были установлены с помощью кластер-анализа однородные группы. Средние составы пород каждой формации определялись именно для этих однородных групп. При таком подходе, как очевидно, значительно ослабевает опасность усреднения составов, отвечающих разным линиям спектра. На диаграмме MgO-CaO (рис.5а)

средние составы однородных групп всех трех формаций Сахалина образуют две четкие линии, очевидно, параллельные прямой Ханкайского спектра. Одной из этих линий соответствует и базальт группы А Рождественского разреза. В спектральную структуру вариаций прекрасно укладываются также средние составы однородных групп верхнеюрских - нижнетриасовых базальтоидов из двух районов развития вулканогенно-осадочных комплексов Нижнего Приамурья (рис.5а), изученных В.А.Попеко,

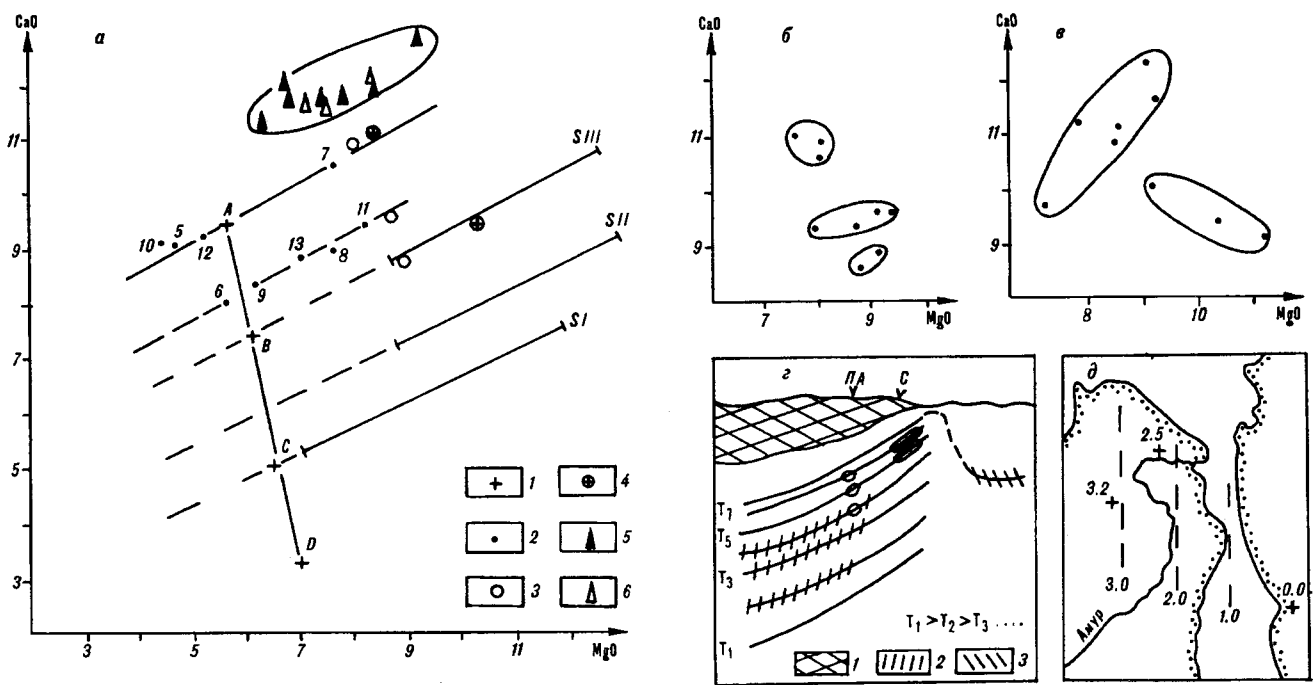


Рис.5 Закономерности вариаций состава первичных расплавов базальтов.

а) Положение составов базальтов в спектральной структуре. Прямые S I - S III отвечают составам кайнозойских щелочных базальтов Ханкайской мантии, по [15], сплошными линиями выделены пределы их распространения; 1 - средние составы групп базальтов Рождественской толщи; 2 - средние составы однородных групп формаций Сахалина, нумерация соответствует табл.2; 3,4 - средние составы групп базальтоидов Нижнего Амура, районы Маго и Вьюн соответственно; 5,6 - средние составы толеитовых базальтов окраинных морей Тихого океана и океанических котловин [10]. б, в) Однородные группы базальтоидов Нижнего Амура районов п. Маго и р. Вьюн соответственно. г) Схематичный разрез, показывающий глубинные условия образования базальтовых расплавов континентальной окраины. T₁-T₇ изотермы теплового поля; 1 - континентальная кора, области генерации расплавов: 2 - кайнозойских щелочных базальтов, 3 - толситов окраинных морей, С - базальтов Сахалина и ПА - Приамурья. д) Характер наклона региональной геотермы по изменению глубины образования расплавов одной температуры. Значения 2,5 и 3,2 - глубина плавления мантии в условных единицах для районов п. Маго и р. Вьюн соответственно; пунктир - положение изолиний равной глубины плавления

Таблица 2

Средние составы базальтов Сахалина

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	52.81	0.61	16.99	9.38	5.70	9.39	4.20	0.15	0.17
2	54.06	0.61	17.23	10.29	6.11	4.98	5.59	0.39	0.10
3	52.08	0.79	18.39	9.88	6.70	5.02	4.62	1.78	0.23
4	53.84	0.61	16.69	10.20	6.49	5.48	3.82	1.83	0.17
5	55.20	0.69	16.22	10.45	5.99	5.46	3.66	1.52	0.18
6	53.39	0.72	16.45	10.48	6.84	4.76	3.71	2.93	0.18
7	52.78	0.69	16.55	10.61	6.18	7.44	3.66	1.18	0.20
8	54.30	0.76	16.46	11.34	5.23	5.67	3.86	1.58	0.17
9	51.95	0.61	16.81	10.67	6.64	6.88	4.54	1.05	0.17
10	55.20	0.71	15.76	10.52	6.53	4.37	3.37	2.77	0.19
11	54.12	0.76	16.93	9.95	7.51	4.41	3.37	2.33	0.17
12	54.12	0.76	16.93	9.95	7.51	4.41	3.37	2.33	0.17
13	52.08	0.67	17.27	10.98	5.55	7.57	4.17	0.87	0.21
14	55.62	0.67	16.57	10.33	6.60	3.41	3.55	2.64	0.18
15	51.76	0.65	17.16	10.23	5.96	7.57	4.35	1.52	0.22
16	55.32	0.84	16.15	9.78	3.32	7.08	5.18	1.51	0.21
17	54.84	0.69	16.61	10.66	6.74	3.37	5.95	0.31	0.19
18	54.45	0.65	16.41	10.72	7.30	3.38	3.16	3.11	0.19

Примечание. 1-4 А-Д группы базальтов Рождественской толщи; однородные породные группы базальтовых формаций Сахалина [13,14]; 5-8 позднемезозойской-раннемеловой, 9-11 позднемеловой, 12,14 плиоценовой.

В.Э.Пилацким и В.А.Кайдаловым [11]. Породы, опробованные в районе п.Маго участвуют в строении фундамента раннемелового Тырского прогиба, а базальтоиды р.Вьюн находятся в основании разреза Горинского синклиория. Нетрудно видеть принципиальную аналогию с тектонической позицией базальтов Рождественского вулканогенно-кремнистого разреза фундамента Западно-Сахалинского прогиба. Следует подчеркнуть, что в последние годы, благодаря проведенным новым структурным и палеонтологическим исследованиям, представления о возрасте вулканогенно-осадочных комплексов Сихотэ-Алиня претерпевают серьезные изменения. Так, например, изучение радиолярий показало, что возраст отложений выделявшейся ранее Киселевской свиты верхнего триаса-юры в действительности отвечает интервалу юра-нижний мел [6]. С учетом этого вполне может оказаться, что базальтоиды из фундамента Тырского прогиба и Горинского синклиория, если не синхронны, то весьма близки по возрасту базальтам основания Западно-Сахалинского прогиба. Рассматривая их составы на диаграмме MgO - CaO (рис.5б,в), легко видеть в первом случае (п.Маго) - три, во втором случае (р.Вьюн) - две однородные группы. Понятно что, если бы это разделение было связано просто с недостаточным количеством анализов, то положение групп на графиках было бы совершенно случайным. Однако, это не так, поскольку все 5 средних составов нижеамурских базальтоидов четко отвечают тем же линиям спектра, что и составы сахалинских базальтов (рис.5а).

Рассмотренные соответствия позволяют сделать принципиальный генетический вывод. Начиная с юры базальтовые расплавы как Сахалина в целом, так и Рождественского разреза Западно-Сахалинского прогиба в частности, формировались при плавлении одного и того же глубинного субстрата, очень близкого, если не тождественного по составу Ханкайской мантии, континентальная природа которой не вызывает сомнений. Следовательно, по своему источнику базальты Рождественского разреза относятся не к океаническому, но к континентальным образованиям.

УСЛОВИЯ ПЛАВЛЕНИЯ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ПРИ ОБРАЗОВАНИИ БАЗАЛЬТОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Важным достоинством спектральной структуры является то, что она позволяет получить качественную оценку Р/Т условий образования расплавов [17]. Термодинамическая интерпретация генезиса спектральных структур в простейшем варианте предполагает, что каждая линия спектра отвечает определенной температуре плавления, а смещение составов вдоль одной линии связано с изменением давления при постоянной температуре, а следовательно

с глубиной образования расплавов. Рост давления и температуры соответствует увеличению в расплавах содержания магния. Наиболее магнизальные расплавы каждой линии являются наиболее глубинными, а самые низкотемпературные расплавы на CaO-MgO диаграмме располагаются вдоль спектральных прямых в области высоких содержаний CaO. Как очевидно, даже не давая количественных значений, эта интерпретация позволяет понять главное. Сравнивая положение конкретных составов в спектре, определять тенденции изменения термодинамического режима плавления мантии во времени и пространстве, а также диагностировать качественные различия глубинных условий для расплавов, образовавшихся в разных тектонических обстановках.

Базальты Сахалина в целом, как было показано (рис.5а), отвечают только двум прямым спектра, причем эта принадлежность не зависит от возраста формаций. Вдоль каждой линии составы занимают сравнительно узкие отрезки, следовательно изменение давления образования расплавов было незначительным. Подчеркнутое означает, что термодинамические условия плавления верхней мантии сохранялись, или воспроизводились на протяжении всего длительного позднемезозойско-кайнозойского этапа развития региона. Отсутствие резкого изменения глубины или/и температуры плавления мантии, по всей вероятности, соответствует устойчивому и пассивному тектоническому режиму региональной эволюции.

Расплавы рассмотренных базальтоидов вулканогенно-осадочных комплексов Приамурья, как очевидно, формировались при тех же температурах (рис.5а). Но они систематически смещены вдоль линий в сторону более высоких содержаний MgO, а значит плавление мантии происходило на больших глубинах, по сравнению с базальтовыми магмами Сахалина. Кайнозойские щелочные базальты Приморья, расположенные вблизи, или в пределах стабильного Ханкайского блока, формировались в существенно иных термодинамических условиях (рис.5а). Плавление мантии в данном случае происходило при более высоких температурах и давлениях, по сравнению с базальтами вулканогенно-осадочных комплексов. Подобное соответствие и должно наблюдаться при постоянстве теплового потока и устойчивом во времени положении геотермы в мантии (рис.5г). Приведенный разрез наглядно показывает то, что расплавы сахалинских базальтов не только формировались из континентальной мантии, но и термодинамический режим плавления для них был прямо связан с характером теплового поля именно под континентом.

Крайне интересное положение на спектральной диаграмме занимают составы толеитовых базальтов

разновозрастных котловин окраинных морей Азии, фиксирующие глубинные условия на главной стадии их раскрытия (рис.5а). В эту же область диаграммы попадают также средние составы океанических толеитов, что согласуется с известной точкой зрения о субокеанической природе окраинных морей. Для нас в данном случае важно, что условия плавления мантии, характерные как для окраинных морей, так и для океанов в регионе Сахалина, на мезокайнозойском этапе совершенно отсутствовали. Различное положение составов в спектре предполагает, что толеитовые расплавы окраинных морей образовались на значительно больших глубинах, чем базальтовые расплавы Сахалина, но при несомненно более низких температурах. Подобное погружение геотермы, по-видимому, невозможно без ее резкого изгиба (рис.5г). Последний хорошо подчеркивает принципиальное различие глубинных условий на окраине континента, с одной стороны, и при формировании субокеанических окраинных морей, с другой.

Вполне возможно, что намеченная выше связь режимов плавления мантии для юрско-нижнемеловых базальтов из вулканогенноосадочных комплексов Сахалина и северного Сихотэ-Алиня является еще более строгой. Здесь обратим внимание, что составы обеих групп базальтоидов района р.Вьюн смещены вдоль линий спектра вправо по сравнению с составами базальтоидов района п.Маго (рис.5а) и, следовательно, их расплавы образовались заметно глубже. Выбрав положение состава А Рождественского разреза за нулевую точку (рис.5а), и используя расстояние до нее от расположенных на этой же линии средних составов двух групп нижеамурских базальтоидов, можно легко в условных единицах оценить относительную глубину плавления мантии для районов Маго и Вьюн. Поверхность, которая при этом получается, должна повторять в рамках принятой интерпретации особенности погружающейся под континент региональной геотермы (рис.5д). Безусловно, эта картина является гипотетической и грубой, но ее реальность может быть проверена, а морфология

уточнена, при привлечении данных по составу вулканитов других районов развития аналогичных комплексов, широко распространенных на Дальнем Востоке. Поставленная задача нам по своему значению кажется исключительно важной, так как если существование предполагаемой поверхности подтвердится, то это станет прямым опровержением распространенной идеи, которая рассматривает мезозойскую историю региона как случайный процесс приращения несвязанных фрагментов океанических плит к континентальной окраине.

ДИНАМИКА ПЛАВЛЕНИЯ МАНТИИ В ПЕРИОД ОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ РОЖДЕСТВЕНСКОГО РАЗРЕЗА

Выше были рассмотрены региональные особенности Р/Т условий плавления мантии. В определенных случаях спектральный подход позволяет также установить их изменение во времени, реконструировав динамику плавления мантии. Исключительно интересными в этом отношении являются базальты Рождественского разреза. Прежде всего отметим, что средние составы групп на спектральной диаграмме (рис.5а) фактически отвечают одной прямой, показывая, что образование магм происходило в течении единого этапа плавления. Ряд А-В-С-Д в соответствии с интерпретацией отражает возрастание температуры плавления мантии. Крайне важно, что составы ряда от А к Д последовательно смещаются вдоль линий спектра в направлении уменьшения содержания кальция и магния. Это свидетельствует, что при возрастании температуры глубина плавления мантии от А к Д не растет, но, подчеркнем, последовательно уменьшается. Однако характер изменения глубинных условий может быть и прямо противоположным, если плавление происходило в обратном порядке. Эта дилемма легко разрешается при рассмотрении положения базальтов разных групп в разрезе, которое прямо скоррелировано с последовательностью образования первичных расплавов (рис.6а).

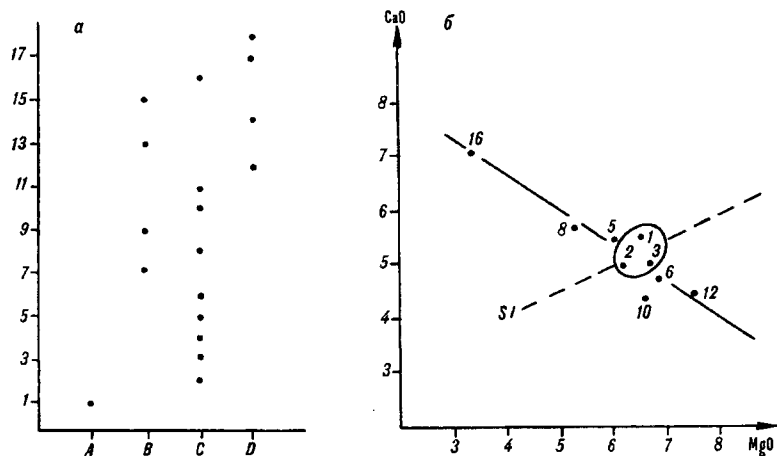


Рис.6 Порядок чередования базальтов в Рождественском разрезе.

а) Порядок внедрения расплавов разных групп базальтов, по вертикальной оси - номера пластов снизу вверх по разрезу. б) Характер изменения в разрезе состава базальтов группы С, нумерация соответствует табл.1.

Разрез начинается с базальта А и завершается базальтами группы D. Эта последовательность, несомненно, проявляется и в целом, если рассматривать только самые последние составы в каждой из групп: В -No.15, С -No.16, D -No.17,18.

Причина отсутствия простой картины последовательной смены по разрезу базальтов разных групп представляется очевидной. Как было показано в начале работы, каждая из первичных магм испытала дифференциацию, а значит не поступала сразу после плавления мантии на поверхность. Порядок внедрения несомненно должен был усложняться в зависимости от длительности дифференциации, подвижности дифференциатов и продолжительности перемещения их к поверхности. В разрезе запечатлено взаимоналожение двух процессов, протекавших практически одновременно. Реалистичность этого предположения подтверждается, если рассмотреть отдельно порядок внедрения для самой представительной С группы (рис.6б). Первых три состава ее наиболее близки среднему составу группы и фактически расположены на спектральной прямой. Затем по мере внедрения состав базальтов все более отклоняется от центра совокупности, сначала внедрялись - 5,6, затем - 8,10, и наконец - 12,16 расплавы. В целом картина ясно отвечает процессу постепенного истощения дифференцирующейся магматической системы из промежуточной камеры. Здесь важно, что состав дифференциатов меняется симметрично, но не однонаправлено вдоль тренда (рис.6б), как следовало бы ожидать в случае простой кристаллизационной дифференциации. Этот момент стоит отметить особо, так как в качестве первичных расплавов обычно принято рассматривать не средние составы, но крайние члены трендов дифференциации. Для Рождественского разреза ошибочность этого представления очевидна.

Таким образом, первыми образовались расплавы самой низкотемпературной группы А. Ее положение в спектре совершенно аналогично другим базальтам Сахалина (рис.5а), следовательно глубинные условия плавления в начальный момент были вполне стандартными. Однако, положение групп В,С,Д в спектре резко отличается, следовательно в дальнейшем процесс принял необычный характер. Плавление мантии происходило при последовательном возрастании температуры плавления мантии, вплоть до появления самой высокотемпературной D магмы. Но одновременно, как выше обращалось внимание, уменьшалась глубина образования расплавов и магма D также являлась самой малоглубинной. Такая схема, как очевидно, описывает режим быстрого подъема геотермы и соответствующего перемещения области плавления. Выше мы видели, что среди базальтов Сахалина, судя по выборке данных

Д.Ф.Семенова, и среди базальтоидов Приамурья петрохимические группы, хотя бы близкие по положению в спектре к расплавам С,Д, совершенно отсутствуют. Это предполагает, что процесс плавления мантии, который зафиксирован в составе Рождественских базальтов имел не региональный, но достаточно локальный характер. В целом такая динамика глубинных условий, очевидно, наиболее соответствует обстановке образования уединенного вулканического острова.

Завершая, обратим внимание еще на одну особенность вариаций, важную для дальнейших исследований. Несмотря на то, что составы А-Д групп образуют четкий прямолинейный тренд в координатах MgO-CaO, содержания других петрогенных компонентов между группами изменяются гораздо менее закономерно. Причиной, видимо, является влияние еще одного фактора, изменявшего состав расплавов. И здесь следует обратить внимание на характер щелочности изученных базальтов (рис.7). Сумма щелочей в них изменяется значительно, а содержания K₂O возрастают от 0.25 до 2.0 %. В качестве рабочей гипотезы разумно предполагать, что эта изменчивость связана с разной степенью истощения мантии при выплавлении базальтов. Это еще один нелокальный фактор, несомненно определяющий вариации состава расплавов и, что важно, независимый в общем случае от давления и температуры. В принципе для магм, образовавшихся при разных P/T условиях, степень истощения может быть одинаковой и, напротив,

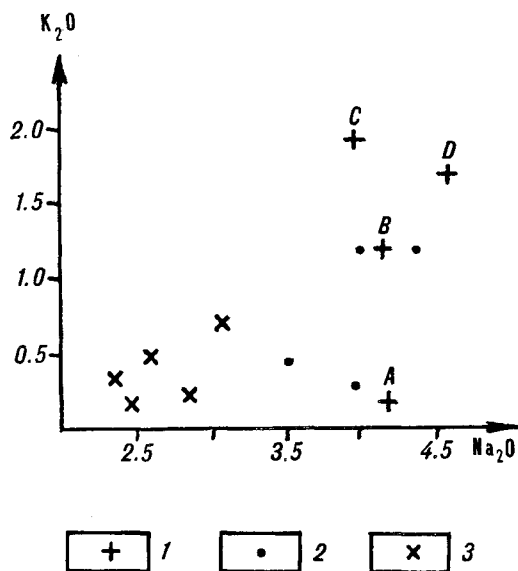


Рис.7 Особенности поведения щелочных компонентов в базальтах.

1-средние составы групп Рождественской толщи, 2-позднемезозойской-раннемеловой формации Сахалина, 3-базальтоидных групп Нижнего Амура.

она может быть разной для расплавов с одинаковыми P/T значениями плавления. В данном случае наблюдается именно такая картина, поскольку щелочность изученных базальтов никак не связана с их принадлежностью к тем или иным линиям спектра и изменением их положения вдоль линий. Если эта гипотеза справедлива, то для базальтов Рождественского разреза плавление мантии проходило при уменьшении степени ее истощения с образованием на последней стадии высокощелочных групп С и D (рис.7). Любопытно отметить также, что степень истощения мантии для базальтоидов из вулканогенно-осадочных разрезов Приамурья была систематически выше, чем при плавлении мантии Сахалина.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Едва ли не главной целью данной работы была попытка провести независимую проверку представлений о тектонической эволюции Западно-Сахалинского прогиба. Поэтому обратим внимание на высокую согласованность выводов, полученных совершенно разными методами. Реконструированная динамика плавления верхней мантии при образовании базальтов Рождественского разреза полностью отвечает результатам литолого-структурного изучения, показавшим, что формирование его нижних пачек происходило в условиях локального подводного поднятия [5]. Нашел независимое подтверждение также общий вывод С.В.Зябрева о том, что терригенные отложения Западно-Сахалинского прогиба формировались в приконтинентальных условиях, пассивных в тектоническом отношении на протяжении длительного времени. Можно сказать, что подтвердились именно те генетические выводы, которые опирались на детальное изучение состава и структуры осадочной толщи.

Но вместе с тем, как уже должно быть ясно из текста, результаты исследования оказались в явном противоречии с общим современным представлением об океанической природе фундамента как Западно-Сахалинского прогиба, так и Сахалина в целом. Действительно, заведомо глубоководный характер вулканогенно-кремнистых отложений Рождественской толщи заставлял говорить о том, что прогиб формировался на приключенной к континенту океанической плите. Впрочем, в этом контексте оставалось непонятной аномальность состава Рождественских вулканитов и отсутствие их аналогов среди океанических базальтов. Изучение структуры вариаций позволило решить эту загадку, но ответ получился неожиданным. Верхняя мантия Сахалина оказалась близка, если не тождественна, по составу заведомо континентальной мантии Восточно-Азиатской окраины. Причем на протяжении всей мел-кайнозойской

истории ее плавление явно не отвечало океаническим условиям, но, напротив, вполне соответствовало геотермическому режиму континента. Все это свидетельствует о том, что Западно-Сахалинский прогиб заложился не на океанической плите, но в наиболее удаленной и необычно глубоко опущенной части пассивной континентальной окраины. Вполне подтверждает реальность такой интерпретации и состав базальтоидов вулканогенно-осадочных комплексов Нижнего Приамурья. Наконец необходимо отметить, что полученные результаты хорошо соответствуют выводам Ю.Г.Волохина [2]. Проведенные им детальные исследования кремневых отложений Сихотэ-Алиня показали возможность их накопления в близконтинентальных обстановках в периоды резкого уменьшения привноса терригенного материала.

Несмотря на все выше сказанное, не следует вывод о континентальном фундаменте Западно-Сахалинского прогиба рассматривать в качестве окончательного, так как пока остаются неясными степень и характер различия по составу океанической и континентальной мантии, положение восточной границы последней на разных этапах эволюции. Важнейшей задачей дальнейших исследований также должен стать анализ вариационных структур базальтов мезозойских вулканогенно-осадочных комплексов. Именно это направление может дать многое для проверки и уточнения реконструкций мезо-кайнозойской геодинамики континентальной окраины. Автор считает приятным долгом выразить свою признательность С.В.Зябреву, который первым показал аномальность базальтов Западно-Сахалинского прогиба, стал инициатором этой работы и первым суровым критиком ее результатов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.:Наука, 1978. 162 с.
2. Волохин Ю.Г. Кремневые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных кремневых толщ. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 208 с.
- 3.Зябрев С.В.Глубоководные отложения, палеогеография и палеотектоника Западно-Сахалинского прогиба. Автореф.дисс. канд. геол.-минер. н., Хабаровск, 1992
4. Зябрев С.В. Глубоководная терригенная седиментация в Западно-Сахалинском прогибе//Докл. АН СССР. 1987. Т.292, N.1. С.168-171
5. Зябрев С.В., Брагин Н.Ю. Нижний мел Западно-Сахалинского прогиба. //Докл.АН СССР. 1987. Т.297, N.6. С.1443-1445
6. Зябрев С.В.Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна -наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России//Тихоокеан. геология. 1994. N.6. С.74-83

7. Меланхолина Е.Н. Западно-Сахалинский геосинклинальный прогиб и его гомологи в Тихоокеанском поясе. М.: Наука, 1973. 173 с.

8. Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии в мезозое и кайнозое// Докл. АН СССР. 1977. Т. 235, N 5. С. 1132-1135

9. Парфенов Л.М., Натальин Б.А. Закономерности строения и тектонической эволюции мезозойских и кайнозойских складчатых систем на северо-западе Тихоокеанского обрамления. /Геология и геофизика, 1981, N 7. С. 3-15

10. Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей. М.: Наука, 1987. С. 336

11. Попеко В.А., Пилацкий В.Э., Кайдалов В.А. Базальты верхнетриасовых-нижнеюрских комплексов в структуре Северного СихотэАлиня//Тихоокеан. геология. 1983. N 6. С. 21-31

12. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 90 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 411) С. 34-37

13. Семенов Д.Ф. Неогеновые магматические формации Южного Сахалина. Хабаровск, 1975, С. 207

14. Семенов Д.Ф. Магматические формации тихоокеанских складчатых областей (на примере Сахалина). М.: Наука, 1982. С. 168

15. Степашко А.А. Структура и эволюция верхней мантии южной части Дальнего Востока. Вариации состава ксенолитов перидотитов и кайнозойских щелочных базальтов: Препринт. Владивосток, 1990. 51 с.

16. Степашко А.А. Сериальная модель состава кайнозойских щелочных базальтов Восточного Китая: петрологические и тектонические следствия: Препринт. Хабаровск, 1991. 68 с.

17. Степашко А.А. Перспективы спектрального моделирования вариаций состава известково-щелочного магматизма и геодинамика верхней мантии Анд// Тихоокеан. геология. 1995. Т. 14, N 2. С. 32-45

18. Maaloe S., Petersen T.S. Petrogenesis of Oceanic Andesites// J. Geophys. Res. 1981. V. 86, No. B11. P. 10273-10286

*ИТиг ДВО РАН
г. Хабаровск*

*Поступила в редакцию
6 июля 1995 г.*

A.A. Stepashko

The origin of Lower Cretaceous basalts from the Rozhdestvensk area, and the nature of the West Sakhalin basin

Petrochemical data on 18 basalt flows sequence from the volcanogenic-cherty unit at the base of the West Sakhalin basin are presented. They have anomalous composition, distinct from that of marginal seas and oceans tholeiites. A new approach has shown that the compositions of both the Rozhdestvensk area and the Sakhalin basalts on the whole correspond to the same structure of petrochemical variations which is typical of Mesozoic-Cenozoic basalts in the Lower Amur river and Primorie regions. This suggests that the Sakhalin basalts were generated as a result of the same continental mantle melting. The P/T interpretation of the variation structure has been employed for reconstructing the changes in the melting conditions of the regions. The Sakhalin basalts correspond to relatively shallow depth/low temperature melts generated on the continental boundary, and since the Mesozoic, the typical oceanic melting conditions (greater depth/lower temperature) have been absent there. It has also been shown that the 18 basalt flows correspond to four primary magmas differentiated independently, the injections of which regularly alternate within the studied sequence. A regular change in the primary melts compositions suggests that the Rozhdestvensk basalts originated during a rapid ascent of the geotherm. This corresponds to the conditions of a volcanic island formation which entirely coincides with the preceding results of the study of the sedimentary deposits. The West Sakhalin basin was generated on the anomalously subsided continental basement in the conditions of a passive continental margin, probably similar to oceanic ones just by the nature of sedimentation.

Н.В.Бердников, А.П.Карсаков, А.Н.Михалевский

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В ГАББРО-АНОРТОЗИТАХ И ЧАРНОКИТОИДАХ КАЛАРСКОГО МАССИВА

Методом криометрии изучены флюидные включения в лабрадоре, андезине и гиперстене габбро-анортозитов Каларского массива, а также в кварце прорывающих его чарнокитоидов Альтаульского массива. Установлено, что кристаллизация плагноклаза габбро-анортозитов началась при $T=1210-1300^{\circ}\text{C}$ и P -до 5.5 кбар в присутствии свободной флюидной фазы углекислотного состава. Эти параметры, по нашим данным, являются типичными для анортозитовых массивов автономного типа. Остывание и автометаморфизм массива, с которыми связано образование андезинитовой ассоциации, проходили в субизобарических условиях. Прорывающие габбро-анортозиты чарнокитоиды имеют иную, специфическую флюидную специализацию, для которой характерны как CO_2 , так и азотно-метановые смеси. Эти результаты подтверждают геологические и изотопно-геохронологические данные о генетической разнородности габбро-анортозитов и чарнокитоидов Каларского массива.

Каларский массив - один из крупных (около 1500 км²) массивов Джугджуро-Станового анортозитового пояса, расположен в южной части Олекминской гранит-зеленокаменной области (ГЗО). В современном срезе он представлен двумя пластинообразными телами: северным - Куранахским и южным - Имангакитским, полого (20-30°) погружающимися на север. Мощность пластин до 12 км. Первоначально они составляли единое тело, разобращенное впоследствии по сдвигу [1].

По геофизическим данным [11] нижние горизонты Куранахского массива сложены мафическими породами. Согласно [17] от подошвы к кровле в разрезе массива последовательно сменяются габбро, габбро-анортозиты, габбро-норит-анортозиты, чарнокитоиды. Во вскрытой эрозионным срезом части наблюдается плохо выраженная макрорасслоенность, редко - тонкое (через 5-40 см) ритмичное переслаивание пород различного состава, или же чередование прослоев, обогащенных овально-округлыми шлирами габброидов, с анортозитами [16]. Разнообразие пород обусловлено различными количественными соотношениями плагиоклаза, пироксенов, роговой обманки. Неизменные разности габбро-анортозитов характеризуются кумулятивной структурой. Минералом кумулула является плагиоклаз, иногда вместе с ортопироксеном, а интеркумулул заполнен авгитом, титано-магнетитом, апатитом. В пироксенах нередки структуры распада твердых растворов. Отмечено наличие инвертированного пижонита.

Вмещающими породами Каларского массива являются нижнеархейские гранулиты курультинской серии с U-Pb изотопным возрастом 3.3-3.5 млрд лет [10]. Контакты массива с вмещающими породами чаще всего тектонические. Наименее тектонизированные участки контактов сохранились на севере и востоке

куранахской части массива. Здесь складчатые структуры гранулитового комплекса, как и в промежутке между куранахской и имангакитской частями, ориентированы в субмеридиональном направлении и срезаются общим субширотным интрузивным контактом. Внешние ограничения массива нередко согласуются с простираем вмещающих пород, но полной конформности массива с их структурой не достигается. Четкий интрузивный контакт установлен на восточном фланге куранахской части [12].

Во всех разновидностях пород массива содержатся угловатые ксенолиты вмещающих гранулитов, в которых местами отмечаются фрагменты изоклинальных складок [17], рассматривавшиеся ранее как "скиалиты" [3,7 и др.].

Среди анортозитов и вмещающих пород отмечены многочисленные жилы и тела чарнокитоидов двух генетических типов - синметаморфические и магматические. Синметаморфические чарнокитоиды залегают среди вмещающих пород и совместно с ними подвержены гранулитовому метаморфизму и складчатости. Магматические чарнокитоиды встречаются как среди гранулитов, так и в габбро-анортозитах, имеют с ними магматические контакты. Нередко в них наблюдаются ксенолиты вмещающих пород. Эти данные говорят о более позднем, чем гранулитовый метаморфизм и анортозитообразование, формировании магматических чарнокитоидов. На западе куранахской части массива они слагают значительных размеров Альтаульский массив.

Породы анортозитового комплекса подверглись вторичным изменениям, обусловленным высокотемпературными автометаморфическими и тектонометаморфическими процессами. При автометаморфизме происходит грануляция первичного лабрадора с

образованием агрегатов изометричных зерен розового андезина. Перекристаллизация пироксенов ведет к уменьшению размеров зерен и освобождению их от структур распада твердых растворов. Появляются зелено-бурая (до зеленой) роговая обманка, иногда гроссуляровый гранат. При наиболее поздних низкотемпературных изменениях образуются олигоклаз, синезеленая роговая обманка, элидот-клиноцоизит, иногда бурый биотит. В зонах разломов развиты диафориты зеленосланцевой фации с появлением волокнистого амфибола и хлорита.

Возраст Каларского комплекса определяется тем, что анортозиты содержат ксенолиты гранулитов курультинской серии, а сами секутся жилами редкометальных пегматитов с возрастом 1.9 млрд лет. Наложенные преобразования в них изофациальны с метаморфическими толщами саخابория Тасюряхского тектонического клина, непосредственно контактирующими по разлому с каларскими анортозитами. Возраст метаморфических толщ тектонического клина считается позднерархейским на основе сопоставления с аналогичными образованиями Олекминской ГЗО. Изотопные датировки возраста анортозитов противоречивы: Rb-Sr определения дают 2700-2900 млн лет [8], Sm-Nd изохроны по клинопироксену в анортозите соответствуют 1926 ± 64 , по апатиту - 1913 ± 123 . Магматические чарнокитоиды, рвущие анортозиты, имеют Sm-Nd возраст по апатиту 1698 ± 42 млн лет [9], в то время как их U-Pb возраст по циркону составляет 2660 ± 60 млн лет [18].

Изучение флюидной фазы каларских анортозитов и чарнокитоидов предпринималось Г.Н.Баженовой [2] и М.К.Сухановым [15]. В первом случае газы для анализа методом поглощения извлекались путем дробления плагиоклаза в вакуумной мельнице, во втором использовался метод высокотемпературного хроматографического анализа. По-видимому, из-за использования различных аналитических методик получены несопоставимые результаты. Кроме того, хотя в обоих случаях говорится о том, что газы выделялись из флюидных включений, это утверждение не подкреплялось изучением содержимого индивидуальных включений. Поэтому приведенные в этих работах данные представляют собой интегральную флюидную характеристику изученных образцов, в той или иной мере искаженную сорбционными, термохимическими и трибохимическими процессами. Более корректную, хотя и не исчерпывающую информацию о составе и состоянии свободного флюида, сопутствующего кристаллизации пород, можно получить с помощью изучения индивидуальных включений в минералах неразрушающими методами. В данном исследовании нами использовался один из них - криометрия.

Для изучения включений в минералах были взяты образцы из западных районов куранахской части

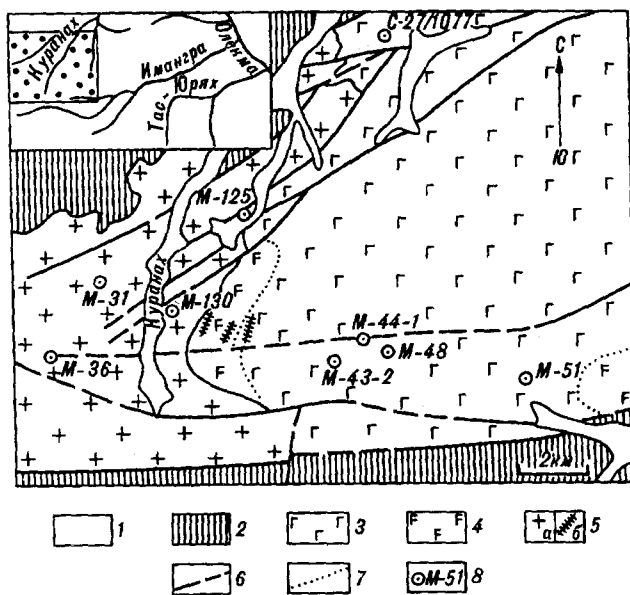


Рис.1. Схема геологического строения района исследований

1 - четвертичные отложения; 2 - архейские породы, вмещающие Каларский массив; 3-5 - породы Каларского массива: 3 - габбро-анортозиты, 4 - габбро, 5 - чарнокитоиды массивные (а) и жилы (б); 6 - разрывные нарушения; 7 - граница фациальных переходов; 8 - места отбора проб и их номера.

Каларского массива (рис.1). Они представлены незначительно измененными габбро-анортозитами и чарнокитоидами Альтаульского массива. Включения флюидов обнаружены в неизмененных зернах лабрадора и развивающихся по ним розовых кристаллах андезина, в гиперстене габбро-анортозитов, а также в кварце и цирконе чарнокитоидов.

Наиболее распространенными в минералах габбро-анортозитов (обр.М-48, М-50-1, С27/1077) являются включения сжиженной углекислоты. Во всех случаях температура ее плавления была в пределах $-56.6 \div -57^\circ\text{C}$, что свидетельствует о ее чистоте. Наиболее ранние первичные включения обнаружены в неперекристаллизованных зернах лабрадора. Они обычно единичны, хорошо огранены и закономерно ориентированы, зачастую ассоциируют с твердыми фазами и продуктами распада твердых растворов. Вторичные включения образуют зоны, трассирующие залеченные микротрещины. Иногда эти зоны являются продолжением более крупных трещин, в которых отмечаются вторичные слюды и роговая обманка. Огранка вторичных включений зачастую довольно хорошая, в этом случае включения приобретают закономерную ориентировку относительно кристаллографических направлений плагиоклаза. Отсутствие огранки включений обычно сопровождается

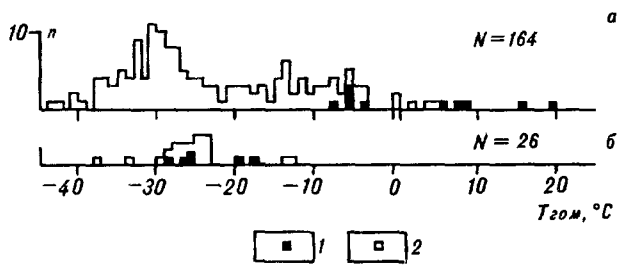


Рис.2. Температуры гомогенизации CO_2 во включениях из лабрадора (а) и андезина (б) габбро-анортозитов Каларского массива:

1 - первичные, 2 - вторичные, N - общее число замеров.

осветлением минерала-хозяина вдоль зоны, присутствием в зоне вторичных твердых фаз.

Гомогенизация углекислоты во включениях из лабрадора происходит в жидкую фазу (рис.2,а), при этом Т гом. вторичных статистически ниже Т гом. первичных. Устойчивых различий в температурах гомогенизации ограниченных и неограниченных (ранних и поздних, соответственно) вторичных включений не отмечено. Морфологические признаки дают основание полагать, что первичные включения несут информацию о магматическом этапе кристаллизации плагиоклаза, а вторичные - об условиях его изменений в твердом состоянии.

Как было сказано выше, лабрадор в габбро-анортозитах замещается андезином в ассоциации с зеленой роговой обманкой и слюдами. Замещение идет в основном путем грануляции, но в ряде случаев наблюдались и реакционные границы между лабрадором и андезином. В большинстве случаев этот процесс сопровождается освобождением плагиоклаза от твердофазных и флюидных включений, однако нам удалось обнаружить небольшое количество включений жидкой CO_2 в розовом андезине обр.М-41-1.Т гом. их в жидкость представлены на рис.2,б. Важно отметить, что интервалы Т гом. первичных и вторичных включений здесь практически совпадают и располагаются в интервале Т гом. вторичных из лабрадора. Это наблюдение говорит в пользу того, что образование вторичных (по крайней мере, их поздних генераций) в лабрадоре связано с формированием андезинитовой ассоциации. Об этом же свидетельствует и отмеченная ранее связь роговой обманки и слюд с зонами вторичных включений в лабрадоре.

В гиперстене габбро-анортозита обр.М-42-2 обнаружены включения, сложенные твердыми фазами (силикаты и рудный) и полостью с газообразной CO_2 (Т пл = -56.6°C , гомогенизация в газ). Они бывают как первичными, так и вторичными, иногда буквально насыщая зерна гиперстена. Вероятно, это в какой-то

мере трансформированные включения раскристаллизованных расплавов.

Образцы чарнокитов оказались неоднородными по составу флюидных включений. Кварц чарнокита обр.М-130 содержит ранние вторичные включения CO_2 с Т гом. от -13 до $+17^\circ\text{C}$. Обнаружены также два включения в крупном зерне циркона с Т гом. $+4.5$ и $+14^\circ\text{C}$. Однако эти включения могут быть частично разгерметизированы, так как вблизи них проходит поздняя микротрещина, пересекающая как зерно циркона, так и окружающие минералы. В обр.М-31 и М-36 обнаружены однофазовые и газво-жидкие включения водно-солевых растворов и включения низкокипящих жидкостей, преимущественно вторичные. Последние гомогенизируются в жидкость при температурах от -138 до -150°C (153 замера), никаких твердых фаз при замораживании не образуется. При этом гомогенизация в высокотемпературной области этого интервала сопровождается субкритическими явлениями (резкое уменьшение объема газового пузырька перед гомогенизацией с уменьшением оптической резкости границы газ-жидкость). В одном включении при -139.5°C наблюдалась гомогенизация в газ. Эти данные позволяют грубо оценить состав включений. Согласно разработкам [19], они наполнены метаново-азотной смесью с $X_{\text{CH}_4} = 0.2$.

Полученные значения плотностей включений CO_2 дают возможность рассчитать давление образования габбро-анортозитов Каларского массива. Как видно из рис.2,а, плотности CO_2 в первичных включениях из неизмененного лабрадора габбро-анортозитов варьируют от 0.97 до 0.77 г/см^3 (Т гом.от -8 до $+20^\circ\text{C}$), а вторичных там же - от 1.11 до 0.89 г/см^3 (Т гом. от -44 до $+5^\circ\text{C}$). Здесь налицо тенденция повышения плотности включений от ранних генераций к поздним, поэтому давление начала кристаллизации следует рассчитывать по наименее плотным первичным включениям. Максимальные температуры, определенные для этих пород по дупипроксеновому термометру, составляют $900-1000^\circ\text{C}/14/$. При таких температурах в наименее плотных включениях CO_2 из лабрадора развивается давление $3.8-4.3 \text{ кбар}$. Этими значениями может быть оценено давление во время внедрения и кристаллизации плагиоклаза. Однако не исключено, что указанные температуры для периода высоко-температурной кристаллизации являются заниженными из-за смещения равновесных составов пироксенов во время остывания и автометаморфизма массива. Это предположение становится еще более вероятным, если принять точку зрения авторов [6] о внедрении Каларско-го массива (во всяком случае его габбро-анортозитовой части) до пика гранулитового метаморфизма вмещающих пород. В этом случае минеральные равновесия габбро-анортозитов будут приведены в соответствие с новыми Т-Р параметрами. В то же время плотность включений

в незатронутых перекристаллизацией зерлах плагиоклаза остается неизменной. Большая "устойчивость" включений в данном случае определяется тем, что смещение равновесных составов может происходить диффузионным путем, без полной перекристаллизации минералов, в то время как для изменения плотности включений CO_2 необходимы либо их перенаполнение, либо перекристаллизация минерала-хозяина. Диффузия же крупных молекул CO_2 сквозь решетку плагиоклаза, как известно, невозможна. Что же касается процессов разгерметизации и перекристаллизации, то их признаки надежно фиксируются под микроскопом и такие нарушенные включения при расчетах давления кристаллизации не учитываются.

Согласно нашим оценкам, основанным на результатах термометрии твердофазных включений в перекристаллизованном анортите, кристаллизация анортозитов Джугджурского массива начиналась при температурах не менее 1210°C [5]. По данным А.М. Ленникова, полученным с помощью минеральных геотермометров, эта температура достигает $1250-1300^\circ\text{C}$ [13]. При таких значениях T верхний предел давления кристаллизации габбро-анортозитов Каларского массива, определенный по включениям CO_2 , поднимается до 5.5 кбар, что, по нашему мнению, является наиболее реальным значением для анортозитов автономного типа и сравнимо с оценками давления кристаллизации Джугджурских анортозитах. Температура автометаморфизма каларских габбро-анортозитов, связанного с остыванием массива и приведшего к образованию андезинитовой ассоциации, по различным оценкам была не ниже 500°C . При этом в первичных включениях в андезине развивается давление 4.8-5.3 кбар.

Как упоминалось выше, в кварце изученных образцов чарнокитоидов обнаружены включения флюидов разного состава. По условиям залегания (генетическая однородность Альтаульского массива), петрографическим особенностям и степени вторичных изменений (очень незначительной) эти образцы практически идентичны. Для объяснения их различной флюидной специализации данных в настоящее время недостаточно. Следует, однако, отметить, что по нашим данным [4] в пределах Джугджурского массива также обнаружены чарнокитоиды различной флюидной специализации - углекислотной, азотной и метановой.

Таким образом становление и эволюция Каларского массива с позиций данных термобарогеохимии представляется в следующем виде. Внедрение и начало кристаллизации габбро-анортозитов происходило при $T=1210-1300^\circ\text{C}$ и давлении до 5.5 кбар. При этом свободная флюидная фаза, законсервированная во включениях, была представлена практически чистой углекислотой. Остывание массива шло в условиях, близких к изобарическим, поскольку плотность углекислоты в последовательных генерациях вклю-

чений увеличивается. Высокотемпературный автометаморфизм с образованием андезинитов проходил при температурах не менее 500°C и давлениях 4.8-5.3 кбар. Сходные величины давления кристаллизации и автометаморфизма габбро-анортозитов говорят о том, что во время кристаллизации, остывания и автометаморфизма глубина залегания массива существенно не менялась. Внедрение Альтаульского массива чарнокитоидов произошло позже кристаллизации и автометаморфизма габбро-анортозитов, о чем свидетельствуют данные геологических наблюдений, изотопной геохронологии и различия во флюидной специализации.

Судя по полученным результатам, Каларский массив в основных чертах (T - P параметры становления, режим остывания, углекислотная флюидная специализация) сходен с Джугджурским. Это сходство усиливается обнаружением в пределах обоих массивов чарнокитоидов магматического типа со специфической углекислотно-азотно-метановой флюидной специализацией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алашкин А.М., Карсаков Л.П. Глубинное строение Станового структурного шва // Тихоокеан. геология. 1985. N 3. С.76-86.
2. Баженова Г.Н. Состав газовых включений в анортозитах Каларского массива и ассоциирующих с ними чарнокитах и сиенитах как показатель условий метаморфизма // Докл. АН СССР. 1972. Т.205, N1. С.198-200.
3. Баженова Г.Н. Анортозиты Каларского массива // Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. С.85-100.
4. Бердников Н.В. Термобарогеохимия докембрийских метаморфических комплексов Дальнего Востока М.: Наука, 1987.
5. Бердников Н.В., Карсаков Л.П., Ленников А.М. Условия образования анортозитов Джугджурского массива по данным термобарогеохимии // Тихоокеан. геология. 1992. N 5. С.104-118.
6. Богатиков О.А., Летников Ф.А., Марков М.С. и др. Анортозиты и ранние этапы развития Земли и Луны // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С.246-271.
7. Быховер В.И., Лаврович Н.Н. Новые данные о Каларском массиве анортозитов (Восточная Сибирь) // Изв. АН СССР, сер. геол. 1980. N 2. С.17-24.
8. Виноградов В.Н., Лейтис А.М., Буякайте М.И. и др. Rb-Sr система в породах Олекмо-Каларского анортозитового массива и его северного обрамления // Докл. АН СССР. 1986. Т.237, N2. С.455-459.
9. Глуховский М.З., Моралев В.М., Суханов М.К. Тектоническое положение раннепротерозойских анортозитов и гранитоидов Алданского щита и зональность процессов термотектогенеза // Геотектоника. 1993. N 3. С.69-81.
10. Древнейшие породы Алдано-Станового щита. Л.: Наука. 1989.
11. Зорин Ю.А., Туружанов Е.Х., Новоселова М.Р. и др. Глубинное строение Каларского габбро-

анортозитового массива по гравиметрическим данным // Изв. АН СССР, сер. геол. 1983. N 4. С.130-133.

12. Карсаков Л.П., Михалевский А.М. О возрасте сэйимских габброидов в Каларском габбро-анортозитовом массиве (Восточная Сибирь) // Докл. АН СССР. 1990. Т.315, N 2. С.449-452.

13. Ленников А.М. Анортозиты юга Алданского щита и его складчатого обрамления. М.: Наука, 1979.

14. Суханов М.К., Панских Е.А. Геологическое строение, петрология и рудоносность Каларского анортозитового массива (Восточное Забайкалье) // Петрология и петрохимия рудонос. магмат. формаций. М.: Наука, 1981. С.289-308.

15. Суханов М.К. Анортозитовая ассоциация Каларского массива (Алданский щит) // Анортозиты Земли и Луны. М.: Наука, 1984. С.86-111.

16. Томбасов И.А. Каларский анортозитовый массив представитель горизонтально расслоенной магматической серии // Новые данные по геологии Забайкалья. М.; 1986. С.17-24.

17. Шарков Е.В. Каларский анортозито-мангеритовый комплекс в Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1981. N 5. С.80-88.

18. Эволюция раннедокембрийской литосферы Алдано-Олекмо-Станового региона. Л.: Наука, 1987.

19. Kerkhof van den A.M. The system $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$ in fluid inclusions: theoretical modelling and geological application. Netherlands. Free University Press, 1988.

*ИТыГ ДВО РАН
г.Хабаровск*

*Поступила в редакцию
22 мая 1995г.*

N.V.Berdnikov, L.P.Karsakov, A.N. Mikhalevsky

Fluid inclusions in the gabbro-anorthosites and charnockitoids of the Kalarsky massif

By the cryometry method, were studied fluid inclusions in labrador, andesine and hypersthene of the Kalarsky massif gabbro-anorthosites, and also in quartz of the Altaulsky massif charnockitoids, which intrude them. Crystallization of plagioclase of the gabbro-anorthosites was established to initiate at $T=1210\text{-}1300^\circ\text{C}$ and $P=5.5$ kbar in the presence of a free fluid phase of carbon dioxide composition. According to our data, these parameters are typical of autonomous-type anorthosite massifs. The cooling and autometamorphism of the massif which contributed to the formation of an andesinite association were taking place under subsobaric conditions. Charnockitoids which intrude the gabbro-anorthosites have a different and specific fluid specialization, characterized by both CO_2 and nitrogen-methane mixtures. These results support the geological and geochronological data on the genetic heterogeneity of the gabbro-anorthosites and charnockitoids of the Kalarsky massif.

В.Я.Подгорный

МЕТОДИКА ПОСЛОЙНОГО ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПЛОТНОСТИ

Разработана и воплощена в компьютерную программу методика послойного определения плотности среды, которая может быть представлена слоистой моделью. Способ вычисления нового распределения плотности, на базе предварительно составленной плотностной модели, заключается в определении поправок к заданной плотности в одном слое. Поочередная обработка слоев в выбранной интерпретатором последовательности дает уточненную плотностную характеристику модели. Этот методический прием и работоспособность вычислительной схемы продемонстрированы на сейсмогравитационной модели в профильном варианте, хотя сама методика вполне приемлема и для площадного варианта, а также для составления магнитных моделей с использованием магнитных данных. Предложен один из возможных приемов представления и истолкования результата.

Плотностное моделирование геологического объекта представляет процесс получения на основе математического аппарата такого распределения неоднородностей по латерали и глубине, суммарный гравитационный эффект от которого, за вычетом постоянной составляющей, удовлетворяет с заданной точностью наблюдаемым аномалиям. Для достижения такой цели существует достаточно много способов. По исходным постулатам, их можно разделить на два основных направления: одно, когда принимается, что плотности известны и надо найти границы неоднородностей; другое, когда известны границы, например, по данным бурения или сейсморазведки, и требуется оценить плотности выделенных геологических тел. Это, второе, направление лежит в основе сейсмогравитационного моделирования, которое получило широкое развитие начиная с 1970-х годов и продолжает интенсивно развиваться как самостоятельное. Особенностью сейсмогравитационного моделирования является не только жесткое закрепление сейсмических границ как геометрии изучаемой модели, но и вычисление ожидаемых плотностных характеристик по зависимостям скоростей упругих волн от плотностей среды их прохождения. Главная цель такого вида моделирования - найти величину эффективных плотностей и только потом провести совместное истолкование как сейсмических, так и гравитационных данных [1,3].

Дальнейшие рассуждения будут ограничены рамками второго направления.

В случае простого разреза, вычисление поправок и соотнесение их к тем или иным неоднородностям особых затруднений может не вызвать. Если же модель сложена большим числом плотностных неоднородностей, расположенных на разных уровнях по вертикали, то такая идентификация иногда становится весьма затруднительной. Это можно показать

на трех возможных предельных случаях, когда заданные плотности отличаются от действительных. Первый: если плотностные неоднородности расположены друг над другом и не очень сильно различаются горизонтальными размерами и местоположением вертикальных границ, то, в результате алгебраического сложения гравитационных эффектов от недокомпенсированных и перекомпенсированных по плотности масс, разность между вычисленными и наблюдаемыми аномалиями может оказаться отвечающей заданной точности и привести к неверным выводам. Второй: если горизонтальные размеры и местоположения вертикальных ограничений таких неоднородностей разнятся значительно, то на разностной кривой могут появиться узкие нескомпенсированные аномалии разного знака, которые легко принять за проявление неучтенных близповерхностных неоднородностей. Третий: когда плотностные массы расположены хаотично, перекрывая друг друга по вертикали как частично, так и полностью, можно получить широкие остаточные аномалии, ложно указывающие на существование глубинного источника. В практике же, как правило, разностные аномалии содержат элементы всех трех этих случаев [1,2].

Задача вычисления распределения плотности в слоистой среде, под которой понимается такое распределение неоднородностей, когда за основные гравитирующие контакты принимаются субгоризонтальные поверхности раздела, значительно усложняется. Дополнительные трудности возникают в связи с тем, что в действительности, особенно в региональном масштабе, постоянная плотность в слоях встречается как исключение, а не как правило. Поэтому, даже в случае однослойного разреза, интерпретатор очень часто оказывается в затруднительном положении: какая часть аномалий вызвана

неоднородностями подстилающей среды и какая - неоднородным строением лежащего на ней слоя. С увеличением слоев возрастает неоднозначность решения. Суммарная аномалия от пачки слоев скрывает в себе гравитационный эффект от каждого из них, затрудняя возможность оценить вклад в нее плотности конкретного слоя. Здесь сильнейшим образом проявляется принцип эквивалентности, который сводит достоверность результатов подбора плотностей в слоях к большой неопределенности. Как нетрудно заметить, в целом эта проблема тесно связана с проблемой математического разделения наблюдаемых физических полей [1-3].

На основании приведенных выше соображений можно сформулировать основные положения для решения проблемы нахождения эффективной плотности в слоистой среде. Первое, вычислить гравитационный эффект от заданной (исходной) плотностной модели. Второе, выделить гравитационное влияние n-го слоя из наблюдаемых и вычисленных аномалий. Третье, по разности выделенных эффектов оценить степень приближения плотности, принятой для этого слоя, к реальной и, если оценка окажется неудовлетворительной, то, по разностной аномалии вычислить поправку к плотности. Четвертое, повторить цикл, начиная с первого положения, с исправленной в данном слое плотностью на величину полученной поправки. Пятое, ввести в исходную модель плотность n-го слоя, вычисленную с заданным уровнем минимизации, принимая ее в дальнейшем как приближенную к реальной с достаточной степенью достоверности. Шестое, повторить все, начиная с первого положения, но теперь уже для другого слоя. Так, последовательно слой за слоем, заполнить исходную модель значениями вычисленной плотности, вытесняя заданные первоначально. Предполагается, что такой подход значительно снизит опасность получения удовлетворительного решения в результате алгебраического сложения гравитационных эффектов, сумма от которых уравновешена отклонениями разного знака заданной плотности слоев от действительной. Конечно, и в этом случае избежать полностью возможности получения эквивалентного решения видимо не удастся, но степень свободного манипулирования значениями плотности, при этом будет снижена значительно.

Такая концепция, названная автором методикой послойного определения плотности в среде со слоистой структурой, послужила основой для разработанной им вычислительной программы применительно к профильным гравиметрическим данным, но все положения ее могут быть приложены к данным магнитного поля, в том числе и для трехмерного случая. Если для локализация обрабатываемого участка плотностной модели по глубине воспользо-

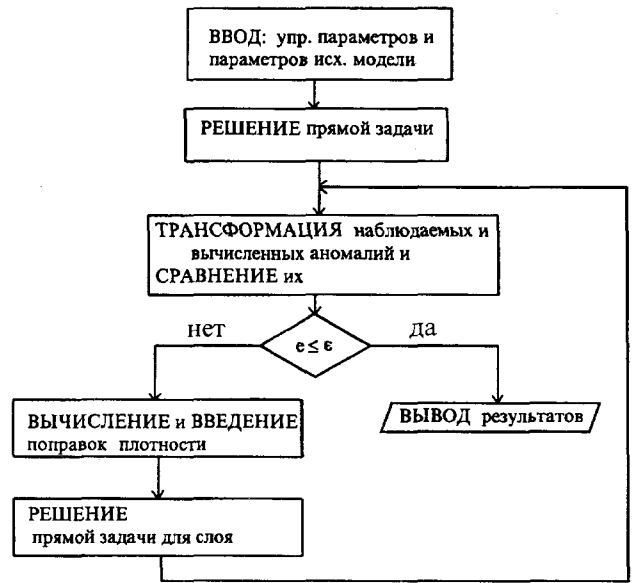


Рис. 1. Алгоритм вычисления плотности для одного слоя. Уровни минимизации: ϵ - заданный; e - вычисленный.

ваться методикой Саксова-Нигарда, то предлагаемая методика послойного вычисления эффективных плотностей станет своеобразным гравиметрическим зондированием.

Алгоритм вычисления плотности для одного слоя показан на рис. 1. На вход программы подаются управляющие параметры, задающие режимы ее работы, и вводятся исходные данные: ординаты наблюдаемого поля силы тяжести и значения глубин и плотностей слоев предварительно построенной исходной модели. Плотность в слое может быть задана постоянной величиной, или меняющейся с глубиной по линейному закону. Учет изменения плотности вдоль профиля возможен введением ее параметров для каждой вычисляемой абсциссы. Решение прямой задачи для слоистой среды выполняется с помощью компьютерной программы, разработанной автором на базе вычисления гравитационного эффекта от серии вертикальных прямоугольных призм, которыми аппроксимируются слои. Ширина каждой такой призмы равна шагу вычислений. В блоке трансформаций выполняется выделение гравитационного влияния n-го слоя из наблюдаемых и вычисленных аномалий. Разделение их на составляющие осуществляется способом осреднения ординат, а идентификация относительно глубины источника - по соотношению:

$$h \approx \alpha \cdot r_{\text{оср.}}$$

где h - глубина до источника аномалии; $r_{\text{оср.}}$ - радиус осреднения аномалий; α - коэффициент ($\alpha < 1$).

Величина коэффициента необходима для определения радиуса осреднения и, в зависимости от геолого-геофизических условий в каждом конкретном случае, может быть выбрана интерпретатором по его усмотрению. Вычисляемая плотность является функцией расстояния от начала профиля, $\sigma=f(x)$. По желанию интерпретатора, с помощью этой функции слой расчленяется на отрезки равных плотностей. Это позволяет представить плотностную модель в привычном для восприятия образе: в виде блоков равных плотностей. Минимизация решения осуществляется по величине единичного максимального абсолютного отклонения вычисленного гравитационного эффекта от наблюдаемых аномалий.

Вычислительная программа разработана в Институте тектоники и геофизики ДВО РАН на языке программирования ФОРТРАН по принципу модульности, что дает возможность достаточно просто дополнять ее программными блоками с другими способами разделения аномальных полей, минимизации, интерполяции или другим законом изменения плотности.

Для опробования предлагаемого алгоритма в качестве модели взят вертикальный сейсмический разрез через литосферу и астеносферу по данным ГСЗ (рис. 2), выполненным по линии Инсянь-Цзыбо. Этот сейсмический профиль пересекает Сино-Корейский кратон с северо-запада на юго-восток в пределах территории Северного Китая, к юго-западу от залива Бохай [4]. Необычность выбора продиктована четким выделением сейсмических границ и наличием значений плотностей в слоях, которые были рассчитаны по зависимостям скоростей упругих волн от плотностей среды, установленных для данного региона, а также профессиональным интересом: каким образом произойдет перераспределение плотностей в условиях слабого их контраста между слоями и при наличии гравитационной ступени около $150 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$ (здесь и далее по тексту размерности приводятся в единицах системы СИ). Значения плотностей, указанные на рисунке и принятые в исходной модели как ожидаемые, уменьшены на 0.03 г/см^3 , в отличие от указанного источника. Такая редакция их сделана с учетом данных Фен Жуя [5], которые совпадали с представлениями автора настоящей статьи, что в исследуемом регионе средняя плотность верхней мантии находится в пределах 3.25 г/см^3 . Верхний слой, показанного на рисунке исходного плотностного разреза, аппроксимирует собой толщу земной коры, которая по сейсмическим данным имеет многослойную структуру. Коровые слои вдоль профиля по плотности неоднородны. С целью сокращения промежуточных вычислений, кора принята единой толщей с такой переменной по латерали эквивалентной средней плотностью, которая создает

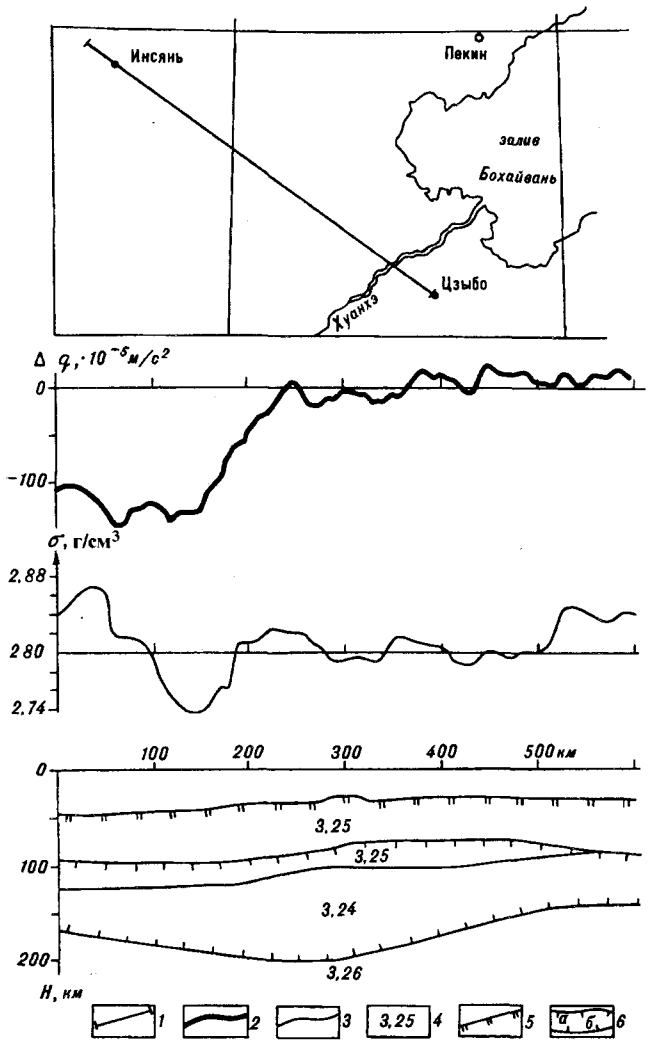


Рис. 2. Местоположение профиля ГСЗ Инсянь-Цзыбо [2] - а) и вертикальное сечение апосториприорной плотностной модели - б).

1 - линия профиля ГСЗ; 2 - кривая наблюдаемых аномалий поля силы тяжести; 3 - кривая распределения средней плотности в верхнем слое (в земной коре); 4 - абсолютное значение плотности в г/см^3 ; 5 - нижняя граница земной коры; 6 - верхняя (а) и нижняя (б) границы астеносферы.

аномальный эффект равный гравитационному влиянию от всей ее многослойной структуры. Кривая распределения этой плотности в земной коре вдоль профиля показана на том же рисунке. Для удобства демонстрации принципиальной возможности решения проблемы и работоспособности вычислительной схемы, последовательность нахождения перераспределения плотности принята от подстилающей среды к верхнему слою или, иначе, от подлитосферной мантии к земной коре. Термин "перераспределение" плотности представляется более точным по сравнению с термином "распределение", т.к. само распре-

ление плотности задается в исходной модели, а с помощью программы часть плотности вычитается там, где она в избытке и добавляется в области дефицита, сохраняя баланс массы слоя.

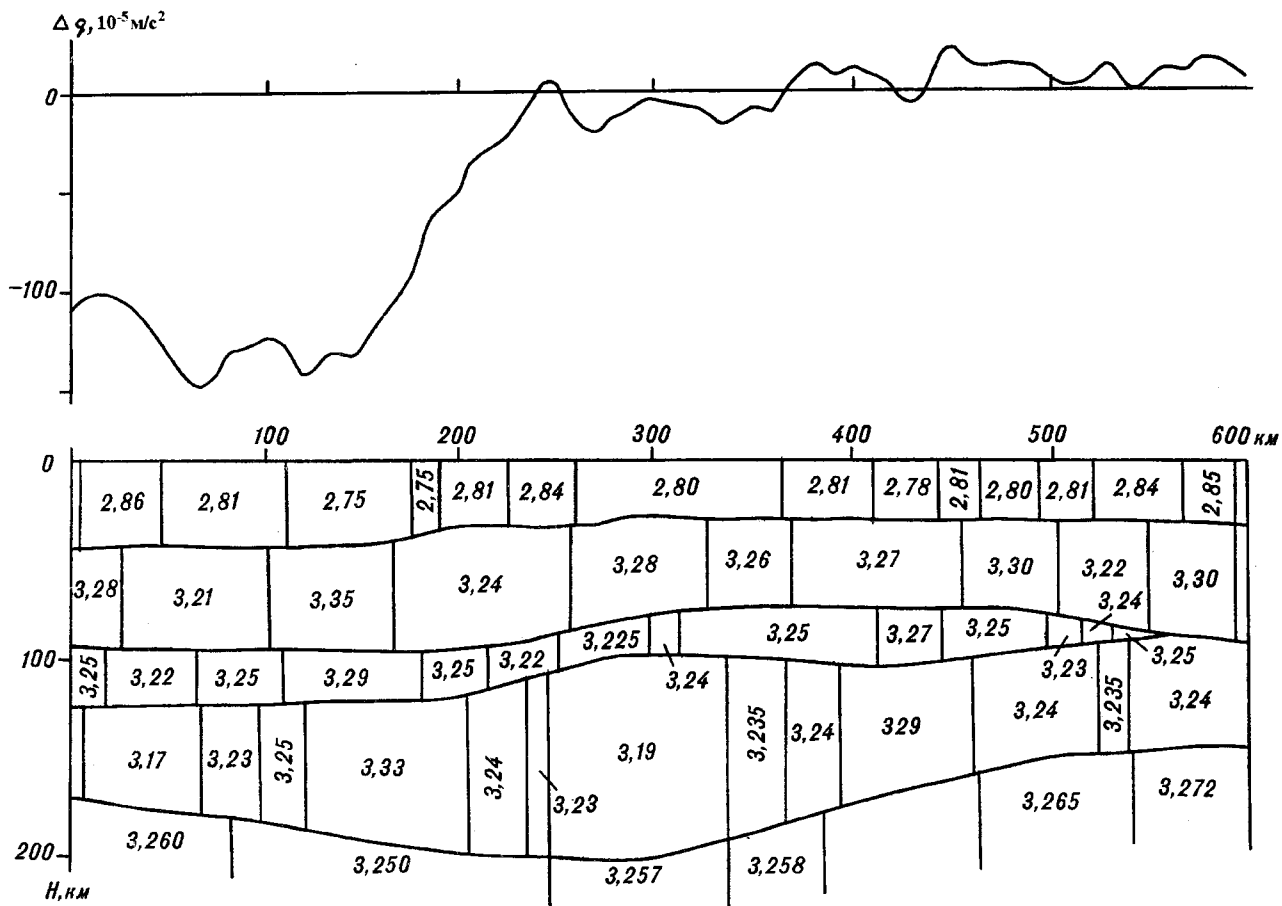
Разрез с новым распределением плотностей представлен на рис.3. Введение поправок в плотность подастеносферной мантии (на рис.3 значения плотностных параметров для этой мантии, в отличие от вышележащих слоев, приведены до третьего знака с точностью $\pm 0.0003 \text{ г/см}^3$) компенсирует основную часть этой амплитуды, уменьшая ее сразу на $115 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$. Установленное здесь изменение плотности имеет ступенчатый характер с монотонным возрастанием абсолютных значений от 3.25 г/см^3 до 3.272 г/см^3 (рис.3) в восточном направлении вдоль профиля от 83 до 600 км, а возможно и далее, до разлома Танлу. Перепад плотности превышает 0.02 г/см^3 и представляет, вероятно, значительную величину для глубин превышающих 200 км. Такое распределение плотности в подстилающей астеносфере мантии устраняет заметный перекося вычисленного поля тяжести от модели и практически сразу определяет его уровень и характер в восточной части профиля (правее 250 км). Оставшаяся некомпенсированная часть минимума расчетного гравитационного эффекта (около $30 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$) практически полностью выбирается введением дополнительной плотности от $+0.06$ до $+0.09 \text{ г/см}^3$, определенной для астеносферы и подкорового слоя в промежутке профиля от 100 до 200 км, в смежном соседстве с дефицитом плотности масс от -0.03 до -0.07 г/см^3 слева и справа. На формирование региональной составляющей гравитационного эффекта от модели между 250 и 400 км профиля заметное влияние оказывают массы пониженной плотности, выделенные в астеносфере. По своей морфологии, эта часть аномалии, и далее к востоку, приобретает фактически законченный вид после введения поправок к плотности в подкоровом слое, преимущественно на правом фланге: от -0.05 до $+0.03 \text{ г/см}^3$. Окончательная компенсация вычисленных аномалий была выполнена исправлением плотности в земной коре в сравнительно небольших пределах.

Если, по окончании подбора плотностей заданной модели, верхний ее слой, отождествляющий собой толщу земной коры, раскрыть как слоистую структуру, то можно продолжить поиск перераспределения плотности внутри коры. Единственным ограничением в этом процессе является возможность надежного выделения локальных аномалий и идентификация их по глубине.

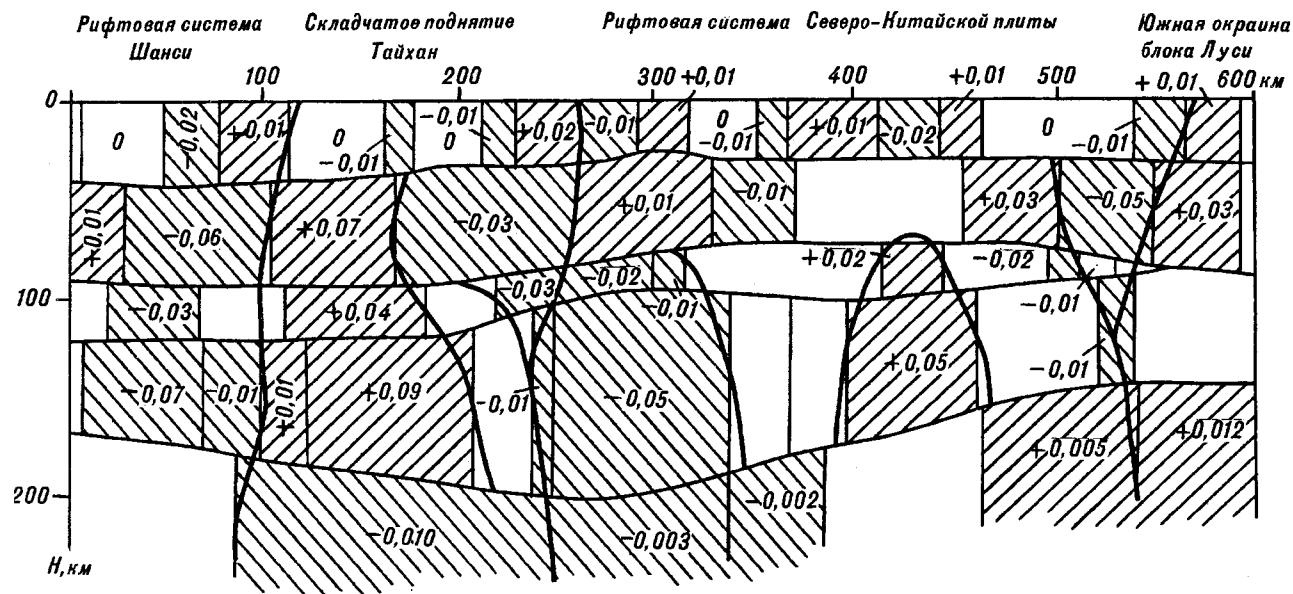
Способы представления и истолкования результатов плотностного моделирования достаточно типичны и не являются предметом обсуждения. В качестве еще одного способа представления и

объяснения количественного материала, полученного с помощью представленной здесь методики, предлагается использовать числовой массив поправок к плотностям, заданным в модели, т.е. величин отклонения вычисленной плотности от заданной, в виде карты (схемы, диаграммы) перераспределения плотности. Такая карта, как, например, составленная по данным выполненных вычислений (рис.3б) и снабженная элементами интерпретации, может дать дополнительную пищу для размышлений. Так, здесь привлекают внимание субвертикальные субконтакты, условно разделяющие выделенные области масс повышенной и пониженной плотностей и пересекающие подкоровое и астеносферное пространства. Простираение некоторых из субконтактов может быть продолжено к земной поверхности. Чтобы дать им более объективное геолого-структурное толкование, необходим некоторый статистический анализ результатов по ряду хорошо изученных сечений такого же порядка. Тем не менее, можно уже сейчас отметить, что три протяженных по глубине субконтакта, с выходами на профиль в районе 115, 260 и 570 км, пространственно тяготеют к границам рифтовых систем Шанси и Северо-Китайской плиты. Большой интерес вызывает столбообразная область уплотненных масс в обрамлении масс пониженной плотности. Она словно подпирает земную кору под западной частью складчатого поднятия Тайхан между 100 и 180 км профиля. По виду наблюдаемых аномалий трудно предположить существование в этом месте такой крупной плотностной неоднородности, тем более, что она располагается в пределах минимума силы тяжести. В настоящей статье природа областей повышенных и пониженных плотностей не рассматривается. В то же время следует обратить внимание на то, что зоны современной высокой сейсмической активности располагаются преимущественно над областями дефицита плотности, выделенными в астеносфере.

Обоснованием продемонстрированного способа возможного представления и истолкования результатов вычислений может служить то обстоятельство, что более или менее хорошее знание плотности возможно практически точно, т.е. на небольших участках. Распространение известных значений плотности за пределы таких участков обычно, за редким исключением, приводит к необходимости вычислять поправки к величинам заданных плотностей, которые и характеризуют отличие соответствующих областей среды от известных. В приконтактных частях структур, как правило, всегда существуют такие изменения плотностей, которые трудно учесть при построении исходной модели. Они-то и могут создавать картины аналогичные приведенной на рис.3а.



а)



б)

1 2 3 4 5 6

Рис. 3. Вертикальное сечение подобранной плотностной модели - а) и карта перераспределения заданной плотности с элементами интерпретации - б).

1 - кривая наблюдаемых аномалий поля силы тяжести; 2 - абсолютное значение плотности, в г/см^3 ; 3 - величина отклонения вычисленной плотности от исходной, в г/см^3 , с соответствующим знаком; 4 - области относительно повышенной плотности; 5 - области относительно пониженной плотности; 6 - выделенные субконтакты.

В действительности, обсуждаемая программа является головным модулем, управляющим пакетом программ, с помощью которого в едином цикле выполняется вся необходимая обработка исходных данных и промежуточных результатов. Кроме вычисления перераспределения плотности в слое или в подстилающей среде, с помощью программы можно находить среднюю эффективную плотность (в виде функции или отрезков равных плотностей) всей модели или одной из ее частей, на которые она может быть разделена подошвой того или иного слоя (верхней либо нижней). Порядок последовательности обработки слоев не фиксированный и может быть любым. Это позволяет не механически, а более осмысленно и полнее выделять аномалии. Реализуя принципиально достаточно простую методику, программа оставляет интерпретатору довольно большую степень свободы не только в выборе последовательности вычислений, но и в принятии или игнорировании промежуточного результата или части его, а также в возможности получения более приемлемого, с его точки зрения, такового результата изменением управляющих параметров. Таким образом, програм-

ма является всего лишь инструментом, помогающим геофизику вычислить, на базе предварительной плотностной модели, новое распределение плотности по методике предложенной в настоящей статье.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В.А. Структура и динамика тектоносферы Алданского щита // Владивосток: Дальнаука, 1993. ч.1. 216 с..
2. Брянский Л.И. Стандартные гравитационные модели земной коры // Владивосток: ДВО, 1988. 144 с..
3. Красовский С.С. Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле // Киев: Наук.Думка, 1981. 266 с..
4. Liu Changquan, Liu Guangxia, Du Guanheng. Seismic refraction in the prediction of mineral occurrences on the basis of crustal tectonic features of the middle segment of the Tancheng-Lujiang Paleorift Valley // On overview of exploration geophysics in China, 1988.
5. Feng Zhi. Crustal thickness and densities in the upper mantle beneath China - the results of three dimensional gravity inversion // Acta seismol. Sinica. 1985. Vol.7, No2. P.143-156.

*ИТыГ ДВО РАН
г.Хабаровск*

*Поступила в редакцию
22 февраля 1995 г.*

V. Ya. Podgorny

Method of density strata-by-strata determination

The technique of stratum by stratum determination of medium density which can be represented as a stratified geophysical cross-section or a block, has been devised and realized in a computer program. A method of calculation of new density distribution on a basis of a preliminary made density model in determination of corrections to the original density in a single stratum. Successive treatment of strata in a succession chosen by an interpreter gives more accurate density characteristics of the model. This technique as well as efficiency of a calculation scheme are shown on a seismic-gravity model in profile though the technique can be used also for 3-dimensions case and for making magnetic surveys using magnetic data. One of possible techniques of representation and interpretation of results is suggested here.

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 550.8.012

Е.И.Гончарова

О ЕДИНОЙ НАУКЕ *

В заметках предпринята попытка ответить на вопрос о целостности науки, способах и средствах ее интеграции.

С тех пор как существуют “конкретные науки”, вышедшие из Науки, некогда единой, вновь и вновь делаются попытки определять и оценивать науку как нечто целое, как систему, а не просто сумму наших знаний и представлений о мире. Науку изучает целый комплекс дисциплин, в применении к которому термин “науковедение” признан неудачным многими нашими философами [9,16]. На роль “науки наук” традиционно претендуют философия, логика, математика, позднее вступают, например, лингвистика и теория систем: “Наука может рассматриваться как развитие некоторого языка, специально приспособленного для получения и отражения нашего знания о мире” [13, с.230]. “Любая научная теория есть теория систем в определенных условиях при некоторых ограничениях” [3, с.68].

Одновременно с попытками осмыслить целостность науки, выделяя в ней необходимые черты, общие всем наукам законы развития и методы исследования, в каждой науке происходит интенсивное развитие, ведущее к тому, что она становится все более необозримой в своих подробностях и ответвлениях. Первыми об этом заговорили математики: множество самостоятельных математических теорий - это математика или математики? Что их объединяет и объединяет ли вообще? Сами математики видят основу

единства своей науки в выделении важнейших математических структур и применении аксиоматического метода: теперь математика “окидывает единым взглядом унифицированные аксиоматикой огромные области, в которых некогда, как казалось, царил самый бесформенный хаос” [4, с.254]. А что объединяет физические, биологические, геологические теории в физику, биологию, геологию? По аналогии с математикой - фундаментальные теоретические понятия и метод. Хорошо всем знакомый (после Галилея) метод теоретических моделей, схематизация, идеализация действительности. По степени проработанности эти модели могут иметь вид совсем не “научный”: “по всему пространству земного шара те же непрерывные слои лежат один на другом в правильном порядке наподобие лепестков луковицы” [20, с.292]. Однако, в этих “наивных” представлениях А.Г.Вернера и сосредоточено то главное, что позволило этой модели через полтора столетия вновь заявить о себе во весь голос, обрасти понятиями (неопределяемыми и определяемыми, выводимыми дедуктивно), методами, реализуемыми на ЭВМ, стать из одной насмешливой строчки у Г.Спенсера последовательностью усложняющихся моделей у Ю.С.Салина [18,19]. Точно так же в механике И.Ньютона заложена способность ее развития, реализованная Лагранжем, Гамильтоном, творцами небесной, статистической, квантовой механики и других, связанных с нею физических теорий.

Являются моделями разной степени проработанности тектоника плит, периодическая система Менделеева, теория иммунитета Бернета и многие, многие, называемые теориями, гипотезами, моделями. Наиболее разработанные (теоретическая физика) модели тяготеют к аксиоматическому методу, который “доказал свою мощь своим развитием, и отвращение к нему, которое еще встречается там и сям, можно объяснить лишь тем, что разум по естественной причине затрудняется допустить мысль, что в конкретной задаче может оказаться плодотворной форма интуиции, отличная от той, которая непосредственно подсказывается данными (и которая возникает в связи с абстракцией более высокого порядка и более трудной)” [4, с.257]. Показательно, что аксиоматического метода в изложении придерживался

*) В начале лета 1986 года Юрий Александрович в беседе со мной сказал, что его давно интересует, как математики воспринимают науку в целом, видят ли они что-либо объединяющее все научные дисциплины. Я попросила время подумать, посмотреть. К условленному сроку я пришла в кабинет директора с девятью страничками машинописного текста. Он просмотрел их бегло и сказал: “О, да это же целая статья. И даже список литературы.”

В следующую встречу я спросила, получил ли он ответ на свой вопрос из моих заметок. Он отвечал утвердительно.

Странички эти так и лежали в моем ящике до прошлого года, когда мне показалось, что все в них написанное, по-прежнему актуально. (Хотелось бы поговорить - теперь поговорить - об этом с Ю.А.Косыгиным!) Кроме того, затронутый нами вопрос дает представление о масштабах личности нашего академика и широте его кругозора.

и Ньютон и, по словам его ассистента Г.Пембертона, огорчался, что не мог выдержать стиль изложения греческих геометров [7]. В 1873 г. Дж. Максвелл писал: "Когда я начал изучать Фарадея, я понял, что его метод осмысливания явлений (электромагнетизма) был также математическим, хотя и не облеченным в условную форму математических символов. Я также обнаружил, что эти методы можно выразить обычными математическими формулами и таким образом сравнить с формулами профессиональных математиков" [1, с.13]. Добавим еще - вклад Дж.Максвелла - и развить в теории электромагнетизма до возможности ее аксиоматического изложения. Замечательно также негодование М.В.Ломоносова: "Если бы те, которые все дни свои затемняют дымом и сажеей, и в мозгу которых господствует хаос от массы непродуманных опытов, не гнушались поучиться священным законам геометров, ... то несомненно могли бы глубже проникнуть в таинства природы. ... В самом деле, если математики из сопоставления немногих линий выводят очень многие истины, то и для химиков я не вижу никакой иной причины, вследствие которой они не могли бы вывести больше закономерностей из такого обилия имеющих опытов, кроме незнания математики" [1, с.7].

Глубинное тяготение теоретической науки к математике бесспорно, хотя попытки интенсифицировать процесс математизации столкнулись с объективными трудностями. В целом ряде случаев одни и те же, похожие задачи (ситуации) могут быть описаны множеством моделей, формулируемых на разных математических "диалектах". Такое широкое применение математики, по мнению В.В.Налимова [13], только усугубляет "вавилонские трудности в науке" Позволю себе, однако, не согласиться с этим мнением. Математизация - одна из форм интеграции науки, и вовсе не единственная, хотя и очень привлекательная ее форма, в настоящее время отягченная не только объективными, но и субъективными трудностями, связанными с особенностями людей, занимающихся ею, с их научными вкусами и квалификацией. "Уже замечено, что из всего мощного аппарата современной математики в приложениях ... используют в основном те разделы, которые специалист изучал в вузе - немного теории дифференциальных уравнений, элементы статистики и теории вероятностей, линейное программирование, аппарат разностных уравнений, еще реже - математическую логику" [3, с.3]. Вряд ли удастся обеспечить взаимопонимание, научив нематематика ставить задачи в такой форме, при которой математик мог бы их решить или доказать невозможность их решения на основе той информации, которую выдает специалист-нематематик, тем более, что "едва ли в мировой литературе найдется хотя бы одна специальная книга, ориентированная на нематематиков и посвященная тому как ставить, а не решать задачу" [3, с.6]. И хотя в

литературе давно обсуждается вопрос о постановке задачи - в статьях и разделах монографий - вряд ли можно предложить алгоритм, следуя которому нематематик будет четко знать, как поставить задачу перед снежинком. Во-первых, задача должна созреть для такой постановки, во-вторых, различные постановки и способы решения одной и той же задачи свидетельствуют об интеграции, взаимопроникновении большего числа математических и нематематических теорий, способствуют лучшему пониманию существа объекта исследования как "изнутри", в рамках той теоретической модели, где возникла задача, так и "снаружи", с точки зрения других теорий. На стыке алгебры и топологии, например, возникли алгебраическая топология и топологическая алгебра. Вот пример истинной интеграции! Взаимопроникновение, а не объединение, взаимное обогащение, отнюдь не равное простому суммированию средств исследования. "Возможность получать одни и те же конечные результаты при использовании разных теорий - великая сила науки, ее характерная особенность. На первый взгляд кажется нелепым, что можно менять основополагающие принципы, не затрагивая конечных выводов. В действительности же это естественный результат развития науки: от частного к общему" [21, с.12].

Нельзя не согласиться с физиками М.Минским и С.Пейпертом [12], что хорошую теорию можно построить только на основе хорошо понятых задач и частных случаев. И лучшая линия поведения сотрудничающих сторон состоит в том, чтобы **досконально** разобраться в **тщательно подобранных** частных ситуациях. Таким образом, перед нематематиком стоит задача: подобрать частные ситуации, а перед математиком - задача их досконально изучить, прибегая к помощи специалиста по мере необходимости, от того, насколько удачно будет осуществлен этот подбор и соответствующее изучение или переосмысление, зависит общий успех.

Другие формы интеграции науки связаны с диалектикой развития тех или иных фундаментальных понятий. Причем, зачастую эти понятия в момент своего возникновения кажутся не нуждающимися в определении: время, масса, сила, энергия, предел, непрерывность и прочие. Однако, если у Ньютона масса есть "количество материи, ее мера, устанавливаемая пропорционально объему и плотности ее" [15, с.24], то с развитием физики масса становится краеугольным камнем многих физических теорий, вбирает в себя другие качества и свойства (мера инерции, гравитации), служит взаимопроникновению этих теорий. "Четкое разграничение между материей и силой или силой и веществом в этой части физики больше проведено быть не может,- пишет В.Гейзенберг о квантовой теории,- так как любая элементарная частица не только сама порождает сны и сама испытывает воздействие сил,

но в то же самое время сама представляет в данном случае определенное силовое поле” [6, с.132]. Развитие понятий и взаимопроникновение теорий не могут быть свободны от противоречий. “Всякая теория, которая одновременно выполняет требования специальной теории относительности и квантовой теории ведет, оказывается, к математическим противоречиям (к противоречиям на высшем уровне - Е.Г.), а именно к расходимостям в области больших энергий и импульсов. Эти выводы не обязательно могут носить необходимый характер, так как всякий формализм рассматриваемого здесь рода является ведь очень сложным, и возможно еще, что будут найдены математические средства, которые помогут устранить в этом пункте противоречия между теорией относительности и квантовой теорией” [6, с.133-134].

Понятное всем время не является одним и тем же в физике, астрономии и геологии. Творцы теории относительности были вынуждены дать определение “очевидному”: одновременным событиям. По-своему определяется одновременность событий в стратиграфии [18, 19]. Время, одновременность, возраст - понятия, возникающие в стратиграфии, включающая их модель слоистой структуры могут и должны служить для интеграции многих геологических отраслей, использующих понятие времени, изучающих земную кору. Понятие времени может и должно служить интеграции геологии, астрономии и физики. И уже сейчас с ним оказываются связанными противоречия: результаты изучения докембрийских толщ Земли позволяют предположить, что принимаемые сейчас возрасты Земли и Вселенной сильно занижены [10], что может привести к пересмотру существующих астрономических моделей.

Противоречия (парадоксы) вторгаются и в математические теории: известные парадоксы теории множеств и всем понятные их аналоги в логике (Например, парадокс лжеца: “все критяне лгут” - говорит критянин. Можно ли ему верить?) Эти противоречия привели к развитию многих новых математических теорий, к получению множества интереснейших результатов, самым известным из которых является замечательная теорема Геделя. Интенсивная работа математиков в области, получившей впоследствии название “основания математики”, привела к осознанию того, что в основании математических истин главную роль играет интуиция, а не доказательства. И это означает, заключает М.Клайн [8], что математика в своем развитии совершила полный круг, поскольку и начиналась она на интуитивной и эмпирической основе. “Современные поиски доказательства непротиворечивости мотивируются различно и имеют более серьезные цели, чем избежание противоречий. Они служат лучшему уяснению понятий и методов” [5, с.120]. В то же время многие математики не перестают утверждать, что математика является естественной наукой.

достигшей более высокого уровня абстракции по сравнению с другими. “Математика все же покоится на столь же прочном основании, как, например, существование электрона. Следовательно тот, кто принимает естественные науки, не может не принять классическую систему математики” [14, с.92]. Добавим, что проблема существования, реальности электрона (элементарных частиц вообще) обсуждается и физиками, и философами.

Но что такое Наука? А.Пуанкаре считал, что “это прежде всего - классификация, манера сблизить между собой те факты, которые представляются разделенными, несмотря на некоторое естественное родство, скрытым образом связывающее их друг с другом. Иными словами, Наука есть система соотношений. ... Только в соотношениях должно искать объективность: тщетно было бы искать ее в вещах, рассматриваемых изолированно друг от друга” [16, с.186-187]. По-видимому, не случайно возникло и оформилось классификационное движение, являющееся междисциплинарным и ставящее целью взаимопроникновение и взаимопонимание, интеграцию. К сожалению, очень скоро и в нем произошел раскол: выделились в отдельную группу математические методы классификации.

Едва ли можно считать, что все науки одна за другой более или менее быстро испытывают одну и ту же эволюцию, а потому трудности, возникающие то в одной, то в другой временные и являются “болезнью роста”. Однако, несмотря на различие и специфику наших наук, без сомнения всем им присущи некие общие черты и тенденции. Развитие науки, формы ее интеграции не являются неизменными. Возникают теории на стыке математических, естественнонаучных и технических теорий и методов, например, теория регулирования. И представьте, “многих математиков тревожит мысль, что Вселенная, по-видимому, намного проще, чем кажется по их сложным математическим моделям “ [2, с.175]. “Может оказаться, что в некоторых будущих физических теориях евклидов континуум, постоянно применяемый в наше время как модель для распределения вещества, перестанет быть **единственной** удобной моделью действительности. Кажется возможным, что в некоторых случаях для изображения распределения вещества или энергии могут служить пространства с топологией **канторовских** (совершенных нигде не плотных) множеств” [22, с.106].

И на сегодняшний день Наука есть множество наших конкретных наук, естественных и общественных, с некоторым отношением на нем. Именно отношения, взаимосвязи наук, поддающиеся наблюдению и изучению, и позволяют говорить о единой науке и научном методе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белл Э.Т. Творцы математики. М.; Просвещение, 1979. 255 с.
2. Беллман Р. Теория регулирования.// Математика в современном мире. М., Мир, 1967.С.167-179.
3. Брусиловский Б.Я. Теория систем и система теорий. Киев: Наукова думка, 1977. 191 с.
4. Бурбаки Н. Очерки по истории математики. М., 1963. 292 с.
5. Ван Хао. Процесс и существование в математике // Математ. логика и ее применение. М., С.173-186.
6. Гейзенберг Б. Физика и философия. М.,1963. 202 с.
7. Дайсон Ф. Математика в физических науках// Математика в соврем. мире. М., 1967.С.111-127.
8. Клайн М. Математика. Утрата определенности. М.: Мир, 1984. 445 с.
9. Копнин П.В. Гносеологические и логические основы науки. М.: Наука, 1974. 267 с.
10. Косыгин Ю.А. Земля и Вселенная// Тихоокеан. геология, N5. 1986.С.89-99.
11. Ломоносов М.В. Полн. собр. соч., М.-Л., 1950.Т.1. 619 с.
12. Минский М., Пейперт С. Перцептроны. М.: Мир, 1971. 261 с.
13. Налимов В.В. Вероятностная модель языка. М.: Наука, 1974. 272 с.
14. Нейман Д. фон. Математик// Природа, 1983. N2, Т.1. С.88-95.
15. Ньютон И. Математические начала натуральной философии// А.Н.Крылов Собр. тр.Т.УП. М.-Л., 1939. 696с.
16. Пуанкаре А. Ценность науки. М., Творч. мысль, 1908, 194 с.
17. Ракитов А.И. Философские проблемы науки. М., Мысль, 1977. 176 с.
18. Салин Ю.С. Конструктивная стратиграфия. М: Наука, 1979. 173 с.
19. Салин Ю.С. Стратиграфическая корреляция. М.: Недра, 1983. 156 с.
20. Спенсер Г. Нелогическая геология. Собр. соч., Спб, 1866. Т.3, С.277-335.
21. Томсон Д. Дух науки. М.: Знание, 1970. 174 с.
22. Улам С. Нерешенные математические задачи. М.: Наука, 1964. 163 с.

ИКАРП ДВО РАН

г.Биробиджан

Поступила в редакцию

23 августа 1995 г

Ye.I.Goncharova

Unified science

The notes aim at attempting to answer the question of the entirety of science, the ways and means of its integration.

Л.А.Маслов

НА ПУТИ К НОВОЙ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ КОНЦЕПЦИИ

*Истина - не есть нечто, что существует и
что надо найти и открыть, но нечто, что
надо создать*

Ф. Ницше

Рассуждая о неизбежности появления новой глобальной геотектонической концепции, автор пытается перечислить круг проблем, которые должны быть решены новой концепцией.

Институт Тектоники и Геофизики стал вторым в моей жизни Университетом, после математико-механического факультета Санкт-Петербургского. И одним из первых и, пожалуй, главных моих учителей в этом Университете был Юрий Александрович Косыгин. Он был настоящим учителем, потому что не только толково и интересно рассказывал и объяснял мне все, о чем я ни спрашивал (из тектоники, геологии, и т.п.), но и давал некое пространственное, философское видение предмета, отчего все сразу становилось понятным и запоминалось легко. Юрий Александрович совмещал в себе две, казалось бы, несовместимые вещи: критическое и чрезвычайно строгое отношение к научным теориям, гипотезам, фактам и, в то же время, он никогда не становился в позу непримиримого борца с тем, с чем он не соглашался и что считал неверным. Показательным в этом аспекте является отношение к плитовой тектонике, которую он никогда не принимал, без оглядки, и над которой постоянно размышлял. Эту традицию мы продолжаем и сегодня.

Понятно стремление человека построить дом. Дом, который защищал бы его от холода, дождей, врагов. Дом, в котором ему жилось бы легко, удобно, и в котором он знал бы каждый уголок. Таким домом может быть и знание. И как бывают разными дома, построенные из кирпичей, так и разными бывают дома, построенные из кирпичиков наших знаний: аксиом, наблюдений, гипотез.

Так, например, "дом", который построил Птолемей (его геоцентрическая система мира) отличается от "дома", который построил Коперник. Первый давно уже пуст и все предпочитают сейчас "жить" в "доме" Коперника - удобном и надежном. Несколько десятилетий назад в восхищении приводил дворец "Контракционная гипотеза", но он не выдержал испытания временем и развалился. Сейчас строится (или уже построен) новый - под названием "Плитовая тектоника". Некоторые даже успели обжить в нем целые комнаты, залы и довольны. Другим он не нравится. Идут споры, которые осложняются тем, что сама концепция "дворца" не ясна

и аксиоматическая база плитовой тектоники разными исследователями видится по-разному. В последнее время появился ряд публикаций, критически переосмысливающих как некоторые ее основные положения, так и результаты интерпретации. В этой связи представляется неизбежным создание новой геотектонической концепции, которая на единой основе смогла бы охватить все многообразие планетных структур и явлений. Разумеется, это дело будущего и, может быть, не столь близкого. Тем не менее, уже сегодня достаточно ясно, что новая концепция должна учитывать, включать и объяснять ряд таких явлений, которые в современной плитовой тектонике пока никак не фигурируют. Тот факт, например, что наиболее яркая и уникальная особенность Земли - наличие сравнимого с нею спутника - практически не осмысливается в геологических науках и, прежде всего, в геодинамике и геотектонике, достоин по меньшей мере удивления.

Будущая концепция должна учитывать в полной мере также роль солнечной радиации в тектонических процессах. Ведь земной поверхностью поглощается энергия, приносимой солнечной радиацией, примерно в пять тысяч раз больше, чем поступает к ней из недр. Конечно, Меркурий солнечной энергии получает больше, в то время как следы тектонической деятельности на его поверхности отсутствуют. Но на нем нет и воды - главного агента, посредством которого солнечная энергия преобразуется в поверхностные и глубинные планетарные процессы.

В рамках тектоники плит до сих пор не нашли объяснение некоторые замечательные закономерности в строении и динамике планеты. Взять хотя бы широко известную антиподальность размещения океанов и континентов. Ответа, почему это так, до сих пор, увы, нет.

Одной из самых загадочных структур является Тихоокеанский тектонический (активный, металлогенический, орогенный,...) пояс. Это одна из самых древних структур и, в то же время, самая активная сегодня: в узких пространствах Пояса выделяется около 80% всей сейсмической энергии планеты. Несмотря на многочисленные "достоинства" Тихоокеанского пояса мы пока

не знаем, каким образом этот пояс образовался и по каким законам он функционирует сегодня. Очевидно, что будущая концепция должна надлежащим образом объяснять и этот феномен.

Перечень проблем, которые должны быть разрешены в рамках будущей геотектонической концепции, несомненно, может быть продолжен и автор надеется, что он будет дополнен другими исследователями.

Не исключено, что концепции, способной на единой основе объяснять все многообразие планетных явлений и процессов найти не удастся (просто по той причине, что таковой не существует в природе). Ведь и ущербность плитовой тектоники заключается, пожалуй, в том, что самый сложный комплекс, которым мы видим планету сегодня, эта концепция пытается объяснить на

основе движения плит и мантийной конвекции - слишком бедный базис!

Вероятнее всего, что по мере накопления материалов, фактов, опытных данных, будет разработана система знаний, описывающая жизнь планеты достаточно полно и правильно. И вот тогда возникнет проблема оптимального представления этой системы знаний - наиболее экономичного и красивого. Если такое представление удастся сконструировать, то оно будет отличаться от других возможных построений примерно так же, как геоцентрическая система мира Коперника отличается от геоцентрической системы Птолемея. Возведенный таким образом "дом" сможет по праву носить титул глобальной геотектонической концепции.

*Вычислительный центр ДВО РАН
г. Хабаровске*

*Поступила в редакцию
28 августа 1995 г.*

L.A.Maslov

On the road to a new geotectonic concept

Discussing an inevitability of global geotectonic concept appearance, the author tries to outline the range of the problems which should be solved by the new concept.

Г.Ф. Уфимцев

ОПРЕДЕЛЕНИЕ НЕОТЕКТОНИКИ

Неотектоника определяется как наука, изучающая рельеф и коррелятные отложения в тектонических целях и в таком качестве является, наряду с тектоникой геологических тел и глубинной геофизикой, частью триединой геотектоники. Содержательная ценность неотектонических построений заключается в познании тектонических проявлений в приповерхностных частях литосферы, в том числе явлений повторного орогенеза. Под термином новейшей тектоники понимается предмет неотектоники как совокупность знаний, полученных при специализированном изучении рельефа.

Опубликованная в 1969 году статья Юрия Александровича Косыгина о методологических аспектах изучения новейших тектонических движений - видимо, единственная его специальная работа, посвященная проблемам неотектоники [2]. Эта работа примечательна в двух отношениях. Во-первых, она необычна по теме для творчества самого Ю.А.Косыгина, настойчиво пропагандирующего преимущества "статической" тектоники и структурного подхода в геологии [3]. Во-вторых, в этой статье уже в наше время и после появления статьи Б.Р.Раушенбаха [7] мы можем увидеть реализацию идеи троичности (триединства) природы.

Действительно, в статье Ю.А.Косыгина [2] рассматриваются современные, новейшие и древние движения, причем вторые являются связующим звеном между первыми и последними, обеспечивающим их единство и позволяющим результаты непосредственных измерений современных тектонических перемещений использовать в качестве основы при актуалистических реконструкциях геологического прошлого. Эта тройственность тектонических движений имеет естественную связь с триединством времени (прошлое, настоящее и будущее).

Как известно, в преобладающих воззрениях неотектоника рассматривается как научное направление, изучающее, а если говорить яснее и в стиле Ю.А.Косыгина, - реконструирующее тектонические движения неоген-четвертичного времени, которому часто придается значение особого новейшего тектонического этапа развития Земли, и в этом нельзя не видеть желание обособить неотектонику в качестве науки и придать ей некоторые черты специфичности [6]. Желание вполне естественное, и мы можем лишь задать себе вопрос: правилен ли путь реализации этого желания? Этот вопрос не случаен, поскольку только одни реконструкции тектонических процессов, всегда неоднозначные [3], делают неотектонику в сущности безобъектной наукой.

Существуют и другие определения неотектоники [8], в том числе в духе методологической концепции Ю.А.Косыгина [3], и полезно вновь к ним возвратиться, опираясь на опыт глобальных и региональных неотектонических обобщений [9].

Современную геотектонику можно рассматривать в виде трехликой или триединой науки. Ее первым лицом является обычная тектоника геологических тел, изучающая структуру тектоносферы в объеме ее, доступном для непосредственного наблюдения, сейчас до глубины забоя Кольской сверхглубокой скважины. Здесь действительно все обычно: геологические тела как объект изучения, геологические же и методы, и язык. Второй частью тектоники является глубинная геофизика, изучающая физические поля и с помощью своих геофизических же методов позволяющая получить представление о структуре Земли вплоть до ее ядра; сами эти представления в виде моделей глубинного строения представляются уже на геологическом языке и в таковом своем качестве успешно вводятся в геотектонические обобщения. Мы видим здесь несвойственные геологии объекты и методы исследования, но результаты всегда тектонические.

Третья составляющая тектоники - это тектонический анализ рельефа. Это и есть неотектоника, и в этом мы можем убедиться при ознакомлении с трудами сторонников традиционных представлений, где перечисляются методы исследований, в большинстве геоморфологические [6]. Они ясно указывают, что действительным основным объектом неотектоники является рельеф земной поверхности, а не неоген-четвертичные движения, начало которых никто не наблюдал и которые, следовательно, реконструируются, а величины амплитуд во многом определяются принятыми методами и исходными допущениями. В действительности же неотектоника методологически подобна глубинной геофизике: негеологические объект и методы исследования и геологические результаты.

В таком своем триединстве геотектоника способна аккумулировать максимально возможный объем знаний о структуре тектоносферы Земли. Она едина в результатах и тройственна в объектах исследования.

Обратимся к более строгому определению неотектоники, для чего необходимо указать в явном виде или в скрытом качестве ее объект и предмет, задачи и цели, методы и средства. В этом деле лучшим путеводителем вновь окажется основной труд Ю.А.Косыгина [3]. Дело в том, что в философии и методологии науки вопрос о различии объекта и предмета чрезвычайно запутан, и вы не найдете необходимого ясного решения даже в словарях. В большинстве своем определение понятий об объекте и предмете исследований и все рассуждения вокруг них однозначно указывают на то, что в сущности эти термины являются синонимами, и один из них излишен. И лишь в работе Ю.А.Косыгина мы видим ясное различие этих понятий: объект есть изучаемая нами и независимая от нас реальность, а предмет - это сумма полученных знаний об изучаемом явлении. Мы работаем на уровне объекта при его непосредственном наблюдении, а научные обобщения осуществляются на уровне предмета исследований.

Итак, определим все позиции или качества неотектоники как научного направления, входящего в триединую тектонику (геотектонику).

Объект: рельеф земной поверхности как основной объект и коррелятные ему отложения в качестве дополнительного объекта. Существование основного и дополнительного объектов исследования довольно обычно в науках о Земле, к этому добавляется также обычно и информация на уровне предмета.

Предмет: совокупность тектонических проявлений, выделенных при специальном (тектоническом) анализе рельефа.

Задачи: изучение объектов исследования, в данном случае рельефа и коррелятных отложений.

Цели: выделение путем специального анализа рельефа и коррелятных отложений структурных форм, реконструкции молодой геодинамики и др.

Нетрудно видеть в задачах и целях неотектоники особенности ее как пограничной науки. По объектам исследования она относится к геоморфологии, а по целям является частью геологии.

Методы неотектоники прямо соотносятся с объектами ее исследования и являются геоморфологическими. Достаточно указать на весьма эффективные морфологические преобразования топографических карт. А вот средства неотектоники, а это хранители информации о полученном знании - карты, схемы и текстовые описания - имеют геологический смысл, и лишь в языке ее (понятийно-терминологическом

аппарате) всегда присутствует легкий геоморфологический оттенок, хорошо подчеркивающий специфику получения в данном случае тектонических данных.

Неотектоника изучает рельеф земной поверхности и коррелятные ему отложения с целью выделения структурных форм по геоморфологическим данным и реконструкций молодых геодинамических процессов. Это - тектонический анализ рельефа. Синонимом неотектоники является морфотектоника (термин, распространенный у западноевропейских геологов и геоморфологов). В нашем Отечестве распространен другой синоним - новейшая тектоника, впервые употребленный одним из основателей этой науки С.С.Шульцем [10].

Вопрос о соотношении терминов "неотектоника" и "новейшая тектоника" требует специального рассмотрения, поскольку нет смысла употреблять их в виде синонимов, тем более, что сам С.С.Шульц в понятие о новейшей тектонике вкладывал весьма определенное значение [10,11].

В науках о Земле, и не только в них, весьма обычно употребление одних и тех же терминов для обозначения различных понятий. Услышав слово "геология" без соответствующих добавлений, мы всегда вынуждены гадать, о чем идет речь: о геологии как науке или производственной деятельности; о недрах Земли как сфере приложения наших сил; о знаниях, полученных в результате работы. Один термин здесь, как минимум, обозначает науку, ее объект и ее предмет. Это конечно неправильно, и требуется ясное терминологическое обособление этих понятий. Именно это мы наблюдаем в работах С.С.Шульца [10,11], который под термином о новейшей тектонике объединял изученные, вернее, выделенные молодые тектонические проявления. В соответствии с этой традицией неотектоникой следует считать тектонический анализ рельефа как особое научное направление, а новейшая тектоника - это совокупность знаний о молодой тектонике, полученная благодаря применению геоморфологических методов исследования. Новейшая тектоника, следовательно, есть предмет неотектоники.

Определение неотектоники полезно сопроводить краткой характеристикой содержательной ценности ее предмета. Действительно, что существенное вносит неотектоника в сферу геотектонических обобщений?

В сущности своей новейшая тектоника - это тектонические проявления в приповерхностных частях литосферы, ограниченных сверху вершинной поверхностью, касательной водоразделам, и базисной или цокольной поверхностью, скользящей по тальвегам долин. В этой части литосферы ее монолитность нарушена не только разнообразными дислокациями, но и полыми объемами долин. В приповерхностной части литосферы в тектонических процессах всегда

ЛИТЕРАТУРА

существенен фактор верхнего свободного (занятого воздухом) полупространства, а в условиях расчлененного рельефа - и наличие бокового свободного полупространства. Вблизи земной поверхности происходит деформация полей тектонических напряжений, особенно существенная в горном рельефе [5], и уже эти обстоятельства определяют специфику тектонических процессов. Структурные следствия этого проявлены даже при небольших эрозионных врезках в верхних частях платформенного чехла [1].

Другая содержательная ценность неотектонических построений заключается в том, что благодаря использованию геоморфологических методов мы в состоянии оценить молодую тектонику громадных территорий, лишенных покрова кайнозойских отложений. Это, в частности - возрожденные орогены Внутренней Азии. Для обозначения таких явлений существует понятие о постумной тектонике, введенное Ю.А.Косыгиным и И.В.Луцицким [4]. И, наконец, третья ценность неотектонических обобщений (опять триединство!?) обеспечивается тем, что земная поверхность со свойственным ей рельефом (верхняя поверхность литосферы) является единственной на Земле повсеместно развитой геологической границей, и, следовательно, именно изучая ее тектонические деформации, мы можем создать однородные модели тектоники нашей планеты. Опираясь на них и на парагенез тектонического рельефа и геологических тел, мы можем бросить взгляд в глубинные части тектоносферы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (93-05-9500).

*Институт земной коры СО РАН
г.Якутск*

*Поступила в редакцию
26 июля 1995 г.*

G.F.Ufimtsev

The definition of neotectonics

Neotectonics is defined as a science that investigates relief and correlative deposits for tectonic purposes, and in this respect it is part of three-component geotectonics, along with tectonics of geological bodies and deep-level geophysics. The profound value of neotectonic constructions is in the perception of tectonic occurrences in the near-surface layers of the lithosphere, including the phenomena of repeated orogenesis. The term 'neotectonics' implies a subject as a combination of knowledge obtained when studying relief.

А.А.Врублевский, Ю.П.Юшманов

**СДВИГОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ
РАЗМЕЩЕНИЯ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МАЙМИНОВСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПРИМОРЬЕ)**

Оценена роль структурно-литологических факторов в локализации жильного промышленного оруденения. Определяющим фактором были сдвиговые деформации, при этом благоприятными для локализации оруденения были хрупкие породы-песчаники и гранит-порфиры.

Майминовское месторождение расположено на периферии Дальнегорской вулканотектонической депрессии. Его тектоническая позиция определяется приуроченностью к зоне Прибрежного разлома (рисунок). Рудное поле сложено нижнемеловыми терригенными отложениями, выступающими в тектоническом блоке среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований верхнего мела. Осадочные породы характеризуются переслаиванием пачек флишоидов, песчаников и олистострома. Флишоиды преимущественно алевролитового состава. Песчаники мелко-, средне-зернистые с редкими прослоями алевритов, линзами и горизонтами полимиктовых брекчий. Олистостромовые образования представляют собой горизонт хаотического строения, состоящий из несортированного обломочного материала, заключенного в аргиллитовую или алевропсаммитовую массу. Среди обломков преобладают известняки. Все эти отложения собраны в антиклинальную складку с крутонаклонными (75-80°) крыльями. К замку антиклинали приурочена локальная впадина шириной 1,6 км, вытянутая в северо-восточном (60-70°) направлении. Она выполнена полого залегающими туффитами и туфами андезитов, риолитов, переслаивающимися с пирокластическими и туфогенно-осадочными породами. К северо-западу от Прибрежного разлома развиты игнимбриты и туфы риолитов. Все указанные породы прорваны позднемеловыми-палеогеновыми интрузиями гранит-порфиров, экструзиями андезитов, дайками андезито-базальтов. Все горные породы рудного поля в разной степени гидротермально изменены: хлоритизированы, серицитизированы и окварцованы.

Участки с продуктивной рудной минерализацией расположены на северо-западном крыле антиклинали, осложненном региональным разломом. Размещение промышленного оруденения определяется комплексом структурно-литологических факторов. Так, основные запасы руд сосредоточены в хрупких породах-пачках песчаников. проявления

рудной минерализации установлены в интрузии гранит-порфиров, обнажающейся в ядре антиклинали. Интрузия представляет собой пластообразное тело, которое наклонено на юго-восток под углами 6-64°. Песчаники на контакте с флишоидами ограничены зонами северо-восточных вязких левых сдвигов, образуя структуры блокирования [4]. Сдвиги выражены многочисленными малоамплитудными срывами на границе пород разной компетентности. Характер горизонтальных перемещений иллюстрирует диаграмма, отражающая горизонтальную ориентировку тектонических штрихов в зонах вязких сдвигов (см.рисунок, I).

Северо-западные разломы являются рудовещающими структурами месторождения. По морфологическим признакам это сколы протяженностью от 160 до 190 м, секущие пачки песчаников от одного контакта до другого. Горизонтальная амплитуда максимальна в средней части сколов, на окончании она постепенно затухает, переходит в структуры типа "конского хвоста" и не содержит промышленных запасов руд. Правда, иногда послойные подвижки внутри пачек песчаников на разделе сред разной компетентности являются экранирующими, за которыми мощные рудные залежи резко обрываются. Рудные зоны контролируются главным образом двумя системами трещин с простираем северо-запад 300° и 325° (см.рисунок, II). Они круто (75-85°) погружаются преимущественно на юго-запад, реже - северо-восток, образуя систему субпараллельных лестничных жил. Расстояние между жилами от 10 м до 90 м. Рудные тела представляют собой полосы дробленных пород со сложным сочетанием прожилково-вкрапленных и кварц-сульфидных зон, жил и прожилков, реже массивных сульфидных агрегатов в дробленных серицит-кварцевых метасоматитах.

Минеральный состав руд разнообразен. Из нерудных наиболее распространен кварц и кальцит. В составе рудных установлены пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, полибазит, стефа-

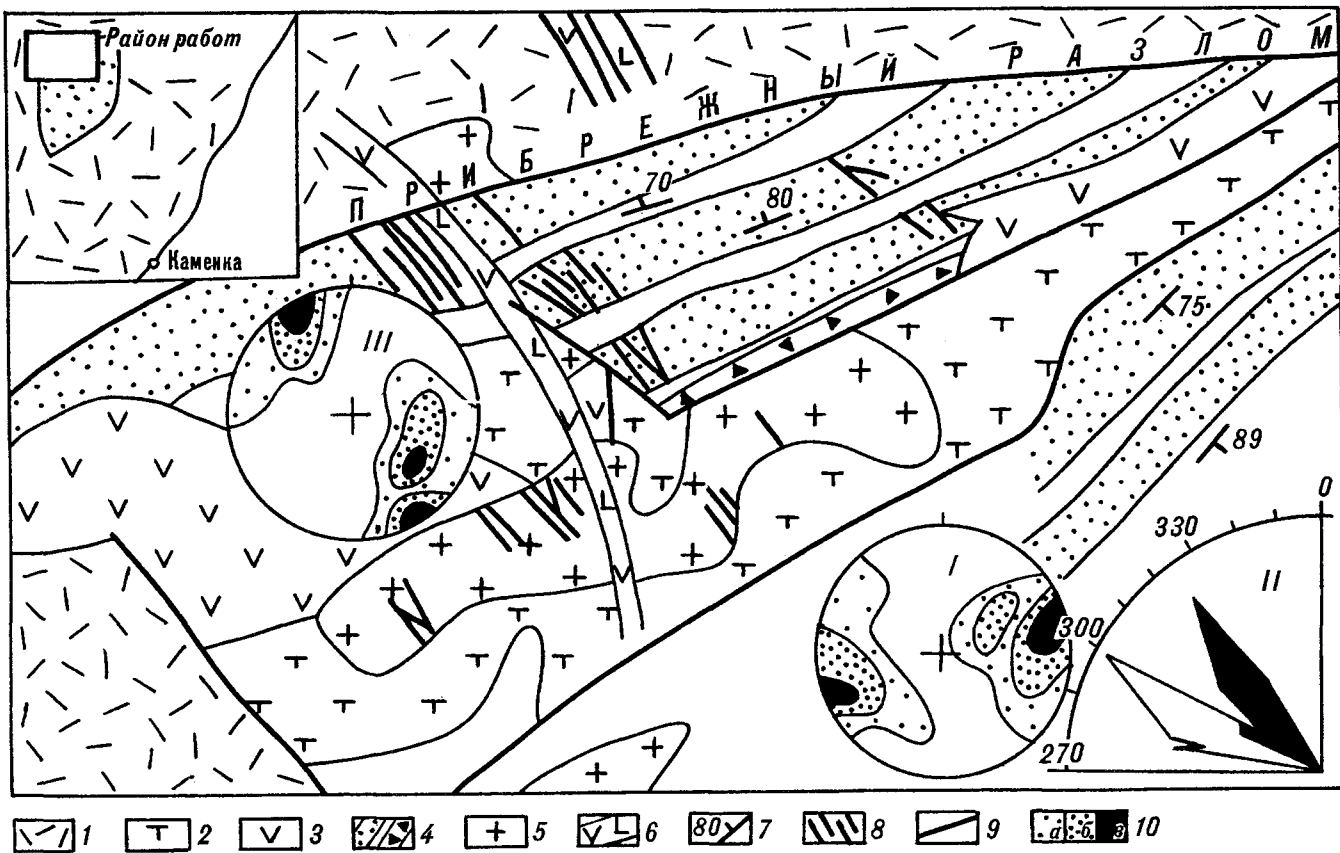


Рис. Геолого-структурная схема Майминовского месторождения

1 - игнибриты и туфы риолитов; 2 - туфы и туффиты андезитов и риолитов; 3 - андезиты; 4 - переслаивание песчаников, алевролитов и олигостромного горизонта; 5 - гранит-порфиты; 6 - андезибазальты; 7 - элементы залегания; 8 - рудовмещающие лестничные разрывы; 9 - крупные блокоограничивающие разрывы; 10 - I, III - диаграммы ориентировки тектонических штрихов на северо-восточных и северо-западных разрывных соответственно (а - 0,5-1%, б - 1-2%, в - 2%); II - роза-диаграмма ориентировки безрудных (белое) и рудовмещающих (черное) интервалов рудовмещающих зон.

нит, пираргирит, фрейбергит, татраэдрит и ульманит (по данным микрозондового анализа и оптической микроскопии). Явно преобладают галенит и сфалерит [2]. Минералого-геохимическая зональность месторождения указывает на верхнерудный уровень изученных зон, судя по широкому распространению минералов сурьмы и серебра.

Рудные зоны характеризуются неравномерностью распределения продуктивной промышленной минерализации, которая носит столбчатый характер. Выделено два типа рудных столбов. Тела первого типа, наиболее крупные и богатые, контролируются разрывами, простирающимися по азимуту северо-запад 320°. Их мощность составляет 2-5 м. При отклонении к широтному простираению мощность рудных тел и содержание ценных компонентов резко уменьшается. Протяженность рудных и безрудных участков от 20 до 80 м. Тела второго типа развиты незначительно. Как отмечалось, они локализованы вблизи экранирующей

нарушений. Их мощность и протяженность достигает 2-4 м.

По северо-западным разломам установлены дорудные правые сдвиги амплитудой 4-5 м. Горизонтальные перемещения подтверждает диаграмма тектонических штрихов (см. рисунок, III). Таким образом, в условиях сдвиговых дислокаций в участках сопряжения разноориентированных крутонаклонных разрывов должны формироваться рудные столбы крутого склона. Однако одновременно со сдвигом внутри граней могли происходить вертикальные смещения под действием силы тяжести, что обусловило сложную морфологию рудных столбов. Кроме того, в подземных горных выработках установлено, что часть рудных столбов экранируется пологим сколовым надвигом субширотного простираения, падение его северное под углами 25-35°. Надвиг с флангов ограничен зонами северо-восточных вязких сдвигов. В участках стыковки надвигов и сдвигов ориентировка тектонических штрихов

совпадает, что свидетельствует о синхронности движений по ним. Левые и правые сдвиги, надвиги образуют закономерно сопряженную систему, позволяющую говорить о том, что образования этих разломов связано с близмеридианальным горизонтальным сжимающим напряжением. По-видимому, рудоотложение происходило при повторных, унаследованных смещениях.

Особенности геологического строения рудного поля позволяют прогнозировать столбообразные рудные залежи в хрупких породах - песчаниках и гранит-порфирах. Вместе с тем присутствие среди нижнемеловых нормально-осадочных пород олистоstromового горизонта, содержащего обломки известняков-отторженцев крупных нескрытых эрозией аллохтонных пластин известняков триаса, служит одним из благоприятных факторов для поиска скрытых скарново-полиметаллических залежей. Как правило, они ассоциируются с известняками и их брекчиями. При этом крупные скарново-рудные залежи контролируются "сквозными" северо-восточными сдвигами, в том числе и Прибрежным глубинным разломом [1,3,5]. Вдоль него закартирована наибольшая мощность олистоstromовых отложений и скученность покровных пластин. Промышленные жильные тела с серебряно-полиметаллической минерализацией Майминовского месторождения

подобны жильным телам, развитым на известных скарновых месторождениях района (Николаевское, Верхнее, Садовое).

Оценка структурно-литологических факторов распределения промышленного оруденения Майминовского месторождения важна для правильной ориентировки поисково-разведочных работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Врублевский А.А. Разломы и их роль в эволюции покровно-складчатых систем Восточной Азии. М.: ДВО АН СССР, 1991. 29 с.

2. Логвенцев П.И., Заяц С.А., Гайкалов И.И. Минералогия Майминовского серебро-полиметаллического жильного месторождения Дальнегорского рудного района // Рудные месторождения Дальнего Востока - минералогические критерии прогноза, поиска и оценки. Владивосток, 1991. С.42-44.

3. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989.

4. Шихин Ю.С. Геологическое картирование и оценка рудоносности разрывных нарушений. М.: Наука, 1991.

5. Юшманов Ю.П. Роль сдвиговых дислокаций в локализации скарново-полиметаллических месторождений в Восточном Сихотэ-Алине // Сдвиговые тектонические нарушения и их роль в образовании месторождений полезных ископаемых. П., 1988. С.108-110.

Вычислительный центр ДВО РАН

г.Хабаровск

Дальнегорское государственное горногеологическое предприятие

г.Дальнегорск

Поступила в редакцию

6 декабря 1994г.

A.A.Vrublevsky, Yu.P.Yushmanov

Shear dislocations and lithological control of the ore mineralization occurrence in the Maiminovsky deposit (Primorye)

The role of the structural-lithological factors in the localization of the vein industrial mineralization has been evaluated. The shear deformations were considered to be the determining factor, the brittle rocks, such as sandstones and granite-porphyrines, being favourable for localization of the above mineralization.

ДИСКУССИИ

УДК 551.14:242.22

Г.М.Власов

ЧТО ЖЕ ТАКОЕ ОФИОЛИТЫ?

Рассмотрено явление мантийного диапиризма в земную кору - процесса, вызывающего формирование офиолитов и начало развития геосинклиналей. Намечено два его типа: площадной (платформенный?) и линейный (геосинклинальный). Охарактеризованы глубинные разломы внешних островных дуг как проводники мантийных диапиров, дано представление об особенностях металлогении этих дуг. Предположена обусловленность вулканизма внутренних дуг дифференциацией магм диапиров. Высказаны соображения о первоочередных исследованиях по проблеме связей близповерхностных, геосинклинальных и глубинных, мантийных процессов.

Идея о том, что офиолиты - реликты океанической коры геологического прошлого, уже сыграла неблагоприятную роль при разработке гипотезы тектонической расслоенности литосферы. По этой гипотезе все выходы офиолитов на поверхность (обычные для эвгеосинклиналей) представляют бескорневые, аллохтонные покровы океанической коры, обдукцированные (надвинутые) на края континентов.

Эта же идея использовалась тектоникой плит для выделения гипотетических аккреционных призм у предполагаемых зон субдукции: офиолиты у океанических желобов рассматривались как части океанических плит, непогружившиеся при субдукции в мантию.

Указанная идея была признана фундаментальной в многотомной коллективной русской монографии о магматических горных породах [21]. По мнению авторов монографии, субслоистое строение офиолитов отвечает представлениям об офиолитах, как о фрагментах океанической коры. В монографии утверждается преимущественно аллохтонное залегание альпинотипных гипербазитов. Одновременно с этим не исключается возможность связи офиолитов с развитием геосинклиналей (островных дуг). В итоге высказывается заключение, что "несмотря на лавину новейшей информации, длительная дискуссия об объеме и границах термина ("офиолиты" - Г.В.) пока не привела к единому его толкованию" (с.9).

Не является оптимистическим и заключение Р.Г.Колмана о трудностях достижения согласия в понимании происхождения офиолитовой ассоциации: "представляет маловероятным, чтобы возникло общее согласие в вопросе о формировании и становлении офиолитов" [18, с.16].

Важность офиолитовой проблемы побудила автора к попытке уяснения геологической сущности офиолитового магматизма. При огромном количестве опубликованных работ по офиолитам, в значительной степени противоречивы и часто отражающих субъективные суждения авторов, казалось целесообразным

сделать тщательный анализ тектонических условий образования офиолитов по первичным описаниям авторов, лично исследовавших конкретные районы их распространения. Результаты этой работы и изложены в настоящей статье, которая не претендует на решение всех вопросов, связанных с офиолитами. На базе первичных описаний офиолитов и имеющихся сейчас других фактических материалов автор пытался обсудить, прежде всего, следующие вопросы: 1) с какими тектоническими процессами и структурами сопряжены офиолиты?; 2) какими средствами целесообразно изучать эти образования?; 3) что может дать это изучение для развития геотектонической теории?

1. ОФИОЛИТЫ И ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ

Гипотеза о том, что офиолиты - фрагменты океанической коры прошлого, не оправдалась. Представления о четкой стратификации этих образований утрированы. Полные офиолитовые комплексы (ультрабазиты-габбро-дайки-базальты) редки. Относимые к офиолитам образования разнообразны, отдельные их члены разновременны; например, внедрения габбро в большинстве случаев происходили позднее гипербазитов [31]. Вулканы офиолитовых комплексов отличаются по своим петрографическим и геохимическим характеристикам от океанических пород. Магматиты офиолитовых комплексов тесно ассоциированы с разнообразными осадочными и вулканогенно-осадочными породами, свойственными не дну океана вообще, а геосинклиналям [1].

Нахождение офиолитов в узких, часто протяженных зонах показывает их связь с глубинными разломами [19]. Офиолиты преимущественно распространены на стыке крупных блоков земной коры, характеризующихся контрастными физическими свойствами [23]. При этом они формируются не обязательно в океанах, но также, во многих случаях, на континентальной коре [1]. Характерным примером

могут являться внутренние Эллиниды Греции, находящиеся на окраине Сербо-Македонского массива. Офиолитовый пояс с явным автохтонным залеганием здесь протягивается на континентальной коре, параллельно флишевой зоне островной дуги [42]. Офиолитовые интрузии были размещены в течение средней и поздней юры. Местами они тесно ассоциируют с одновозрастными калиевыми гранитами и риолитами.

Объяснение условий обдукции фрагментов океанической коры на краях континентов весьма затруднительно для сторонников океанической гипотезы. Им приходится довольствоваться общими фразами о процессах скупывания коры, особых случаях субдукции [51], существовании крупных флексур на субдукционной трассе [55], разрывах субдукцируемых океанических плит [22] и др. Нахождение офиолитов в океанических желобах имеет естественное объяснение и не связано с нахождением там аккреционных призм. Сторонники аллохтонного залегания офиолитовых массивов [35] утверждают, без каких-либо оснований, отсутствие у этих массивов глубинных корней. Однако геофизические исследования офиолитов Анадырско-Корякского района показали существование у большинства массивов "корней" глубиной до 30-40 км, т.е. углубляющихся до верхов мантии [38]. При этом обнаруживается значительное расширение на глубине площадей распространения базитов и ультрабазитов и слияние местами офиолитовых массивов в удлиненные тела, явно приуроченные к разломам.

Серпентинизированные ультрабазиты в нижних частях офиолитовых комплексов отнюдь не указывают на срывы литосферных оболочек, как полагают сторонники гипотезы расслоения литосферы. Это не серпентинитовый меланж, обусловленный тектоническими деформациями. Серпентинизация - процесс преимущественно автотаморфический и в наибольшей степени он проявляется в гарцбургитах [17], которые и слагают обычно нижние части офиолитовых комплексов.

Все сказанное с определенностью показывает связь офиолитов с глубинными разломами. Океаническую гипотезу сейчас защищают преимущественно сторонники тектоники плит и представлений о тектонической расслоенности литосферы и дифференцированных движениях литосферных пластин.

Преобладающее число авторов, непосредственно изучавших офиолиты тех или других районов, связывают их размещение с разломами в обстановке островных дуг или срединноокеанических хребтов [22,41,43,44,45,48,49,52,54,56,59]. Значительно меньше количество защитников первоначального генезиса офиолитов в краевых морях и других малых океанических бассейнах [47,50,51,55,58]. Имеются оригинальные работы, основанные на очень тщательных исследованиях структурных и текстурных признаков офиолитовых интрузий, а также на систематизации многочисленных замеров ориентировок даек. Так,

M.Misseri и F.Boudier [49] в пермо-триасовой палеоостровной дуге Северо-Восточного Орегона восстановили контуры полуобнаженных офиолитовых диапиров и отчетливо показали более позднее формирование габброидных диапиров по отношению к времени внедрения гипербазитов. E.C.Zeitch [48], убедившись, что офиолиты формируются в основании активного тылового бассейна или в магматической дуге островодужных систем, пытался выделить типы офиолитов, их относительный возраст и уточнить места формирования в островных дугах. По его заключению все структурные элементы островных дуг обладают офиолитовым "потенциалом". Работа эта имеет особый интерес ввиду возможности прослеживания по ней эволюции офиолитовых магм в течение времени нахождения их в островной дуге. В отношении периода времени размещения офиолитов в структурах островных дуг наиболее обильные материалы по хронологии систематизированы по кембро-силурийским офиолитам Ньюфаундленда [45]. Период времени размещения офиолитов здесь определен в 17 млн л. (494-477 млн л.).

2. ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ С ОФИОЛИТАМИ

Казалось бы, любой глубинный разлом, доходящий до мантии, должен вызывать образование офиолитов за счет подъема и дифференциации мантийного материала. Возможно так оно и происходит - офиолиты существуют в "сутурах", и в других формах залегания, и в платформенных областях. Но наибольший интерес для нас представляют особые глубинные разломы, связанные с развитием геосинклинальных систем. Существовали эпохи преимущественного образования подобных глубинных разломов, что определяет примерную периодичность в появлении разновозрастных офиолитов, отмечаемую многими авторами [8,13,19,21,32]. Пример выдержанности этого явления представляет поздне меловая эпоха (маастрихт-даний). Выделенные автором статьи [6] в Тихоокеанском регионе поздне меловые-палеогеновые внешние (приокеанические) дуги, образовавшиеся на месте глубинных разломов, характеризующиеся мафическим магматизмом и специфической металло-генией, оказались присущи многим другим районам земного шара. Ю.М.Пушаровский справедливо отметил поздний мел как переломный рубеж геологических событий [32].

Судя по результатам изучения хорошо и глубоко обнаженных офиолитовых массивов в норвежских каледонидах [52] и в альпийской зоне Ирана [41], распределение офиолитов вдоль глубинных разломов было прерывистым. Магматическая дифференциация мантийного вещества происходила в отдельных камерах, примерные размеры которых составляли: ширина более 2 км, длина более 4 км, величина по

вертикали, вероятно, равнялась суммарной мощности офиолитового комплекса. Прерывистость распространения отдельных офиолитовых массивов проявляется в современных эрозионных врезках многих районов мира. В подобных камерах и происходила дифференциация мантийных магм с образованием офиолитов и появлением на высоких уровнях пород спилито-кератофировой формации, плагиогранитов, тоналитов, диоритов, а в некоторых случаях - небольших количеств известково-щелочных вулканитов. Завершается разрез внешних дуг обычно относительно глубоководным флишем.

Образование офиолитов происходило на сравнительно неглубоком уровне от поверхности. На это указывают присутствие в их комплексах большого количества вулканитов, агломератов, а также частая расслоенность габброидов и ультрабазитов.

Специфичен динамотермальный метаморфизм пород внешних дуг с интенсивным натриевым метасоматозом, обуславливающим образование глаукофановых сланцев. А.А.Маракушев [24] этот метаморфизм выделяет как тип I (спилиты, ломонтин, пренит, пумпеллит, альбит-хлоритовые, эпидот-хлоритовые, хлориты и гранатово-амфиболитовые сланцы, эгирин-жадеитовые метаграувакки, серпентиниты, эклогиты). Часть этих образований некоторые авторы [25] относят, видимо ошибочно, к древнему фундаменту островных дуг.

Внедрение в кору мантийных диапиров, вызвавших развитие рифтовых структур, обычно сопровождалось поднятиями куполов, сводов и хребтов. После охлаждения верхней части диапиров происходило обрушение поднятий с образованием больших масс агломератового материала, часто называемого меланжем [47]. Затем проявлялась общая тенденция дуг к опусканию. Значительная часть молодых внешних дуг сейчас покрыта водами океана, проявляясь в донном рельефе хребтами (как хр.Витязя) или своеобразными глубоководными террасами. Эти террасы образовались вследствие накопления обломочного материала, сносимого с соседнего континента и отлагавшегося у "ловушек" - погруженных хребтов - внешних дуг. Местами блоковые поднятия обусловили выход из-под уровня океана отдельных участков дуг в форме островов (как, например, в Малой Курильской дуге).

Во внешних дугах геосинклинальный процесс осуществлялся лишь частично, в ранней его стадии. В дальнейшем процесс распространялся по направлению наклона диапира, на соседнюю зону, где образовалась внутренняя дуга.

3. ОФИОЛИТЫ И ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Взаимосвязи внешних и внутренних островных дуг изучены еще плохо. Некоторыми исследователями эти дуги считаются самостоятельными офиолитовой и андезитовой геосинклиналями [3]. Автором статьи

двойные дуги рассматриваются как общие комплексы, отражающие самостоятельные тектоно-магматические циклы [6]. Уточненные впоследствии представления изложены им в недавно опубликованной работе [10]. Вкратце они таковы. Прекращение активности внешних дуг связано с охлаждением приповерхностной части мантийного диапира. На более глубоких уровнях диапира продолжалась дифференциация мантийного материала, продукты которой, выходя по вертикальному разлому, в основном, слагали внутреннюю, вулканическую дугу. Смена ультрабазит-базитового магматизма преимущественно известково-щелочным связывалась как с большой продолжительностью периода дифференциации мантийных магм, так и с накоплением у разломов и в террасах внешних дуг больших масс вулканогенно-обломочного и осадочного материала, а также со сменой восстановленных флюидов окисленными после появления в вулканической дуге дополнительного вертикального выводного канала.

Близкие представления давно высказывал А.А.Маракушев [24], подчеркивавший обычную асимметричность комплексов островных дуг, состоящих из зоны поднятия (вулканическая дуга) и более удаленной в сторону океана зоны преимущественного погружения, содержащей офиолиты (внешняя дуга). Ультрабазит-базитовый рифтовый магматизм на более зрелых стадиях развития островодужных зон сменялся щелочно-базальтовым, а затем, по мере роста коры - андезитовым магматизмом, связанным с коровыми очагами.

Сходное, в принципе, мнение о формировании комплексов островных дуг высказано В.К.Ротманом и А.Д.Щегловым в следующей форме: [34]: "Периокеанические дуги образуются последовательно в две стадии. Их субстратом служат базитовые комплексы часто щелочного состава, образующиеся в условиях рифтового режима (первая стадия). Вторая стадия формирования дуг этого типа характеризуется широким спектром магматических пород ... несогласно залегающих на вулканитах первой стадии" (с.593).

Основываясь на соседстве и петрохимических особенностях зон базит-гипербазитового и андезитового магматизма в районе полуострова Тайгонос, а также в хребте Пекульней, на Северо-Востоке Азии, И.Л.Жуланова [14] пришла к выводу, что там и там магматизм обеих зон является продуктом одной родоначальной магмы, вероятно пикритовой, подъем которой контролировался системой генеральных разломов, наклоненных под континент. Полнота магматических серий в значительной степени определялась мощностью и составом земной коры в висячем крыле разломов. Формирование интрузий известково-щелочного ряда завершилось значительно позднее, чем офиолитов.

Многими авторами отмечаются подтверждающие подобные взгляды петрохимические и геохимические связи между магматитами внешних и внутренних дуг [11,34,37,39,46,57,60]. Как подчеркивается группой авторов [26, с.29]: “во всех разрезах офиолитов в той или иной мере проявлены тенденции развития пород щелочного и щелочно-земельного ряда. Эти тенденции могут проявляться уже на ранних этапах формирования офиолитового разреза (в габбровой его части) и в ряде случаев определяя в дальнейшем характер петрохимической эволюции всего комплекса пород”.

Следовательно, связи процессов, происходящих в двух островных дугах, очевидны и началом геосинклинального развития дуг (геосинклиналей) можно считать внедрение в кору мантийного материала (офиолиты) по глубинным разломам внешней дуги.

Постоянное сонахождение ультрабазитов на островных склонах глубоководных желобов дает основание предполагать, что зоны Заварицкого-Беньофа представляют склоны мантийных диапиров. Более частые случаи не вертикального положения этих зон, а наклон их под теми или иными углами можно объяснить отклонением вертикально поднимающегося мантийного потока при входе его в преимущественно горизонтально стратифицированную кору, а также, возможно - латеральным растеканием магмы вследствие падения давления у поверхности. Обычно наиболее интенсивные проявления тепловых и прочих процессов направляются в сторону висячего, экранирующего бока разломов и контактов, что и определяет асимметрию геосинклинальных структур.

Близкие к изложенным представления высказываются многими русскими и зарубежными авторами [20 и др.].

Распространенное мнение, что офиолиты отсутствовали в древнейших образованиях Земли, мало обосновано. Это хорошо показали работы С.С.Зиминой и др. [16,17]. Исследователи Южно-Муйской глыбы (байкалиды) считают ее ультрабазиты и габбро офиолитовой ассоциацией [12]. Древние офиолиты, также преимущественно ультрабазит-базитового состава, лежат в основании разрезов зеленокаменных поясов архея. Выше они, как и в фанерозойских разрезах, сменяются дифференцированными магматитами известково-щелочной серии. Высокомагнезиальные фанерозойские бониниты - прямые “наследники” архейских коматиитов: в них даже встречаются местами характерные для коматиитов структуры спинифекс. Периодические проявления в земной коре мантийного ультрабазит-базитового магматизма унаследованно повторялись в геологической истории Земли с архея в течение всего фанерозоя [7]. Молодые океанические желоба Тихого океана, отражающие этот процесс, имеют возраст порядка одного миллиарда лет [5].

Нет сколько-нибудь серьезных возражений против отнесения срединно-океанических хребтов современной Мировой рифтовой системы Земли к эмбрионам развивающейся геосинклинальной системы. Содержание в них офиолитов, в том числе дифференцированных; расслоенные ультрабазит-базитовые интрузии; толеит-базальтовый магматизм, по составу существенно не отличающийся от геосинклинального; общая асимметрия некоторых частей Срединно-Атлантического хребта [2]; характерный для раннегеосинклинальных структур внешних дуг метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций; проявления поздних дифференциатов базальтовых магм в виде плагиогранитов, кварцевых диоритов, трондьемитов и др.; наконец, придонные рудные отложения с существенным содержанием меди, цинка и других компонентов колчеданных руд - все это повторяет специфику ранних стадий геосинклинального процесса в рифтовых структурах внешних дуг.

Все сказанное противоречит заключению А.Д.Щеглова о полном вырождении в конце мезозоя раннегеосинклинального режима.

4. ОФИОЛИТЫ И ПРОЦЕССЫ В МАНТИИ

Образование глубинных разломов, с которыми связано формирование офиолитов, отмечающее начало геосинклинального процесса, может быть объяснено двояко: пульсациями объема Земли, именно - растрескиванием коры при небольшом увеличении объема планеты; или существованием “каналов” с повышенной температурой и пониженной вязкостью мантийного субстрата, созданных самими глубинными процессами [29]. В обоих случаях над глубинными потоками магмы могут возникать поднятия, вдоль осей которых, естественно, проявится растяжение и появятся рифты.

Мантийные внедрения в земную кору известны уже давно, но это явление, по-видимому, многообразное, плохо изучено и пока не укладывается в какие-либо четкие представления и определения. В монографии Ю.П.Оровецкого “Мантийный диапиризм” [29] описаны изученные сейсмическими и другими геофизическими методами примеры мантийных диапиров, выражающихся в земной коре различных районов тепловыми аномалиями. В составе их также присутствуют расслоенные офиолиты. Но по многим особенностям эти диапиры, представляющие собой крупные, уплощенные в горизонтальном направлении интрузии, отличаются от описанных выше четко-образных небольших интрузий, сопутствующих глубинным разломам внешних островных дуг (таблица). Большинство их относится к устойчивым областям - щитам и платформам. Появление в земной коре слоистых диапиров с ультрабазитами Ю.П.Оровецкий объясняет активизацией астеносферы, вызванной

привнесом в нее дополнительного количества тепла из более глубоких областей земного шара, где еще происходит перераспределение вещества для достижения гравитационного равновесия планеты.

Отнесение Ю.П.Орвецким к мантийным диапирам также и периферических очагов активных вулканов островных дуг вряд ли справедливо. Эти очаги находятся на сравнительно небольшой глубине и

содержат высокодифференцированные магмы преимущественно андезито-базальтового состава.

Чтобы подчеркнуть сложность диапировой проблемы, можно напомнить, что уже широко освещаемые в литературе мантийно-плюмовые процессы также имеют свою специфику, например, огромные базальтовые плато, обычно рассматриваемые как поверхностное проявление деятельности плюмов [8].

Таблица

Особенности различных типов мантийного диапиризма

Особенности	Типы	
	I - Платформенный (?) (по Ю.П.Орвецкому, 1990)	II - Геосинклинальный (по автору)
Структура районов проявления диапиризма	Щиты, платформы; древние складчатые области (?)	Внешние островные дуги (приокеанические зоны геосинклиналей)
Форма и размеры магматических тел (офиолитов)	Крупные плоские тела воронкообразные или формы опрокинутого усеченного конуса. Площадь до десятков тысяч км ²	Четкообразные, располагающиеся вдоль разломов тела с поперечными размерами порядка нескольких километров (?)
Полнота офиолитовых комплексов	Неполные	Иногда полные
Степень расслоенности интрузий	Обычно расслоенные	Иногда расслоенные
Связанная с диапиризмом гранитизация	Часто проявляется	Нет
Метаморфизм	Региональный, преимущественно геотермальный (до гранулитовой фации)	Динамо термальный I типа по Маракушеву, натриевый метасоматоз
Флюиды	Смешанные	Восстановленные
Влияние диапира на вмещающие породы	Площадное	Линейное
Тип земной коры, вмещающей диапир	Преимущественно континентальная	Океаническая и переходная
Связь с началом развития геосинклиналей	Нет	Непосредственная связь
Связь с зонами Заварицкого-Беньофа	Нет непосредственной связи	Пространственная (и парагенетическая?) связь
Периодичность проявления дипиризма	Сомнительная периодичность	Очевидная периодичность
Сопутствующая металлогения	Свойственная активизированным щитам и платформам	Специфическая металлогения областей с меланократовым магматизмом
Сопровождающие геофизические аномалии	Площадная термальная аномалия над диапиром	Линейно-полосовая термальная аномалия : соседство зон с высоким и низким тепловым потоком

Имеют свои особенности проявления диапирового магматизма на о.Куба. При значительном протяжении зона с офиолитами в общем имеет площадный характер и отличается обилием ультрабазитовых вулканитов и базит-ультрабазитовых агломератов. Последние связаны с крупным ультрабазитовым вулканом [4,28]. Сходные проявления диапиризма, по-видимому, имели место на о.Новая Каледония с большой площадью распространения ультрабазитового материала. Многочисленными небольшими проявлениями пикритовых вулканитов отличаются офиолиты Валагинского хребта [27].

Общим, что связывает все эти мантийные “вылазки” в кору и на поверхность Земли, являются три чрезвычайно важные обстоятельства: 1) они представляют собой путеводные вехи в геологической истории Земли, отмечающие начала глобальных (или почти глобальных) тектоно-магматических циклов; 2) они начинают (при сопутствующих других условиях) и поддерживают геосинклинальное развитие; 3) изучение их - одно из действенных средств проникнуть в особенности глубинных процессов, понять глобальную тектонику.

Предстоящие в недалеком будущем широкие исследования глубинных процессов предъявляют особые требования к средствам их исполнения, не только в отношении необходимости совершенствовать геофизические методы. Современная обстановка в геотектонической науке неблагоприятна для систематической вдумчивой работы исследователей. Мешают надуманные гипотеза тектоники плит и родственная ей гипотеза тектонической расслоенности литосферы. Можно опасаться необъективной интерпретации материалов в угоду субъективному представлению. Сейчас ценнейшие материалы сейсмической томографии уже пытаются истолковать в пользу тектоники плит.

Зоны, наиболее интересные в отношении расшифровки глубинной тектоники (глубинные разломы с офиолитами) являются труднейшими объектами для исследований, требующими точного геологического картирования, а не произвольных геодинамических построений. В этом отношении показателен положительный пример работ на хребте Пекульней, где геологическое картирование [15,30] выявило интересные особенности геологии: существование протяженного глубинного разлома; совмещение вдоль него проявлений раннегеосинклинального офиолитового магматизма с несколько более поздними известково-щелочными интрузиями орогенного типа; палеоостроводужный характер общей структуры, асимметрию ее и др. Там, где по работам крайних мобилистов предполагался аллохтонный покров офиолитов, расслоенный на ряд пластин [35], оказалась складчато-блоковая структура автохтонных образований, хотя и значительно дислоцированных, но с хорошо коррелирующимися разрезами,

дающими возможность составить сводную стратиграфическую колонку района.

Определение тектонических условий образования магматитов исключительно по петрохимическим и геохимическим признакам, без учета прочих геологических условий, чревато ошибками. Большая чувствительность этих методов является их достоинством и, в то же время, их недостатком. Петрохимические и геохимические данные помогают делить породы на отдельные категории, но иногда затрудняют их корреляцию, так как тонкие вариации составов пород часто определяются местными условиями, которые учесть трудно. Переоценив эти методы, ошибку могут допустить даже крупнейшие ученые. Например, Б.Г.Лутц, сделав, учитывая в основном лишь геохимические данные, вывод, что рифты и геосинклинали антагонистичны и даже противоборствуют друг с другом. Хотя не вызывает сомнений, что очень многие геосинклинали (возможно, большинство их, как считает В.Е.Хаин) в ранней стадии развития представляли рифты. Тонкие геохимические различия магматитов островных дуг и срединно-океанических хребтов задержали их корреляцию.

К той же категории ошибок, по-видимому, можно отнести заключение А.Л.Жагес, что: “Условия образования офиолитовых комплексов Марум севера Папуа Новой Гвинеи неизвестны. Это могут быть или срединно-океанические хребты, или тыловой дуговой бассейн, но маловероятно, что они образовались в островной дуге” [53, с.36]. Автор, как кажется, просто “запутался” в обильных, но недостаточно систематизированных петрохимических и геохимических материалах. Между тем, картографические и прочие геологические материалы по этому району позволяют сделать вывод о формировании там мантийных офиолитов во внешней дуге палеоостроводужной системы.

Широко распространенное искусственное ограничение офиолитовых комплексов лишь магматитами затрудняет выяснение геологических условий образования этих комплексов, определение соотношений офиолитовых интрузий с сопутствующими вулканогенно-осадочными и осадочными толщами. В значительной мере из-за этого сейчас еще недостаточно выяснены связи внешних и внутренних островных дуг. Здесь применение геохимических методов могло бы сыграть решающую роль. Один из немногих примеров одинаково тщательного изучения в Северо-Восточном Иране [41] не только офиолитовых магматитов, но и сопряженных с ними вулканогенно-осадочных и осадочных пород очень показателен. Поздне меловые офиолиты формировались здесь в рифтах вместе с примерно одновозрастными вулканитами (включая андезиты, дациты, риолитодациты). Постофиолитовый палеогеновый флиш и вулканогенно-осадочные породы сформировались в рифтах вместе с примерно одновозрастными вулканитами (включая андезиты, дациты, риолитодациты). Постофиолитовый палеогеновый флиш и вулканогенно-осадочные породы сформировались в рифтах вместе с примерно одновозрастными вулканитами (включая андезиты, дациты, риолитодациты).

генно-осадочные породы представляют собой острово-дужные образования. Отдельные массивы перидотитовых и другого состава ультрабазитовых кумулатов заполняли бывшие магматические камеры, очертания которых в основном определялись сбросами. Дайки наблюдаются над камерами в радиальных трещинах растяжения. Состав офиолитовых пород менялся со временем. Поздними являются спилиты и плагиограниты.

5. ОФИОЛИТЫ И РУДЫ

Очень разнообразная, в нужной мере еще практически не используемая, категория руд связана с мантийными инъекциями в земную кору, т.е. с офиолитами. На специфичность этого типа оруденения обратили внимание И.Н.Томсон и В.А.Селиверстов [36], связавшие его с “особым предорогненным тектоническим режимом нового типа”. Фактически это оказались [9] предгеосинклинальные (собственно офиолитовые) и раннегеосинклинальная обстановки. Ошибочное отнесение их к предорогненным образованиям было обусловлено их преимущественно рифтовым генезисом и повышенной щелочностью магматических пород.

Особенности рудных районов близко повторяют офиолитовые условия: обычны базит-ультрабазитовые и габброидные интрузии, иногда расслоенные, часто высокомагнезиальные и субщелочные; преимущественно восстановленный характер флюидов; обилие ультрабазитовых лав и др. Осадочные и вулканогенно-осадочные формации представлены кремнистыми сланцами и флишем, реже известняками. Рудный спектр очень разнообразен: золото, железо, вольфрам, редкие, рассеянные и радиоактивные элементы, хромитовые, медно-цинковые, медно-никелевые и медно-порфиновые руды, стратиформные полиметаллические залежи, платиноиды, возможно алмазы (?). Не исключена возможность образования нефти в связи с деятельностью восстановленных флюидов [40].

И.Н.Томсон и В.А.Селиверстов объясняют подобный режим автономной базальтовой активизацией. По-видимому, правильнее связывать его с повторяющимися вторжениями мантийного вещества в земную кору. Указанные авторы справедливо отмечают, что оруденение этого типа проявляется не только в подвижных областях, но и на щитах и на других устойчивых структурах. Большинство указываемых ими рудных районов представляют внешние палеодуги различного возраста от палеозоя до кайнозоя включительно. К этому типу рудных районов относятся и Урал.

Пробелы в существующих представлениях о первоначальных этапах раннегеосинклинального развития и рудообразования, а отсюда и существующее отставание практического использования руд этих этапов, связаны, в первую очередь, с плохим знанием

структур типа внешних дуг и ассоциированных с ними офиолитовых комплексов. В тектонике плит внешние дуги совершенно не упоминаются, магматическое питание соседних вулканических дуг, по этой гипотезе, обеспечивается субдукцией океанических плит. По гипотезе тектонической расслоенности литосферы, на месте внешних дуг-эвгеосинклиналей показываются аллохтонные покровы фрагментов океанической коры.

Широкое развитие и разнообразие оруденения, причем не только в геосинклиналях, но и на жестких структурах, обусловлено мантийным источником руд. Прорывы мантийного субстрата по глубинным разломам и другим ослабленным зонам создавали в одних случаях рудопродуцирующие рифты, в других- безрудные обычные “сутуры”, сложенные мафическими породами. Разовьется ли рифт в геосинклиналь? - это, в значительной мере, по-видимому, зависело от местных условий (тип коры, величина мантийного диапира, направление его подхода к поверхности, наличие источников обломочного материала и др.).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Офиолиты не являются экзотическими образованиями в земной коре. Периодически проявляющийся в ней мантийный диапиризм в значительной мере определяет тектоно-магматические процессы Земли. Подъем диапиров зарождает геосинклинали и поддерживает их развитие. Путь к познанию мантийных процессов оказывается наиболее коротким через геосинклинальные структуры.

Поэтому отказываться от использования огромного эмпирического материала, накопленного геосинклинальной теорией в течение столетия не разумно.

Ю.М.Пушаровский, обсуждая парадигмы геотектоники [33], предсказал скорую кончину и тектоники плит, и геосинклинальной теории. Но это совершенно разные вещи: эффективная, но надуманная, далекая от реальности гипотеза и, с другой стороны- важный фактический материал, учет которого необходим для любой гипотезы.

К числу первоочередных исследований по проблеме связей близповерхностных геосинклинальных и глубинных, мантийных процессов можно отнести следующие:

1) Выяснение: связано ли проникновение мантийного субстрата в земную кору с растяжением и растрескиванием ее, с образованием глубинных разломов, или пути продвижения в коре мантийные “струи” создают самостоятельно?

2) Получение достоверных представлений о зонах Заварицкого-Беньофа как тектонических структурах.

3) Систематизация материалов по хронологии мантийных внедрений в кору. Сравнение этой

хронологии с намечающимися геосинклинальными (тектоно-магматическими) циклами.

4) Изучение особенностей внешних (“невулканических”) дуг островодужных систем и выяснение их взаимосвязей с внутренними (“вулканическими”) дугами.

5) Получение дополнительных данных о тепловых потоках в различных районах для уточнения теплового режима Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архипов И.В. Офиолиты области Мезотетис: фрагменты коры единого океана или систем глубоководных прогибов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т.62, вып.5. С.8-23.

2. Аументо Ф.А., Ланкаревик Б.Д., Росс Д.И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.) // Петрология изверж. и метаморф. пород дна океана. М., 1973. С.168-197.

3. Белый В.Ф., Аникин В.В. Геологическое строение и офиолиты полуострова Елистратова. Ч.1 и 2 (препринт). Магадан, 1985.

4. Бовенко В.Г., Оровец Ю.П., Щербакова Б.Е. Глубинный магматический диапиризм о.Куба и его конструктивное значение // Геофиз. журн. 1985. Т.7, N 5. С.82-89.

5. Васильев Б.И. Основы региональной геологии Тихого океана. Ч.1 и 2. Владивосток: ДВО Академии наук, 1982.

6. Власов Г.М. Некоторые особенности развития Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое и кайнозойское время // Сов. геология. 1972. N 4. С.51-64.

7. Власов Г.М. Черты унаследованности от архея в фанерозойском развитии Земли: практические следствия // Тихоокеан. геология. 1991. N 6. С.100-109.

8. Власов Г.М. О вероятном направлении дальнейшего развития геотектоники // Тихоокеан. геология. 1993. N 6. С.136-147.

9. Власов Г.М. О “предороженном” тектоническом режиме нового типа // Тихоокеан. геология. 1993. N 5. С.131-136.

10. Власов Г.М. Тихий океан: итоги глубоководного бурения и тектоника плит; некоторые геологические проблемы // Тихоокеан. геология. 1994. N 5. С.3-16.

11. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 152с.

12. Грудинин М.И., Меньшагин Ю.В. Ультраосновные и основные породы Южно-Муйской глыбы и ее обрамления (Северное Забайкалье) // Геология и геофизика, 1989. N 9. С.32-39.

13. Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Щацкий В.С. и др. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение. 1989. 233с.

14. Жуланова И.Л. Взаимосвязь толleitового и известково-щелочного магматизма на границе внутренней и внешней зон Тихоокеанского пояса // Офиолиты восточн. окраины Азии (тез. докл.). Хабаровск. 1986. С.19-21.

15. Жуланова И.Л., Перцев А.Н. Базиты северной части хребта Пекульней: геология, петрологические

особенности, проблема происхождения // Тихоокеанская геология. 1987. N 3. С.65-76.

16. Зимин С.С., Грановский А.Г., Симонов В.А. Эволюция парагенезисов офиолитовых пород в истории земной коры // Ультраоснов. магмы и их металлогения. Владивосток, 1987. С.16-28.

17. Зимин С.С., Афанасьев Б.М., Бадрединов З.Г. и др. Магматизм ранних этапов развития складчатых регионов // Тихоокеан. окраина Азии. Магматизм. М., 1991. С.5-43.

18. Колман Р.Г. Офиолиты. М., 1979.

19. Косыгин Ю.А., Семенов Д.Ф. Офиолиты и концепция первичной океанической коры // Тихоокеан. геология. 1982. N 4. С.3-6.

20. Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991.

21. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988.

22. Малпас Д., Стевенс Р.К. Происхождение и структурное положение офиолитового комплекса на примере Западного Ньюфаундленда // Геотектоника. 1977. N 6. С.83-102.

23. Малышев Ю.Ф., Семенов Д.Ф. Офиолиты в глубинной структуре восточно-азиатской континентальной окраины // Тихоокеан. геология. 1988. N 3. С.18-24.

24. Маракушев А.А. Метаморфизм в связи с развитием земной коры островных дуг // Магматизм и метаморфизм как индикаторы геодинамического режима островных дуг. М., 1982. С.20-28.

25. Марков М.С. Метаморфические комплексы и “базальтовый” слой земной коры островных дуг. М.: Наука. Тр. ГИН, вып.268. 1975.

26. Марков М.С., Некрасов Г.Е., Хотин М.Ю., Шараськин А.Я. Особенности петрохимии офиолитов и некоторые проблемы их генезиса // Геотектоника. 1977. N 6. С.15-31.

27. Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981.

28. Некрасов Г.Е., Оро Х., Соколов С.Д., Флорес Р. Офиолиты Восточной Кубы // Геотектоника. 1989. N 1. С.80-95.

29. Оровецкий Ю.П. Мантийный диапиризм. Киев: Наукова думка, 1990.

30. Паланджян С.А., Чехов А.Д., Лаврова Л.Д. Тектоника и офиолиты хребта Пекульней (Чукотка) // Тихоокеан. геология. 1982. N 2. С.31-39.

31. Пинус Г.В. О взаимоотношении габброидов и гипербазитов в офиолитовых сериях // Геология и геофизика. 1974. N 5. С.139-143.

32. Пушаровский Ю.М. Тихоокеанская корреляция в Тихоокеанской области // Геотектоника. 1991. N 6. С.36-43.

33. Пушаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. 1995. N 1. С.1-11.

34. Ротман В.К., Щеглов А.Д. Фундамент островных дуг Тихого океана как критерий их типизации // Докл. Акад. наук. 1993. Т.331, N 5. С.590-593.

35. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182с.

36. Томсон И.Н., Селиверстов В.А. Магматизм и металлогения предороженного тектонического режима подвижных поясов и кратонов // Геология руд. месторождений. 1992. Т.34, N 2. С.3-18.
37. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое и раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104с. (Тр.ГИН; Вып. 462)
38. Шило Н.А., Вашилов Ю.Я., Максимов А.Е. Корневые и бескорневые офиолиты Анадырско-Корякского региона - геофизический аспект // Докл. Акад.наук. 1994. Т.339, N 4. С.518-519.
39. Юркова Р.М. Минеральные преобразования офиолитовых и вмещающих вулканогенно-осадочных комплексов северо-западного обрамления Тихого океана, М.: Наука, 1991. 166с. (Тр.ГИН; Вып. 464).
40. Юркова Р.М. Минеральные ассоциации метаморфических офиолитов и пограничных вулканогенно-осадочных пород северо-западного обрамления Тихого океана (офиолиты и нефть). М.1993. (Тр. ГИН; вып. 483).
41. Baroz E., Macaudiere J., Montigny R., Noghreyan M., Ohnenstetter M., Rocci G. Ophiolites and related formation in the central part of the Sabzevar Range (Iran) and possible geotectonic reconstructions //N.Ib. Geol.Paleont. Abh.. 1984. V.168, N 2-3. P.358-388.
42. Belien J., Dubois R., Gauthier A. Example of ensialic ophiolites emplaced in wrench zone: Innermost Hellenic Ophiolite belt (Greek Macedonia) // Geology, 1986. V.14, N 12. P.1016-1019.
43. Berrange J.P., Thorpe R.S. The geology, geochemistry and emplacement of the Cretaceous-Tertiary ophiolitic Nicoya Complex of the Osa Peninsula, southern Costa Rica //Tectonophysics. 1988. V.147, N 2. P.193-220.
44. Bronxel M., Lapierre H. Geochemical study of Early Paleozoic island-arc-back-arc basin system. Part I: The Trinity Ophiolite (northern California) // Geol.Soc. Amer. Bull.. 1988. V.100, N 7. P.1111-1119.
45. Dunning G.R., Krogh T.E. Geochronology of ophiolites of the Newfoundland Appalachians //Can. J. Earth Sci. 1985. V.22, N 10. P.1659-1670.
46. Gill J.B. Early geochemical evolution of an oceanic island arc and back-arc: Fiji and the South Fiji basin // J. Geol. 1987. V.95, N 5. P.589-615.
47. Lagabrielle W., Whitechurch H. Obduction-related ophiolitic polymict breccias covering the ophiolites of Antalya (southwestern Turkey) //Geology. 1986. V.14, N 7. P.734-737.
48. Leitch E.C. Island arc elements and arc-related ophiolites //Tectonophysics. 1984. V.106, N 1. P.177-203.
49. Misseri M., Boudier F. Structures in the Canyon Mountain ophiolite indicate an island-arc intrusion // Tectonophysics. 1985. V.120, N 2. P.191-209.
50. Nicolas A., Dupuy C. Origin of ophiolite and oceanic echerzolites // Tectonophysics. 1984. V.110, N 3-4. P.177-187.
51. Nicholas P.J., Harmon R.S. Tectonic history of the ophiolitic rocks of the Highland Border fracture zone of Scotland: stable, isotopic evidence from rock fluid interactions during obduction //Tectonophysics. 1984. V.106, N 1. P.31-48.
52. Pedersen R.B. The nature and significance of magma chamber margin in ophiolites. Examples from the Norwegian Caledonides //Earth & Planetary Science Letters, 1986. V.77, N 1. P.100-112.
53. Jagues A.L. Petrology and petrogenesis of cumulate peridotites and gabbros from the Marum ophiolite complex, Northern Papua New Guinea // J.Petrol. 1981. V.22, N 1. P.1-40.
54. Kadhakrishna T., Divakara Rao V., Murali A.V. Geochemistry of Dras volcanics as the evolution of the Indus suture ophiolites //Tectonophysics, 1984. V.108. N 1. P.135-153.
55. Robertson A. The transition from a passive margin to an Upper Cretaceous foreland basin related to ophiolite emplacement in the Oman Mountains //Geol. Soc. Amer. Bull., 1987. V.99. N 11. P.633-653.
56. Schmincke H., Rautenschlein M., Robinson P.T., Mehegan J.M. Troodos extrusive series of Cyprus: comparison with oceanic crust //Geology, 1983. V.11, N 7. P.405-409.
57. Stern P.J., Bloomer S.H., Nanlin F., Smoot N. Submarine arc volcanism in the southern Mariana arc as an ophiolite analogue //Tectonophysics. 1989. V.168. N 1-3. P.151-170.
58. Thy P. Magmas and magma chamber evolution, Troodos ophiolite //Geology. 1987. V.15. N 4. P.316-319.
59. Varga R.L., Moores E.M. Spreading structure of the Troodos ophiolite, Cyprus //Geology. 1985. V.13. N 12. P.846-850.
60. Williams P.R., Johnston C.R., Almond R.A., Simamora W.H. Late Cretaceous to Early Tertiary elements of West Kalamantan //Tectonophysics. 1988. V.148. N 3/4. P.279-297.

*ИТГДВО РАН
г.Хабаровск*

*Поступила в редакцию
19 апреля 1995 г.*

Vlasov G.M.

What is ophiolites?

Under consideration is the phenomenon of mantle diapirism into the earth's crust as a process bringing about the formation of ophiolites and the origination of geosynclines. Its two types are outlined: area (platform?) and linear (geosynclinal). Deep faults of outer island arcs are characterized as lead of mantle diapirs, the peculiarities of these arcs metallogeny are noted. The idea of volcanism of internal arcs which is conditioned by diapirs' magmas differentiation is presented. The opinion about top-priority investigations into the problem of relationships between near-surface, geosynclinal and deep-level mantle processess is offered.

*В.И.Драгунов, Н.С.Малич, К.В.Митрофанова, В.Н.Москалёва,
Г.Н.Шапошников*

ТЕКТОНИЧЕСКИЙ КОДЕКС ИЛИ КОДЕКС ТЕКТОНИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЫ?

Обсуждаются проблемы иерархии, систематики тектонических подразделений, их терминологии и номенклатуры. Согласно традициям естествознания (биологии - зоологии и ботаники), в геологии необходимо кодифицировать правила введения таксономических наименований. В геотектонике кодифицировать следует только правила номенклатуры разноранговых таксонов (типов ... родов, видов) тектонических подразделений; терминология как система терминов, являющихся именами понятий, кодифицированию не подлежит.

“... в геотектонике существуют задачи далёкие от той области, где научная фантазия стоит на грани перехода к поэзии. Эти задачи не менее интересны, они требуют большого упорства в работе, но решение их приносит большее удовлетворение, чем искание новых гипотез”

Шатский, 1947 [27, с.67]

“... почему палеонтологи, обычно являющиеся настоящими натуралистами, считают необходимым изучать тысячи видов и разновидностей ..., а геологи, которые также должны быть прежде всего натуралистами, не считают нужным так же детально и с такой же любовью описывать не менее интересные и не менее важные природные явления - структуры земной коры”

Шатский, 1947 [27, с.67]

Обсуждение проблемы кодифицирования в геотектонике даёт повод обратиться к научному наследию выдающегося геолога и тектониста XX века Н.С.Шатского. Его слова, приведённые в эпиграфе, а также многие другие высказывания помогают найти ответ на поставленный Л.И.Красным вопрос “Нужен ли тектонический кодекс?” [II]. Подготовка проекта кодекса и “Свода правил и рекомендаций в тектонике” связана с разрешением проблем совершенствования концептуальной (теоретической, понятийной), операциональной (наблюдательной, эмпирической, экспериментальной) и семиотической (терминологической, номенклатурной, вообще - знаковой) систем геотектоники. Идеи системного подхода своими основаниями и развитием обязаны трудам Л.Пастера, П.Кюри, В.В.Докучаева, Е.С.Фёдорова, В.И.Вернадского, Б.Л.Личкова, Л. фон Бергаланфи, А.А.Богданова, Н.Б.Вассоевича, Л.Гланжо, А.Н.Дмитриевского, Ю.А.Косыгина, Л.И.Красного, Д.В.Рундквиста, М.А.Садовского, Н.П.Хераскова, Н.С.Шатского, А.Л.Яншина, и других [1-12; 18, 24, 30, 31 и др.].

Геотектоника может быть определена как наука об объектах и ассоциациях объектов Земли и планет земной группы, характеризующихся: а) определёнными наборами видов вещества минерального, горнопород-

ного, формационного, геологического, геосферного и планетарного уровней организации и б) определёнными геометрическими особенностями поверхностей, ограничивающих эти объекты. Совпадение и несовпадение геометрических особенностей элементарных ячеек объектов - их структуры - и геометрических особенностей ограничивающих поверхностей свидетельствует о недеформированности или деформированности геологических тел [24]. В предлагаемом определении различаются понятие о структуре элементарной ячейки различных уровней организации и понятие о структуре, как структуре деформационной. Неразличение этих понятий приводит к серьёзным осложнениям. Это определение геотектоники синтезирует содержание других её определений [9-12, 18-19, 23-25, 27, 29-31 и др.].

Л.И.Красный прав, отмечая, что системный подход наиболее чётко выражен в тектонической картографии; это не случайно, т.к. картографический способ хранения и передачи информации относится к семиотической-знаковой системе, фиксирующей достижения, полученные в концептуальной и операциональной системах. В связи с этим обсуждение проблемы кодифицирования необходимо вести не только относительно геотектоники в целом, но и по

составляющим её концептуальной, операциональной и семиотической системам.

Концептуальная система охватывает преимущественно проблемы классификаций (s.lato), в содержательном аспекте разделяющихся на общенаучную иерархическую, конкретно-научные - систематические - классификации иерархизованных объектов, а также на более частные систематики; в геологии - это, прежде всего, стратиграфические, тектонические, минерогенетические систематики. В общем содержании термином "систематика" обозначается привилегированная классификация изучаемых определённой наукой объектов и их отношений. Дополнительное классифицирование систематизированных объектов по различным признакам позволяет создавать так называемые целевые, более узкие классификации. Иерархически однородные объекты по особенностям их состава и структуры классифицируются в систематическом аспекте, в результате чего создаются систематики - системы таксонов разного ранга (типы ... семейства, роды, виды), получающих таксономическое наименование. Иерархически и систематически однородные по структурно-вещественным признакам геологические объекты дополнительно систематизируются по особенностям их дислокаций, согласно вещественно-морфологическому принципу. Систематизированные тектонические объекты в свою очередь дополнительно классифицируются в самых разнообразных аспектах по различным признакам.

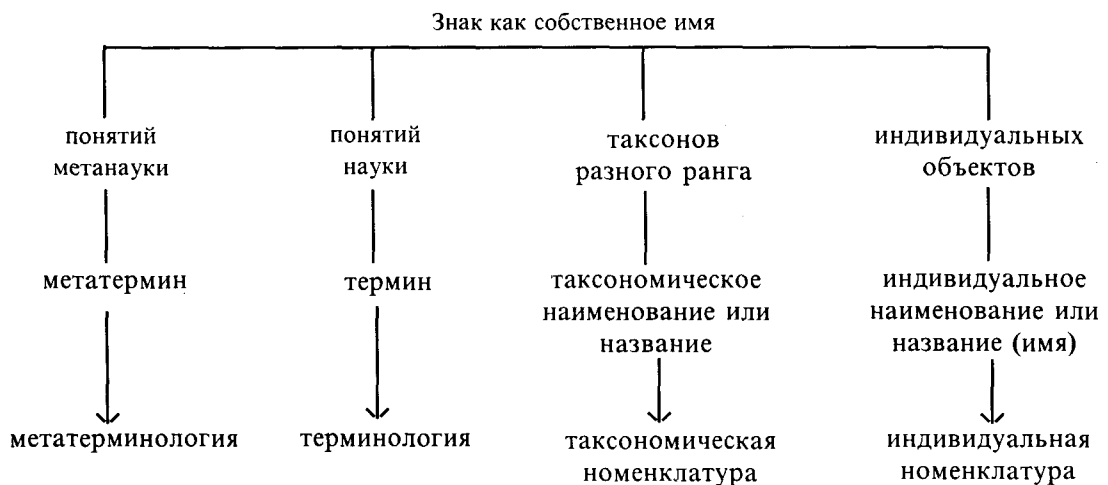
Операциональная система, ориентированная в значительной мере на обособление и расчленение

объектов исследований, находится в прямой и обратной связи с концептуальной системой. С.В.Мейен [15] отметил существеннейшие различия построений, связанных с классификацией объектов исследований и с расчленением их на те или иные части. Классифицирование (s.lato) ориентировано на отнесение объектов к тому или иному таксону; расчленение - на выявление повторяющихся от одного объекта к другому частей, называемых меронами и являющихся их элементами, деталями. Примером меронов служат элементарные ячейки объектов низшего уровня в объектах высшего уровня (органы - в организмах и т.д.).

Семиотическая система, позволяющая хранить и передавать информацию, полученную в концептуальной и операциональной системах, имеет собственные законы развития. А.Черч, следуя теории содержания собственных имён Фреге, подчёркивает, что "собственное имя всегда есть, или по крайней мере всегда считается чьим-то именем. Мы будем говорить, что собственное имя обозначает или называет то, чьим именем оно является" [26, с.17]. Собственное имя индивидуального предмета называется индивидуальным именем, собственное имя таксона называется таксономическим именем, собственное имя научного понятия называется термином и, наконец, собственное имя метапонятия называется метатермином. Эти имена образуют соответственно индивидуальную и таксономическую номенклатуры, терминологию и метатерминологию, составляющие семиотическую систему (таблица). Отношение к этой системе и определяет роль кодификации в естествознании.

Таблица

Соотношение метатерминологии, терминологии, таксономической и индивидуальной номенклатур



Кодифицирование в тектонике может пойти по одному из трёх сложившихся в биологических и геологических науках направлений, представленных международным зоологическим кодексом [13], американским стратиграфическим кодексом [14], отечественными стратиграфическим и петрографическим кодексами [22, 16].

Зоологический кодекс посвящён только номенклатуре, которая согласно статье 1 “есть система научных названий, прилагаемых к таксономическим единицам (таксонам) животных, известных в природе, как ныне живущих, так и вымерших” [13, с.4]. Статья 2 утверждает независимость зоологической номенклатуры от других номенклатур; статья 3 определяет исходный пункт применения биномиальной номенклатуры в зоологии, связанный с десятым изданием “Systema naturae” К.Линнея (условно 1 января 1758 г.).

Стабильность зоологической номенклатуры на протяжении более 250 лет верифицирует избранный зоологами, а вслед за ними и палеозоологами - палеонтологами [17], путь сохранения и развития научного языка.

Существенно иное содержание стратиграфических и петрографического кодексов, которые не только кодифицируют основы концептуальной, операциональной и семиотической систем, но в своих приложениях кодифицируют также систематику стратиграфических подразделений, систематики (именуемые - классификациями) магматических, ударно-метаморфических, вулканогенно-обломочных пород [22,16]. Если провести параллели с зоологией и палеозоологией - палеонтологией, то эти кодексы в сущности включают в себя гомологи “Основ палеонтологии”, которые, конечно, не подлежат кодификации. Этот краткий анализ имеющихся кодексов помогает определить отношение к оценке современного состояния геотектоники и к поставленному в связи с этим вопросу о тектоническом кодексе [11], который правильнее расчленить на вопросы, относящиеся соответственно к концептуальной, операциональной и семиотической системам.

Вне сомнения, необходимы разработки: а) систематики тектонических объектов разных уровней организации, что влечёт за собой определение понятий о тектонических объектах и геотектонике, а также б) операциональной системы тектонических исследований (см. выше) и в) кодекса тектонической номенклатуры.

Совершенно справедлив лейтмотив статьи Л.И.Красного, отражающий значение иерархии тектонических объектов, их систематики в пределах уровней и выделения различных таксонов тектонических объектов.

В частности, группа сотрудников ВСЕГЕИ и других организаций, следуя приведённым в эпиграфе словам Н.С.Шатского, советам и консультациям В.Н.Верещагина, Ю.А.Косыгина, Л.И.Красного, В.В.Меннера, А.Н.Олейникова, А.А.Смылова, Б.С.Соколова, Н.А.Штрейса, А.Л.Яншина и др., в связи с составлением тектонических карт масштабов 1:10 000 000 - 1:2 500 000, разработала систематику структурно-формационных ярусов, выделив их типы, ... семейства, рода и виды, положенные в основу легенд. Среди многочисленных признаков структурно-формационных ярусов только: а) вещественные - наборы видов формаций, слагающих формационные ряды, б) морфологические особенности ограничивающих поверхностей - формы дислокаций- инварианты относительно всех других признаков и их бесчисленных сочетаний. Эти вещественно (формационно)-морфологические признаки приняты в качестве систематических.

Роль тектонической систематики и, соответственно, таксономической номенклатуры тектоники усилится в ближайшее время в связи с исследованиями эволюции тектонических объектов и нелинейности их геодинамических взаимодействий - в теоретических аспектах [19,28, 30, 31], а в прикладном аспекте - в связи с составлением среднемасштабных тектонических карт.

А.А.Борисяк, обсуждая проблемы эволюции в тектонике и палеонтологии, связал их разрешение с созданием а) систематики как “естественной или общей классификации”, обслуживающей всевозможные цели и б) филогенетической специальной классификации [2, с.58-65; 151-152 и др.]. А.Л.Яншин, последовательно развивающий и поддерживающий исследования по систематике геологических формаций, на её основе анализирует эволюционные преобразования не только вещества, но и геофизических полей Земли [30, 31]. Позиция Н.С.Шатского относительно роли систематики в геотектонике ясно выражена в эпиграфе. Безвременная кончина Н.С.Шатского оставила его последователям решение генетических проблем в учении о формациях, а с ними - и в геологии. Эти решения, очевидно, следует искать в эволюции и экологии разноуровневых геологических объектов. Эволюционные реконструкции, следуя биогенетическому закону Мюллера-Геккеля, геогенетическому закону Рундквиста и объединяющему их онтогенетическому закону (онтогенез повторяет иерархогенез и филогенез) [20; 30, с.89-103], в геологии могут выполняться с общих позиций концептуальной и операциональной систем естествознания на пути от систематики к филогении; также можно решить и экологические проблемы в тектонике [29].

Иерархизация и систематизация геологических объектов, выполняемые в статической системе моделей,

служат предпосылкой построения геодинамических моделей¹, отражающих нелинейные взаимодействия разноуровневых геологических процессов [19]. Нелинейность геодинамических взаимодействий, в свою очередь, проявляется в нелинейном характере минерагенических процессов, обуславливающих концентрирование полезных компонентов на разных уровнях организации и размещение месторождений, структурно-металлогенических зон, областей, провинций, поясов [28].

Анализ, проведённый в Главной редакции Госгеолкарты России 1:1 000 000 тектонических схем, прилагаемых к картам и к объяснительным запискам, показал, что их следует составлять на основе систематизированных структурно-формационных ярусов. Тектонические объекты формационного уровня вероятно следует признать в качестве основных картируемых подразделений в диапазоне масштабов от 1:10 000 000 до 1:1 000 000. Однако карты и схемы 1:10 000 000 и более мелких масштабов бесспорно должны отображать тектонические подразделения геолитового, геосферного и планетарного уровней.

Л.И.Красный полагает, что не следует составлять "Тектонический кодекс". Действительно, в том содержании, которое им, а также составителями "Стратиграфического кодекса" и "Петрографического кодекса" связывается с понятием кодифицирования, "Тектонический кодекс" не нужен. Несмотря на то, что дальнейшее развитие геотектоники невозможно без систематики тектонических подразделений и прежде всего подразделений формационного уровня организации, соответствующие исследования в их концептуальной и операциональной частях кодифицированию не подлежат. В семиотической же системе необходимо кодифицировать, следуя опыту зоологии и палеонтологии, таксономическую, а также индивидуальную номенклатуры, разработав проект "Кодекса тектонической номенклатуры"; при этом концептуальные и операциональные аспекты тектоники, используя опыт стратиграфов [21], правильнее изложить отдельно, издав "Тектонические подразделения".

В целом же статья Л.И.Красного ясно показывает, что в геотектонике не только существуют задачи, далёкие от фантазии и поэзии, но что существуют и тектонисты, считающие необходимым

изучать, иерархизировать и систематизировать структуры земной коры.

ЛИТЕРАТУРА

1. Богданов А.А. О термине "структурный этаж" // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963. Т.38, вып. 1. С.3-16.
2. Борисьяк А.А. Избранные труды. М.: Наука, 1973.
3. Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит / Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. Новосибирск, 1985. Вып.604. С.191.
4. Вассоевич Н.Б., Меннер В.В. Системные уровни организации сообщества осадочных пород // Изв. АН СССР, сер. геол. 1978. №11. С.5-14.
5. Вотях О.А. Структура вещества Земли. Новосибирск: Наука, 1991.
6. Драгунов В.И., Кондиайн О.А., Марков К.А. и др. Геодинамическая карта России и сопредельных стран масштаба 1:5 000 000 - основа минерагенического районирования // Металлогения складчатых систем с позиции тектоники плит. Екатеринбург, 1994. С.339-340.
7. Карта полезных ископаемых России и сопредельных государств. м-б 1:5 000 000. СПб., 1992.
8. Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1983.С.536.
9. Косыгин Ю.А., Вотях Ф.А., Соловьёв В.А. Черкасов Р.Ф. Иерархия геологических объектов и тектоника // Докл. АН СССР. 1972. Т.207, №2. С.411-414.
10. Косыгин Ю.А., Соловьёв В.А. История и методология тектонических систематик // Методология и история геологических наук. М., 1977. С.28-38.
11. Красный Л.И. Нужен ли тектонический кодекс? // Геотектоника. 1994. №4. С.80-84.
12. Красный Л.И. Проблемы тектонической систематики. М.: Недра, 1977.С.175.
13. Международный кодекс зоологической номенклатуры, принятый ХУ Международным зоологическим конгрессом. М.-Л.: Наука, 1968.
14. Международный стратиграфический справочник. М.: Мир, 1978.С.100.
15. Мейен С.В. Введение в теорию стратиграфии. М.: Наука, 1989.С.226.
16. Петрографический кодекс. СПб.: ВСЕГЕИ, 1992.
17. Правила палеозоологической номенклатуры. Л.-М.: Гос. научн.-техн. геологоразвед. изд-во., 1932.
18. Проблемы развития современной геологии (Уровни организации вещества и пространственно-временные отношения в геологии) // Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия. Л.,1971. Т. 177. С.73-336.
19. Пушаровский Ю.И. Нелинейная геодинамика // Геотектоника. Наука, 1993. №1. С.3-5.
20. Рундквист Д.В., Рундквист И.К. Металлогения на рубеже столетия // Вестн. РАН. - 1994. Т.64, №7. С.588-605.
21. Стратиграфические и геохронологические подразделения. М.: Госгеолтехиздат, 1954.
22. Стратиграфический кодекс. Изд.СПб. МСК,1992. С.120.
23. Тетяев И.М. Основы геотектоники. М.-Л.: Госгеолиздат, 1941.С.356.

¹ Составлению геодинамических карт способствует предложение В.Е.Хаина [25] различить статический, динамический (кинематический) и исторический аспекты глобальной тектоники. Инвариантность систематизированных структурно-формационных ярусов относительно любых генетических интерпретаций позволила, с привлечением дополнительных признаков, составить геодинамическую карту, по своей разрешающей способности равнозначную геологической карте [6].

24. Типологическая тектоническая карта структурно-формационных ярусов территории СССР. 1:10 000 000. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.

25. Хаин В.Е. Глобальная тектоника, состояние и перспективы // Пробл. тектоники земной коры. М., 1981. С.20-28.

26. Черч А. Введение в математическую логику. М.: Изд-во. иностр. лит., 1960.

27. Шатский Н.С. О некоторых насущных задачах геотектоники // Избр. тр. М., 1965. С.61-67.

28. Щеглов А.Д. Эндогенная металлогения и тектоносфера // Геотектоника. 1990. №5. С.9-16.

29. Штилле Г. К экологии киммерийской складчатости // Избр. труды. М., 1964. С.830-850.

30. Эволюция геологических процессов в истории Земли. М.: Наука, 1993. С.240.

31. Яншин А.Л. Эволюция геологических процессов в истории Земли. Л.: Наука, Ленингр. отд., 1988.

ВСЕГЕИ
г. Санкт-Петербург

Поступила в редакцию
22 сентября 1995г.

V.I.Dragunov, N.S.Malich, K.V.Mitrofanova, V.N.Moskalyova, G.N.Shaposhnikov

Tectonic code or the code of tectonic nomenclature?

Under discussion are the problems of hierarchy and classification of tectonic divisions, of their terminology and nomenclature. In line with the traditions of natural sciences (biology - zoology and botany), it is essential to codify the rules of introducing taxonomic terms. In geotectonics, only nomenclature rules of different-rank taxons (genera, species) of tectonic divisions should be codified; terminology as a system of terms naming notions is not subject to classification.

ХРОНИКА

УДК 551.763

Г.Л. Кириллова

**ИЗМЕНЕНИЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ В ВОСТОЧНОЙ И ЮЖНОЙ
АЗИИ В ТЕЧЕНИЕ МЕЛОВОГО ПЕРИОДА (III СИМПОЗИУМ ПО
ПРОЕКТУ 350 МПГК)**

7-14 мая 1995 г на Филиппинах состоялся 3-й симпозиум "Изменение окружающей среды в восточной и южной Азии в течение мелового периода" по проекту 350 Международной программы геологической корреляции, который организовала и успешно провела филиппинский координатор проекта доктор Присцилла Милитант-Матиас (Priscilla J. Militante-Matias). В нем приняли участие около 70 участников из 15 стран. Симпозиум включал научную программу из семи сессий и полевые геологические экскурсии.

После приветственных речей с первым научным докладом на сессии "ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ" выступил проф.Х.Окада (H.Okada) из университета Кюсю, Япония, руководитель проекта 350. В своем докладе Х.Окада говорил о меловых петрографических провинциях Японии и их тектоническом значении. Впервые концепцию петрографических провинций, под которыми он понимал ограниченную территорию, сложенную генетически родственными литофациями, с близкими петрологическими чертами, проф.Х.Окада выдвинул в 1989 г. Для мелового времени в Японии можно выделить три петропровинции: петропровинция Немуро в восточном Хоккайдо, сложенная верхнемеловой андезитовой вулканокластикой островодужного происхождения; петропровинция внутренней части юго-западной Японии, сложенной ниже- и верхнемеловыми красноцветными терригенными породами озерного происхождения и петропровинция Риосеки, охватывающая о-ва Кюсю и Сикоку, где преобладают кварцевые арены нижнего мела.

Доклад Г.Л.Кирилловой, В.С.Маркевич и Е.В.Бугдаевой (ДВО РАН,Россия) был посвящен корреляции меловых геологических событий локального, регионального и межрегионального рангов с этапами изменения флористических сообществ и спорово-пыльцевых комплексов на юго-востоке России. Трансрегиональные экологические кризисы отмечаются в позднем альбе и в середине маастрихта.

Тема доклада проф.Ки Хон Чанга (Ki-Hong Chang) (Ю.Корея) охватывала не только меловую, но и более древнюю историю Кореи. Он выделил главные этапы ее развития, фазы тектонических движений, дал характеристику важнейших фаунистических комплексов. Палеогеографическим реконструкциям, изменению климата поздне мелового периода в пределах прибрежных хребтов юго-восточного Китая был посвящен доклад регионального координатора КНР проф.Чень Пейчжи (Pei-Ji Chen).

Результаты детальных исследований состава песчаников формации Кенсаки позволили доктору С.Судзуки (S.Suzuki, Япония) восстановить палеогеографическую ситуацию раннего мела во внутренней зоне юго-восточной Японии.

Сессия "ГЕОХИМИЯ И ГЕОФИЗИКА" началась докладом индийских ученых С.К.Тандона и Ж.И.Эндрюса (S.K.Tandon and J.E.Andrews) "Слои маастрихтских карбонатов в разрезах траппов Центральной Индии: обоснование происхождения по стабильным изотопам". Исследование петрографии, фаций и стабильных изотопов углерода и кислорода позволило в противовес бытовавшему мнению о морском происхождении карбонатов в период предполагаемой морской трансгрессии в маастрихте, доказать их субаэральное происхождение.

Следующий доклад группы японских ученых Я.Ито, Я.Нагасаки, Т.Мацуда (Y.Itoh, Y.Nagasaki, T.Matsuda) был посвящен результатам геофизических и петрологических исследований характера мелового фундамента преддугового шельфа северо-восточной Японии. Наблюдавшиеся здесь магнитные аномалии меридионального направления ранее объяснялись присутствием ультрабазитов на глубине, но такое объяснение не подтверждалось гравиметрическими данными. В последние годы из нефтяных скважин получен керн из фундамента, представленный гранитами и деформированными кислыми вулканами, обладающими сильной остаточной намаг-

ниченностью, чем и объясняется наличие магнитных аномалий.

В докладе группы французских и филиппинских исследователей Э.Билledo, Э.Доминго, Ж.Ф.Стефана, Ж.Делтейла (E.Billedo, E.Domingo, J.F.Stephan, J.Delteil) характеризовался поздне меловой вулканический комплекс северной части хребта Сьерра-Мадре провинции Изабелла на Филиппинах, где получены новые палеонтологические, радиологические и петрологические данные. Предполагается, что исследованные базальты похожи на базальты бассейна Науру и являются продуктами внутриплитного вулканизма. Подстилаются они офиолитами. Исследователи предполагают неоднократную аккрецию террейнов в этом регионе.

Проф. Х.Хирано (H.Hirano, Япония) давно исследует "океанические бескислородные события" в меловом периоде Японии. В этот раз его доклад был посвящен характеристике проявлений этих событий на границе апта и альба в нижней части группы Езо (Хоккайдо).

В докладе тайландских ученых П.Харусири, С.Имсамута, В.Даорерка и С.Банопаса (P.Charusiri, S.Imsamut, V.Daorerk and S.Bunoras) были изложены результаты новых палеомагнитных исследований позднеюрско-раннемеловой красноцветной золотой формации Фу Ток в Тайланде.

На сессии "ПАЛЕОНТОЛОГИЯ И ПАЛЕОБОТАНИКА" было прочитано 4 доклада.

Доклад доктора Сун Ок Пак (Soon-Ok Park, Ю.Корея) был посвящен результатам изучения меловых конхострак в бассейне Кенсон, Южная Корея.

В докладе группы тайландских ученых А.Мезок, В.Сютиторна и Т.Вонгпраюна (A.Meessok, V.Suteethorn and T.Wongprayoon) излагались результаты изучения неморских бивальвий формации Сао Кхуа группы Кхорат (северо-восточный Тайланд) и сравнивалось их стратиграфическое значение с другими группами фауны.

Координатор австралийской группы проф.М.Детман (M.E.Detman) в своем докладе рассмотрела взаимоотношение между флористическими комплексами северной Австралии и юго-восточной Азии в позднем мелу. Обсуждались проблемы палеобиогеографии.

В докладе координатора японской группы М.Мацукава (M.Matsukawa) излагались результаты изучения стратиграфии и условий седиментации нижнемеловых отложений бассейна Чоир, содержащих скелетные остатки динозавров, в юго-восточной Монголии. Сделан вывод об отличии видов динозавров в Монголии от таковых в Маньчжурии и Японии.

На сессии "ПЕТРОЛОГИЯ" было заслушано 5 докладов.

Доктор О.Киношита (O.Kinoshita, Япония) в своем докладе обосновал модель миграции субдукционного магматизма в юго-западной Японии и на восточно-азиатской окраине от мезозоя до палеогена.

В докладе К.Хисада (K.Hisada, Япония) на основе изучения хромовой шпинели в песчаниках нижнеюрских и нижнемеловых формаций сделан вывод о широком распространении серпентинитовых протрузий и базальтовых экструзий в Центральной Японии в мезозойское время.

Индонезийские ученые П.Саньото, К.Хардьядината, М.Супарка и Р.Соэрия-Атмаджа (P.Sanyoto, K.Hardjadinata, M.E.Sparka and R.Soeria-Atmadja) в своем докладе изложили новые петрологические, радиологические данные о мезозойских офиолитах Южного Калимантана. Распределение офиолитовых тел контролировалось в позднем мелу северо-восточными сдвигами, в постмиоценовое время они были перемещены.

В докладах группы филиппинских ученых Г.Юмула, Р.Тамайо, Ф.Джумавана и К.Давида, Р.Сантоса (G.P.Yumul Jr., R.A.Tamayo Jr., F.T.Jumawan, C.P.David, R.Santos) дискутировалась проблема происхождения филиппинских меловых офиолитовых комплексов. Предполагается, что офиолиты Бохол - продукт мелового палеожелоба Бохол. Офиолиты Камаринес (Camarines) образовались в условиях задугового спрединга, затем они испытали перемещение, сопровождавшееся внедрением других комплексов.

Сессия "ТЕКТОНИКА И СТРАТИГРАФИЯ" включала 5 докладов. Доклад Т.Яно (T.Yano, Япония) был посвящен меловой тектонике Юннань-Бирманского региона и ее связи с меловым магматизмом Пацифики.

В докладе филиппинских и французских исследователей С.Давида, Ж.Стефана, Ж.Дилтейла, Ж.Биттерлина, Х.Биллона и Э.Билledo (S.David, J.Stephan, J.Delteil, J.Butterlin, H.Bellon and E.Billedo) "Мел-палеогеновая геодинамика восточно-филиппинского подвижного пояса юго-восточного Лусона, Филиппины" обосновывалось представление о существовании в этом регионе трех пластин, отличающихся стратиграфией, структурным стилем и разделенных СЗ-ЮВ левосторонними сдвигами, что доказывается широким развитием олистостром. Высказано предположение, что эти пластины принадлежат различным террейнам, причленившимся в течение мела-палеогена.

Доклад Х.Дуна и М.Го (H.Dong and M.Guo, КНР) был посвящен детальной, всесторонней

характеристике тектоники и эволюции суббассейна Сиху на континентальном шельфе Восточно-Китайского моря.

Большой коллектив китайских и японских исследователей участвовал в экспедиции по изучению меловых образований присдвиговых бассейнов провинции Хэнань. Результаты этих исследований были изложены в двух докладах С.Хуан, М.Хэ, Ц.Ли, Х.Шао, Ц.То, Х.Окада, Т.Сакаи, К.Хиджива и К.Яна (X.Huang, M.he, Z.Li, H.Shao, J.Tuo, H.Okada, T.Sakai, K.Chijiwa and C.Yan).

Пять докладов было прочитано на сессии “СЕДИМЕНТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ”.

Южнокорейские исследователи Ен Ин Квон и Джин Дам Сон (Young-In Kwon and Jin-Dam Son) сделали два доклада о детальной стратиграфии, седиментационной обстановке формирования двух вулканогенно-терригенных меловых континентальных формаций бассейна Кенсон с детальной характеристикой литофаций, палеотечений.

Т.Сакаи и Х.Окада (T.Sakai and X.Okada, Япония) в своем докладе объясняли особенности палеогеновой седиментации и тектоники вдоль дуги Кюсю-Палау процессами взаимодействия юго-восточной окраины Азии и плиты Филиппинского моря. Эти процессы выражены по-разному на севере и на юге изученного региона.

В докладе Ф.Сирингана и Ж.Форонда (F.P.Siringan, J.M.Foronda, Филиппины) была дана детальная характеристика мелового разреза острова Катандуанес, а в докладе Ж.П.Дуянена (J.P.Duyanep, Филиппины) - северо-восточного Таная провинции Ризал, полученная в процессе недавнего картографирования этих районов.

Последняя сессия “БИОСТРАТИГРАФИЯ” включала 5 докладов.

А.Мацуока (A.Matsuoka, Япония) показал в своем докладе преимущества радиоляриевой биостратиграфии для корреляции верхнеюрских-нижнемеловых образований разных фаций: как глубоководных, так и мелководных. Он продемонстрировал это на ряде разрезов Японии и северо-западной Пацифики.

С.Вань (C.Wan, КНР) и М.Ламольда (M.A.Lamolda, Испания) посвятили свой доклад обоснованию сеноман-туронской границы в одном из районов Тибета по комплексам планктонных фораминифер и, в меньшей мере, остракод.

Р.М.Банда (R.M.Banda, Малайзия) в своем докладе дал всестороннюю литолого-стратиграфическую характеристику меловым формациям Центрального Саравака, накапливавшимся в морских и прибрежно-морских условиях.

Ф.Туманда (F.Tumanda, Филиппины) охарактеризовала в своем докладе меловые комплексы радиолярий, обнаруженные в последние годы в разных регионах (Палаван, Замбалес, Ризал, Давао) и связанных с офиолитовыми поясами и зонами меланжа.

Э.А.Амискарей и К.Квиель (E.A.Amiscoaray and C.M.Quiel, Филиппины) посвятили свой доклад характеристике дотретичного разреза Себу, который включает три формации: юрские дислоцированные метавулканиды, кремни и метапесчаники; меловые вулканогенно-осадочные образования с прослоями известняков, содержащих орбитолин, и поздне меловые известняки, сланцы, конгломераты с прослоями базальтов и угля. После завершения научной программы состоялось заседание региональных координаторов проекта, на котором были заслушаны отчеты за первое полугодие и планы на 1995 г. Следующий симпозиум по проекту 350 состоится в августе 1996 г в г.Пекине во время 30-го Международного геологического конгресса.

Симпозиум завершился геологическими экскурсиями. Первая экскурсия проходила в южной части хребта Сьерра-Мадре (провинция Ризал), где обнажается поздне меловой офиолитовый комплекс и перекрывающие его вулканокластические и карбонатные формации позднего эоцена-раннего олигоцена и среднего миоцена. В западной части хребта Сьерра-Мадре в последнее время выделяют также эоценовые офиолиты, появление их объясняют спредингом. Вторая экскурсия проходила в центральной части о.Палаван, где участники имели возможность осмотреть разрез основных членов меловой офиолитовой ассоциации.

*ИТыГ ДВО РАН
г.Хабаровск*

*Поступила в редакцию
1 июля 1995 г.*

УКАЗАТЕЛЬ СТАТЕЙ

ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ ЗА 1995 Г.

Ахметов Р.Н., Бучко Р.Н. Геологическое строение и платиноносность массива базитов кл.Веселого (Верхнее Приамурье).....	3
Андерсон П.М., Ложкин А.В. Позднечетвертичные озерные пыльцевые записи на Северо-Востоке Сибири: новые результаты.....	4
Беляева Г.В. Особенности морфологической эволюции археоцитат Дальнего Востока России.....	2
Баранов М.А. Покровная тектоника Мырговаамской "впадины" (северо-запад Центральной Чукотки).....	3
Белый В.Ф. Беренгийская вулканическая провинция.....	4
Бычков Ю.М. Морские отложения верхнего триаса.....	4
Бердников Н.В., Карсаков Л.П., Михалевский А.Н. Флюидные включения в габбро-анортозитах и чарнокитоидах Каларского массива.....	6
Власов Г.М. Геотектоника на распутье.....	3
Верниковский В.А. Геодинамическая эволюция Таймырской складчатой области.....	4
Веливецкая Т.А., Игнатьев А.В., Раткин В.В., Логвинчев П.И. Изотопия кислорода и серы на серебряно-полиметаллическом месторождении Майминовское, Дальнегорский рудный район (Приморье).....	5
Голозубов В.В., Ханчук А.И. Таухинский и Журавлевский террейны (Южный Сихотэ-Алинь) - фрагменты раннемеловой Азиатской окраины.....	2
Горшко М.В., Кириллов В.Е., Осипов А.Л., Соломатин Г.Б. Предпосылки выявления новых видов полезных ископаемых в юго-восточной части Алданского щита.....	2
Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А., Кокорин А.М. Оловоносные пегматиты Буреинского массива.....	2
Глушкова О.Ю., Ложкин А.В., Соломаткина Т.Б. Стратиграфия и палеогеография озера Элгыгыттын в голоцене. (Северо-Запад Чукотки).....	4
Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на Северо-Востоке Сибири. Статья 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов.....	4
Дылевский Е.Ф. Субщелочные базальты Южно-Аннуйского прогиба и проблема их генезиса (Западная Чукотка).....	2
Еремин Г.Д. О расположении термочувствительных элементов в измерительном зонде при определении теплового потока (теоретическое обоснование).....	1
Захаров Ю.Д., Котляр Г.В., Олейников А.В. Позднedorошамские (позднечансинские) беспозвоночные Дальнего Востока и особенности вулканизма рубежа перми и триаса в Западной Циркум-пацфике.....	1
Здобин Д.Ю. Геологическое строение и физико-механические свойства илов северной части Охотского моря.....	2
Чжан Цыньхуа, Би Хуа, Вэй Чжоулин Новая точка зрения на эволюцию бассейна Восточно-Китайского моря.....	3
Зимин С.С., Тишкин Б.М. Аккреционно-трибохимическая модель формирования Земли как планеты.....	3
Зинкевич В.П., Цуканов Н.В. Тектоника и геодинамика Южной части Корякского нагорья и Камчаки.....	4
Изосов Л.А., Маляренко Л.И. Петрохимические особенности девонских формаций Приморья.....	1
Ивашов П.В. Закон зоны гипергенеза (уровни организации минерального вещества гипергенных геосистем).....	1
Исаев В.И., Волкова Н.А. Применение квадратичного программирования для решения обратной задачи геометрии.....	1
Исаев В.И., Волкова Н.А., Ним Т.В. Решение прямой и обратной задачи геометрии в условиях седиментации.....	3
Изосов Л.А., Лю Зин Му, Никитина А.П. Девонские формации Кореи и Приморья.....	5

Калягин А.Н., Пушин И.К., Бутенко Т.Ю., Куриленко Л.Н., Можеровский А.В., Баринев Н.Н. Минералого-геохимические особенности железомарганцевой минерализации в юго-восточной части Тихого океана.....	1
Карсаков Л.П., Роганов Г.В. Сэйимский интрузивный комплекс расслоенных габброидов и рудоносность (Восточная Сибирь).....	1
Котляр Г.В., Попеко Л.И. Региональные стратиграфические подразделения карбона Монголо-Охотской складчатой области.....	2
Косыгин В.Ю., Пятаков Ю.В. Аналитическое определение геомеханического состояния Земли в объемном варианте по данным о ее внешнем гравитационном поле.....	2
Кораго Е.А. Позднепалеозойско-мезозойская геодинамика Яно-Колымского междуречья с позиции мантийного диапиризма.....	4
Косыгин Ю.А. Магистраль синтеза.....	6
Красный Л.И. Ангулярная тектоника и ее минерагеническое значение.....	6
Косыгин В.Ю., Сеначин В.Н. Плотностные неоднородности мантии активных океанических окраин и их связь с тектоникой.....	6
Ложкин А.В., Андерсон П.М. Позднечетвертичная пыльцевая летопись озера Эликчан-4, Северо-Восток Сибири.....	4
Лунева М.Н., Ван Ч.С. Сейсмическая модель глубинного строения восточной части острова Тайвань.....	6
Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Сенькова Т.В., Попова Т.В., Мечетин А.В. Геологическое строение и полезные ископаемые района гайота Батиса (Тихий океан).....	1
Мирзаханов Г.С., Неменман И.С., Бердников Н.В. Рудно-метосамотическая зональность и флюидный режим формирования золото кварцевого оруденения Худжан-Берелахского междуречья (Северо-Восток России).....	1
Маслов Л.А., Романовский Н.П. К проблеме тектонической активности Тихоокеанского сегмента Земли.....	2
Малиновский А.И. Моласса юга Корякского нагорья: строение, вещественный состав, условия образования, история геологического развития.....	2
Макаренко Г.Ф. Покровные базальты и данные сейсмической томографии.....	3
Мельников О.А. О распространении и значении палеогеновых ракушняков-устричников на Сахалине.....	3
Молл-Сталкуп Э.Д. Происхождение базальтовой провинции Беренгова моря, Западная Аляска.....	4
Мельников М.Е., Школьник Э.Л., Пуляева И.А., Попова Т.В. Результаты детального изучения оксидной железо-марганцевой и фосфоритовой минерализации на гайоте ИОАН (Западная Пацифика).....	5
Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б., Чашин А.А. Геохимическая типизация базальтоидов Мутновского вулканического поля (Южная Камчатка).....	5
Малышев Ю.Ф., Карсаков Л.П., Носырев М.Ю. Глубинное строение алмазоносных районов Восточной Азии и перспективы Амурского региона.....	6
Основные итоги международной конференции по арктическим окраинам (МКАО-94). (Магадан, 6-10 сентября 1994г.)	3
Павлюткин Б.И. Неогеновые красноцветы Приморья.....	2
Попеко Л.И. Зональное расчленение каменноугольных отложений Монголо-Охотской складчатой области по мшанкам.....	3
Пушаровский Ю.М. Геолог-тектонист Юрий Александрович Косыгин (к 85-летию со дня рождения).....	6
Парфенов Л.М. Террейны и история формирования мезозойских орогенных поясов Восточной Якутии.....	6
Подгорный В.Я. Методика послойного определения плотности.....	5
Резанов И.А. О происхождении и ранней эволюции Земли по данным геологии.....	2
Руб М.Г., Руб А.К., Чистякова Н.И., Руб И.А., Кривошеков Н.Н. Ультраосновные щелочные породы Кокшарского массива (Приморье) как потенциальный источник титана.....	5
Родионов С.М., Сыркин В.К. Экспертная прогнозирующая система "Олово".....	5

Романовский Н.П., Гурович В.Г., Сато К. Магнитная восприимчивость и металлогенические характеристики гранитоидов Циркум-Япономорского региона.....	6
Синица С.М., Ханчук А.И. Преколлиззионные гранитоиды (условия становления ранних плутонов складчатых областей).....	1
Сей И.И., Калачева Е.Д. Биостратиграфия и фауна верхней юры и низов мела Южного Приморья (Дальний Восток России).....	2
Степашко А.А. Перспективы спектрального моделирования вариаций состава известково-щелочного магматизма и геодинамика верхней мантии Анд.....	2
Симаков К.Б. О структуре теоретико-познавательного аппарата стратиграфии.....	3
Сидоров А.А. Доаккреционные рудные формации Северо-Востока России.....	4
Сорокин Б.К., Митрохин А.Н., Касаткин С.А. Сравнительный анализ дислокаций апт-кампанского вулканогенного и доаптского терригенного комплексов Комсомольского района (на примере Фестивального месторождения).....	5
Степашко А.А. О происхождении нижнемеловых базальтоидов Рождественского разреза и природа Западно-Сахалинского прогиба.....	6
Томсон И.Н., Тананаева Г.А. Металлогенические циклы в областях кайнозойской активизации восточной ветви Тихоокеанского пояса.....	1
Филимонова Л.Г. Металлоносные микроксенолиты базитов из невадитов Дукатского рудного поля в связи с проблемой генезиса месторождений.....	3
Хюгес Т.Дж. Семинар по проблеме арктического ледяного щита: точка зрения Гроссвальда и выводы для палеоклиматических реконструкций.....	4
Хюгес Т.Дж. Поиски морского ледяного щита в плейстоцене Берингии.....	4
Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А. Флюидный режим формирования биотитовых гранитов вознесенского комплекса Ханкайского массива по данным изучения включений в кварце.....	5
Шило Н.А. Проблема механизма формирования минералов в россыпях, образующихся в перигляциальных и аридных условиях.....	3
Щека С.С., Октябрьский Р.А. Мегакристы хромдиопсида как индикаторы внутреннего строения массива Сыбах (Южная Якутия).....	3
Эйриш Л.В., Моисеенко В.Г. Региональные закономерности и районирование золотоносности Амурской области.....	1
Эйриш Л.В., Моисеенко В.Г. Некоторые закономерности распределения золотоносности Дальнего Востока России.....	2

Краткие сообщения

Андреев А.А., Немченко Г.С. О Происхождении разлома Хоккайдо (Северо-западная котловина Тихого океана)	2
Авченко О.В., Фатьянов И.И. Изотопный состав углерода и кислорода гидротермальных карбонатов золото-серебряного месторождения Многовершинное.....	2
Альфтан Э.А. Новая гипотеза о роли и значении электрического поля в океанах	3
Врублевский А.А., Юшманов Ю.П. Сдвиговые дислокации и литологический контроль размещения рудной минерализации Майминоовского месторождения (Приморье).....	6
Гоневчук Г.А., Ишихара С., Гоневчук В.Г. О возрастной корреляции магматизма гранитоидов Мао-Чанской и Харпийской вулканических зон	3
Граусман В.В. Отложения верхнего докембрия Оленекского поднятия по материалам глубокого бурения	4
Граусман В.В. Геологический разрез Усть-Оленекской скв.2370(инт.3605-2700)	4
Гурулев Ю.Т., Матюнин А.П., Сахно В.Г., Дмитрук С.И., Зимин С.С. Кимберлитоподобные алмазоносные породы северной части Ханкайского массива (Приморье).....	5
Гурьев Г.Л. Лавинная седиментация в карбоне-перми Южного Верхоянья.....	5
Галкина М.В., Зырянова Г.Г. Эпигенетические изменения смешанослойных глинистых минералов пород дагинского горизонта Монги-Паромайского района Северного Сахалина.....	5
Гончарова Е.И. О единой науке	6
Коваленко С.В., Сапин В.И., Фатьянов И.И. Канфильдит на одном из золоторудных полей Южного Приморья.....	1

Мельников О.А., Шилов В.Н. Новые данные о раннемиоценовом вулканизме на Южном Сахалине.....	2
Маслов Л.А. На пути к новой геотектонической концепции.....	6
Пуринг В.В., Молчанов А.В. Геолого-геофизическая модель Чаро-Олекминского блока.....	3
Сушкин Л.Б. Характерные черты самородных элементов месторождения Кондер.....	5
Уфимцев Г.Ф. Определение неотектоники.....	6
Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А. Возможности определения состава параметров минералообразующих растворов по включениям в минералах(результаты изучения включений в синтетическом кварце, выращенном в растворе NaOH+KOH).....	3
Эйриш Л.В. К вопросу о рудном золоте Малого Хингана.....	5

Критика и дискуссии

Власов Г.М. Что же такое офиолиты?	6
Чу Ен Чиль, Пек Ю Сен, Тонван Ги Ун, Ли Вон Гук, Семенов Р.М. Неотектоника Кореи (дискуссия по поводу статьи Ли Дюк Нама).....	1

Хроника

Кириллова Г.Л. История изменения окружающей среды в Юго-Восточной Азии и меловая корреляция	2
Кириллова Г.Л. Изменение окружающей среды в Восточной и Южной Азии в течение мелового периода (III симпозиум по проекту 350 МПГК).....	6

Некролог

Соломон Маркович Тильман (1919-1994).....	1
Дополнения к правилам оформления рукописей	2

ВНИМАНИЮ ЧИТАТЕЛЕЙ

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН распространяет книги Косыгина Ю.А. :

"СРЕДА ОБИТАНИЯ"
"ЧЕЛОВЕК И ВСЕЛЕННАЯ"
"ТЕКТОНИКА ГЕОСФЕР"
"ЗЕМЛЯ И ВРЕМЯ"
"ОПЫТ ИНТЕЛЛЕКТУАЛЬНОЙ АВТОБИОГРАФИИ"

Книги можно заказать по адресу :

680000 г.Хабаровск, ул.Ким - Ю - Чена, 65,
Институт тектоники и геофизики, библиотека.
Телефон: 33 - 26 - 65 Fax: 4212 332-840
Цена договорная.

ЗАЯВКА

Ф.И.О., или организация

название издания

количество экземпляров

АДРЕС:

УВАЖАЕМЫЕ ПОДПИСЧИКИ!

Редакция журнала "Тихоокеанская геология" предлагает оформить подписку на первое полугодие 1996 г.

Организуется три пункта подписки на журнал "Тихоокеанская геология":

**- редакция журнала "Тихоокеанская геология"
680063, Хабаровск, Ким Ю Чена, 65.
Обращаться к Ставицкой С.М., тел. 21-08-59.**

**- Геологический институт ДВО РАН
680022, Владивосток, пр.100-летия Владивостока, 159.
Обращаться к ученому секретарю, тел.31-87-55**

**- Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН
685000, г.Магадан, ул.Портовая, 16.
Обращаться к ученому секретарю, тел.3-00-51.**

**Подписку можно оформить в любое время.
Номер можно получить с момента выхода его из печати.**

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой под руководством И.Е.Авдеевой
Рекламные листы и обложка изготовлена И.А.Першиным
Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063, г.Хабаровск, ул.Ким-Ю-Чена, 65

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.91 г. Подписано к печати 9.10.95 г.
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л. 20. Уч.-изд.л. 17,8
Тираж 300 экз. Заказ 312

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г.Владивосток, ул.Радио, 7

(Адрес подписчика)

Индекс 70985

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1995. Т. 14, № 6