

Том 16, номер 2
ISSN 0207- 4028

Март - Апрель 1997

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР
Н.А. ШИЛО



Российская академия наук
ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ
Том 16 № 2 1997 Март - Апрель

Основан в 1982 г.
Выходит 6 раз в год
0207-4028

Главный редактор Н.А.Шило
Заместители главного редактора Н.П.Романовский, К.В.Симаков
Ответственный секретарь Г.Л.Кириллова

Редакционная коллегия

Х.Аоки (Япония), Ю.И.Бакулин, Б.И.Васильев, Г.М.Власов, А.А.Врублевский
И.Н.Говоров, В.И.Гончаров, Л.П.Карсаков, Р.Г.Кулинич, Ю.Ф.Малышев, В.Г.Моисеенко Л.И.Попеко,
К.Ф.Сергеев, В.И.Сухов, А.И.Ханчук, М.Хэлбути (США), Чень Гоода (КНР)

Редакционный совет

В.А.Буряк, Ю.А.Вашилов, В.Н.Гагаев, Д.Грайбек (США),
Я.Красон (США), К.Крук (Австралия), М.Л.Красный, Лю Гуандин (КНР),
Т.Нозава (Япония), Х.Окада (Япония), В.Патон (США), С.Портер (США),
А.Пантелеев (Канада), М.Сесил (Канада), Сунь Шу (КНР), В.Б.Троян,
Ки-Хун Чанг (Корея), М.Шимазу (Япония)

Зав. редакцией С.М.Ставицкая
Адрес редакции: 680063, Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65, тел. 21-08-59
FAX 74212 227-684, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

© Российская академия наук. Дальневосточное отделение РАН, 1997 г.

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGY OF THE PACIFIC OCEAN

Vol.16 № 2 1997 March - April

Established in 1982
Periodicity 6 issues in a year
ISSN 0207-4028

Editor-in-Chief N.A.Shilo
Deputies Editor-in-Chief N.P.Romanovsky, K.V.Simakov
Executive Editor G.L.Kirillova

Editorial Board

H.Aoki (Japan), Yu.I.Bakulin, Chen Guoda (PRC), I.N.Govorov, V.I.Goncharov,
A.I.Khanchuk, M.Halbouty (USA), L.P.Karsakov, R.G.Kulinich, Yu.F.Malyshv, V.G.Moiseenko,
L.I.Popeko, K.F.Sergeev, V.I.Sukhov, B.I.Vasilyev, G.M.Vlasov, A.A.Vrublevsky

Editorial Council

V.A.Buryak, M.Cecile (Canada), Yu.A.Vashchilov, K.Crook (Australia),
Ki-Hong Chang (Korea), V.N.Gagaev, D.Grybeck (USA), M.L.Krasny, J.Krason (USA),
Liu Guangding (PRC), T.Nozava (Japan), H.Okada (Japan), A.Panteleev (Canada), W. Patton (USA),
S.Porter (USA), M.Shimazu (Japan), Sun Shu (PRC), V.B.Troyan

Head of Editorship S.Stavitskaya
Editorial office address: 65, Kim Yu Chen Str., 680063, Khabarovsk, tel.: 21-08-59
Fax: 74212 227-684, E-mail: galina@itig.khabarovsk.su

СОДЕРЖАНИЕ

Тектоника

<i>Морин А. О.</i> Разломы Западного Приохотья: методика исследования, история формирования и эволюция палеостресса	3
<i>Тарарин И. А., Бадрединов З. Г.</i> Океанический метаморфизм и аккреция офиолитового комплекса о. Караягинского (Восточная Камчатка)	19
<i>Юшманов Ю. П.</i> Структурные особенности локализации золотосеребряного оруденения Дальнегорского рудного узла (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс)	32

Геофизика

<i>Маслов Л. А.</i> Простая модель расчетов напряжений в земной коре и литосфере и результаты ее интерпретации	38
<i>Апрелков С. Е., Декина Г. И., Попруженко С. В.</i> Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна реки Пенжины	46
<i>Исаев В. И., Волкова Н. А.</i> Прогнозные оценки перспективности объектов нефтегазопищевых работ методами геоплотностного и палеотемпературного моделирования	58
<i>Саксин Б. Г.</i> К оценке перспектив коренной платиноносности Кондерского массива (Юго-восточная часть Сибирской платформы)	68

Минералогия, петрология, рудогенез

<i>Базилевская Е. С.</i> Железо-марганцевые отложения в океанах: геисторические и металлогенические аспекты	73
<i>Хетчиков Л. Н., Пахомова В. А.</i> Состав флюидных включений в кварце гранитоидов Баппинского комплекса (Северный Сихотэ-Алинь)	80
<i>Комаров П. В.</i> Опыт систематики минеральных ассоциаций гидротермальных месторождений	84

Нефтегазоносность

<i>Варнавский В. Г., Крапивенцева В. В., Кириллова Г. Л., Кузнецов В. Е.</i> Перспективы газоносности рифтогенных структур Лобэй-Бирофельдского звена системы разломов Танлу (Приамурье)	93
--	----

CONTENTS

Tectonics

- A.O.Morin.* Faults of Western Priokhotie: methods of study, formation history, and paleostress evolution 3
- I.A.Tararin, Z.G.Badredinov.* Oceanic metamorphism and accretion of an ophiolite assemblage of Karaginsky Island (NE Kamchatka) 19
- Yu.P.Yushmanov.* On the specific localization features of gold-silver mineralization in the Dal'negorsk ore field (Eastern Sikhote-Alin volcanic belt) 32

Geophysics

- L.A.Maslov.* A model for evaluation of the mechanical stresses in the Earth's crust and lithosphere, and results of its interpretation 38
- S.E. Aprelkov, G.I.Dekina, S.V. Popruzhenko.* Specific features of the geological structure of the Koryak Highland and Penjin river's basin 46
- V.I.Isaev, N.A.Volkova.* Forecast estimations of the prospective oil and gas fields as inferred from the geodensity modelling and paleoprofiling methods 58
- B.G. Saxin.* Estimation of the native platina prospects of the Kondyor massif (Southeastern Siberian platform) 68

Mineralogy, Petrology and Ore Genesis

- E.S. Basilevskaya.* Ferro-manganese deposits in the oceans: geohistoric and metallogenic aspects 73
- L.N.Khetchikov, V.A.Pakhomova.* On the composition of fluid inclusions in quartz of the Bappinsky granitoid complex (Northern Sikhote-Alin) 80
- P.V.Komarov.* On the classification of mineral associations and hydrothermal deposits 84

Oil and Gas Presence

- Varnavsky V.G., Krapiventseva V.V., Kirillova G.L., Kuznetsov V.E.* Gas prospects of the Lobey-Birofeld section of the Tanlu fault system rift structures (Priamurye) 93

ТЕКТОНИКА

УДК 551.243.035(571.62)

РАЗЛОМЫ ЗАПАДНОГО ПРИОХОТЬЯ: МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ, ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИЯ ПАЛЕОСТРЕССА

А.О. Морин

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г.Хабаровск

Для территории Западного Приохотья, преимущественно в области развития меловых магматитов, на основе анализа приразломных складок, жил, даек и трещин реконструированы положение и кинематика около ста разломов, формирующих сложную разрывную сеть региона. Установлено, что по подавляющему большинству из них произошло два-четыре эпизода смещения, преимущественно сдвигового или сбросо(взбросо) - сдвигового типа. Эти данные были использованы для определения направлений палеотектонических стрессов и вида напряженного состояния. При этом удалось свести большую часть в общем хаотичного распределения систем смещений к небольшому числу их парагенезисов или, с ретроспективных позиций, геодинамических обстановок мел-кайнозойского возраста. Среди них выделены: юго-западное растяжение с накоплением туфогенноосадочных толщ и базальтоидным магматизмом (берриас?-валанжин); интенсивное северо-западное сжатие с формированием складчатости (поздний валанжин); субмеридиональное растяжение с накоплением эффузивов среднего и основного составов (альб?-турон); интенсивное юго-западное сжатие с формированием складчатости северо-западного простирания и внедрением субщелочных гранитоидов (сантон-кампан); интенсивное северо-западное растяжение, сопровождающееся базальтоидным магматизмом и заложением кайнозойских депрессий (даний-палеоген); широтное растяжение с левосдвиговыми смещениями по северо-восточным разломам (ранний кайнозой?); субмеридиональное сжатие, определяющее неотектонические и сейсмические события (поздний кайнозой-голоцен). Установлено, что активные тектонические усилия всегда субгоризонтальны и в течение трех геотектонических этапов (ранний мел, поздний мел-ранний кайнозой, поздний кайнозой) приблизительно сохраняли свои направления, а причиной перестройки смещений по разломной сети являлись изменения вида напряженного состояния.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время при огромных объемах структурных наблюдений в зонах разломов и хорошо разработанных схемах, увязывающих приразломные дислокации со смещениями по разломам, работ по систематическому изучению кинематики разломов, возраста смещений и разломных сетей немного. При этом определение кинематических типов разломов часто дается либо исходя из тектонических моделей, либо из "общегеологических" соображений без использования каких-либо структурных данных, либо отсутствует. Зачастую возраст разломов отождествляется с возрастом вмещающих толщ, а многократность смещений игнорируется.

Конечно, результаты изучения отдельных разломов, при всей их важности, чаще представляют интерес только для геологии конкретного района. Для целей же региональных и тектонических исследований в первую очередь необходимо среди большого числа разновозрастных и кинематически разнотипных разломов региона (зоны, области) выделение парагенетически связанных систем разломов с увязкой и обобщением разнородных структурных данных в единых моделях. На наш взгляд,

такие модели могут быть построены только через исследование сети разломов как целостного объекта, эволюционирующего в ходе геотектонического развития и, в первую очередь, через определение характеристик региональных палеотектонических стрессов и условий деформирования. Исходными данными для определений регионального стресса служат параметры отдельных разломов - пространственное положение, кинематика (в общем случае различная в периодах активизации разлома) и физико-механические свойства среды. Критерием выделения парагенетически связанных разломов является их активизация в единой палеотектонической обстановке. Обычно же определения палеонапряжений базируются на исследованиях трещин, прожилков и даек, то есть структур локального уровня, но корректность распространения таких определений на более высокий - региональный (и тем более глобальный) уровень далеко неочевидна. Поэтому особый интерес представляет опыт приложения тектонофизического анализа именно к разломам, то есть структурам, соизмеримым по масштабу с крупными участками земной коры.

Целью статьи является попытка количественного анализа гетерогенной сети разломов Западного Приохо-

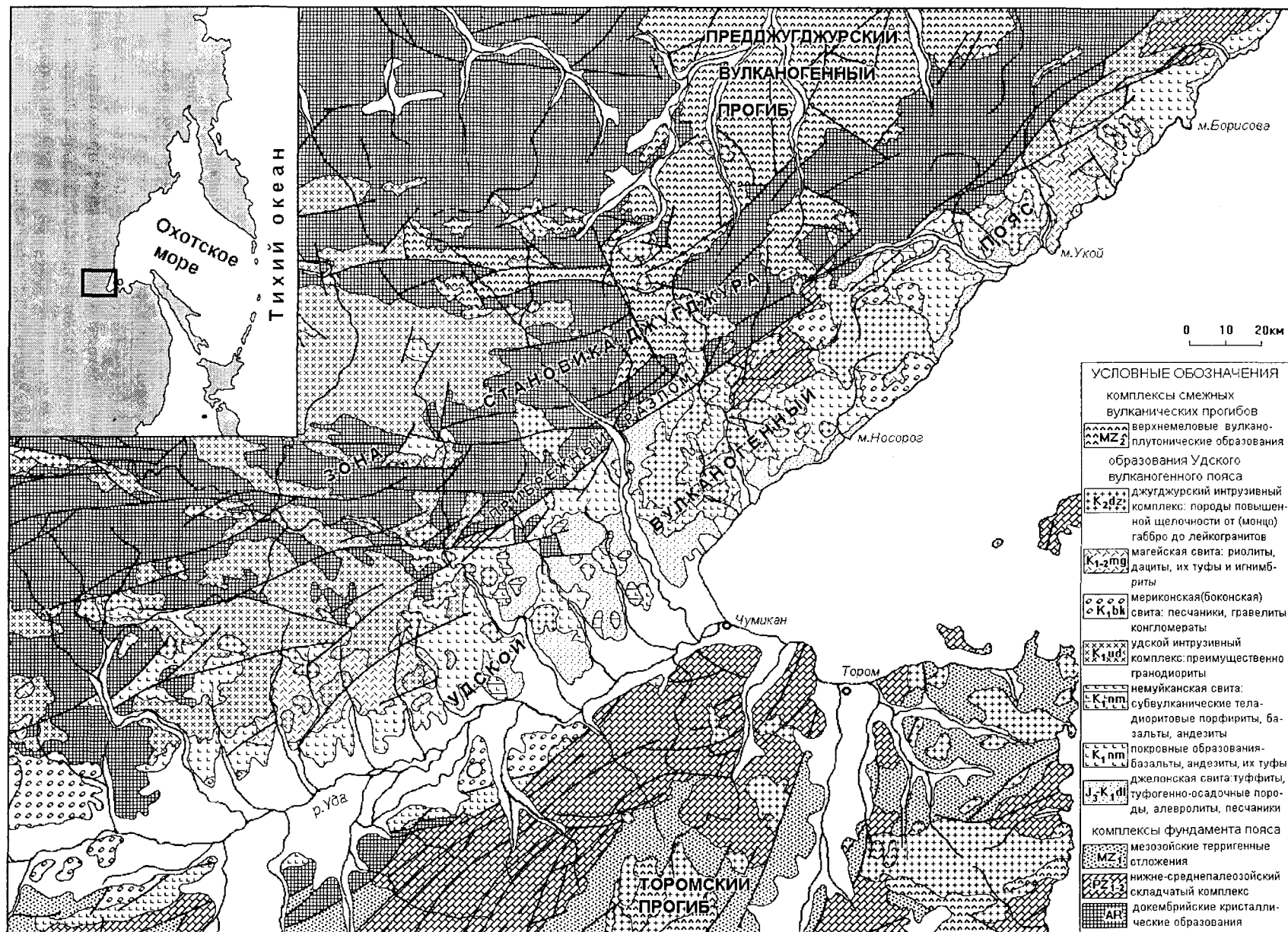
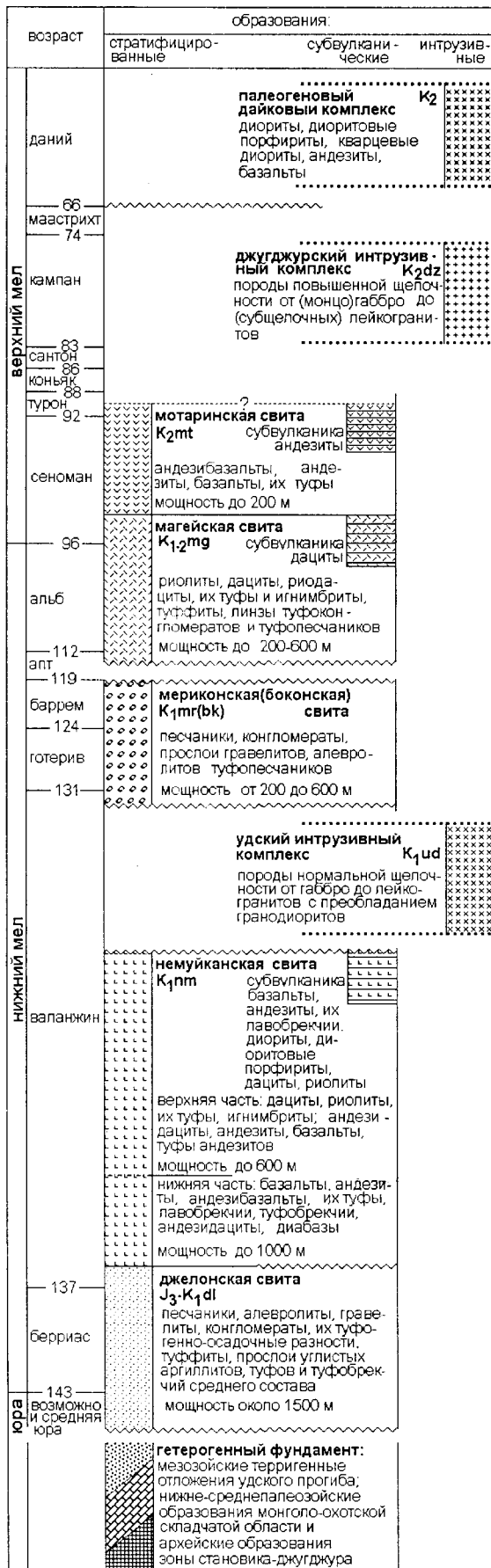


Рис 1. Схематическая геологическая карта (по [2]). Врезка: расположение района работ.



тять с получением данных об изменении палеостресса в ходе его геологического развития. Она состоит из двух частей. В первой рассмотрены исходные данные, методы и результаты определения кинематики и пространственного положения отдельных разломов. Во второй - способ выделения на основе полученных материалов групп разломов, сформированных в единых геодинамических условиях и кратко обсуждены полученные результаты. Подробно описана методика исследования, поскольку именно она в значительной мере определяет достоверность геотектонических выводов и является в какой-то мере основой проведения подобных исследований в других районах.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ РАЙОНА

Рассматриваемая территория охватывает западное побережье Охотского моря от среднего течения р.Уды до пос.Аян. Здесь развиты (рис 1) архейские образования зоны Становика-Джджюра, ниже-среднепалеозойские отложения Монголо-Охотской складчатой системы и слагающие подавляющую часть территории образования Удского вулканогенного пояса. Он представляет собой полосу развития верхнемезозойских магматитов длиной более 500 и шириной до 60 км. От архейских образований зоны Становика-Джджюра Удской пояс отделен долгоживущим Прибрежным разломом, а его юго-восточная граница почти на всем протяжении скрыта долиной р. Уды и водами Охотского моря. Магматические комплексы, их состав, возраст и мощности стратифицированных подразделений, включаемые в состав Удского вулканогенного пояса [по 1,3,4,9,11,13,17], показаны на рис 2.

Толщи пояса смяты в пологие складки двух направлений. Первое совпадает с генеральным простиранием пояса. Это система подобных складок шириной до 10 км, хорошо выдержанных по простиранию, с субгоризонтальными шарнирами, северо-западной вергентностью и углами падения крыльев до 15-25°. Складки второй системы ориентированы вкрест простирания пояса, имеют ширину до 15-20 км и углы падения крыльев 5-25°, устойчивую северо-восточную вергентность; шарниры погружаются к юго-востоку под углом до 20°. Первая система складок имеет валанжинский возраст, вторая - сантон-кампанский [14].

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ

Исследование отдельных разрывов опиралось на анализ генетически разнотипных структур зоны разлома, образованных при смещениях по нему: складок, подворотов и перегибов слоев; гидротермальных жил и даек; трещин, в том числе минерализованных и несущих штри-

Рис 2. Магматические и стратифицированные комплексы, включаемые в состав Удского вулканогенного пояса. Индексация и заливка соответствует легенде к рис 1.

хи скольжения. Существует много методик и разработок, позволяющих определять положение и кинематику разлома по наблюдаемым в его крыльях сопутствующим структурам [5,6,13,19-22,25,26,29,30,34,35]. Эти методики были суммированы и формализованы в разработанной автором и свободно распространяемой компьютерной программе KINEMATICS. Все приводимые результаты и структурные диаграммы были получены при ее использовании.

Исходные данные и требования к ним

Исходными данными для кинематических интерпретаций, то есть определений ориентировок и направлений смещения по разломам на основе анализа положения разнотипных сопутствующих структур зон разломов, послужили материалы наблюдений, полученные на коренных выходах в бортах и руслах водотоков (рис 5, врезка слева). Как правило, разломы ими дренируются и непосредственные наблюдения сместителей невозможны. Но в отдельных случаях проводились и прямые наблюдения зон сместителей.

Главными требованиями при кинематической интерпретации являлись: во-первых, анализ только устойчиво проявленных структур зоны разлома, то есть складок, жил, даек или систем трещин, имеющих близкую ориентировку на разных участках разлома в породах различных генезиса и возраста. Для одного определения требовалось, чтобы не менее чем в 3-5 точках наблюдения по простиранию разлома (в практике это часто коренные обнажения в борту прямолинейного участка водотока на интервале, обычно превышающем первые километры) присутствовали какие-либо устойчивые структуры. Во-вторых, использование всех типов структур с перекрестным контролем результатов частных интерпретаций - то есть положение сместителя и направление смещения, определенные по поясам трещин, должны совпадать с результатом определения, например, по кулисным складкам. Таким образом, если было установлено, что на прямолинейном участке речной долины, заложеной по простиранию разлома, присутствуют: субпараллельные дайки гранитоидов Удского комплекса, тяготеющие именно к долине; складки, шарниры которых субпараллельны и отличаются от простирания складок генеральной складчатости; пояса трещин с субпараллельными осями или иные системы приразломных структур и при этом независимые кинематические интерпретации всех их совпадают, то там выделялся фрагмент разлома соответствующей ориентировки и кинематики с возрастом смещения, определяемым по возрасту даек (в данном примере - валанжин). В большинстве случаев на одном интервале присутствуют несколько систем приразломных структур, сформированных при разных эпизодах движений по разлому. Конечно, практически в кинематических интерпретациях использовались различные комбинации приразломных структур, поскольку полного их

спектра для одного этапа смещения на одном участке разлома не отмечалось (да и трудно ожидать).

При определениях положения и кинематики разломов использовались:

а) положение шарниров и морфология пликативных форм, таких как складки, перегибы и подвороты слоев к сместителю. В некоторых случаях ориентировки шарниров невозможно установить непосредственными измерениями и они рассчитывались по падению смежных крыльев. По складкам волочения и подворотам слоев прямо определяется положение линии смещения, но для нахождения направления смещения по разлому требуются дополнительные данные об их асимметрии. По кулисным складкам кинематика разлома определяется однозначно, но их выделение возможно, если характеристики складок - в первую очередь положение шарниров - отличны от генеральной складчатости. Добавим, что пликативные формы различных типов обычно связаны со смещениями значительной амплитуды.

б) гидротермальные жилы, дайки, минерализованные трещины. Эти структуры чувствительны даже к малоамплитудным смещениям и чаще ассоциированы со сбросовыми движениями. Однако на изученной территории выраженные приразломные системы они образуют редко. Обычно это дайки средних и основных пород, жилы кальцита и цеолитов, выполняющие трещины отрывов; часто они сложной морфологии или ветвящиеся. Кварцевые жилы чаще выполняют серии S-образных кулис. Минерализованные (резко преобладают гидроокислы железа, эпидот, хлорит) трещины, как правило, формируют пояса. К этой же группе данных отнесены контакты интрузивных и субвулканических тел, анализ которых обычно совпадает с результатами кинематической интерпретации по другим типам приразломных структур.

в) тектонические трещины. Наиболее важны для определения кинематики и положения разлома системы трещин, параллельные сместителю. Они хорошо проявлены непосредственно в зоне сместителя и русловых обнажениях. При полевых измерениях обычно видно, что простирание одной из систем трещин совпадает с простиранием долины реки, трассирующей изучаемый разлом. Именно эта система рассматривалась как совпадающая со сместителем разлома. Выраженность ее быстро падает по мере удаления от сместителя. Как правило, простирание разлома определяется достаточно точно, и при обычно большом числе систем трещин в точке наблюдения только одна (редко две) из них может рассматриваться как параллельная сместителю.

Пояса трещин, то есть совокупность трех и более систем трещин, расположенных по дуге большого круга, являются характернейшими элементами зон разломов, и по ним однозначно определяется линия смещения. Но для нахождения направления смещения требуются дополнительные сведения об относительных перемещениях кры-

льев, что не всегда возможно установить для преобладающих в районе разломов с неоднократными смещениями. Другая трудность использования в кинематических интерпретациях поясов трещин состоит в том, что они могут иметь различный генезис или, при распространении трещин от других разломов на значительные расстояния, совмещаться в точке наблюдения.

Анализ отдельных систем трещин, а среди них в первую очередь сколов Риделя, более спорен, и в значительной мере его достоверность зависит от наличия штрихов скольжения по ним. Если таких данных нет, то кинематическая интерпретация опиралась на угловые соотношения между сместителем и системой трещин, сильно зависящие от условий деформации.

г) штрихи и зеркала скольжения. В тех немногочисленных случаях, когда направление скольжения было установлено, они являлись основополагающими для определения кинематики разлома - если из структурных данных была известна только линия смещения (пояса трещин и складки волочения) или положение неидентифицированных систем трещин (кулисные сколы разных типов). На отдельных участках зон разломов штрихи и зеркала скольжения развиты по системам трещин, параллельных сместителю и использовались для контроля и подтверждения частных интерпретаций.

При полевых наблюдениях по возможности также фиксировались взаимоотношения разнотипных структурных элементов для восстановления относительной последовательности смещений.

Трудности и возможные ошибки кинематического анализа разломов

Основной трудностью в проведенном исследовании явилась датировка смещений, которая проводилась по возрасту сопутствующих приразломных структур. Из всего многообразия таких структур в данной работе использовались только дайковые тела; возраст смещений принимался по более или менее уверенно устанавливаемой принадлежности даек к выделенным магматическим комплексам. К сожалению, на существующем уровне геологической изученности района возраст многочисленных жил, прожилков и выполнений трещин, использованных при кинематических интерпретациях, определяется очень неоднозначно, а о возрасте тектонических трещин, зеркал скольжения или приразломных подворотов слоев могут быть высказаны только догадки. Однако число разломов с оперяющими дайками невелико и чаще это дайки среднего и основного составов. В то же время, вполне вероятно их внедрение по ранее сформированным и, соответственно, ослабленным поверхностям и нельзя полностью исключить ошибку в определении возраста смещений при таком подходе. Относительные оценки возраста смещений давались из наблюдений непосредственных взаимоотношений разнотипных структур или предполагались для отдельных видов деформаций - как, например, штрихи и зеркала скольжения, по мнению боль-

шинства исследователей, соответствуют позднейшим подвижкам.

Трудности собственно кинематического анализа возникали в ситуациях, когда из структурных наблюдений устанавливалось положение линии смещения, но не его направления; в таких случаях существует опасность ошибки в определении кинематики разлома "с точностью до наоборот". Особенно часто подобные ошибки могут возникать при интерпретации тектонической трещиноватости, поскольку наблюдаемые угловые соотношения между сместителем и системами трещин, входящих в пояс, зачастую не укладываются в рамки, приводимые в указанных методиках. Сложности возникают при определении направления смещения в случаях реверсных движений или возобновления движений по близким линиям смещения и, соответственно, формировании сходно ориентированных приразломных структур. Наконец, следует отметить возможность вовлечения в кинематический анализ структур, не связанных со смещениями по разломам - например, локально переориентированной генеральной складчатости. Хотя, на наш взгляд, вероятность подобных ошибок при использовании разнотипных сопутствующих структур и перекрестном контроле результатов интерпретаций невелика, их нельзя полностью исключить.

Таким образом, необходимо считаться с очевидно неизбежными на данном уровне изученности ошибками как в установлении собственно ориентировок и кинематики разломов, так и со значительными неопределенностями в датировке смещений.

Пример кинематической интерпретации: Прибрежный разлом

Впервые этот крупнейший разлом Западного Приохотья, разделяющий образования зоны Становика-Джугджура и Удской вулканогенный пояс, под названием "Прибрежный" выделил Л.И.Красный [10]. Позднее он выделялся в системе краевых разломов Монголо-Охотского пояса Н.С.Нагибиной [16] как "Северо-Удский", а фрагменты его при средне- и крупномасштабном картировании как "Мурин-Онконский", "Нижне-Удыхинский", "Джугджурский", "Восточно-Прибрежный" и "Система разломов хр.Прибрежный".

Протягивается Прибрежный разлом в виде цепи частных разрывов выдержанного северо-восточного простирания от р.Удыхын до района пос.Аян на расстоянии около 500 км (рис 1). Вдоль разлома прослеживается зона катаклаза и расщепления шириной до 1000 м. Сведения о смещениях по разлому, приводимые в материалах геологического картирования, весьма разноречивы. Так, В.И.Чернявский (1977), В.Н. Гончаров (1978) и В.Ф.Зубков (1959) отнесли его к взбросу с надвиганием докембрийских толщ на меловые; С.М.Брагинский (1967), Ф.С.Фролов (1983) и Б.Л.Годзевич (1971) - к крутопадающему сбросу; Г.М. Левитан и В.И.Чернявский [12] - сдвига-сбросу (не указав направление сдвига), а В.И.-

Гольденберг (1963) - врезку с левосторонним смещением. На этом примере хорошо видна неопределенность в понимании кинематики даже этого крупнейшего регионального разлома, характерная для текущего уровня изученности разломной тектоники региона.

Данные об ориентировке сместителя приводят Ф.С.Фролов (Аз.пд. 310-340°, угол 55-70°), Ю.П.Змиевский (СЗ падение под углом 40-80°) и В.Н. Гончаров (СЗ падение, угол 80°). Эти данные подтверждены автором по наблюдениям непосредственно сместителя в коренных обнажениях приустьевой части р.Етара (местоположение см. врезку к рис 5). Он представлен единой зоной раздробленных и перетертых пород мощностью около 0,7м, падающей к северо-западу (Аз.пд. 310-320°, угол 60-70°) согласно с полосчатостью в катаклазированных кристаллических сланцах висячего крыла и слоистостью в песчано-алевролитовой пачке лежачего крыла; последняя имеет "сбросовой" поворот к плоскости сместителя. В левом борту р.Мутэ сместитель маркируется зоной рассланцованных полосчатых бластомилонитов мощностью в коренном выходе более 8 м, погружающейся в северо-западном направлении под углом 55°; близкое залегание имеют гнейсы висячего и метасоматически измененные андезитовые туфы лежачего крыльев. Подобное субсогласное залегание толщ в крыльях разлома отмечается практически повсеместно.

Внутри зоны Прибрежного разлома выделены все указанные типы сопутствующих структур, проявленные в разной степени, но сохраняющие близкую ориентировку на всех изученных участках разлома. Как пример частной интерпретации приведем кинематический анализ тектонической трещиноватости в моноклинально залегающей пачке алевролитов, отнесенных к верхнедевонской улуйканской свите в левом борту р.Лантарь; это участок кулисного смыкания двух сегментов разлома. Здесь отмечены немногочисленные зеркала и штрихи скольжения по плоскостям трещин, иногда с примазками кальцита, по части из которых установлено направление смещения (рис 3). Простиранне разлома по данным карти-

рования 35-40°, на диаграмме трещиноватости оно соответствует максимуму "L", рассматриваемому как системе трещин, параллельных сместителю. Она входит в пояс трещин, который включает также систему "Г", отклоняющуюся от положения сместителя на 45° и интерпретируемую как систему сколов антитетического типа, развивающихся в зонах дуплексов (система X, по [34]); при этом движение по главному сместителю должно быть левым сбросо-сдвиговым. Действительно, наблюдаемые зеркала и штрихи скольжения полностью соответствуют такой интерпретации.

На рис 5 указаны места, а на рис 4 сопоставлены результаты частных интерпретаций. Это сопоставление иллюстрирует главное методическое требование, реализованное в проведенном кинематическом анализе разломов: использование всех типов структур с перекрестным контролем частных интерпретаций для разных участков разлома в породах различных генезиса и возраста. Легко видеть, что однотипные смещения по Прибрежному разлому проявлены практически на всем его протяжении.

Для Прибрежного разлома выделено четыре эпизода смещений: взбросовое (рис 4 А-В), возраст которого определен как валанжин по приуроченности сместителя к крыльям складок северо-восточного простирання; правое сбросо-сдвиговое (рис 4 Г-Е), сопровождающееся внедрением даек мотаринского комплекса сеномантуронского возраста; левостороннее сдвиго-сбросовое (рис 4 Ж-И) и сменяющее его левосдвиговое (рис 4 К-М), принятый возраст которых - конец позднего мела. Таким образом, при кинематическом анализе разнотипных приразломных структур установлено неоднократное изменение направлений смещений по Прибрежному разлому в период массового магматизма в Удском вулканогенном поясе. Здесь заметим, что при этом объединяются приведенные выше "противоречивые" данные предшествовавших исследователей. Подробнее кинематика, возраст и амплитуда смещений по Прибрежному разлому рассмотрены в работе [14].

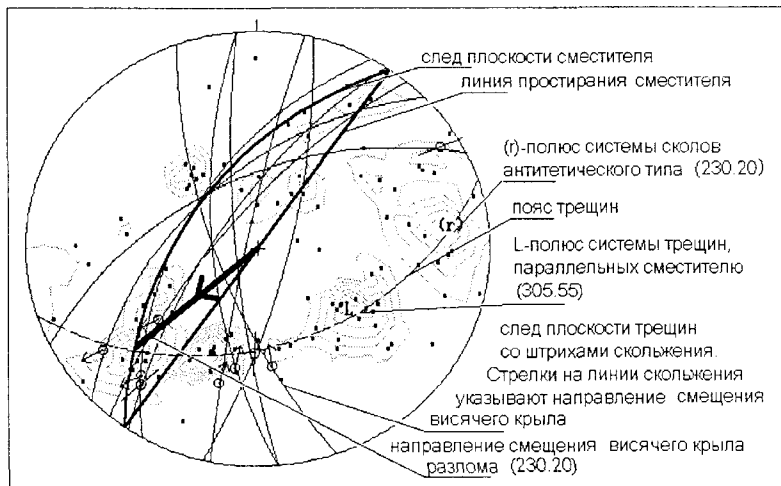


Рис 3. Пример кинематической интерпретации тектонической трещиноватости зоны разлома. Алевролиты улуйканской свиты, левый борт р.Лантарь. Сетка Вульфа, палетка Пронина, нижняя полушфера. Цифры указывают Азимут. Угол падения плоскостных и линейных элементов.

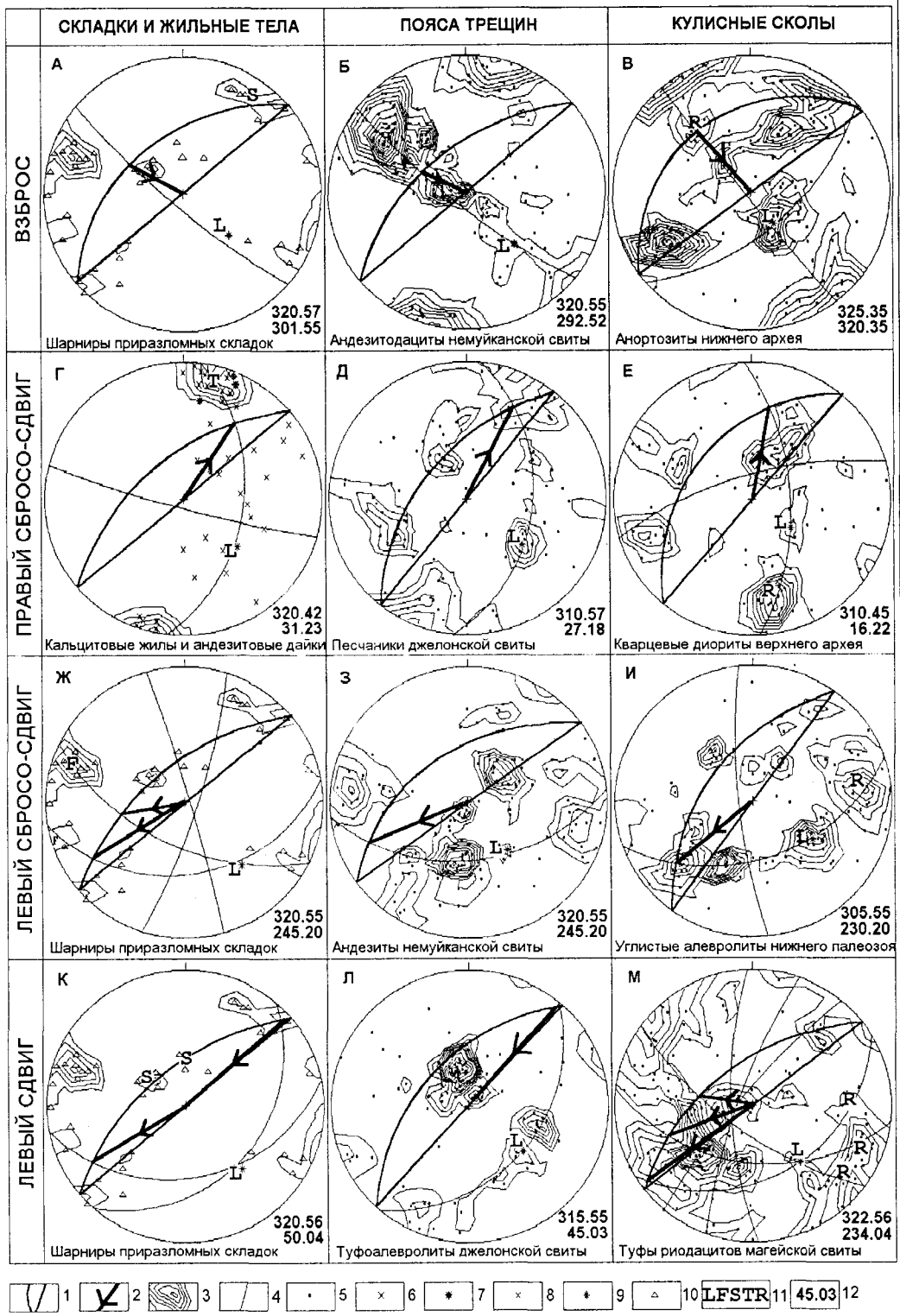


Рис 4. Схема сопоставления результатов кинематических интерпретаций разнотипных сопутствующих структур зоны Прибрежного разлома (индекс рисунков соответствует месторасположению точек наблюдения, показанных на рис 5). Сетка Вульфа, палетка Пронина, нижняя полусфера.

1-плоскость сместителя. 2-направление смещения всяческого крыла. 3-изолинии плотности распределения структурных элементов. 4-линии дополнительных геометрических построений. Полюса: 5-трещин, 6-кальцитовых жил, 7-даек мотаринского комплекса, 8-ожезненных трещин, 9-сместителя разлома. 10-шарниры складок и подворотов слоев. 11-положение систем: L-полюса сместителя, F-шарниров кулисных складок, S-шарниров складок волочения и подворотов слоев, Т-полюсов структур отрыва, R-полюсов кулисных сколов разных типов. 12-ориентировка (Азимут. Угол падения): вверху – сместитель, внизу – направление смещения.

риферии пояса и соответствуют типичным “становым” направлениям.

- практически для всех разломов установлено неоднократное изменение направлений смещений, среди которых преобладают сдвиговые и сдвиго-сбросовые (взбросовые). Вследствие широко проявленной ремобилизации в дальнейшем изложении удобнее говорить не о системах разломов, а о системах смещений, то есть совокупности субпараллельных - предположительно одновозрастных - смещений по субпараллельным сместителям.

Подробно охарактеризовать установленные системы смещений в рамках статьи не представляется возможным. Отметим только сложность (кажущуюся хаотичность) сводной диаграммы (рис. 5, врезка), отражающую сложную суммарную картину распределений разновозрастных систем смещений по разломам, причем во многих случаях возраст смещений остается неизвестным - очевидно, подобная ситуация в геологической практике скорее правило, нежели исключение. Таким образом, на первый план выдвигается проблема разделения общей совокупности разломов со смещением на кинематически связанные группы, при возможности их датировка и определение характеристик соответствующих им палеотектонических стрессов как основы дальнейших исследований.

ИССЛЕДОВАНИЕ РАЗЛОМНОЙ СЕТИ ЗАПАДНОГО ПРИХОТЬЯ

Методика исследования совокупности разломов со смещением

Современные методики определения палеостресса исходят из представлений о существовании в деформируемом массиве произвольно ориентированных ослабленных поверхностей, по которым при воздействии внешних нагрузок происходят смещения по направлениям максимальных касательных напряжений, если величины этих напряжений на ослабленных поверхностях превосходят критические величины, определяемые соотношением Мора-Кулона. В данной работе в качестве ослабленных поверхностей рассматриваются сместители разломов с установленным направлением смещения. Степень снижения прочности на ослабленной поверхности по сравнению с ненарушенным массивом определяется коэффициентом трения скольжения (K_t) и колеблется от 0 - при полном отсутствие трения до 1, при котором прочность на сдвиг по поверхности равна прочности массива. Внешние нагрузки - в нашем случае (палео)тектонический стресс - определяются ориентировками осей сжатия (σ_1), растяжения (σ_3) и видом напряженного состояния, характеризуемым параметром $\Phi = (\sigma_2 - \sigma_3) / (\sigma_1 - \sigma_3)$ при $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (отметим, что это англоязычная система обозначений: в отечественной литературе чаще используют $\sigma_1 < \sigma_2 < \sigma_3$, то есть σ_1 соответствует растяжению, а σ_3 - сжатию). Величина Φ изменяется от 0 при одноосном сжатии до 1 при одноосном растяжении. Для трехос-

ного напряженного состояния при равенстве величин сжатия и растяжения (деформация простого сдвига) $\Phi = 0.5$. Для любой внешней нагрузки может быть рассчитано направление и относительная величина максимального касательного напряжения на каждой конкретной ослабленной поверхности.

Суть использованной методики заключается в последовательном переборе всех возможных вариантов внешних нагрузок для нахождения такого из них, при котором суммарное расхождение между рассчитанными и установленными направлениями смещения для какой-то части анализируемой совокупности разломов минимально. Методика и примеры ее использования рассмотрены в работах К. Хардкаста [32,33]; в [31] приведен листинг (к сожалению, неверный) программы, ее реализующей. Близкая идея минимизации расхождений наблюдаемых и расчетных направлений максимальных касательных напряжений, но без каких-либо практических разработок, была высказана в [27]. Эта методика выгодно отличается от известной (и являющейся фактическим стандартом при тектонофизических исследованиях) методики Ж. Анжелье [28] возможностью анализа гетерогенных совокупностей разрывов с выделением парагенезисов смещений по разломам, сформированных в единых условиях деформирования, рассмотрением вариаций в ориентировке и виде стресса и не требует какой-либо предварительной классификации разрывов. Кроме того, она имеет значительный потенциал в плане определения абсолютных величин и латеральной изменчивости палеостресса, оценки параметров деформируемой среды и характеристик отдельных разломов.

В работе применен следующий порядок работы: для (полной) совокупности разрывов со смещением при выбранных параметрах определялись характеристики палеостресса, при которых установленные направления смещений у некоторой группы разрывов из совокупности имеют минимальные расхождения с теоретически рассчитанными. В число параметров входят: максимальный допустимый угол расхождения расчетных и установленных направлений смещения ($\alpha = 20^\circ$), коэффициенты трения ($K_t = 0.85$) и когезии ($C = 0$), давление флюида ($P = 0$). Величины параметров в соответствии с методическими рекомендациями для представленных материалов приняты постоянными. Эта группа разрывов исключалась из дальнейшего рассмотрения, а процедура повторялась для остаточной совокупности. Следует признать, что такой подход чреват возможными ошибками искусственного исключения систем смещений, удовлетворяющих сходным по характеристикам, но разновозрастным палеострессам. Однако на сегодняшний день он представляется одним из немногих, приложимых к анализу сложных гетерогенных сетей разломов.

В результате такой последовательной процедуры из совокупности разломов со смещениями были выделены парагенезисы разрывов, отвечающие различным палеотектоническим стрессам. На этом этапе мы дистан-

цируемся от уровня непосредственно наблюдаемых при-разломных даек, трещин и т.д., а оперируем характеристиками разломов - объектов более высокого ранга. Их протяженность и площадная распространенность соизмерима с вулканогенным поясом в целом. Тем самым определяется иерархический уровень палеостресса. Он соответствует региональному палеострессу, обуславливающему геологические события по всему Западному Приохотью, в том числе и формирование Удского пояса.

Результаты определений напряженного состояния для каждого парагенезиса контролировались расчетами по методике Анжелье, показавшими практически идентичные результаты. Следует подчеркнуть, что выделенные палеострессы и соответствующие им парагенезисы в математическом смысле представляют устойчивые решения.

Обсуждение результатов анализа сети разломов

В результате анализа сети разломов определено семь комбинаций палеострессов и соответствующих им парагенезисов разрывов со смещениями, объединяющих по 2-3 системы смещений (рис 6). Поскольку основной целью работы являлось исследование возможности разделения сложной гетерогенной региональной сети разломов, то важнейший практической результат реализованного в работе подхода состоит в сведении большей части в общем хаотичной картины распределения систем смещений к сравнительно небольшому числу их парагенезисов или, с ретроспективных позиций, небольшому числу этапов образования или активизации разломов.

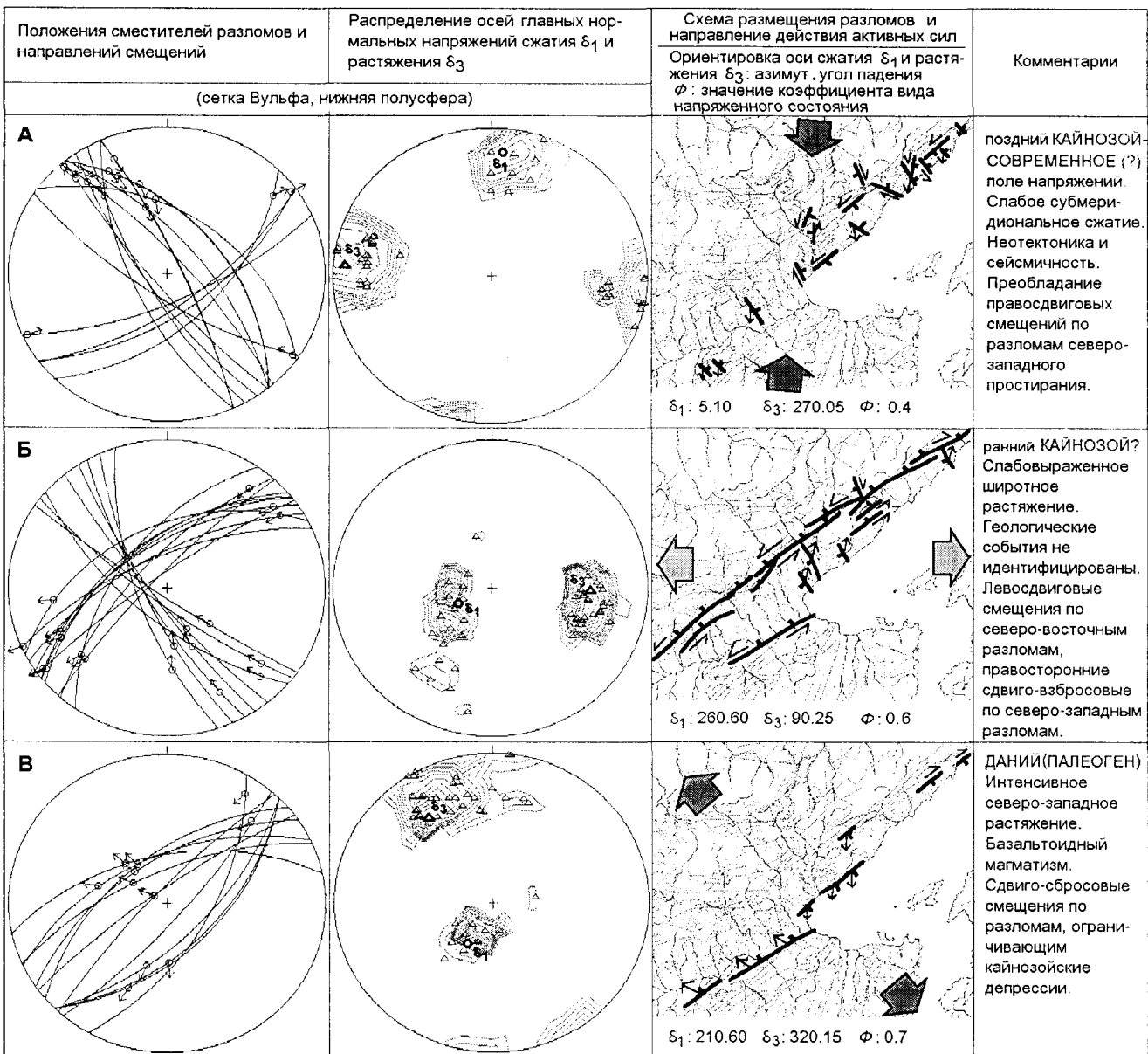


Рис.6 (начало)

продолжение рисунка 6

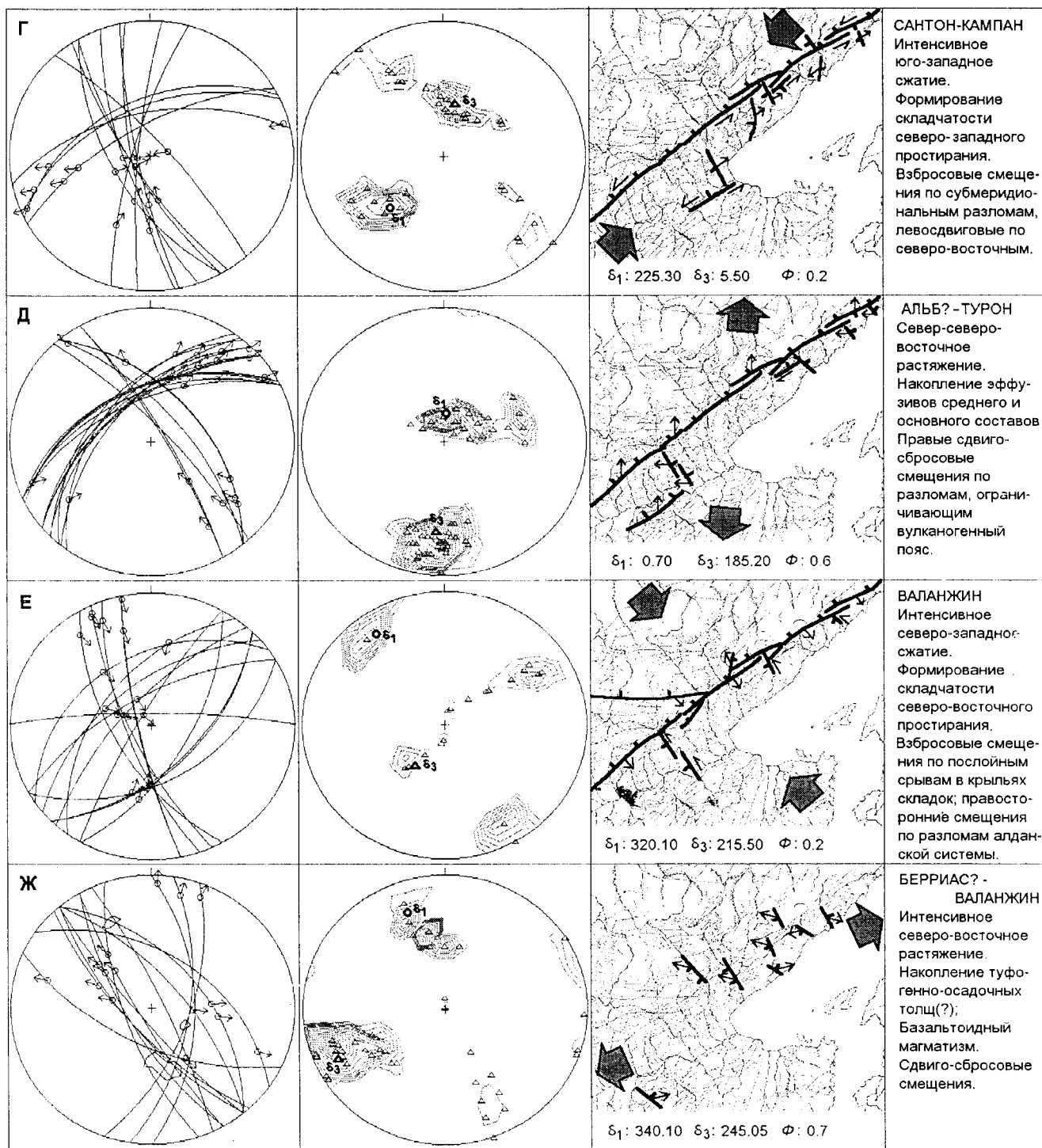


Рис 6. Парагенезисы разломов со смещением, распределение ориентировок осей главных нормальных напряжений с минимальным расхождением предсказанных и наблюдаемых направлений смещений по разломам этих парагенезисов (выделенные значки - определения по методике [28]) и схемы размещения активизированных разломов для различных этапов. Условные обозначения в соответствии с рис 4 и 5.

Эти этапы рассматриваются в статусе палеогеодинамических обстановок. Датированы выделенные обстановки в соответствии с возрастом смещений по включенным в данный парагенезис разломам или по связи смещений с какими-либо региональными событиями. Однако необходимо оговорить, что датировка конкретных смещений по сопутствующим телам, отнесенным к магматическим комплексам, длительность формирования которых сопоставима со временем накопления стратифицированных толщ, только косвенно определяет фактическую продолжительность формирования системы смещений и, как следствие, приводимую длительность соответствующей геодинамической обстановки.

Наконец отметим, что включены в рис.6 и охарактеризованы в работе только палеострессы, объединяющие более 15% смещений от их общего числа. Всего в выделенные парагенезисы вошло 92% установленных смещений; для оставшейся части разрывов палеострессы не определены. Поэтому полученные данные, безусловно, не исчерпывают всех подробностей эволюции палеостресса, в частности изменения его при смене характера магматизма. Можно высказать предположения, что либо изменения были невелики и не приводили к массовой перестройке смещений по разломам, либо сеть точек наблюдений расположена неудачно и какая-то часть смещений непропорционально мало представлена в рассмотренной выборке, либо определения смещений, не вошедших в выделенные парагенезисы, ошибочны.

Краткая характеристика парагенезисов разломов со смещениями и параметры палеострессов

Ранжирование полученных в произвольном порядке комбинаций палеострессов и соответствующих им парагенезисов разрывов со смещением проведено в соответствии с возрастом смещений. Ниже дано их краткое описание, от более древних к молодым.

БЕРРИАС?-ВАЛАНЖИН (рис 6 Ж). Смещения, входящие в этот парагенезис, определены по оперяющим северо-западные разломы дайкам базальтоидов немуйканской свиты и соответственно датируются валанжином; учитывая субсогласное залегание немуйканской и желонской свит (рис 2), интервал существования стабильной геодинамической обстановки может быть расширен до начала раннего мел. Палеостресс: $\sigma_1=340.10^*$ с широкими вариациями в ориентировке по дуге большого круга; $\sigma_3=245.05$; $\Phi=0.7$

ВАЛАНЖИН или поздний валанжин(рис 6 Е). Разломы, входящие в этот парагенезис, представляют собой взбросы в крыльях складок северо-восточного простирания, безусловно связаны с формированием складчатости и датируются в соответствии с ее возраст-

ном концом валанжина. Учитывая период накопления молассоидной боконской свиты (валанжин-баррем), можно предполагать, что эпоха сжатия продолжалась до апта. Палеостресс: $\sigma_1=320.10$; растяжение имеет два устойчивых состояния - близкое к вертикальному $\sigma_3=215.50$ и субгоризонтальное $\sigma_3=50.10$; $\Phi=0.2$

АЛЬБ?-ТУРОН (рис 6 Д). В парагенезис входят правосторонние сбросы по Прибрежному разлому, сопровождающиеся дайками андезитов мотаринской свиты (сеноман-турон) и многочисленными жилами кальцитового и цеолит-кальцитового составов. Согласно залегание мотаринской на умереннокислые эффузивы магейской свиты дает основания предполагать неизменность палеостресса и включить в его датировку альб. Палеостресс характеризуется устойчивым направлением осей $\sigma_1=0.70$ и $\sigma_3=185.20$; $\Phi=0.6$

САНТОН-КАМПАН (рис 6 Г). Парагенезис включает сдвиго-взбросовые смещения в крыльях складок северо-западного простирания и левосторонние сдвиги, определяемые по контактам мелких тел и даек джугджурского комплекса, и датируется в соответствии с возрастом складчатости и интрузивного магматизма сантонкампаном. Палеостресс: $\sigma_1=225.50$; $\sigma_3=5.50$ с тенденцией к выполаживанию до горизонтального положения; $\Phi=0.2$

ДАНИЙ (ПАЛЕОГЕН) (рис 6 В). В этот парагенезис попадают сдвиго-сбросовые смещения по разломам, ограничивающим кайнозойскую депрессию долины р.Уды, протягивающуюся в пределы Верхнезейской впадины. Они, вероятнее всего, формировались в период деструкции и грабенообразования в даний-эоцене, широко проявленной на территории Дальнего Востока [3]. Кроме того, анализ материалов крупномасштабного картирования (Ю.П.Змиевский, 1989) показал, что дайки поздне мелового комплекса (даний) имеют преимущественно северо-восточное простирание, то есть перпендикулярно направлению рассчитанного растяжения. Палеостресс: $\sigma_1=210.60$; растяжение от горизонтального до $\sigma_3=320.15$; $\Phi=0.7$

РАННИЙ КАЙНОЗОЙ? (рис 6 Б). В парагенезис входят смещения, определяемые по кулисным складкам, охватывающим все выделенные в районе стратифицированные подразделения и разломы, обычно сопровождающиеся обильными штрихами и зеркалами скольжения. Возраст палеостресса предположительно определен как ранний кайнозой; по крайней мере, он может рассматриваться как завершающий активную геотектоническую эволюцию вулканогенного пояса. Палеостресс: $\sigma_1=260.60$ с тенденцией к выполаживанию в южном направлении; $\sigma_3=90.25$; $\Phi=0.6$

ПОЗДНИЙ КАЙНОЗОЙ-ГОЛОЦЕН (рис 6 А). Парагенезис представлен преимущественно разломами северо-западной ориентировки, смещения по которым во всех случаях определялись по трещиноватости. Палеостресс по ориентировке осей и ее выдержанности резко отличен от палеострессов, связанных с мезозойским маг-

* указаны Азимут Угол падения σ_1 -сжатия и σ_3 -растяжения. Во всех случаях приведены округленные до 5° значения, отвечающие абсолютному минимуму расхождений направлений расчетных и реконструированных смещений для данного парагенезиса.

матизмом. Однако известно, что период конца палеогена - начала неогена характеризуется затуханием тектонической активности и пенеппенизацией древнего рельефа; современный горстово-глыбовый рельеф не наследует мел-раннекайнозойские структурные формы; неотектонически активными являются разломы северо-западной ориентировки [18]. Сейсмичность, при значительном разбросе ориентировок осей стресса, характеризуется преобладанием пологих направлений север-северо-восточного сжатия [7]. Исходя из комплекса неотектонических и сейсмических данных, парагенезис разломов и палеостресс датируются поздним кайнозойем и рассматриваются как соответствующие современному полю тектонических напряжений. Стресс: устойчивые субгоризонтальные направления $\sigma_1=5.10$ и $\sigma_3=270.05$; $\Phi=0.4$

Сопоставление характеристик палеострессов с геологическими данными

Из приведенного выше краткого описания парагенезисов смещений и характеристик палеострессов легко видеть некоторые связи их с общегеологическими данными, являющиеся важным свидетельством достоверности проведенного анализа сети разломов Западного Приохотья. Еще раз подчеркнем, что в математическую модель расчета параметров стресса не входят ни способы определения возраста или направления смещений, ни структурное положение сместителя, ни какие-либо иные геологические представления. Рассчитанные параметры при математической безупречности могут быть бессмысленны или неприемлемы с геологической точки зрения. Однако палеострессы, характеризующиеся низкими значениями коэффициента напряженного состояния Φ и близкие к одноосному сжатию (валанжин, кампан), соответствуют этапам формирования складчатости и имеют субгоризонтальные направления осей сжатия, причем ориентированные субперпендикулярно к простиранию складок. Напротив, высокие значения коэффициента Φ (берриас-валанжин, альб-турон, даний-палеоген), то есть условия растяжения, определены для смещений, сопровождающихся внедрением даек среднего и основного составов, причем во всех случаях растяжение субгоризон-

тально. Эта весьма показательная субгоризонтальность ориентировок "активных" осей напряжений (σ_1 при сжатии и σ_3 при растяжении), при изменчивости ориентировок других осей - вплоть до распределения их вдоль дуги большого круга - также не следует из математической модели.

Другим примером корреляции установленных палеострессов с региональными геологическими событиями может служить размещение мезозойских магматических комплексов в Алдано-Становой области, восточный фланг которой непосредственно включает рассматриваемую территорию. В ее пределах широко развиты позднеюрско-раннемеловые гранитоиды, часто объединяемые с Удскими в единый Удско-зейский комплекс. Форма и кулисообразное расположение массивов этих гранитоидов вдоль пояса субширотного простирания дало основание рассматривать их внедрение как результат многокилометровых правосдвиговых смещений по широтным разломам при движении Алданского блока с востоку [23]. По данным анализа разломной сети (кроме главного результата - определения параметров регионального стресса) можно уточнить как кинематику смещений - правые сдвиги-взбросовые, так и направление движения блока - к юго-востоку, причем это движение сопряжено, кроме гранитоидного магматизма, с формированием складчатости (рис 6 Е). Учитывая незначительность степени сжатия складок и амплитуды взбросовых движений по Прибрежному разлому [15], можно полагать, что правосдвиговое смещение Алданского блока по широтным разломам в Западном Приохотье не превышает 5-10 километров.

Полученные при анализе сети разломов результаты по ориентировке осей напряжений частично, для современного этапа, могут быть проверены независимыми инструментальными методами. В практике тектонофизических исследований для этого, как правило, используется сравнение с сейсмологическими данными. На рис.7 показаны ориентировки осей главных нормальных напряжений фокальных механизмов сильных землетрясений в восточной части Байкало-Охотского сейсмического пояса [по 7]. Несмотря на некоторые вари-

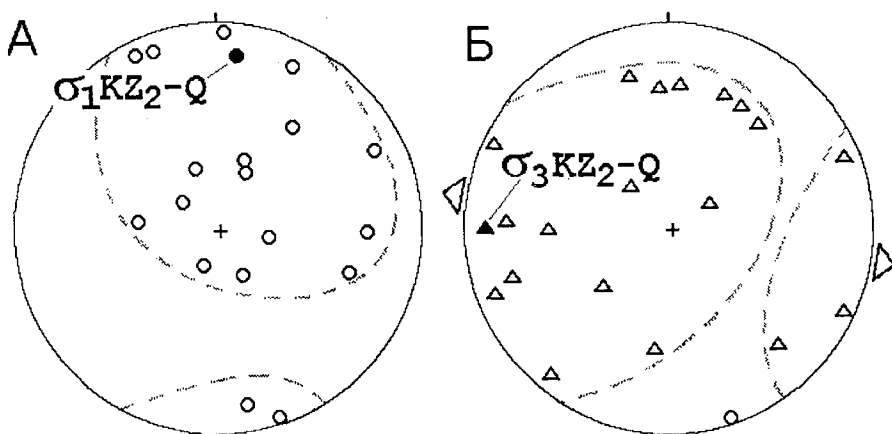


Рис 7. Сопоставление ориентировок осей относительного сжатия (А) и растяжения (Б) в очагах сильных землетрясений в восточной части Байкало-Охотского сейсмического пояса и направлений сжатия и растяжения поздний кайнозой-современного возраста по данным анализа сети разломов Западного Приохотья. Большими треугольниками показано направление удлинения по данным геологического мониторинга [8]. Сетка Вульфа, нижняя полусфера.

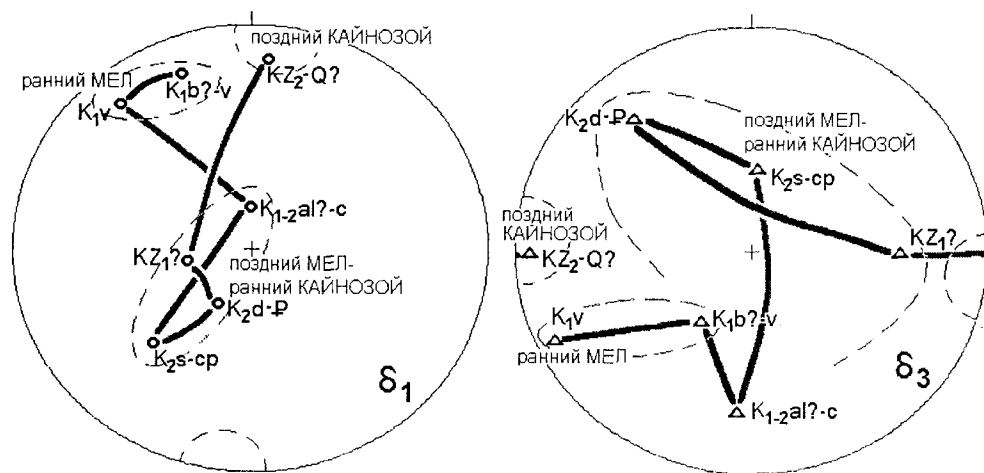


Рис.8. Стереографическая диаграмма изменения ориентировок осей сжатия(слева) и растяжения(справа) мел-кайнозойского возраста по данным анализа разломной сети Западного Приохотья. Сетка Вульфа, нижняя полусфера.

ции в ориентировке, можно констатировать, что крупный регион, охватывающий разнородные геотектонические области и включающий Западное Приохотье, характеризуется региональным север-северо-восточным сжатием с погружением оси сжатия в северном направлении. Ориентировка оси растяжения имеет значительно больший разброс с некоторым преобладанием субширотных простираний. Определенные из анализа разломной сети направления осей сжатия и растяжения для позднего кайнозоя - голоцена близки к центрам рассеяния соответствующих осей фокальных механизмов, а параметр напряженного состояния $\Phi=0.4$ отвечает деформации, переходной от двусосного напряженного состояния к одноосному сжатию. Сейсмоактивными являются разломы северо-восточного и субширотного простирания, тяготеющие к Монголо-Становой складчатой области, по которым преобладают взбросовые и левосдвиговые смещения и разломы северо-западного простирания с взбросовыми и правосдвиговыми смещениями. Легко видеть (рис.6А), что разломы, выделенные при анализе разломной сети в поздний кайнозой-современный парагенезис, аналогичны по направлению и кинематике.

Другим распространенным способом определения напряженного состояния земной коры является геодезический мониторинг. В районе Зейского водохранилища проводился комплекс исследований, включавший повторные высокоточные геодезические измерения[8]. В ходе этих работ было установлено, что район подвергается незначительному сжатию с удлинением на различных полигонах по азимутам $250-320^\circ$ (среднее из 36 определений - 280° , рис.7Б), что современные сдвиговые движения происходят по разломам северо-западного и северо-восточного простираний и определены ориентировки осей тектонических напряжений. В частности, для Станового блока ориентировка осей составила: сжатия 179.30 , растяжения 269.01 . Эти результаты также близки полученным нами (5.10 и 270.05 соответственно). Таким образом, для одного из рядов определений параметров палеостресса и парагенезиса активизированных разломов, выделенных при анализе разломной сети Западного Приохотья в поздний кайнозой-современную группу, может быть констатирована высокая сходимость с данными независимых инструментальных наблюдений.

Приведенные примеры, на наш взгляд убедительно свидетельствуют о достоверности результатов и высокой эффективности использованного метода анализа сложной региональной сети неоднократно активизированных разломов. При этом немаловажно, что все стадии анализа, от построения диаграмм до выделения парагенезисов разломов, полностью формализованы и представлены в виде рабочих, свободно распространяемых компьютерных программ.

В заключение кратко остановимся на эволюции палеостресса. На рис. 8 показано изменение направления осей главных нормальных напряжений в зависимости от возраста. Видно, что могут быть выделены три периода их сравнительно устойчивого положения: раннемеловой, поздне меловой-раннекайнозойский и, с некоторыми оговорками, позднекайнозойский; особенно показательна устойчивость ориентировки оси сжатия. С одной стороны, такой результат отвечает хорошо известной консервативности тектонических полей напряжений. С другой - нельзя не отметить, что положение активизированных разломов и особенно их кинематика на разных этапах геотектонического развития территории кардинально различны. Отсюда ясно, что в перестройке системы смещений по разломной сети большую роль играют изменения вида стресса, чем его направления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследовался район преимущественного развития меловых магматитов, относимых к Удскому вулканогенному поясу, по своему положению, возрасту и магматизму типичному для поздне мезозойских вулканогенных поясов тихоокеанской окраины Азии. На основе анализа положения приразломных структур различных типов определена ориентировка и кинематика более 150 фрагментов разломов. Установлено, что в районе преобладают

разломы северо-западного или северо-восточного простирания и по большинству из них произошло по 2-4 разнонаправленных смещения.

Для выделения из совокупности разрывов парагенетически связанных систем разломов использовался метод, основанный на переборе всех возможных комбинаций положения направлений стресса и вида напряженного состояния при выбранных параметрах среды. Комбинации с минимальным расхождением расчетных и фактических направлений смещений рассматривались как палеострессы с соответствующим им парагенезисом разломов. Определено семь палеострессов, учитывающих более 90% всех смещений. Разделение сложной гетерогенной региональной сети разломов на основе формализованного тектонофизического подхода на сравнительно небольшое число их парагенезисов, обусловленных единым палеотектоническим стрессом, является главным результатом работы.

Датированы палеострессы, рассматриваемые в качестве палеогеодинамических обстановок, по возрасту смещений из соответствующих им парагенезисов активизированных разломов. Среди них установлены:

берриас?-валанжин: юго-западное растяжение с накоплением туфогенно-осадочных толщ и базальтоидным магматизмом при сдвиго-сбросовых смещениях по северо-западным разломам.

поздний валанжин: интенсивное северо-западное сжатие с формированием складок северо-восточного простирания и взбросов по послонным срывам в их крыльях.

альб?-турон: субмеридиональное растяжение с накоплением эффузивов среднего и основного составов при правых сдвиго-сбросовых смещениях по разломам, ограничивающим вулканогенный пояс.

сантон-кампан: интенсивное юго-западное сжатие с формированием складчатости северо-западного простирания и внедрением субщелочных гранитоидов, взбросовые и правые сдвиго-взбросовые по субмеридиональным и левосдвиговые смещения по северо-восточным разломам.

даний-палеоген: интенсивное северо-западное растяжение, сопровождающееся базальтоидным магматизмом и сдвиго-сбросовыми движениями по разломам, ограничивающим закладывающиеся кайнозойские депрессии.

ранний кайнозой?: широтное растяжение с широко проявленными левосдвиговыми смещениями по северо-восточным разломам.

поздний кайнозой-голоцен: субмеридиональное сжатие, определяющее неотектонические и сейсмические события с преобладанием правых сдвигов по разломам северо-западного простирания.

Во всех случаях активные тектонические усилия были субгоризонтальны. При перестройке системы смещений по разломной сети определяющую роль играли

изменения вида напряженного состояния, а не направления стресса.

Высокая степень соответствия полученных материалов о параметрах палеострессов и геологических данных свидетельствуют о достоверности результатов и эффективности использованного метода анализа региональной сети неоднократно активизированных разломов. Учитывая весьма сложную картину распределения напряжений в современных вулканических зонах [24] и отсутствие сведений по их фактическому распределению в меловых, полученные материалы по кинематике разломов и палеотектоническим стрессам на данной территории представляют для изучения геодинамики мелового магматизма восточной окраины Азии особый интерес. Они могут служить основой дальнейшего анализа эволюции геодинамической обстановки, соответствий моделям возникновения и развития вулканогенных поясов, корреляций с глобальными движениями плит или других геотектонических приложений.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор выражает признательность К.Хардкастлу (E&G Inc, Нью Гемпшир, США) за предоставленный пакет программ для определения конфигурации тензора напряжений и разделения гетерогенной совокупности разрывов со смещением.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бельгенов Е.Б., Лебедев Е.П. Новые данные о возрасте вулканогенных образований Западного Приохотья // Докл.АН СССР. 1968.Т.182, N 2. С.407-410
2. Геологическая карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. 1:1 500 000/ Ред. Л.И.Красный ВСЕГЕИ.М.,1966.16л.
3. Геологическое строение СССР и закономерности размещения полезных ископаемых.Том 8: Восток СССР/Ред. Л.И. Красный и В.К.Путинцев. Л.:Недра.1984. 560с.
4. Геология СССР. Хабаровский край и Амурская область. Геологическое описание/Ред.Л.И.Красный. М.:Недра.Т.XIX, кн.1.736 с.
5. Гинтов О.Б.,Исай И.М. Тектонофизические исследования разломов консолидированной коры. Киев: Наукова думка, 1988.
6. Данилович В.Н.Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск: ИПИ, 1961. 47с.
7. Козьмин Б.М. Сейсмические пояса Якутии и механизмы очагов их землетрясений. М.:Наука, 1984.
8. Корчагин Ф.Г. Геодинамика района Зейского водохранилища / РАН ДВО, ИТиГ. Владивосток: Дальнаука, 1994. 141 с.
9. Красилов В.А., Синюков В.И., Витрик С.В. О времени заложения Удского вулканогенного пояса // Тихоокеан. геология. 1992. N1. С.102-108
- 10.Красный Л.И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья.М.:Госгеотехиздат.1960.161с. (Тр.ВСЕГЕИ)
- 11.Красный Л.И. Основные вопросы тектоники Хабаровского края и Амурской области // Л.,1960. (Тр. ВСЕГЕИ, Нов.сер., Вып 39).

12. Левитан Г.М., Чернявский В.И. Тектоника северо-восточной части Удского прогиба // Геотектоника 1968. N2. С.103-115
13. Магматические формации активных окраин континентов (На примере юга Дальнего Востока)/В.А.Попеко, И. П.Войнова, Д.Ф.Семенов и др. М.:Наука,1980. 188 с.
14. Морин А.О. Возраст, кинематика и амплитуда Прибрежного разлома (Западное Приохотье) // Тихоокеан. геология. 1994. N5. С.133-141
15. Морин А.О. Складчатые деформации толщ Удского вулкано-генного пояса // Тихоокеан. геология. 1991. N3. С.105-110
16. Нагибина М.С. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса // ГИН. М.:ВИНИТИ,1969. 400 с.
17. Нагибина М.С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса // Тр.ГИН. Вып.79. М.,1963
18. Онухов Ф.С. Неотектоника Северного и Северо-Западного Приохотья: Дис. на соиск... канд.геол.-минер. наук. Хабаровск, 1976. 196с.
19. Парфенов В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур// Геотектоника. 1984. N1. С.60-72.
20. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения/ С.И.-Шерман, К.Ж.Семинский и др. Новосибирск: Наука, Сиб.-отд. 1992. 228 с.
21. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига / С.И.Шерман, К.Ж.Семинский и др. Новосибирск: Наука, Сиб.отд. 1991. 260 с.
22. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия / С.И.Шерман, К.Ж.Семинский и др. Новосибирск: Наука, Сиб.отд. 1994. 262 с.
23. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии/Л.М.Парфенов, Н.В.Бердников и др. М.:Наука,1979. 240с.
24. Шарапов В.Н., Симберева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона /Тр. Ин-та геол. и геофизики. Вып.549, АН СССР, Сиб. отд.-ние.Новосибирск: Наука,1984. 200с.
25. Шахтыров В.Г. Методические рекомендации по изучению сдвигов при поисково-съёмочных и разведочных работах. Магадан, 1987. 37с.
26. Шерман С.И., Плешанов С.П. Метод поясов в исследовании приразломной трещиноватости//Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Иркутск, 1980. С. 8-20.
27. Шишкин Е.И., Юнга С.Л. Об изучении тектонических напряжений по данным полевых наблюдений зеркал и борозд скольжения // Докл.АН, 1983. Т.272, N5. С.1103-1107.
28. Angelier J. Tectonic analysis of fault slip data sets //Journal of Geophysical Research. 1984. V.89, N7. P.5835-5848.
29. Gamond J.F. Brige structures as a sense of displacement criteria in brittle fault zones // Journal of Structural Geology. 1987. V.9, N5/6. P.609-620.
30. Hancock P.L. Brittle microtectonic:principles and practice // Journal of Structural Geology. 1985. V.7, N3/4. P.437-457.
31. Hardcastle K.C., Hills L.S. BRUTE3 and SELECT: QuickBasic 4 programs for determination of stress tensor configurations and separation of heterogeneous populations of fault-slip data //Computers & Geosciences. 1991. V.17, N1. P.23-43
32. Hardcastle K.C. Possile paleostress tensor configurations derived from fault-slip data in Eastern Vermont and Western New Hampshire // Tectonics. 1989. V.2, N2. P.265-284.
33. Hardcastle K.C., Albaugh D.S. Stress and timing relationships of a fault-related, paleohydrothermal system in Central New Hampshire: record of a mesozoic stress change in New England? //Tectonics. 1990. V.9, N4. P.623-639.
34. Swanson M.T. Pseudotachylite-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone, S.Maine//Journal of Structural Geology. 1988. V.10,N8. P.813-828.
35. Sylvester A.G. Strike-slip faults //Geological Society of America Bulletin. 1988. V.100, N11. P.1666-1703.

Поступила в редакцию 28 марта 1996 г.

A.O.Morin

Faults of Western Priokhotie: methods of study, formation history, and paleostress evolution

For the territory of Western Priokhotie, predominantly within the field of development of Cretaceous magmatites, on the basis of the analysis of near-fault folds, veins, dykes and joints, there were reconstructed the positions and kinematics of about a hundred faults forming a complex fault region network. It is established, that the overwhelming majority of them experienced two or four episodes of displacement, mainly of strike-slip or oblique strike-slip type. These data were used for determination of directions of paleotectonic stresses and stress conditions. Incidentally larger part of a generally chaotic distribution of displacement sets was reduced to a small number of their parageneses or, from a retrospective point of view, of geodynamic environment of Cretaceous-Cenozoic age. Among them are established: southwestern extension with the accumulation of tuffaceous-sedimentary layers and basaltoid magmatism (Berriasian?-Valanginian); intensive northwestern compression with the formation of folding (late Valanginian); submeridional extension with the accumulation of basic and intermediate effusives (Albian?-Turonian); intensive south-western compression with the formation of north-western striking folding and introduction of subalkaline granitoids (Santonian-Campanian); intensive north-western extension, accompanied by basaltoid magmatism and by origin of Cenozoic depressions (Danian-Paleogene); latitudinal extension with left strike-slip displacement along north-eastern faults (early Cenozoic?); submeridional compression causing neotectonic and seismic events (late Cenozoic-Holocene). Active tectonic axes were subhorizontal, and during the three distinguished stages (early Cretaceous, late Cretaceous-early Cenozoic, late Cenozoic), they approximately retained their directions, and leading at reorganization of displacements on the fault network were changes of the stress ratios.

ОКЕАНИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ И АККРЕЦИЯ ОФИОЛИТОВОГО КОМПЛЕКСА О. КАРАГИНСКОГО (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

И.А.Тарарин, З.Г.Бадрединов

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Метаморфические образования о.Карагинского входят в состав аккреционного комплекса и тесно связаны с аллохтонными габбро-гипербазитовыми пластинами офиолитовой ассоциации, залегающая в их основании или образуя блоки среди серпентинитового меланжа. Предполагается, что исходные отложения возникли в пределах позднемеловой Вывенско-Ватынской островодужной системы Восточной Камчатки, содержащей в преддуговой области активной вулканической дуги "захороненные" фрагменты древней океанической коры. Метаморфизм исходных отложений отличается полиметаморфическим характером и осуществлялся в несколько этапов. Ранний океанический метаморфизм отвечает условиям фации зеленых сланцев, сопровождаясь неравномерной спилитизацией. Наложенный метаморфизм обусловлен термальным воздействием нагретых офиолитовых масс молодой океанической коры, сформированной в окраинном бассейне этой островодужной системы и обдуктированной на островодужные отложения при закрытии окраинного бассейна в конце позднего мела (К-Аг возраст 70 ± 2 млн лет). Параметры наложенного метаморфизма снижаются с удалением от подошвы офиолитовых пластин от нижних частей амфиболитовой фации до зеленосланцевой фации.

Среди метаморфических образований выделено две геохимические группы пород. Породы I группы обладают повышенными содержаниями высоkozарядных элементов при пониженных концентрациях крупноионных литофильных элементов. Деплетированный спектр распределения РЗЭ с отчетливым дефицитом легких лантаноидов и распределение изотопов неодима $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ этих пород аналогичны нормальным базальтам срединно-океанических хребтов. Отношение изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них несколько повышено, что обусловлено, вероятно, процессами раннего океанического метаморфизма. Породы II геохимической группы характеризуются пониженными концентрациями высоkozарядных элементов и высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов (особенно Sr и Ba). Содержания и спектры распределения РЗЭ и отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в этих породах аналогичны островодужным толеитам. Сохранение в составе метаморфических образований о.Карагинского пород, обнаруживающих сходство с толеитами спрединговых зон и островных дуг, обусловлено процессами тектонического скупивания и метаморфизма при формировании аккреционной призмы острова в конце позднего мела (К-Аг возраст 70 ± 2 млн лет).

ВВЕДЕНИЕ

Офиолитовые комплексы, включающие метаморфические образования, широко развиты в пределах Восточной Камчатки. Они известны в Олюторском хребте [28] на п-ове Говена и о.Карагинском [8, 11, 13, 20, 22, 23, 25, 32, 33] и на п-ове Камчатский Мыс [7, 22, 23, 26, 30], залегающая в виде разобщенных фрагментов различного генезиса. Все они являются наиболее древними образованиями аккреционных призм, сформированных во фронтальной части позднемеловых-кайнозойских вулканических дуг [3].

Офиолитовые образования о.Карагинского (рис. 1), обнажающиеся в осевой зоне острова, включают перидотиты (гарцбургиты и меньше дуниты), полосчатый комплекс основных и ультраосновных пород (верлиты, пироксениты, кумулятивные габбро и габбронориты, троктолиты), изотропные габбро, комплекс параллельных даек (диабазы), шаровые лавы базальтов и метаморфические породы [8, 12, 19, 20, 32]. Строение офиолитового комплекса, как и всего острова в целом, чешуйчато-надвиговое, обусловленное процессами ин-

тенсивного скупивания, компенсировавшими явления спрединга в осевой части Командорской котловины Берингова моря в среднем олигоцене-среднем миоцене [2, 3, 8]. Контакты офиолитового комплекса со смежными образованиями повсеместно тектонические и наклонены на северо-запад под углами $20-70^\circ$. Восточнее водораздельной части острова среди флишоидных отложений палеогена отмечаются многочисленные мелкие тела серпентинитового меланжа.

С северо-запада на юго-восток на о.Карагинском (см. рис. 1 и рис. 2в [8]) картируется несколько разновозрастных структурно-вещественных комплексов [8, 32]: 1) Молассовый, включающий отложения среднемиоценового и более молодого возраста, которые с резким угловым несогласием залегают на всех более древних комплексах острова; 2) Вулканогенно-молассоидный, сложенный островодужными вулканокластическими отложениями среднеэоценового-раннемиоценового возраста; 3) Вулканогенно-осадочный - островодужные вулканы известково-щелочной и шошунитовой серий и вулканокластические образования кампан-маастрихтского-раннепалеоценового возраста; 4)

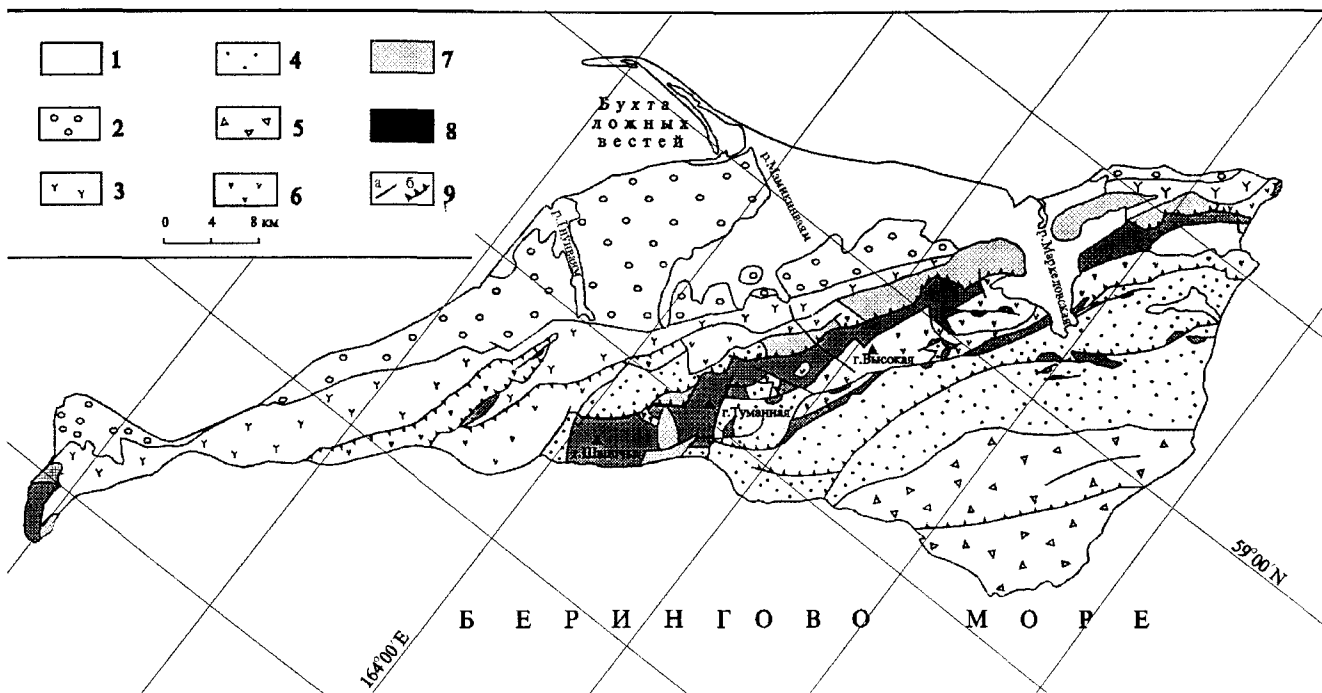


Рис. 1. Схема распространения структурно-вещественных комплексов о.Карагинского (составлена с использованием материалов [8, 33] и данных С.А.Мельниковой и Б.К.Долматова)

1 - рыхлые четвертичные отложения; 2-8 - структурно-вещественные комплексы: 2 - молассовый MiO_2-Pli , 3 - вулканогенно-молассоидный Eoc_2-MiO_1 , 4 - осадочного меланжа Eoc_3 , 5 - флишоидный Eoc_3 , 6 - осадочно-вулканогенный $K_2maa-Pal_1$, 7 - кремнисто-вулканогенный K_2 str- maa , 8 - офиолитовый K_2 ?, 9 - основные разломы (а), надвиги (б). (Использована стратиграфическая шкала W.B. Harland, 1989).

Кремнисто-вулканогенный кампан-маастрихтского возраста; 5) Офиолитовый условно позднемелового возраста; 6) Флишоидный позднеэоценового возраста; 7) Осадочного меланжа позднеэоценового возраста - тектонизированные граувакковые турбидиты с олистолитами пелагических известняков, радиоляритов и потоков океанических базальтов. Состав и геодинамические условия формирования этих структурно-вещественных комплексов острова детально рассмотрены в работах [8, 32]. Однако тип протолита и геодинамическая обстановка образования метаморфических пород офиолитовой ассоциации остаются дискуссионными. Цель данной работы - на основе новых геохимических данных по распределению в породах редких, редкоземельных элементов, изотопов Rb, Sr, Sm и Nd определить тип исходных отложений и геодинамику становления метаморфического комплекса.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Химические анализы пород выполнены классическим "мокрым" методом в ДВГИ ДВО РАН. Редкоземельные элементы определены в 40 образцах методом инструментального нейтронно-активационного анализа, а крупноионные литофильные и высокозарядные элементы - рентгено-флюоресцентным методом в Аналитическом центре ГИН РАН. Изотопы Rb, Sr, Sm и Nd исследованы на масс-спектрометрах МАТ-262 и МИ-1201-Т (за исключением Rb, который анализировался на

масс-спектрометре МИ-1320) в ИГЕМ РАН и Институте геохимии СО РАН. Точность анализа составила: для концентраций элементов - около 1 % (для Rb - до 2%). Точность анализа изотопов Rb, Sr, Sm и Nd приведена в соответствующих таблицах.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И СОСТАВ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Метаморфические породы образуют крупные (до 1.5 км) вытянутые блоки, обрамляющие выходы офиолитов в центральной части острова, залегаая в их основании, и множество мелких глыб и более крупных тел среди серпентинитового меланжа (см. рис. 1, [20]). Мощность пород в этих выходах колеблется от нескольких метров до первых десятков метров. Характеристика геологических разрезов и детальное петрографическое описание метабазитов приведены в [8, 20].

Возраст метаморфических пород точно не установлен. Находки альб-сеноманских и кампан-маастрихтских радиолярий в породах кремнисто-вулканогенного комплекса [4], перекрывающего офиолитовые образования, свидетельствуют о допозднемеловом возрасте протолита метаморфических пород. Радиоизотопные K-Ar определения, варьирующие от 30 ± 5 млн лет до 67 ± 5 млн лет [12, 25], отвечают, вероятно, процессам динамотермального метаморфизма, связанного с отрывом и перемещением офиолитовых пластин. Более высокие значения K-Ar возраста (80-102 млн лет) опре-

делены только для пород комплекса параллельных даек офиолитовой ассоциации [25].

Нами было проведено дополнительное определение радиоизотопного возраста метаморфизма с помощью К-Аг метода. Результаты этих определений приведены в табл. 1. Из табл. 1 следует, что возраст метаморфизма исходных пород острова отвечает концу позднего мела (70 ± 2 млн лет) и подтверждает более ранние заключения [8, 12, 32]. Более молодые К-Аг датировки обусловлены, вероятно, "омоложением" возраста вследствие процессов зеленокаменного диафтореза пород, обусловившего потерю радиогенного аргона.

Метаморфические сланцы - полосчатые породы, нередко с тонкоплитчатой отдельностью. Исходными породами служили алевроитовые и алевро-пелитовые туфы (обладающие иногда градационной слоистостью) основного и реже среднего состава, содержащие тонкие прослой туфосилицитов. В метаморфических образованиях нижних и средних частей разреза преобладают эпидот-плаггиоклаз-амфиболовые сланцы, среди которых отмечаются маломощные (до 0.5 м) прослой эпидот-биотит-амфибол-плаггиоклазовых и амфибол-плаггиоклазовых сланцев и согласные тела метаморфизованных жильных пород - долеритов, габбро-долеритов и реже тоналитов. Для верхних частей разреза характерны разнообразные зеленые сланцы с различными количественными соотношениями альбита, хлорита, актинолита (или актинолитовой роговой обманки), эпидота, а также кварцита и кварцитовидные сланцы с варьирующим содержанием кварца, хлорита, карбоната, актинолита, плаггиоклаза, эпидота и реже мусковита и биотита. Здесь же иногда отмечаются маломощные (до 2-3 м) прослой меланократовых хлорит-амфибол-эпидотовых (=плаггиоклаз) сланцев, обогащенных сульфидами (пирротин, халькопирит, реже арсенопирит), образующими тонкие прожилки, линзы и просечки нередко в ассоциации с кварцем. Реже аналогичное сульфидное оруденение наблюдается в кварцитах и кварцитовидных сланцах, переслаивающихся с этими зелеными сланцами.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ, ЭТАПЫ И ПАРАМЕТРЫ МЕТАМОРФИЗМА

Преобладающие среди метабазитов метаморфического комплекса эпидот-плаггиоклаз-амфиболовые сланцы - порфиробластические породы с тонко- или мелкозернистой связующей массой. В их составе главная роль принадлежит зеленой роговой обманке, ассоциирующей с плаггиоклазом An_{18-25} и эпидотом [20]. В подчиненных количествах присутствуют биотит, хлорит, кварц, ильменит и сульфиды (пирит, пирротин и халькопирит). Зеленая роговая обманка этих пород обычно оптически зональна. Центральные части ее зерен и узкие краевые каймы сложены актинолитом, а вся остальная часть кристаллов по составу отвечает (по классификации [34]) чермакитовой, феррочермакитовой и магнетизальной роговой обманке. Во многих кристаллах наблюдается пятнистая окраска, обусловленная чередованием зон актинолита и более глиноземистого амфибола, содержание Al_2O_3 в котором достигает 13.0-14.5 мас.% [20]. Кроме того, в некоторых образцах сланцев (например, обр. 1308/1) в кристаллах амфибола отмечаются реликты клинопироксена и бурой магматической роговой обманки, свидетельствующие о высоких скоростях метаморфических преобразований исходных пород и незавершенности метаморфических процессов.

Минеральные ассоциации и характер зональности минералов метаморфических пород свидетельствуют о полиметаморфической природе исходных образований, осуществлявшемся в несколько этапов [20, 21]. Для оценки Р-Т параметров метаморфизма использованы экспериментальный амфибол-плаггиоклазовый геотермометр [16], эмпирический амфиболовый геотермометр [21] и плаггиоклаз-роговообманковый геобарометр [24].

Наиболее ранний метаморфизм, имеющий океаническую природу, фиксируется по реликтам актинолита в ядрах зональных кристаллов амфибола и отвечает условиям фации зеленых сланцев ($T=305-365^\circ C$; $P < 1$

Таблица 1. К-Аг определения возраста метаморфических пород о. Карагинского

Образец	Порода	K ₂ O, вес. %	⁴⁰ Ar, нг/г	Возраст, млн. лет
1316	Метадолерит	0.87	2.32±0.07	38.39±1.16
1322/6	Метагаббро-долерит	0.82	2.49±0.075	43.03±0.86
1313	Метаморфизованный тоналит	0.88	2.66±0.08	43.43±1.30
1314	Метадолерит	0.82	2.50±0.075	44.71±2.21
1322/4	Метадолерит	0.73	2.43±0.13	47.77±2.39
1318	Метадолерит	1.23	6.07±0.18	70.39±0.86
1320/13	Ер-Vi-Nb-Pl сланец	1.26	6.25±0.19	70.60±2.14

Примечание. Определения выполнены С.И. Дрилем и В.Н. Смирновым в Институте геохимии СО РАН. В качестве эталонов использовались образцы "Азия 1/65" и "Биотит Vi-70-A".

кбар; табл. 2). Этот метаморфизм осуществлялся при активном участии нагретой морской воды, сопровождаясь неравномерной спилитизацией исходных образований [20]. Подобный океанический тип метаморфизма, впервые выделенный в 70-е годы на основе обобщения материалов драгирования Срединно-Атлантического хребта [15] и изучения метаморфических пород комплексов Семайл Омана и Троодос на Кипре [29], широко проявляется в породах офиолитовых ассоциаций. P-T параметры и геохимический режим океанического метаморфизма недавно детально рассмотрены в работах [10, 17].

Как показывает сопоставление петрохимических характеристик метабазатов метаморфического комплекса о.Карагинского и изверженных пород рифтовых зон океана и островодужных комплексов, раннему метаморфизму зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций свойственны одни и те же закономерности в поведении Na_2O и CaO , а именно, для океанического типа метаморфизма базальтоидов наиболее характерен "спилитовый" тренд изменения [17, 18], выражающийся в выносе CaO и привносе Na_2O . На диаграмме $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}$ (рис. 2) хорошо видно, что фигуративные точки составов метабазатов метаморфического комплекса о.Карагинского (табл. 3) характеризуются спилитовым трендом низкотемпературного изменения, обусловившего формирование в породах парагенезиса альбита с хлоритом и актинолитом. Величина отношения $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$, которая для не-

CaO , вес.%

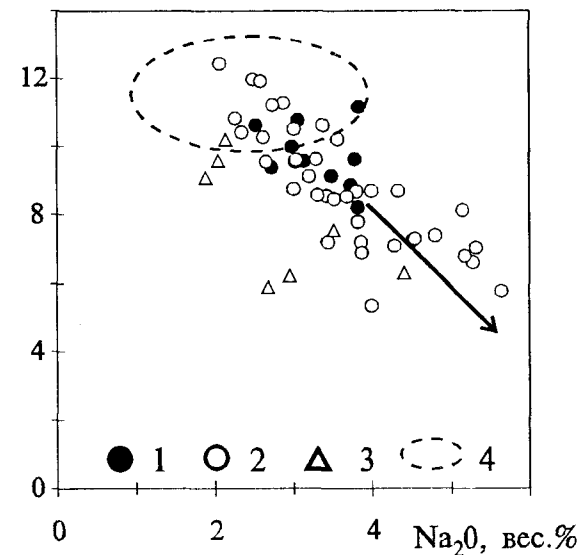


Рис. 2. Распределение CaO и Na_2O в метаморфических породах офиолитового комплекса о.Карагинского

1-3 - метаморфические породы: 1 - I геохимической группы, 2-3 - II геохимической группы: основные кристаллические сланцы и зеленые сланцы (2), метаморфизованные долериты, габбро-долериты и тоналиты (3); 4 - поле составов толеитов срединно-океанических хребтов [18]. Стрелкой показан тренд спилитизации. На диаграмме отражены данные табл. 3 и неопубликованные данные авторов.

измененных базальтов срединно-океанических хребтов не превышает 0.32 [18], в метабазах о.Карагинский варьирует от 0.21 до 1.0. Степень изменения пород в значительной мере обусловлена структурно-текстурными особенностями исходных образований. Так, в слоистом алевро-пелитовом туфе (обр. 1303/12) наибольшая степень спилитизации характерна для его пелитовой части, для которой $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}=0.84$ по сравнению с алевритовой частью, где $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}=0.48$.

Главный этап метаморфизма метабазатов о.Карагинский имеет субдукционную природу ("метаморфическая подошва") и происходил в процессе перемещения нагретых габбро-гипербазитовых пластин молодой океанической коры в конце позднего мела при образовании аккреционной призмы острова [8, 33]. Параметры этого метаморфизма снижаются с удалением от контактов с основанием ультраосновных тел от нижних частей амфиболитовой фации ($T=520-560^\circ\text{C}$; $P=3.7-5.1$ кбар; табл. 2) до зеленосланцевой фации ($T=450-490^\circ\text{C}$; $P=3-3.2$ кбар). В этот этап в сланцах формируется парагенезис чермакитовой или магнезиальной роговой обманки с плагиоклазом An_{18-25} , эпидотом и реже биотитом.

Локально в метаморфических породах проявлен диафорез зеленосланцевой фации ($T=330-350^\circ\text{C}$; $P<1$ кбар; табл. 2), одновременный с зеленокаменным изменением островодужных вулканитов позднего мела [20]. Этот ретроградный метаморфизм ответственен за "омоложение" K-Ar радиоизотопных определений возраста метаморфизма пород (см. табл. 1).

ГЕОХИМИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

В метаморфических породах офиолитового комплекса о.Карагинского были впервые определены содержания редкоземельных элементов и распределение изотопов Rb, Sr, Sm и Nd, что позволило дать надежное обоснование выделению двух геохимических групп исходных пород, намеченных ранее по петрогенным и рассеянным элементам [19-21].

На графике нормированных по хондриту содержаний PЗЭ (рис. 3а) видно, что для метаморфических пород I геохимической группы характерен деплетированный спектр распределения и дефицит легких лантаноидов: $(\text{La}/\text{Sm})_N=0.6-0.9$; $(\text{La}/\text{Yb})_N=0.6-0.9$. Сравнение спектра распределения PЗЭ метабазатов этой группы пород с толеитами N-типа срединно-океанических хребтов свидетельствует об их аналогии. Nb/La отношения сходны с таковыми в толеитах MOR, а более высокие Ba/La отношения обусловлены, по-видимому, обогащением пород барием при низкотемпературных процессах раннего океанического метаморфизма. Многокомпонентные дискриминантные диаграммы пород этой геохимической группы также сходны с диаграммами, типичными для MORB (рис 3б).

Сравнение содержаний петрогенных, рассеянных и редкоземельных элементов в породах I геохимической

Таблица 2. P-T параметры метаморфизма пород метаморфического комплекса о.Карагинского

Образец	Минеральная ассоциация	Этапы метаморфизма						
		I		II				
		T ₁	P ₁	T ₁	P ₁	T ₂	P ₂	P ₃
1304/7	Pl _{21.9} -Ep-Hb	305	<1	560	4.8	520	7.8	7.5
1304/8	Pl _{20.9} -Ep-Hb	320	<1	555	5.1	525	7.6	7.5
1312/2	Ep-Pl ₁₉ -Hb			525	4.5	520	7.3	
1322/3	Pl _{24.6-21.2} -Ep-Hb	320	<1	550	3.8	525	5.0	4.5
1304/2	Ep-Hb-Pl	360	<1	540	4.7	520	7.0	
1320/13	Bi-Ep-Hb-Pl _{20-16.4}	310	<1	540	4.2	520	6.0	5.0
1304/11	Or-Bi-Ep-Hb-Pl _{17.8}			540	5.1	520	7.1	
1321	Hb-Pl _{16.2}	340	<1	530	4.9	515	8.0	
1303/1	Chl-Ep-Hb-Pl _{3.6}	340	<1	520	3.7			
1333/6	Chl-Ep-Hb-Pl ₆	335	<1	490	3.1	480	4.7	3.8
1314	Or-Ep-Pl _{11.9} -Hb			510	4.8	520	6.5	

Примечание. T₁ и P₁ определены по эмпирическому амфиболовому геотермобарометру [14]; T₂ и P₂ - по экспериментальному амфибол-плагноклазовому геотермобарометру [16]; P₃ - по плагноклаз-роговообманковому геобарометру [24]. Температура дана в °C, давление - в кбар. Для плагноклаза приведен состав красной зоны кристаллов.

группы и в титанистых базальтоидах гытгинского комплекса вулканогенно-кремнистой толщи северной части Олюторского хребта Корякского нагорья, возраст которых по данным микрофауны радиоларий и фораминифер определен как альб-турон [5, 6, 9], свидетельствует об их полной аналогии. На диаграммах (рис. 3) базальты гытгинского комплекса представлены обр. 170 и 513. Как полагают Н.А.Богданов с коллегами [1, 9], толеитовые базальты гытгинского комплекса представляют собой абиссальные образования, сформировавшиеся в пределах ложа океанической плиты недалеко от края континента, когда глубоководные впадины Берингова моря еще не были отделены от открытого океана островными дугами.

Океаническая природа метаморфических пород I геохимической группы подтверждается данными изучения распределения в них изотопов Sm и Nd. Отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ колеблется в пределах 0.513140-0.513265 (табл. 4) и соответствует толеитам срединно-океанических хребтов, обладающих $\epsilon_{\text{Nd}} = -8-13$. Отношение изотопов стронция в рассматриваемых породах несколько повышено и равно $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703368-0.704615$ (табл. 5). Это обусловлено, вероятно, влиянием процессов раннего океанического метаморфизма с участием морской воды. Поэтому точки метаморфических пород I геохимической группы на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не обнаруживают обычной отрицательной корреляции между $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

Таким образом, геохимические данные по распределению петрогенных, редких и редкоземельных элементов, а также изотопов Sm и Nd свидетельствуют, что метаморфические породы I геохимической группы представляют собой фрагменты (блоки) древней океанической коры, сохранившиеся в аккреционной призме о.Ка-

рагинского. Сходный генезис, вероятно, имеют и титанистые базальтоиды гытгинского комплекса Олюторского хребта Корякского нагорья.

Породы II геохимической группы преобладающие в блоках и фрагментах метаморфических пород острова (к этой же группе принадлежат дайки и жилы метаморфизованных долеритов, габбро-долеритов и тоналитов, образующие согласные тела среди метаморфических сланцев), характеризуются пониженными концентрациями высоkozарядных элементов (Ti, Zr, Nb, Y) и высокими содержаниями крупноионных литофильных элементов (см. табл. 3). Отношения (La/Sm) и (La/Yb) этих метабазитов свидетельствуют о меньшей степени деплетирования легкими лантаноидами, чем метаморфических пород I геохимической группы. Для рассматриваемых метабазитов свойственны сравнительно плоские тренды распределения PЗЭ, близкие к таковым для толеитов островных дуг (рис. 4а), как, например, пород четвертичной базальт-андезитовой формации Марианской островной дуги [35]. Как и в базальтах Марианской дуги, в метабазитах о.Карагинского прослеживается небольшой Eu минимум (отрицательная Eu-аномалия) и плоский характер тренда распределения PЗЭ. Многокомпонентные дискриминантные графики пород II геохимической группы (рис. 4б) также аналогичны диаграммам составов толеитов островных дуг (характерны Nb, Zr и Ti минимумы, Ba и Sr максимумы). Отношение Nb/La и Ba/La в них также типично островодужные. Особенно показательно Ba/La отношение, варьирующее в пределах 30-550, тогда как в метабазитах I геохимической группы оно не превышает 4-19.

Сравнение показывает, что по концентрациям петрогенных, редких и редкоземельных элементов в метаморфических породах II геохимической группы сход-

Таблица 3. Содержание петрогенных(в%), рассеянных и редкоземельных элементов (в г/т) в метаморфических породах о.Карагинского

	1300	1306	1306/2	1306/3	1306/5	1306/7	1308/1	1312	1312/2
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	49.63	48.34	47.17	48.02	49.66	49.63	47.00	49.66	50.08
TiO ₂	1.74	2.05	1.47	2.15	1.73	1.74	1.81	2.80	2.27
Al ₂ O ₃	14.27	13.46	13.99	13.67	13.93	14.06	14.10	13.42	13.29
Fe ₂ O ₃	7.59	3.34	6.76	3.25	3.56	3.90	5.42	1.06	3.58
FeO	4.42	8.20	6.24	8.22	8.16	7.17	7.80	10.70	9.43
MnO	0.20	0.21	0.22	0.20	0.25	0.22	0.22	0.24	0.22
MgO	5.52	7.31	7.74	6.78	7.13	7.57	7.84	6.62	6.77
CaO	11.16	9.98	10.77	10.62	8.86	9.38	9.62	8.21	9.14
Na ₂ O	3.83	2.98	3.06	2.52	3.73	2.73	3.79	3.82	3.49
K ₂ O	0.27	0.10	0.02	0.13	0.15	0.09	0.19	0.34	0.25
P ₂ O ₅	0.24	0.23	н.о.	0.26	0.24	0.22	н.о.	0.36	н.о.
П.п.п.	1,20	3.03	2.45	3.58	2.12	2.90	2.02	2.10	1.00
Сумма	100.07	99.23	99.89	99.40	99.52	99.61	99.81	99.33	99.52
Rb	2.9	1.9	1.07	4.4	5	9.06	4.87	4.4	1.44
Sr	170	100	120	120	100	178	154	120	83
Ba	60	20	25	40	25	35	82	30	59
Zr	93	120	100	130	110	100	120	130	150
Y	36	41	35	43	35	35	39	43	44
Nb	2.8	2.9	2.8	2.4	3.5	3.4	2.9	2.4	6.4
La	4.7	4.5	3.6	4.4	4.0	3.6	4.2	4.4	7.2
Ce	12	14	11	14	11	12	14	14	20
Nd	11	12	9.9	11	10	9.6	12	11	16
Sm	4.1	5.0	3.8	4.7	4.0	3.6	4.1	4.7	5.2
Eu	1.5	1.4	1.4	1.5	1.5	1.3	1.6	1.5	1.7
Tb	1.1	1.3	1.1	1.1	1.4	1.2	1.1	1.1	1.6
Yb	3.8	4.5	3.8	4.4	4.4	4.1	4.2	4.4	5.3
Lu	0.64	0.72	0.61	0.76	0.73	0.64	0.71	0.76	0.84

Продолжение табл.3.

	1335	1302/2	1303/1	1303/7	1304/2	1304/6	1304/7	1304/8	1304/11
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	50.64	53.64	49.82	55.99	49.95	51.66	60.49	55.23	52.14
TiO ₂	1.62	0.59	0.68	0.45	0.66	0.78	0.53	0.65	0.72
Al ₂ O ₃	14.28	17.58	17.39	17.55	13.63	15.86	14.36	16.43	16.58
Fe ₂ O ₃	3.38	3.41	5.17	2.82	4.39	5.09	3.48	4.29	4.03
FeO	7.47	4.74	4.83	4.44	5.02	5.70	4.18	4.92	6.28
MnO	0.21	0.15	0.18	0.13	0.19	0.19	0.14	0.15	0.17
MgO	7.44	5.02	5.36	3.88	6.98	5.23	3.92	4.80	5.62
CaO	9.56	6.60	10.62	5.77	10.21	10.42	8.54	7.78	7.37
Na ₂ O	3.14	5.28	3.37	5.64	3.56	2.34	3.42	3.82	4.80
K ₂ O	0.20	0.59	0.45	0.37	0.17	0.28	0.28	0.37	0.66
P ₂ O ₅	0.29	н.о.	н.о.	н.о.	0.21	н.о.	н.о.	0.19	н.о.
П.п.п.	1.03	2.00	2.02	1.82	3.55	1.85	0.27	0.90	1.44
Сумма	99.26	99.60	99.89	98.86	98.52	99.40	99.61	99.53	99.81
Rb	1.24	11	9	13	4	8	11	8	11
Sr	112	290	290	370	270	370	420	350	240
Ba	30	590	320	1000	190	350	450	160	490
Zr	120	47	38	77	42	98	37	51	42
Y	35	14	13	21	14	25	15	18	21
Nb	3.2	1.7	3.3	2.9	1.5	2.6	2.5	2.1	2.6
La	4.3	3.5	2.9	7.2	3.6	5.2	3.3	5.1	2.8
Ce	13	7.4	6.7	17	11	16	9.6	13	7.3
Nd	12	6.7	4.8	11	7.8	11	6.5	9.0	6.0
Sm	4.3	2.4	1.5	3.2	2.6	3.6	1.9	2.7	2.0
Eu	1.3	0.68	0.58	1.1	0.75	1.2	0.78	0.94	0.76
Tb	1.3	0.57	0.38	0.72	0.76	1.1	0.57	0.57	0.59
Yb	4.7	1.6	1.5	2.1	1.8	3.2	1.5	1.9	2.0
Lu	0.72	0.26	0.24	0.32	0.29	0.49	0.24	0.30	0.32

Окончание табл.3.

	1333/15	1333/17	1339	1320/4	1322/6	1316	1314	1318
	28	29	30	31	32	33	34	35
SiO ₂	49.30	50.62	50.39	46.73	49.47	50.62	52.01	52.94
TiO ₂	0.91	0.77	0.99	0.79	0.66	0.55	0.48	0.41
Al ₂ O ₃	16.53	16.64	17.56	15.19	12.54	14.96	13.73	15.07
Fe ₂ O ₃	4.41	3.92	3.60	3.36	2.88	2.52	2.17	2.43
FeO	6.64	6.67	4.61	5.37	7.18	6.71	4.70	4.51
MnO	0.17	0.23	0.10	0.16	0.20	0.22	0.12	0.14
MgO	5.14	5.55	5.27	13.17	12.14	10.39	11.91	9.28
CaO	13.42	9.55	8.70	9.58	10.20	6.23	7.54	6.31
Na ₂ O	2.07	3.03	4.33	2.05	2.14	2.95	3.51	4.40
K ₂ O	0.57	0.73	0.80	0.92	0.99	1.05	0.99	1.48
P ₂ O ₅	0.25	0.29	0.26	0.10	0.28	0.11	н.о.	н.о.
П.п.п.	1.07	1.47	3.17	1.58	0.82	3.05	2.34	2.4
Сумма	99.48	99.47	99.78	99.00	99.50	99.26	99.50	99.37
Rb	8	26	12	23	30	11	10	32
Sr	560	300	760	220	318	122	290	361
Ba	260	1100	340	130	400	340	1000	750
Zr	51	57	140	40	42	19	56	63
Y	17	23	21	13	14	11	13	15
Nb	2.0	2.4	5.4	<1.0	<1.0	<1.0	1.9	2.4
La	5.5	5.1	30	4.3	6.4	1.7	8.2	10
Ce	14	14	61	11	14	5.7	18	19
Nd	10	9.5	30	7.3	11	4.2	12	12
Sm	2.8	2.9	6.6	2.1	3.4	1.4	3.3	3.2

Примечание. 1-10 - метаморфические породы I петрохимической группы; 11-36 - метаморфические породы II петрохимической группы: сланцы (11-30), метаморфизованные долериты, габбро-долериты (31-35), метаморфизованный тоналит (36).

ны с низкотитанистыми базальтоидами гытгинского комплекса Олюторского хребта Корякского нагорья [9], которые помимо низкого содержания титана обладают низкими концентрациями Zr, Y, Yb и ярко выраженной Ta-Nb-аномалией, что типично для распределения элементов в базальтоидах островных дуг. На графиках распределения РЗЭ низкотитанистые базальты гытгинского комплекса представлены обр. 520.

Островодужная природа метаморфических пород II геохимической группы подтверждается данными определений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr отношения (табл. 6), варьирующего от 0.70391 до 0.70507. Повышенная величина отношения изотопов стронция в этих породах обусловлена, вероятно, обогащением исходного вещества субдукционной фазой, так как повышенные метки стронция характеризуются положительной корреляцией с повышенным содержанием крупноионных литофильных элементов (K, Rb, Sr, Ba, La, Ce). Аналогичный эффект обогащения исходных пород радиогенным стронцием можно объяснить смешением первичного источника толеитов MOR с внутриплитными расплавами. Однако низкие содержания Nb в породах II геохимической группы исключают возможность участия внутриплитного источника с повышенным содержанием высоkozарядных элементов (Ti, Zr, Nb, Y).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ПРОБЛЕМЫ ПРОИСХОЖДЕНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД О.КАРАГИНСКОГО

Зоны сочленения континентальных и океанических плит, особенно в области активных континентальных окраин, являются предметом неослабевающего внимания у исследователей. Во многих районах обрамления Тихого океана установлено наращивание континентальной коры (аккреция) за счет присоединения и переработки различных фрагментов океанической коры. Аккреционные призмы формируются над зонами субдукции в виде сложных пакетов тектонических чешуй, сложенных океаническими и континентальными образованиями. Это тектоническое скупивание представляет собой одну из форм компенсации спрединга срединно-океанических хребтов. Полуостров Камчатка в силу положения его в зоне сложного сопряжения различных тектонических структур вызывает особый интерес, так как является уникальным объектом для изучения геодинамических процессов и направленности развития земной коры Северо-Западной Пацифики. В строении приокеанической зоны Камчатки принимают участие позднемиоценовые-раннепалеогеновые комплексы пород, которые по составу сопоставимы с образованиями вулканических дуг, окраинных морей и океанических бассейнов. В современной структуре Восточной Камчатки их фрагменты обнажаются среди плиоцен-четвертичных вулканитов,

слабая неотектонические поднятия покровного и чешуйчато-надвигового строения.

Подобное сочетание в едином разрезе комплексов пород, обнаруживающих сходство с образованиями спрединговых зон и активных вулканических дуг, характерно и для аккреционной призмы о.Карагинского. В ее составе аккрецированы фрагменты пород древней океанической плиты, пластины офиолитов более молодой, вновь сформированной океанической коры, известково-

щелочные вулканы активной вулканической дуги и терригенные отложения глубоководного желоба. Вулканогенные образования древней океанической плиты и активной вулканической дуги зонально метаморфизованы в подошве обдуктировавших офиолитовых пластин молодой океанической коры.

Геохимические данные позволяют предполагать, что метаморфические породы островодужной природы о.Карагинского, представленные метабазитовыми слан-

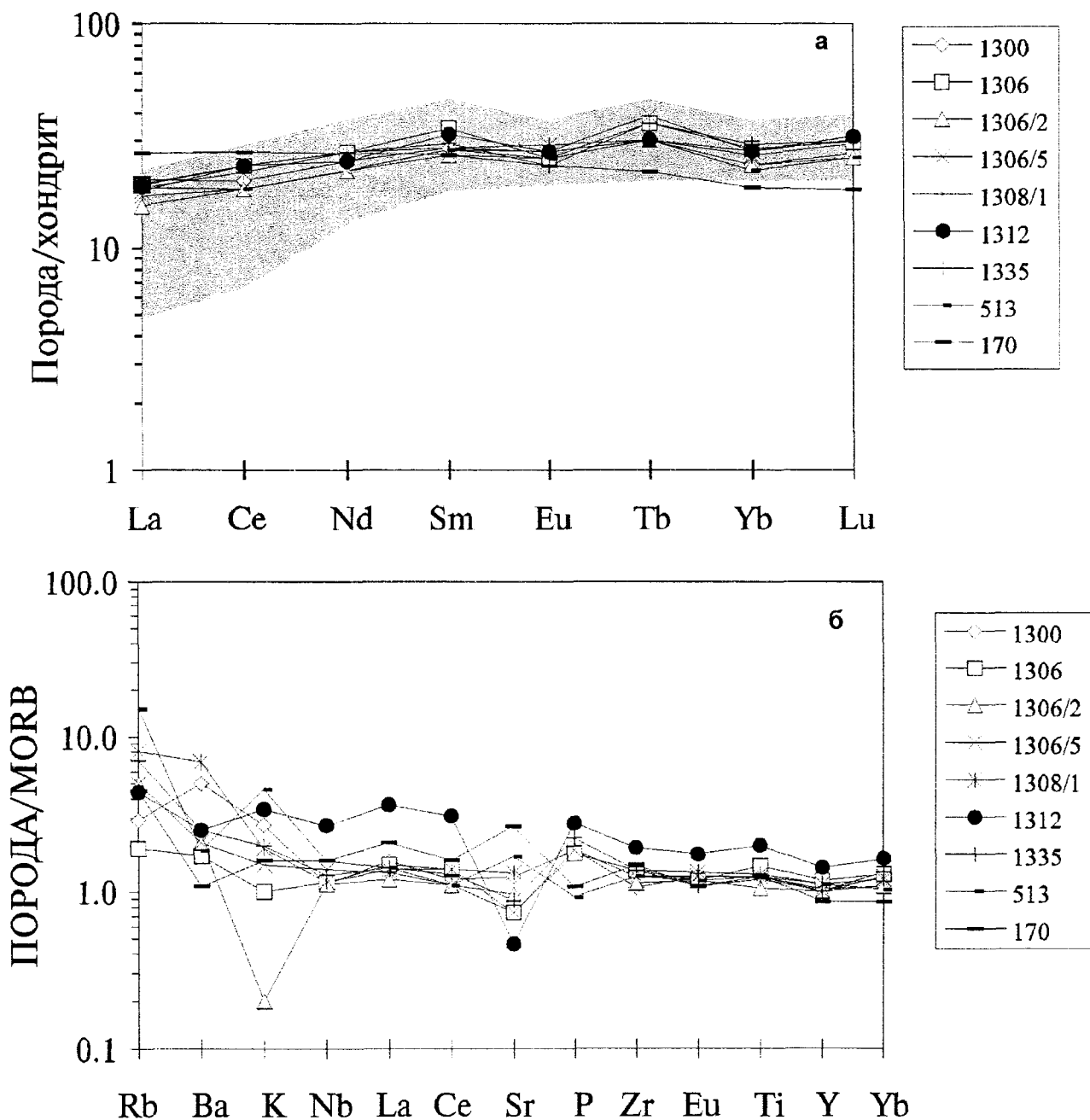


Рис. 3. Графики содержаний РЗЭ нормированных по хондриту [27], (а) и многокомпонентные дискриминантные диаграммы содержаний, нормированных по MORB (б), для метаморфических пород I геохимической группы о.Карагинского. Использованы данные табл. 3. Обр. 170 и 513 нанесены по данным [9]. На графике нормированных по хондриту содержаний РЗЭ крапом показана область составов нормальных толентов срединно-океанических хребтов.

Таблица 4. Результаты Sm-Nd анализа метаморфических пород I геохимической группы о.Карагинского

Образец	Sm (г/т)	Nd (г/т)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(100)$
1306/2	3.51	9.66	0.21962	0.513265±7	+12.2	+11.9
1306/7	2.03	6.58	0.8633	0.513138±8	+9.8	+9.9
1308/1	4.11	11.8	0.21173	0.513155±9	+10.1	+9.9
1312/2	5.26	15.8	0.20090	0.513140±7	+9.8	+9.7
1335	3.82	10.9	0.21273	0.513211±8	+11.2	+11.0

Примечание. Точность определения концентраций элементов около 1%, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - около 0.2%. Изотопный анализ проводился Д.З.Журавлевым в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре MAT-262 в статическом режиме. Измерение стандарта La Jolla $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.511841\pm 0.000014$ (n=17; 2s). c_{Nd} рассчитаны для настоящего времени - $c_{\text{Nd}}(0)$ и для 100 млн. лет - $c_{\text{Nd}}(100)$. Для расчета использованы параметры CHUR: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.1967$; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.512638$. $c_{\text{Nd}}=10^4[(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}):0.512638-1]$.

цами с варьирующей степенью метаморфизма, как и вулканы гытгинского комплекса Олюторского хребта Корякского нагорья [9], формировались в пределах Вывенско-Ватынской островодужной системы. Метаморфические породы острова, геохимически сходные с нормальными толеитами срединно-океанических хребтов, представляют собой, вероятно, реликты древней океанической коры, фрагменты которой были "захоронены" в преддуговой области этой островодужной системы. Впервые подобные соотношения между островодужными и океаническими комплексами были выявлены в Марианской островодужной системе [31]. Вероятно, подобные соотношения между океаническими и островодужными образованиями - обычное явление для конвергентных границ Западной Пацифики.

Образования океанической природы в аккреционной призме о.Карагинского могут представлять, по-видимому, реликты океанической плиты Кулу, составляющей в настоящее время фундамент Алеутской котловины Берингова моря, и формирование которой завершилось в доальбское время - около 70 млн лет назад [3]. По

мнению других исследователей [8], наличие в вулканическом комплексе Вывенско-Ватынской островодужной системы вулканических пород неоднородного состава, обнаруживающих сходство с базальтами срединно-океанических хребтов и островных дуг, обусловлено геохимической неоднородностью мантийного источника, из которого выплавлялись базальтоиды гытгинского комплекса.

В позднем меле в окраинном бассейне Вывенско-Ватынской островодужной системы при задуговом спрединге происходит формирование новой молодой океанической коры, фрагменты которой в виде офиолитовых покровов были обдуктированы в конце позднего мела на вулканогенные отложения этой системы, обусловив их деформацию и зональный метаморфизм в подшве перемещающихся офиолитовых пластин. Время этих аккреционных процессов, и соответственно, время метаморфизма датируется K-Ar методом в 70 ± 2 млн лет (см. табл. 1). Этот термально-дислокационный метаморфизм в значительной мере уничтожил продукты более раннего океанического метаморфизма.

Таблица 5. Результаты Rb-Sr анализа метаморфических пород I геохимической группы о.Карагинского

Образец	Rb (г/т)	Sr (г/т)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}\pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Sr}}(0)$	$\epsilon_{\text{Sr}}(100)$
1306/2	1.07	120	0.0258±6	0.703479±22	-14.5	-13.4
1306/7	9.06	178	0.1470±9	0.703542±18	-13.6	-14.9
1308/1	4.87	154	0.0860±8	0.704615±17	+1.6	+1.6
1312/2	1.44	83.0	0.0502±10	0.703649±18	-12.1	-11.4
1335	1.24	112	0.0318±10	0.703368±17	-16.1	-15.0

Примечание. Точность определения концентраций элементов: Sr - 1%, Rb - до 2%. Изотопный анализ проводился Д.З.Журавлевым в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре MAT-262 в статическом режиме (за исключением рубидия, который анализировался на масс-спектрометре МИ-1320). Измерения стандарта Eimer and Amend $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.708051\pm 0.000017$ (n=7; 2s). c_{Sr} рассчитаны для настоящего времени $c_{\text{Sr}}(0)$ и для 100 млн. лет - $c_{\text{Sr}}(100)$. Для расчета использованы параметры: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.0825$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7045$. $c_{\text{Sr}}=10^4[(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}):0.7045-1]$.

Окончательное формирование современной аккреционной структуры о.Карагинский приурочено к границе раннего-среднего миоцена [8, 33], когда с офиолитовым комплексом были тектонически совмещены отложения Карагинско-Говенской островной дуги, что обусловило зеленокаменный диафторез метаморфических образований. Поэтому большинство радиоизотопных датировок возраста метаморфических пород отражает проявления этого наложенного метаморфизма. Перемещение Карагинско-Говенского поднятия и коллизия его

с блоком Корякского нагорья компенсируют спрединг в осевой зоне Командорской котловины Берингова моря [1].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метаморфические образования о.Карагинского входят в состав аккреционного комплекса и тесно связаны с аллохтонными габбро-гипербазитовыми пластинами офиолитовой ассоциации, залегаая в их основании или образуя блоки среди серпентинитового меланжа. Предполагается, что исходные отложения возникли в преде-

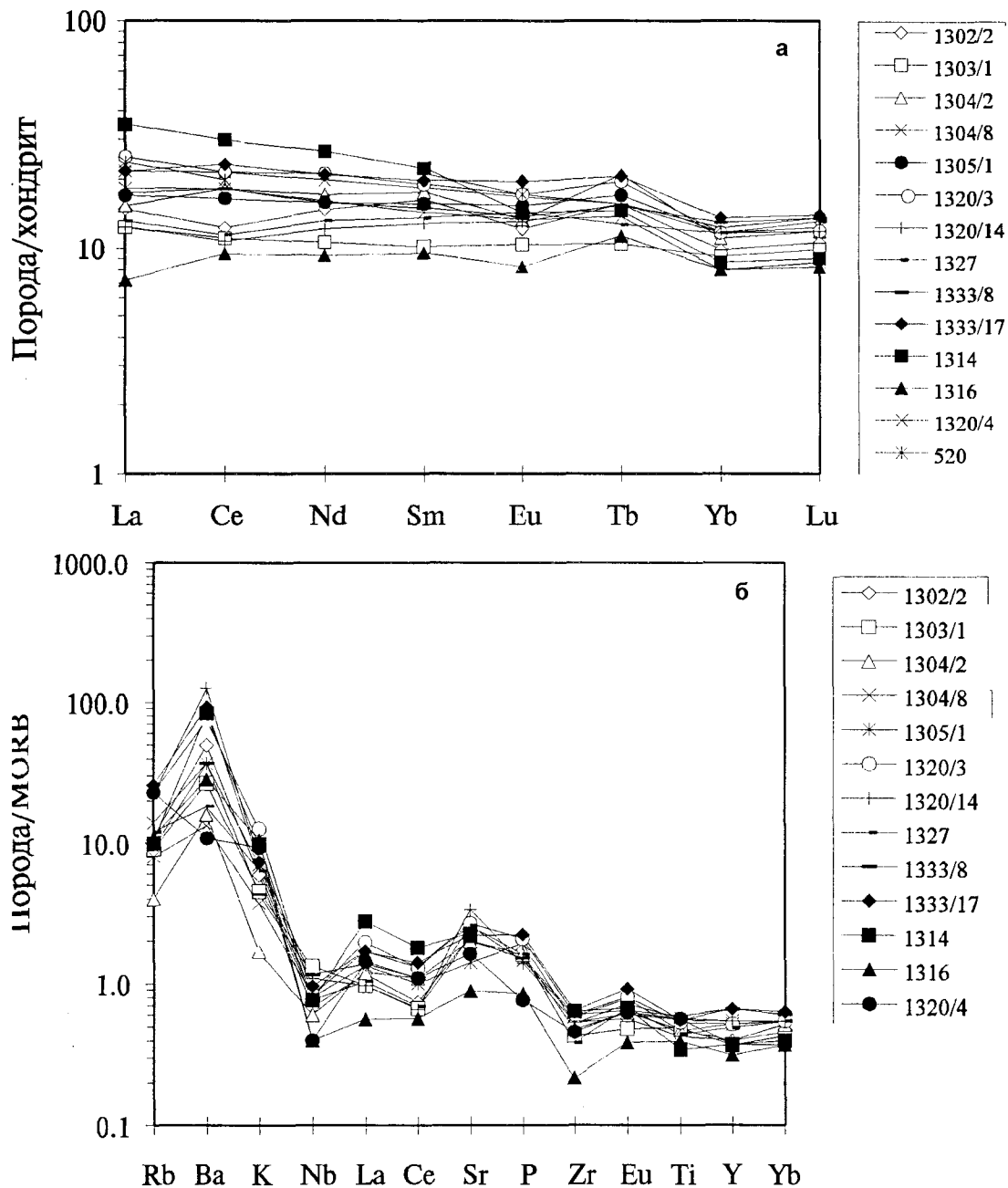


Рис. 4. Нормированные по хондриту [27] графики содержаний РЗЭ (а) и многокомпонентные дискриминантные диаграммы, нормированные по MORB (б), для метаморфических пород II геохимической группы о.Карагинский. Использованы данные табл. 3.

Таблица 6. Результаты Rb-Sr анализа метаморфических пород II геохимической группы о.Карагинского

Образец	Порода	Rb (г/т)	Sr (г/т)	$^{87}\text{Rb} \pm 2\sigma$	$^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Sr}}(0)$
1316	Метадолерит	11	122	3.143±7	11.80±1	0.2632±8	0.70482±20	+4.5
1322/6	Метагаббро- долерит	30	318	8.239±7	30.77±2	0.2645±4	0.70420±28	-4.3
1313	Метамор- физованный тоналит	22	270	6.265±7	26.15±2	0.2367±45	0.70391±27	-8.4
1314	Метадолерит	10	290	2.729±8	28.07±2	0.0960±35	0.70408±20	-6.0
1322/2	Ер-Bi-Nb-Pl сланец	25	261	6.871±8	25.26±1	0.2687±4	0.70399±19	-7.2
1318	Метадолерит	32	361	8.812±16	34.95±1	0.2491±5	0.70422±8	-4.0
1320/13	Ер-Bi-Nb-Pl сланец	35	476	9.764±18	46.10±1	0.2092±4	0.70507±7	+8.1

Примечание. Концентрации стронция и рубидия определялись методом изотопного разбавления с точностью не хуже 1%. Изотопный анализ проводился С.И.Дрилем в Институте геохимии СО РАН на масс-спектрометре МИ-1201-Т. В качестве стандартов использовался карбонат кальция NBS987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.71037 \pm 0.00002$) и базальты СТ-2 ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.70550 \pm 0.00002$) и JB-2 ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.70388 \pm 0.00005$). Для расчета использованы параметры: $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.0825$; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7045$. $\epsilon_{\text{Sr}}(0)$ рассчитано для настоящего времени по формуле $\epsilon_{\text{Sr}}=10^4[(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})-0.7045-1]$.

лах позднемеловой Вывенкско-Ватынской островодужной системы Восточной Камчатки, содержащей в преддуговой области активной вулканической дуги “захороненные” фрагменты древней океанической коры. Метаморфизм исходных отложений отличается полиметаморфическим характером и осуществлялся в несколько этапов. Ранний метаморфизм имеет океаническую природу, отвечает условиям фации зеленых сланцев и сопровождается неравномерным натровым метасоматозом (спилитизацией). Наложенный метаморфизм обусловлен термальным воздействием нагретых офиолитовых масс молодой океанической коры, сформированной в окраинном бассейне этой островодужной системы и обдуктированной на островодужные отложения при закрытии окраинного бассейна в конце позднего мела. Параметры наложенного метаморфизма снижаются с удалением от подошвы офиолитовых пластин от нижних частей амфиболитовой фации до зеленосланцевой фации.

Среди метаморфических образований выделено две геохимических группы пород. Породы I группы обладают повышенными содержаниями высокозарядных элементов при пониженных концентрациях крупноионных литофильных элементов. Деpletированный спектр распределения РЗЭ этих пород с отчетливым дефицитом легких лантаноидов аналогичен спектрам нормальных базальтов срединно-океанических хребтов. Распределение изотопов неодима $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ подтверждают этот вывод. Отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них несколько повышен, что обусловлено, вероятно, процессами океанического метаморфизма с участием морской воды. Породы II геохимической группы характеризуются пониженными концентрациями высокозарядных элементов и высокими содержаниями крупноионных лито-

фильных элементов (особенно Sr и Ba). По содержаниям и спектрам распределения РЗЭ эти породы аналогичны островодужным толеитам. Отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них также островодужные.

Таким образом, сонахождение в составе метаморфических образований о.Карагинского пород, обнаруживающих сходство с толеитами спрединговых зон и островных дуг, обусловлено процессами тектонического скупивания и метаморфизма при формировании аккреционной призмы острова в конце позднего мела (К-Аг возраст 70 ± 2 млн лет).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (код 95-05-14644).

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Н.А., Вишневская В.С., Кепежинская П.К., Сухов А.Н., Федорчук А.В. Геология юга Корякского нагорья. М.: Наука, 1987. 168 с.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д., Сухов А.Н., Вишневская В.С. Очерки тектоники Корякского нагорья. М.: Наука, 1982. С. 189-217.
- Богданов Н.А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 221 с.
- Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В., Политов А.Т., Цуканов Н.В. Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21-34.
- Вишневская В.С. Биостратиграфия вулканогенно-кремнистых образований позднего мела Берингоморского региона СССР по радиоляриям // Тихоокеанская геология. 1985. №4. С. 84-93.
- Вишневская В.С., Сухов А.Н., Чехович В.Д. Возраст вы-

- тынской серии // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. №12. С. 71-78.
7. Высоцкий С.В. Офиолитовые ассоциации островодужных систем Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1989. 196 с.
 8. Геология западной части Беринговоморья / В.Д.Чехович, Н.А.Богданов, И.Р.Кравченко-Бережной и др. М.: Наука, 1990. 159 с.
 9. Геология юга Корякского нагорья / Н.А.Богданов, В.С.Вишневская, П.К.Кележинская, А.Н.Сухов, А.В.Федорчук. М.: Наука, 1987. 168 с.
 10. Добрецов Н.Л. Проблемы соотношения тектоники и метаморфизма // Петрология. 1995. Т. 3, №1. С. 4-23.
 11. Долматов Б.К., Мельникова С.А., Стефанов Ю.М. Мезозой острова Карагинского (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР, 1969. Т. 187, №5. С. 1117-1119.
 12. Кравченко-Бережной И.Р. Петрология и геохимия базальтов офиолитовой ассоциации острова Карагинского (Камчатка) // Бюл. МОИП. Отд. Геол., 1989. Т. 64, вып. 4. С. 92-98.
 13. Маракушев А.А., Мишкин М.А., Тарарин И.А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1971. 134 с.
 14. Мишкин М.А. О природе метаморфизма пород дна Берингова моря // Докл. Академии наук. Россия. 1994. Т. 338, № 4. С. 641-644.
 15. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976. 535 с.
 16. Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 159 с.
 17. Силантьев С.А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология. 1995. Т. 3, №1. С. 24-36.
 18. Силантьев С.А. Метаморфические породы дна Атлантического океана. М.: Наука, 1984. 104 с.
 19. Тарарин И.А. Геотектоника и петрогенезис метаморфического комплекса о.Карагинский (Восточная Камчатка) // Геодинамика и эволюция Земли: Материалы к научной конференции РФФИ. А.В.Каныгин (Гл. ред.). Новосибирск: Из-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1996.
 20. Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. Метаморфический комплекс о.Карагинский (Восточная Камчатка) // Тихоокеанская геология. 1993. №2. С. 62-76.
 21. Тарарин И.А. Океанический метаморфизм в офиолитовом комплексе о.Карагинский (СВ Камчатка) // Магматизм и геодинамика. Кн. 1. Магматизм, метаморфизм и металлогения разных геодинамических обстановок. Материалы 1^{го} Всерос. петрограф. совещ. Уфа, 1995. С. 209-210.
 22. Федорчук А.В. Геохимические особенности океанических фрагментов Восточной Камчатки // Докл. Академии наук. Россия. 1992. Т. 332, №6. С. 1152-1157.
 23. Федорчук А.В. Полигенетические офиолиты полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. №2. С. 14-28.
 24. Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. №3. С. 328-335.
 25. Чехович В.Д., Кравченко-Бережной И.Р., Аверина Г.Ю., Коваленко Д.В. О тектонике острова Карагинского // Геотектоника. 1989. №1. С. 107-109.
 26. Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Фундамент Тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 1987. 208 с.
 27. Anders E. and Grevesse N. Abundances of the elements: Meteoritic and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53, N1. P. 197-214.
 28. Bogdanov N.A. and Fedorchuk A.V. Geochemistry of Cretaceous oceanic basalts of the Olutorsky Range (Bering Sea) // Ofioliti. 1987. V. 12, N1. P. 113-124.
 29. Coleman R.G. Ophiolites. Berlin-N.Y.: Springer-Verlag, 1977. 229 p.
 30. Fedorchuk A.V. Ophiolites of the Kamchatsky Mys Peninsula (Eastern Kamchatka) // Ofioliti. 1989. V. 14, N1/2. P. 3-12.
 31. Johnson L.E. and Fryer P. The first evidence for MORB-like lavas from the outer Mariana forearc: geochemistry, petrography and tectonic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 1990. V. 100, N1-3. P. 304-316.
 32. Kravchenko-Berezhnoy I.R. and Nazimova Yu.V. The Cretaceous ophiolite of Karaginsky Island (The Western Bering Sea) // Ofioliti. 1991. V. 16, N2. P. 79-110.
 33. Kravchenko-Berezhnoy I.R., Chamov N.P. and Shcherbinina E.A. MORB-like tholeiites in a Late Eocene turbidite sequence on Karaginsky Island (The Western Bering Sea) // Ofioliti. 1990. V. 15, N2. P. 231-250.
 34. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // Can. Mineral. 1978. V. 16, N4. P. 501-520.
 35. Stern R.J., Ito E. Trace element and isotopic constraints on the source of magmas in the active Volcano and Mariana Island Arcs, Western Pacific // J. Volc. Geotherm. Res. 1983. V. 18. P. 461-482.

Поступила в редакцию 31 января 1997г.

I.A.Tararin, Z.G.Badredinov

Oceanic metamorphism and accretion of an ophiolite assemblage of the Karaginsky Island (NE Kamchatka)

Metamorphic rocks of the Karaginsky Island are a member of the accretionary complex and closely related with allochthonous gabbro-ultrabasic nappes of an ophiolite assemblage. The primary deposits originated in the Late Cretaceous (Aptian-Turonian) in the Vyvensky-Vatynsky island-arc system of Eastern Kamchatka. The forearc of this system may contain fragments of the old oceanic plate that have remained trapped since the inception of the subduction zone and have been incorporated into a largely IAT crystal structure as xenolithic blocks. Metamorphism of the primary deposits is of polymetamorphic nature, and took place principally under conditions of greenschist facies accompanied by heterogeneous solid metasomatism (spilitization). Superimposed metamorphism caused by allochthonous overburden of hot oceanic ophiolite crust that was formed in the back-arc basin, was closed in the

Late Cretaceous (K-Ar age 70...Ma). P-T parameters of the superimposed metamorphism decrease principally from low amphibolite facies to greenschist facies from the sole of the ophiolite nappe into metamorphic slice. Two distinct geochemical groups of the metamorphic rocks are recognized in the metamorphic sequence. The rocks of the first geochemical group are enriched in high-field strength elements, depleted in large ion lithophile elements. The REE patterns with LREE-depleted and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ isotope composition of these rocks are indistinguishable from N-type tholeiite MORB. These rocks have higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios than the MORB that presumably reflect conditions of early oceanic metamorphism. The metamorphic rocks of the second group are depleted in high-field strength elements and enriched in large lithophile elements (especially Sr and Ba). The trace elements ratios and REE patterns, and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of these rocks are similar to those of other island tholeiites. Thus, co-occurrence of the rocks displaying the similarity with the tholeiites of spreading zones and island arcs in the metamorphic sequence of the Karaginsky Island which were incorporated into accretionary complex in the end of the Late Cretaceous (K-Ar age 70...Ma) is caused by tectonic clustering of the overthrusting ophiolite slab resulting in high-grade metamorphism.

Дискуссия

Статья интересная, данные новых аналитических исследований привлекают к себе особое внимание. Однако хочу обратить внимание авторов на то, что не все вопросы геологического происхождения можно решить с помощью геохимии. Безусловно интересно, что метаморфизм в блоках измененных пород на о. Карагинском имеет маастрихтский возраст (70 ± 2 млн.л.). Надо отметить, что эти данные мало отличаются от определений возраста офиолитово-Карагинского по радиолариям. Установлено уже во многих регионах, что возраст метаморфических изменений в основании офиолитов всего на 3-5 млн. лет древнее осадочных пород в кровле. Иными словами, океанические образования на о. Карагинском позднемиоценовые и, видимо, đồngовозрастны с офиолитовыми комплексами в Ватыно-Укэляятском надвиге, т.е. теми крайноморскими и островодужными комплексами, которые существовали в Командорской впадине до перемещения сюда террейнов Олюторской зоны, возраст которых 120-110 млн. лет. Определенные K/Ar методом цифры 45-38 млн. лет отвечают времени становления этих террейнов. Другими словами, мы можем быть признательны авторам за определение времени наиболее крупных перемещений. Окончательное становление структуры острова произошло в миоцене.

Богданов Никита Алексеевич.
Институт литосферы РАН

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ДАЛЬНЕГОРСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНО-СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС)**Ю.П.Юшманов***АОЗТ "Электрум", г. Дальнегорск*

В статье приведены данные о региональных и локальных тектонических закономерностях размещения промышленного эпitherмального золотосеребряного оруденения в Дальнегорском рудном узле Приморья. Анализ геофизических материалов и геолого-структурных наблюдений позволяет сделать вывод, что формирование месторождений происходило в позднем мелу-палеогене в условиях горизонтальных левых сдвигов по глубинным северо-восточным разломам на периферии интрузивно-купольной структуры.

Дальнегорский рудный узел (ДРУ) расположен в пределах Приморского сектора Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (ВСАВП), наложенного на мезозойские аккреционно-складчатые образования Прибрежного террейна. Тектоническая позиция рудного узла контролируется парной зоной глубинных разломов Прибрежного-I и Прибрежного-II (рис.1). Морфологически они представлены сериями кулисных или сближенных параллельных тектонических нарушений различной мощности и протяжения, которые в геофизических полях выделяются по линиям гравитационных ступеней и по их резким изгибам. По данным ГСЗ [1] разломы круто погружаются на глубину 20-35 км, достигая поверхностей базальтового слоя и Мохоровичича. Они тракуются как система левосторонних сдвиговых дислокаций с горизонтальной амплитудой 15-17 км, вертикальной - 5-6 км [6,8]. Сдвиги с флангов охватывают интрузивно-купольную структуру (ИКС), выделяемую по данным грави- и магниторазведки. В центре ИКС расположена сложно построенная субширотная Дальнегорская вулканотектоническая депрессия (ВТД), в которую внедрен крупный Арагатский гранитоидный интрузив, представляющий собой корневую часть вулкано-структуры. Выходы интрузива перекрыты эффузивами, на флангах - осадочными породами. По данным В.П.Макарова, глубины до скрытой поверхности интрузива составляют 800-1300 м в центре и 1300-1800 м на западном фланге депрессии. Состав интрузива на глубине по гравитационным данным соответствует гранодиоритам, но есть зоны существенно гранитного состава. Переходы между разновидностями интрузивных пород постепенные.

Вокруг центральной части ВТД выделяются малые ВТД с андезитовым магматизмом, определяющие кольцообразное положение малых провалов на флангах ИКС. Выступы складчатого фундамента обнажаются дискретно полукольцом в эрозионно-тектонических окнах среди вулканитов. Вертикальная составляющая сво-

догов поднятия фундамента - около одного километра. Его концентрическое строение с интенсивным магматизмом подчеркивается полиформационной рудной зональностью, проявление которой зависит от глубины эрозионного среза магмато-генно-рудной системы. Центральная часть надинтрузивной зоны эродирована и не несет минерализации. Полиметаллические скарновые и жильные месторождения, содержащие основной объем промышленных руд, обрамляют безрудный центр. Кроме полиметаллической минерализации имеется крупное борсиликатное месторождение. Пространственная связь месторождений с нескрытыми массивами гранитоидов повышенной основности подтверждается результатами бурения [3]. Скарновые полиметаллические месторождения, так же, как и борсиликатное, ассоциируют с массивами карбонатов, которые представлены известняками триаса. Последние слагают останцы покровов, олистолиты и брекчии, которые залегают хаотически среди нижнемеловых флишоидов [5]. При отсутствии известняков в терригенных породах локализуются жильные месторождения. В зависимости от того, в какой части надинтрузивной зоны находились тела карбонатов, изменяется состав скарнов и их рудоносность [4]. Важную роль в размещении месторождений и рудных тел играют тектонические трещины и разрывы.

Ближе к центру расположены свинцово-цинковые с оловом прожилково-вкрапленные руды, сопровождаемые турмалинизацией и хлоритизацией вмещающих пород. Типичный пример - месторождение Заявочное.

На периферии ИКС располагаются проявления близповерхностных серебряных и золотосеребряных руд. Горизонтальная зональность оруденения сопровождается вертикальной. Наиболее ярко она выражена на Николаевском месторождении. Здесь на глубоких горизонтах свинцово-цинковая минерализация сменяется оловосодержащими грейзенами, а серебро и золото характерны для верхних частей месторождения [3].

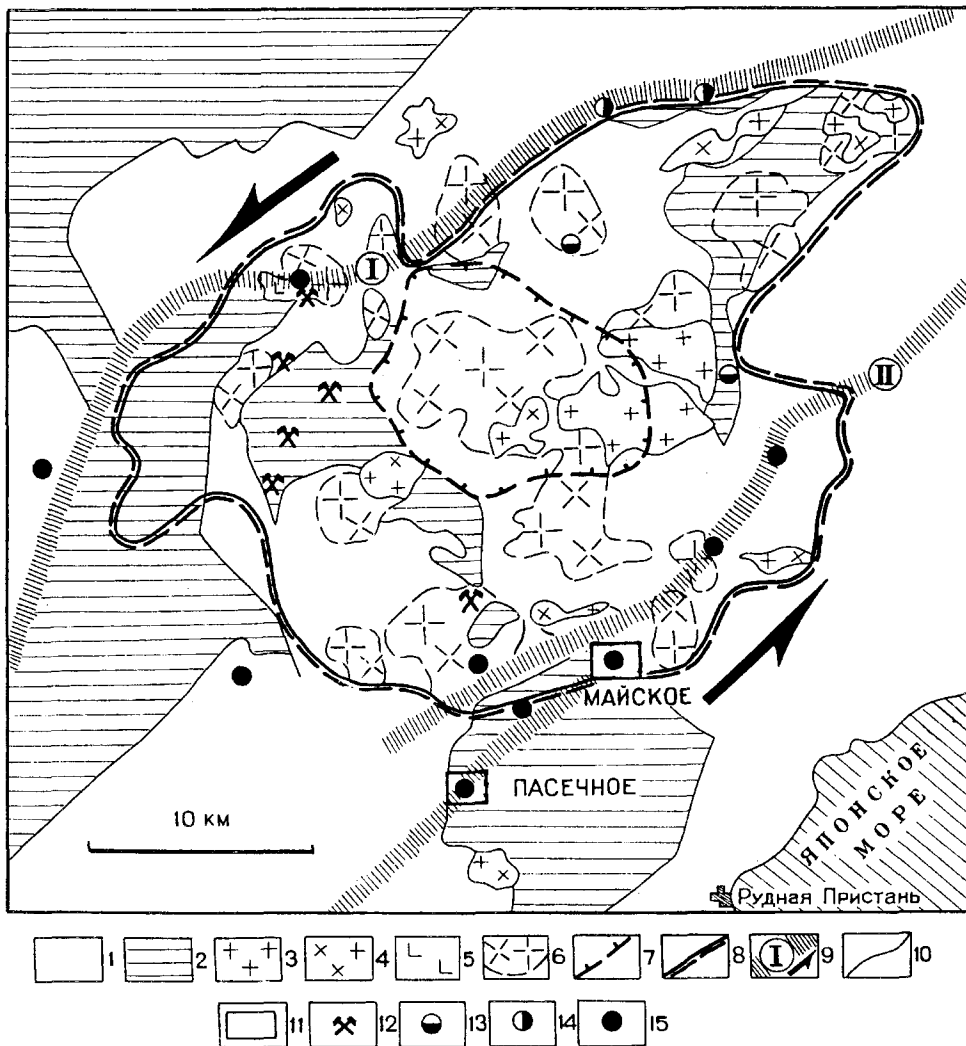


Рис.1. Схема размещения оруденения с элементами глубинного геологического строения Дальнегорского рудного узла по В.П.Макарову, с дополнениями автора.

1-верхнемеловые вулканиты; 2-нижнемеловые терригенные комплексы; 3-6- позднемеловые интрузии: 3- гранитов, 4- габродiorитов, 5- габродiorитов, 6- контуры массивов на глубине по гравиметрическим данным; 7- вулканическая депрессия; 8- просекция интрузивно-купольной структуры; 9- глубинные сдвиги: Прибрежный-I, Прибрежный-II; 10- геологические границы; 11- участки детальнх исследований; 12- скарново-полиметаллические месторождения отработываемые; 13-15- жильные месторождения и рудопроявления: 13- олово-полиметаллические, 14- серебро-полиметаллические, 15- золотосеребряные.

Собственно серебряная и золотосеребряная минерализация накладывалась на полиметаллические руды и принадлежат к самостоятельной группе эпитермальных месторождений, которые образовались на небольших глубинах при низких температурах на заключительном этапе становления ВСАВП. Полиформационность рудных компонентов свидетельствует о связи различных металлов с общим очагом [5]. Месторождения бора, олова, свинца, цинка, серебра и золота формировались в узком интервале 90-60 млн лет [7].

Северо-восточные глубинные разломы (сдвиги) выступают как участки наиболее благоприятные для формирования эпитермальных золотосеребряных месторождений преимущественно в пределах развития вулканогенных отложений чехла, реже породах складчатого фундамента. Типичным примером являются месторождение Майское и рудопоявление Пасечное.

Месторождение Майское расположено в юго-восточной части Дальнегорской ВТД на стыке с Мономаховским поднятием (рис.2). Рудовмещающие отложения

сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами кислого состава: туфоалевролитами, туфопесчаниками, гравелитами петрозувевской свиты (альбсеноман), которые вверх по разрезу сменяются псефитопсаммитовыми туфоигнибридами и туффитами приморской серии (турон-кампан). Складчатый фундамент, образованный нижнемеловыми терригенными отложениями мономаховской серии, ступенчато погружается на север, где мощность покрова вулканитов увеличивается от 200 до 1000 и более метров (рис.2, разрез).

На месторождении наряду с крутопадающими широко распространены пологие северо-западные и широтные зоны дробления. Геологически они проявлены на меж- и внутриформационные поверхности срыва. Разломы частично залечены дайками и сопровождаются гидротермальными изменениями (окварцеванием, серицитизацией) вмещающих пород, развитием ореолов мышьяка, серебра и золота.

Магматические породы относятся к двум вулканоплутоническим комплексам: позднемеловому-палео-

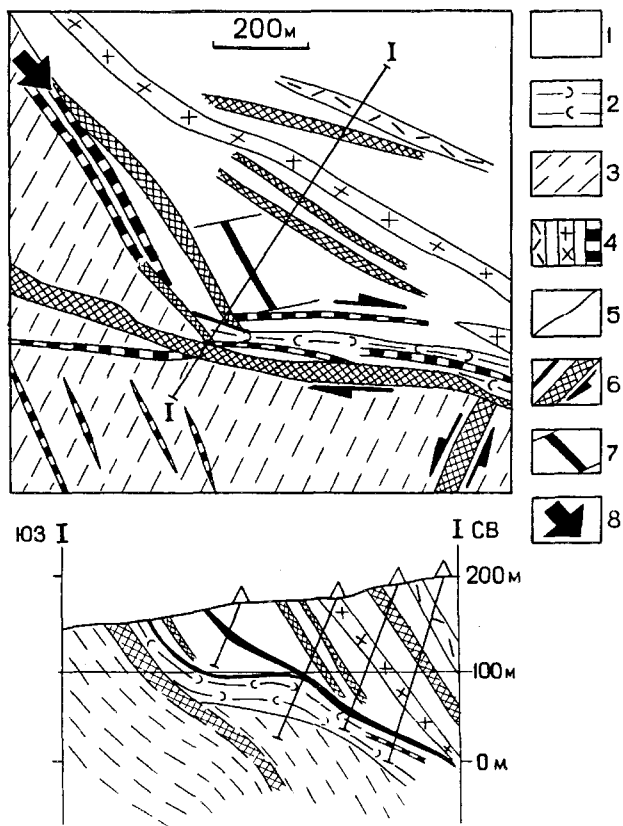


Рис.2 Геолого-структурная схема и разрез месторождения Майского

1-3- отложения: 1- вулканогенные, 2- вулканогенно-осадочные, 3- терригенные; 4- дайки: а- риолитов, б- гранодиоритов и в-порфириров; 5- геологические границы; 6- разрывы и зоны дробления с направлением сдвига; 7- рудное тело; 8- направление главного сжатия.

геновому (дайки риолитов, гранодиорит-порфириров) и палеогеновому (дайки андезитовых и долеритовых порфириров).

Установлено шесть рудных зон. Промышленный интерес представляет одна зона - Майская. В структурном плане она приурочена к контакту покрова игнимбритов с туфоигнимбритами риолитов. Рудовмещающими являются кварцево-метасоматические жилы и прожилки, переходящие по простиранию в безрудные адуляр-кварцевые брекчии и прожилковые зоны. Основными полезными компонентами являются золото и серебро, распределенные весьма неравномерно: от следов до 200 г/т и более - для золота и до 11 кг/т серебра. Оруденение проявлено в виде гнезд и мелкой вкрапленности, где присутствует самородное серебро и минералы: тетраэдрит, аргентит, пираргирит, полибазит, электрум. Более редкие стефанит, миаргирит и фрейбергит развиваются по тетраэдриту, пираргириту, полибазиту и тесно с ними ассоциируют. Тетраэдрит по данным микрозондового анализа содержит серебро до 15 вес%. Совместно с ними развита тонкая вкрапленность самородного

золота. Основная часть золота находится в электруме. В основном развито мелкое (0,01-0,02 мм) золото. Форма золотин дендритовидная, интерстициальная, изредка трещиноватая. По данным микрозондового анализа, пробность золота до 730. Характерно преобладание серебра над золотом (Ag/Au более 30). Содержание сульфидов в рудах незначительное (до 25%), установлены пирит 5-20%, арсенопирит 2-10%, весьма редко - галенит, халькопирит. Из нерудных присутствуют кварц 90-95%, адуляр 2-5%, карбонаты 1-3%, хлорит, серицит и слюда 1-2%, отмечено присутствие флюорита. В зоне окисления развит лимонит, скородит, керагирит и окислы железа.

Трещинная тектоника является важным элементом структурного контроля рудных тел. Поэтому нами на основе более 400 замеров структурных элементов, развитых в Майской зоне, построена диаграмма А (рис.3), где выделяются три максимума трещиноватости. Первый и второй максимумы характеризуют систему северо-восточных сопряженных трещин с пологим (25-45°) и достаточно крутым (50-60°) встречным падением к северо-востоку и юго-востоку соответственно. Оба максимума образуют надвиговый пояс, ось которого полого (5) погружается в направлении 320°. Встречные надвиги подтверждаются наблюдениями над бороздами и штрихами на зеркалах скольжения. Стало быть, главное напряжение второго порядка было ориентировано горизонтально в северо-восточном направлении. Кроме того, система пологих трещин совпадает со слоистостью в туфоигнимбритах и вмещает кварцевые жилы и прожилки с продуктивной золотосеребряной минерализацией (рис.3,Б).

Третий максимум характеризует систему близвертикальных восток - северо-восточных трещин, образующих два сдвиговых пояса с северо-западными трещинами. Оси поясов под углами 40° и 60° погружаются в направлении 75° и 240° соответственно. Первый пояс отражает ориентировку рудных столбов в зоне Майской, где концентрация металлов в несколько десятков раз превышает средние по зоне. Морфологически рудные столбы выделяются по пологим, частично кулисно расположенным кварцево-метасоматическим жилам, которые с флангов блокируются поперечными восток - северо-восточными сколами. Около сколов жилы тупо оканчиваются, затекают, угловато изгибаются и расщепляются. Сдвиговые пояса, очевидно, образовались позже надвиговых, о чем говорят поздние сдвиговые тектонические штрихи на надвигах и поперечных сколах. В момент рудоотложения смещения по этим разрывам носили характер соответственно левого и правого сдвига с небольшой вертикальной составляющей. При этом сжатие было ориентировано близгоризонтально в северо-западном направлении.

Морфология зоны Майской на глубине изучена недостаточно. Имеющаяся информация по буровым

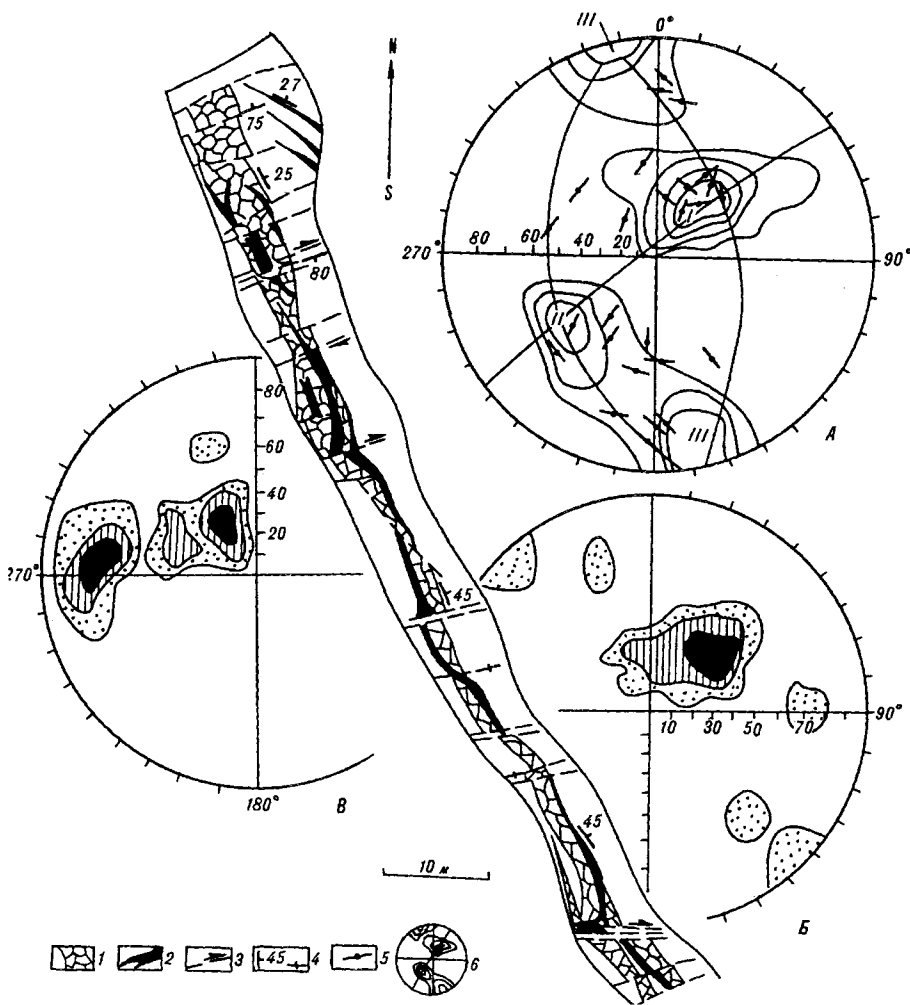


Рис.3. Морфология зоны Майской в плане с характерными структурами блокирования золотосеребряных жил.

1- брекчия адуляр-кварцевая; 2- кварцевые жилы; 3- разрывы-сдвиги; 4- элементы залегания наклонные и вертикальные; 5- ориентировка структур скольжения (для диагр.А.); точка- полюс тектонических штрихов, находящихся на данном зеркале. Диаграммы ориентировки: А- трещин (400 замеров), Б- кварцевых жил и прожилков (95 замеров), В- то же в штокверке (100 замеров).

скважинам показывает, что характер оруденения по падению рудной зоны аналогичен таковому по ее простиранию.

Вместе с тем на юго-восточном фланге зоны Майской установлено штокверковое золотокварцевое оруденение. Здесь рудовмещающие вулканогенно-осадочные отложения петрозувевской свиты, залегающие в подошве вулканитов, смяты в складку. Шарнир складки полого (5°) погружается по азимуту северо-восток 40° . На северо-западном крыле складки развиты золотокварцевые прожилки преимущественно северо-восточного и меридионального простирания (рис.3,В). Система пологих (20°) прожилков контролируется трещинами пластового срыва, которые с флангов ограничены крутыми северо-восточными и меридиональными трещинами. В свою очередь они блокируются пологими пластовыми срывами, образуя сложную систему штокверкового оруденения. Мощность прожилков от 0,2 до 15 см, протяженность до 1 м.

Надо полагать, что образование пологих сдвиго-надвигов, штокверкового оруденения и складчатости в

вулканитах генетически связаны с левым сдвигом фундамента по глубинному разлому Прибрежный-2. В породах фундамента он выражен зоной вязкого сдвига, контролирующей золотосеребряную мелосульфидную минерализацию рудопроявления Пасечного (рис.4). Рудопроявление расположено в юго-западной части Мономаховского поднятия на стыке с Кисинской ВТД. Здесь непосредственно рудовмещающими являются кремнисто-терригенные отложения горбушинской толщи, сложенные триас-юрско-нижнемеловыми аллохтонными пластинами кремней и терригенных пород [9]. Складчатая структура отсутствует, вместо нее есть фрагменты блоков, разобщенных крутыми северо-восточными разломами с приразломной сдвиговой складчатостью и зеркалами скольжения с горизонтальной тектонической штриховкой (рис.4, диагр.). Амплитуда вязкого левого сдвига, рассеянная среди многочисленных послонных нарушений, не установлена.

На юго-восточном фланге рудного поля экструзия риолитов позднемелового-палеогенового возраста выполняет раздвиг, контролируемый сближенными север-северо-восточными сдвигами.

Продуктивные кварцево-метасоматические жилы обычно крутопадающие и заключены в песчаниках, которые переслаиваются в различных взаимоотношениях с алевролитами. Жилы простираются в северо-западном направлении на всю мощность пластов или с одного бока, образуя эшелонированные серии жил или штокверковую сеть. По морфологическим признакам это сколы, которые в процессе растяжения блоков песчаников вследствие межпластовых смещений приоткрывались. Этот процесс соответствовал явлению будинажа слоистых толщ, где приоткрывание северо-западных сколов было благоприятным для внедрения магмы и рудных растворов. Количество продуктивных кварцево-метасоматических жил находится в прямой зависимости от деформированности породы в период рудоотложения, где участки с высокими содержаниями золота и серебра перемежаются с безрудными. Выделяются круто ныряющие рудные столбы, ограниченные послойными срывами. Такие же условия структурно-литологического контроля рудных тел установлены нами на Майминовском серебро-полиметаллическом месторождении, контролируемом зоной Прибрежного глубинного сдвига [2].

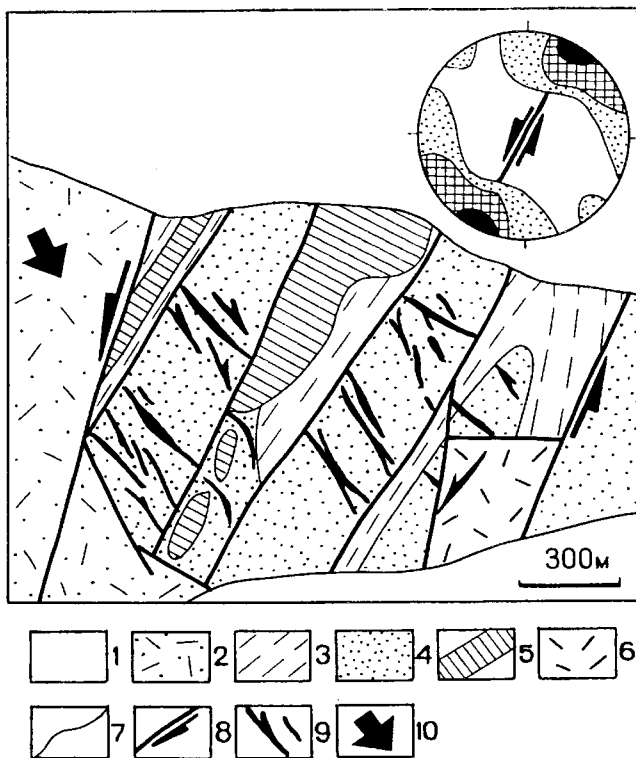


Рис.4. Эшелонированное расположение рудных тел в зоне вязкого сдвига на рудопроявлении Пасечном.

1- аллювиальные отложения; 2- туфоигмбрилы риолитов; 3- алевролиты; 4- песчаники; 5- кремнистые породы; 6- риолиты; 7- геологические границы; 8- разрывы с направлением сдвига; 9- рудные тела; 10- направление главного сжатия. В верхнем правом углу рисунка диаграммы ориентировки тектонических штрихов на крутонаклонных разрывах (200 замеров).

Рудные тела представляют собой кварцевые жилы, брекчии, зоны прожилкования различной мощности. В них визуальнo установлены две генерации кварца. Ранний кварц (иногда аметистовидный) выполняет жилы с постепенными переходами в менее окварцованные вмещающие песчаники. В алевролитах переходы резкие. Поздний кварц с вкрапленностью сульфидов (пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит и сфалерит) цементирует брекчию, развитую в центральной части жил, где по данным бороздового опробования установлена золотосеребряная минерализация. Для жильного кварца характерны гребенчатая, полосчатая брекчиевая и друзовидная текстуры, типичные для эпитеpmальных месторождений. Средние содержания золота в руде 6,5 г/т, серебра - 54 г/т. Верхние части рудных тел окислены. В зоне окисления развит лимонит, малахит, азурит, англезит, скородит и окислы железа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главная структурная закономерность ДРУ - подчиненность поперечных наложенных структур (ВТД, магматических массивов, даек, рудных тел) глубинным разломам (левым сдвигам) северо-восточной системы [6]. Сдвиги в позднем мелу-палеогене обусловили тектоно-магматическую активизацию и формирование ИКС с зональным распределением руд. При этом эпитеpmальные бананцевые золотосеребряные руды образовались на поздних этапах в зоне глубинных сдвигов. Причем разломы были проницаемы не на всем протяжении, а только на определенных участках. Благоприятными структурными ловушками для рудных растворов в породах фундамента являлись эшелонированные разрывные структуры в зонах вязкого сдвига, в вулканогенном чехле - пологие меж- и внутрiformационные срывы. Практическое значение пологих структур определяется их большой протяженностью по простиранию и высокой концентрацией оруденения в рудных столбах, а при многослойном разрезе можно ожидать многоярусные рудные залежи, что подтверждается проявлением штокверкового золотокварцевого оруденения в подошве вулканогенного чехла. Кроме того, на бананцевое размещение оруденения влияли литологический состав, физико-механические свойства слоистых толщ и внутреннее строение локальных трещинных структур.

Установленные закономерности позволяют объективно подойти к оценке рудоносных площадей и вовлечению в разработку высокоэффективных мелких месторождений золотосеребряных руд, находящихся в радиусе действия горнодобывающих предприятий Дальнегорского горнопромышленного района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А. и др. Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ). М.: Наука. 1976. 62 с.

2. Врублевский А.А., Юшманов Ю.П. Сдвиговые дислокации и литологический контроль размещения рудной минерализации Майминоовского месторождения (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1995. N 6. С.118-120.
3. Говоров И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
4. Корсунов Е.Г., Юшманов Ю.П. Геохимическая и гидротермально-метасоматическая зональность скарново-рудных полей Дальнегорского района и их структурная позиция // Рудные месторождения Дальнего Востока - минералогические критерии прогноза, поиски и оценка. Владивосток, 1991. С.32-33.
5. Радкевич Е.А. Очерк металлогении Тихоокеанского рудного пояса. М.: Наука, 1977. 94 с.
6. Уткин В.П. Сдвиговые дислокации, магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1989. 154 с.
7. Ханчук А.И., Раткин В.В., Рязанцева М.Д. и др. Геология и полезные ископаемые Приморского края. Владивосток: Дальнаука, 1995. 65 с.
8. Юшманов Ю.П. К вопросу о тектонических движениях по Нежданкинскому разлому (Приморье) // Тихоокеан. геология. 1985. N 3. С.117-120.
9. Юшманов Ю.П., Теребило В.И., Журавлев В.Н. и др. Конседиментационные тектонические покровы и закономерности локализации полиметаллического оруденения в Дальнегорском рудном районе // Геологические условия локализации эндогенного оруденения. Владивосток, 1989. С.149-158.

Поступила в редакцию 1 апреля 1996г.

Yu.P. Yushmanov

On the specific localization features of gold-silver mineralization in the Dal'negorsk ore field (Eastern Sikhote-Alin volcanic belt)

The paper deals with data on regional and local tectonic regularities of the distribution of epithermal gold-silver deposits within the Dal'negorsk ore field of Primorie. The analysis of the geophysical materials and geological-structural observations allows to make the conclusion, that generation of the deposits took place during the Late Cretaceous-Paleogene under left-lateral strike-slip kinematic regime along the north-eastern deep faults at the periphery of the intrusion-dome structure.

ГЕОФИЗИКА

УДК 551.14

ПРОСТАЯ МОДЕЛЬ РАСЧЕТОВ НАПРЯЖЕНИЙ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ЛИТОСФЕРЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЕЕ ИНТЕРПРЕТАЦИИ

Л.А.Маслов

Вычислительный центр ДВО РАН, г.Хабаровск

Рассмотрен механизм генерации механических напряжений в вязком слое под действием его внутренних плотностных и топографических неоднородностей. Рассмотрены три варианта: слой Эри, слой Пратта и полупространство. Получены аналитические решения для распределения напряжений и проведены конкретные расчеты. Показано, что максимальные касательные напряжения внутри слоя концентрируются в областях максимального градиента его мощности и связаны со степенью изостатической компенсации. Проведено сопоставление наблюдаемых данных по глубинным разрезам Северо-Восточной Азии. Показана достаточно высокая степень корреляции плотности распределения разломов по отдельным участкам разрезов и вариаций топографии границы Мохоровичича.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время существует множество различных взглядов и представлений о происхождении механических напряжений в земной коре и литосфере. Перечислим наиболее значимые и наиболее установленные из них.

I. Напряжения в теле литосферы создаются мантийной конвекцией за счет сцепления (трения) вещества движущейся мантии с основанием литосферы. Так, например, в работе [22] сделаны расчет и тектоническая интерпретация напряжений, создаваемых в литосфере общемантийной конвекцией. В другой работе [21] сделаны расчеты регионального поля напряжений, создаваемого верхнемантийной конвекцией (до глубины 670 км) в области северокитайской платформы. Расчеты и интерпретация механических напряжений в литосфере Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода, вызываемых конвекцией, были проведены также в работе [7]. Результаты показали определенную связь структуры конвекции, поля генерируемых напряжений и некоторых основных особенностей тектонического строения исследуемых регионов. В то же время, в указанных работах отмечается, что конвективный механизм генерации напряжений не является единственным и при изучении динамики литосферы следует учитывать и другие источники напряжений.

II. Большое внимание современных исследователей привлекают механизмы генерации напряжений, связанные с ротационным режимом Земли.

В результате изменения скорости вращения и, соответственно, полярного сжатия, в литосфере планеты возникают значительные напряжения, которые ответственны за образование крупнейших разломов и, вероятно,

планетарной регматической сети. Изменение положения оси вращения (миграция полюса) создает в литосфере так называемые "мембранные" напряжения.

Приливные деформации твердой Земли ответственны за большие перемещения литосферы (западный дрейф), а также накопление значительных напряжений в дивергентных и конвергентных границах [14]. Известна также роль лунно-солнечных приливов как спускового механизма землетрясений. Обзор перечисленных в пп. I-II механизмов можно найти в работах [5,6].

III. Другой важной причиной возникновения больших напряжений в теле планеты являются изменения ее радиуса (если таковые существуют). Впрочем, считать радиус Земли фиксированным на протяжении ее долгой геологической истории кажется гораздо более неестественным, чем допускать его изменение. В настоящее время гипотеза пульсирующей Земли активно разрабатывается Е.Е.Милановским [17].

IV. Отметим, наконец, напряжения, возникающие в результате релаксации плотностных и топографических неоднородностей в коре и мантии Земли. Если иметь в виду в основном структуры земной коры, то по отношению ко многим из них, перечисленные в пп. I - III напряжения являются результатом действия внешних причин. В то же время, напряжения, возникающие в структуре в результате релаксации ее собственных плотностных и топографических неоднородностей под действием поля силы тяжести однородной Земли, будем определять как вызванные внутренними причинами. В связи с этим дадим еще одну классификацию полей напряжений: можно рассматривать напряжения "конструктивные", т.е. активные, приводящие к формированию определенных структур и можно рассматривать напряжения "деструктивные" - пассивные, вызванные релаксацией существующих и уже

“отмирающих” структур. Следует иметь в виду, что такая классификация в достаточной мере условная и что в одной и той же структуре в одно и то же время могут неразделенно сосуществовать как конструктивные, так и деструктивные напряжения. Существует ряд работ, посвященных математическому моделированию напряжений в релаксирующем слое переменной мощности: [2,3,12,20]. В перечисленных публикациях, однако, слабо представлен анализ полученных решений и почти полностью отсутствует их геологическая верификация. Кроме того, как правило, рассматриваются напряжения средние по слою, в то время как нас интересуют детали распределения напряжений в слое. Средние по слою напряжения рассматриваются также в модели изгиба тонкой пластины (литосферы) при изучении ее эрозивно-изостатической релаксации [19]. Наиболее близкой к рассматриваемому нами подходу является модель изгиба толстой пластины [11] под действием нагрузок, приложенных к ее верхней и нижней поверхностям.

Подход, предлагаемый в настоящей работе основан на изучении деструктивных напряжений, возникающих в результате релаксации топографических и плотностных неоднородностей слоев в поле силы тяжести однородной Земли (двумерная задача в декартовых координатах). Никакие внешние силы, кроме объемных, в постановке и решении задач не учитываются. Особое внимание уделяется анализу решения, изучению распределения напряжений внутри слоя и тектонической интерпретации полученных результатов.

ФИЗИЧЕСКАЯ ФОРМУЛИРОВКА ЗАДАЧИ

1. О распределении механических напряжений в слое Эри.
2. О распределении механических напряжений в слое Пратта.
3. О распределении напряжений в полупространстве.

В первом случае (слой Эри) напряжения в слое вызываются неоднородностями его верхней и нижней границ, т.е. рельефом дневной поверхности и вариациями границы Мохоровичича. В слое Пратта напряжения создаются рельефом дневной поверхности и плотностными неоднородностями самого слоя. В полупространстве напряжения создаются только рельефом его свободной поверхности. Вариации рельефа могут быть пересчитаны в нагрузки, заданные на соответствующей границе. Так, например, при плотности масс 2.8 г/см^3 , ускорении силы тяжести 9.8 см/сек^2 и амплитуде высоты рельефа, равной 0.73 км , амплитуда нагрузки составляет -20 МПа . При контрасте плотности, равном 0.2 г/см^3 и амплитуде вариации рельефа границы Мохо, равной 14 км , амплитуда нагрузки составляет -20 МПа . Знак минус указывает на то что нагрузки сжимающие.

На рис.1 показаны схемы каждой из трех задач. Их математическая постановка и аналитические реше-

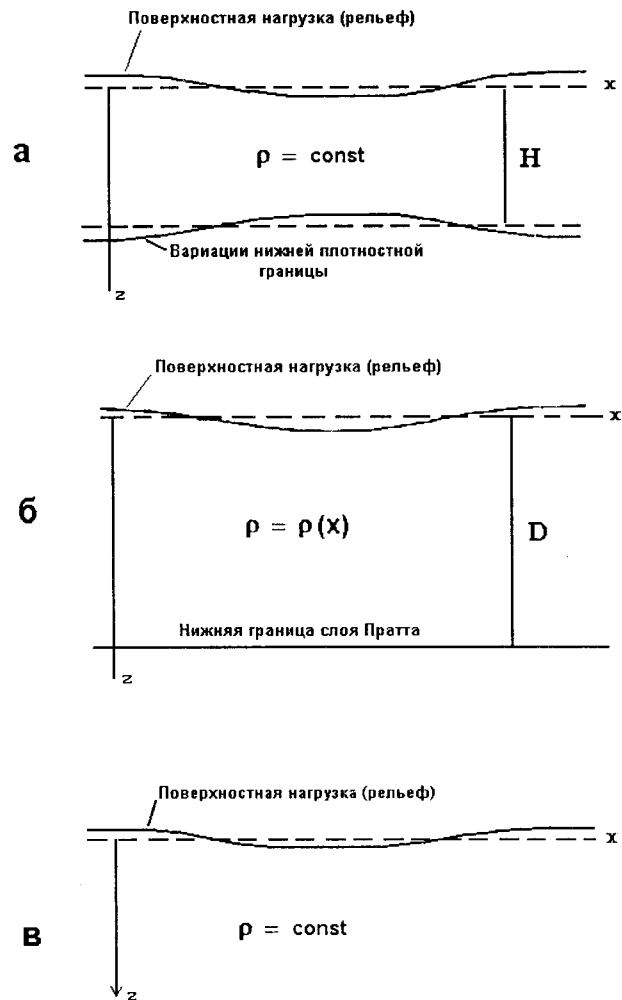


Рис.1. Геометрическая схема задачи

- а. Модель слоя Эри
- б. Модель слоя Пратта
- в. Модель полупространства

ния даны в работе [5] (см. также Приложение). Напряжения $\sigma_x(x,z)$ (по горизонтали), $\sigma_z(x,z)$ (по вертикали) и $\tau(x,z)$ (касательные) рассчитывались для гармонических нагрузок P_1 и P_2 , заданных на верхней и нижней границах слоя средней мощности H :

$$P_1(x) = P_{10} \cos(2\pi x/L),$$

$$P_2(x) = P_{20} \cos(2\pi x/L)$$

Здесь x - текущая горизонтальная координата, L - длина волны, P_{10} и P_{20} - амплитуды нагрузок.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

На рис.2а. показано распределение горизонтальных напряжений $\sigma_x(x,z)$ в слое Эри, рассчитанных по формулам (П6). Как видно, области положительных и отрицательных значений σ_x чередуются в шахматном порядке. Для заданных в настоящем варианте расчета

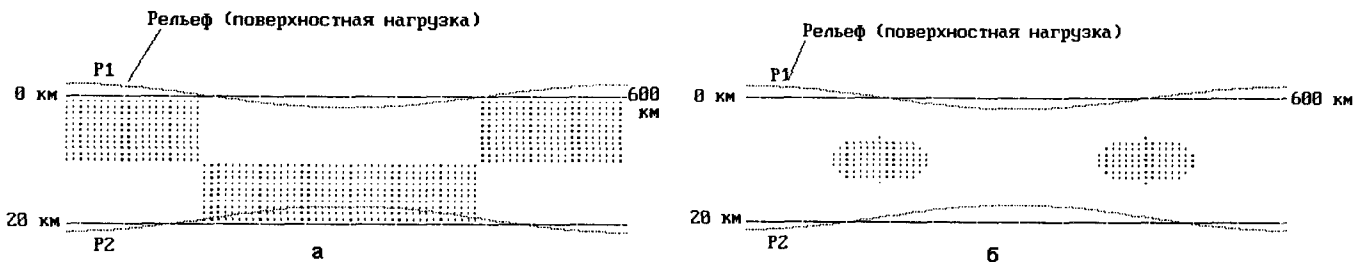


Рис.2 Распределение горизонтальных и касательных напряжений в слое Эри

- а. Распределение горизонтальных напряжений. Точками показаны области где $\sigma_x > 0$. Средняя мощность слоя $H = 20$ км; длина волны нагрузки $L = 600$ км.
 б. Распределение касательных напряжений. Точками показаны области в которых $|\tau| > 12$ МПа.

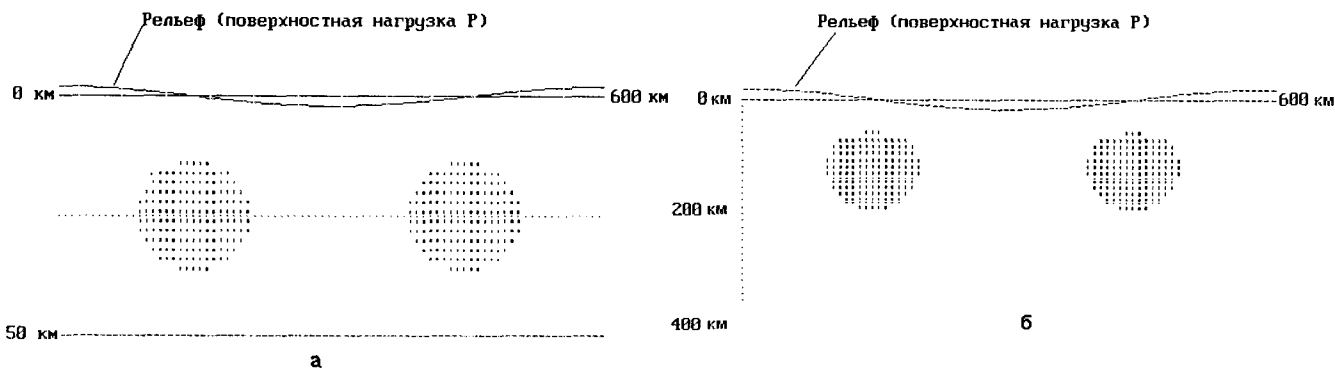


Рис.3 Распределение касательных напряжений в слое Пратта и в полупространстве.

- а. Распределение касательных напряжений в слое Пратта. Точками показаны области, где $|\tau| > 45$ МПа.
 б. Распределение касательных напряжений в полупространстве. Точками показаны области, где $|\tau| > 17$ МПа.

нагрузок $P_{10} = -20$ МПа и $P_{20} = -22$ МПа, максимальные горизонтальные напряжения (растяжения или сжатия) достигают величин 270 МПа, что значительно выше амплитуд самих нагрузок. Заметим, что гидростатическое давление на глубине 20 км при плотности слоя 3.0 г/см³ составляет примерно 600 МПа. Исследование аналитического решения (П6) показало, что максимальное значение напряжений в слое σ_x зависит от абсолютного значения разности амплитуд P_{10} и P_{20} нагрузок и от квадрата отношения длины волны нагрузки L к средней мощности слоя H :

$$\max(|\sigma_x(x,z)|) = \frac{abs(P_{10} - P_{20})(L/H)^2}{C} \quad (1)$$

Здесь H средняя мощность, L - длина волны гармонической нагрузки (топографии), C - константа, равная 6.58. Из приведенной формулы следует, что при равенстве P_{10} и P_{20} , т.е. при полной изостатической компенсации, напряжения σ_x в слое всюду равны нулю.

На рис. 2б показано распределение касательных напряжений $\tau(x,z)$ в слое Эри. Точками обозначены области для которых $|\tau(x,z)| \geq 12$ МПа. Здесь видно, что максимальные касательные напряжения имеют место в области максимального градиента мощности слоя. При амплитуде нагрузки на верхней границе слоя -20 МПа и -22 МПа - на нижней, максимальное значение напряжений $\tau(x,z)$ составляет 15 МПа. Аналогичное распределение касательных напряжений имеет место в слое Пратта и в полупространстве (рис.3).

Исследование аналитического выражения (П6) для касательных напряжений в слое Эри, показало, что максимальные значения касательных напряжений (по абсолютной величине) зависят от модуля (абсолютного значения) разности амплитуд P_{10} и P_{20} нагрузок:

$$\max(|\tau(x,z)|) = \frac{abs(P_{10} - P_{20})(L/H)}{C} \quad (2)$$

Здесь C - константа, равная 4.22. Из выражения (2) следует, что, если слой изостатически точно уравновешен, т.е. $P_{10} = P_{20}$, то касательные напряжения в нем всюду равны нулю независимо от вариаций мощности слоя. Графики зависимости максимальных значений модуля σ_x и максимальных значений модуля τ от модуля разности нагрузок показаны на рис.4. Пусть известно, что амплитуда рельефа дневной поверхности отличается от равновесной на 70 метров. При плотности топографических масс 2.8 г/см³ это соответствует абсолютному значению разности амплитуд нагрузок $|P_{10} - P_{20}| = 2$ МПа. Если отношение длины волны вариаций рельефа L к средней мощности слоя H равно 60 (например, $H=30$ км, $L=1800$ км), то максимальные касательные напряжения τ в данном случае составляют 25 МПа (рис.4а), а горизонтальные σ_x превышают 1000 МПа (рис.4б). Согласно [13], этих значений напряжений достаточно для образования в земной коре разломов и других тектонических дислокаций.

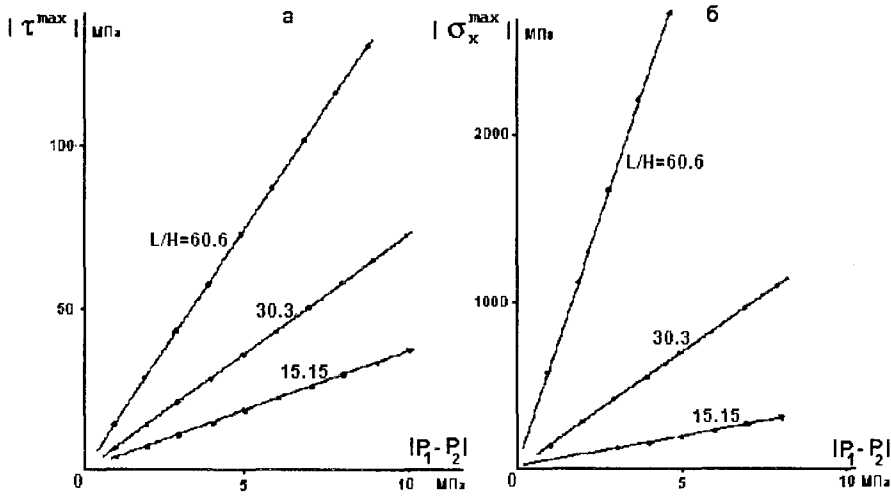


Рис.4 Графики зависимости максимальных значений $abs(\tau)$ и $abs(\sigma_x)$ в слое Эри от модуля (абсолютного значения) разности амплитуд нагрузок .

а. Зависимость максимального значения $abs(\tau)$ от $P_{10}-P_{20}$, формула (2).
 б. Зависимость максимального значения $abs(\sigma_x)$ от $P_{10}-P_{20}$, формула (1).

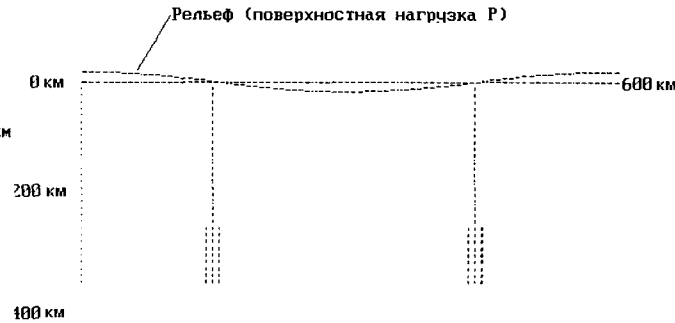
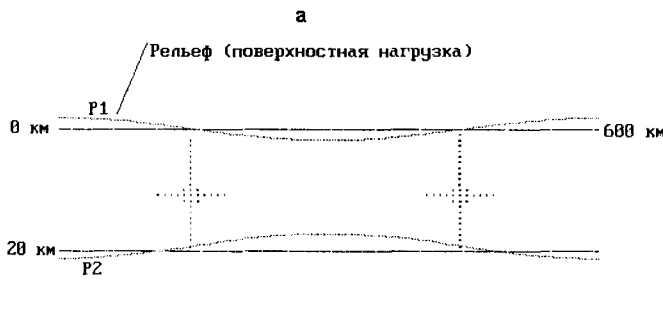


Рис. 5 Направления осей максимальных касательных напряжений в слое Эри (а) и в полупространстве (б).

Расчеты направлений осей главных напряжений (рис.5), показали, что максимальные касательные напряжения в “переходной области” направлены вертикально, разделяя области повышенной и пониженной мощности слоя на блоки. Данная особенность способствует образованию разломов в местах максимальных градиентов мощности слоя и относительному вертикальному смещению соответствующих блоков.

Другое, сопряженное первому, направление максимальных касательных напряжений ориентировано горизонтально, деля слой на два, что может рассматриваться как одна из причин так называемой тектонической расслоенности земной коры.

ПРЕДЕЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ МАТЕРИАЛА И ОБЛАСТИ ПОВЫШЕННОЙ ЭНЕРГЕТИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЛИТОСФЕРЫ

В настоящей работе принята модель вязкой ньютоновой жидкости, в которой рассматривать образование разломов было бы некорректным. Однако, если учесть, что время Максвелла T для литосферы и особенно ее верхних слоев достаточно большое, то на многие процессы с характерными временами $t < T$ литосфера будет реагировать как упругое тело.

Одним из важных показателей напряженно - деформированного состояния материала является так называемая интенсивность напряжений

$$\sigma_i = \frac{\sqrt{2}}{2} \sqrt{(\sigma_x - \sigma_y)^2 + (\sigma_y - \sigma_z)^2 + (\sigma_z - \sigma_x)^2 + 6(\tau_{xy}^2 + \tau_{yz}^2 + \tau_{zx}^2)}$$

которая связана с энергией формоизменения и октаэдрическими касательными напряжениями следующими формулами:

$$\tau_{oct} = \frac{\sqrt{2}}{3} \sigma_i, \quad \Theta = \frac{(1 + \mu)}{3E} \sigma_i^2$$

Касательные октаэдрические напряжения и энергия формоизменения могут рассматриваться как показатели предельного состояния материала, соответствующего началу его разрушения.

Расчет геометрии зон предельного состояния материала проведен для полупространства при заданных вариациях рельефа (нагрузок) на его поверхности, рис. 6. Точками на рисунке показаны области в которых одновременно выполнялись два условия:

$$\sigma_i > \sigma_i^* \text{ и } \tau > \tau^*$$

где σ_i^* и τ^* некоторые наперед заданные “критические” значения σ_i и τ . Произвольное задание σ_i^* и τ^* и представляет собой несколько вольное трактование условий предельного состояния материала на больших глубинах, но нами здесь не рассматривается, поскольку выходит за рамки настоящей работы.

Из рис.6а видно, что в областях сочленения “континентального” и “океанического” блоков наблюдаются

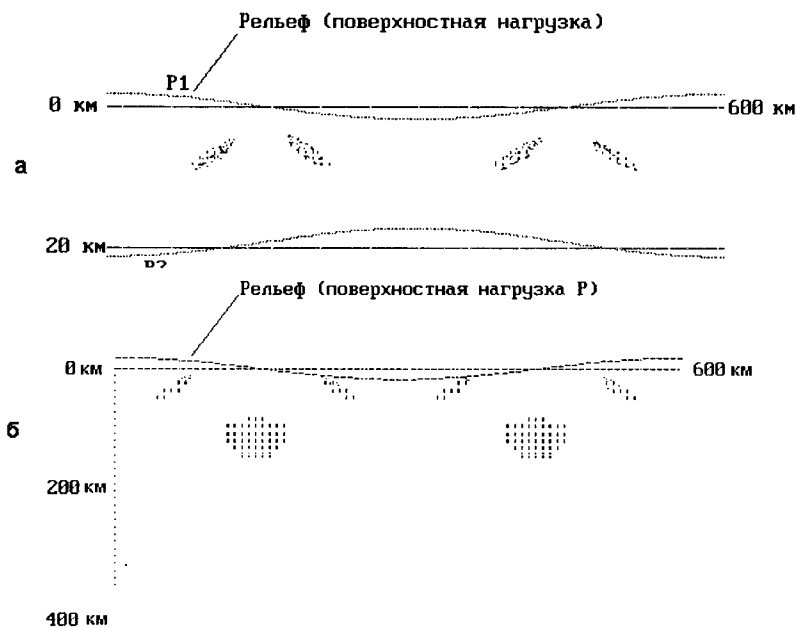


Рис.6 Области предельного состояния среды.

а. Слой Эри. Точками показаны области, где одновременно $\sigma_i > 40$ МПа и $\tau > 10$ МПа;

б. Полупространство. Точками показаны области, где одновременно $\sigma_i > 33.5$ МПа и $\tau > 6$ МПа.

наклонно падающие под континент и под океан критические области, которые могут реализоваться в действительности как сейсмофокальные зоны Заварицкого-Беньофа или Тараканова. Из рис.6б, видно также, что помимо наклонных "сейсмофокальных" зон, наблюдается "корневая" область предельного состояния материала центр масс которой находится на глубине примерно 100 км. Как отмечалось в работах [8,15,16,18], согласно сейсмомографическим и гравиметрическим данным, центр масс зоны разуплотнения (корневая область Тихоокеанского пояса) находится именно на этих глубинах, т.е. порядка 100-150 км.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как показано выше, наибольшие касательные напряжения возникают в области максимального градиента мощности слоя при условии, что слой изостатически неуравновешен, причем степень неуравновешенности определяет амплитуду напряжений согласно формулам (1) и (2). Очевидно, что именно в этих областях следует ожидать наибольшего количества (наибольшей плотности) разломов. С целью проверки данного утверждения нами были рассмотрены отдельные участки глубинных разрезов севера Азии [4]. На каждом участке, последовательно, начиная от левого края, вдоль горизонтальной координаты снималось количество разломов по накоплению $\sum N(x)$ и соответствующее расстояние $M(x)$ от поверхности до границы Мохоровичича. Кривые $\sum N(x)$ и $M(x)$ сглаживались (на рис.7 приведены данные, усредненные по пяти точкам), и затем, вдоль этих кривых численно находились производные по горизонтальной координате x . Смысл производной $d(\sum N(x))/dx$ - плотность

числа разломов в данной точке; смысл производной $d(M(x))/dx$ - градиент топографии Мохо в этой же точке. На рис.7а приведены графики $\sum N(x)$, $M(x)$ и соответствующие производные для разреза I, листы 6 и 7, (участок: Байдарацкая губа - Норильск - Седедема - полуостров Кроноцкий). На рис.7б приведены графики $\sum N(x)$, $M(x)$ и соответствующие производные для разреза IV, листы 5,7 (участок: Таймыр - Марха - Зея - Итуруп). Поскольку нас интересует связь плотности разломов с "крутизной" Мохо вообще, а не с ее знаком, на рис.7 приведены абсолютные значения $d(M(x))/dx$. Расчет коэффициента корреляции k рядов данных $d(\sum N(x))/dx$ и абсолютных значений $d(M(x))/dx$ для первого разреза дал $k = 0.601$. Учитывая необычайную сложность геологических (тектонических) процессов, их многозначность и неравномерность протекания во времени, полученное значение коэффициента корреляции можно считать достаточно высоким. Что касается разреза IV, то в этом случае, как видно из рис.7б, достаточно четкая положительная (возможно нелинейная) корреляция наблюдается на разрезе за исключением участка АВ в пределах которого находятся два крупных осадочных бассейна: Среднеамурской впадины и Татарского пролива.

Действием рассмотренного в настоящей работе механизма генерации напряжений можно объяснить ряд достаточно хорошо известных геофизических фактов, таких как:

1. Образование зон разломов вдоль границы сочленения континентального и океанического блоков. Появление таких зон стимулирует комплекс сложнейших глубинных процессов, приводящих к формированию островных дуг и окраинных морей:

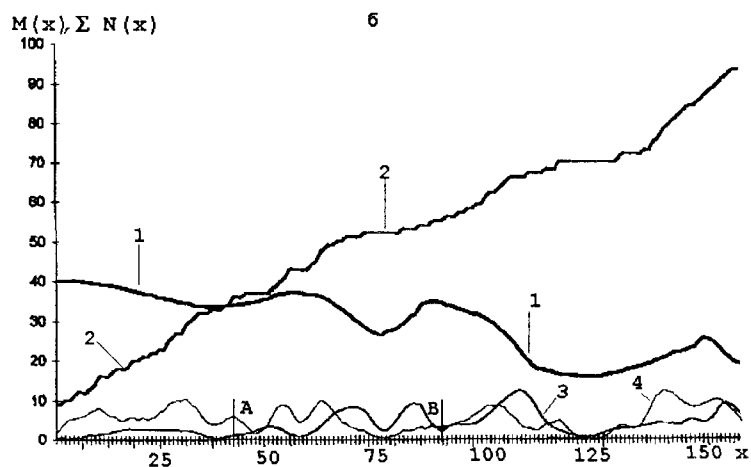
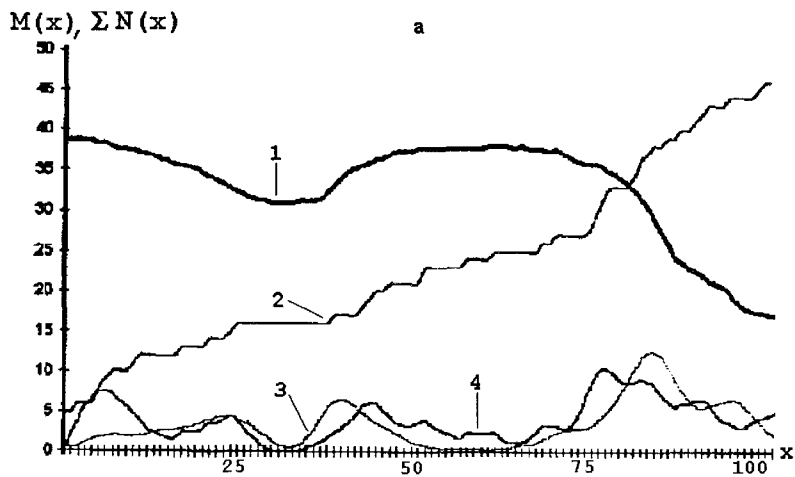


Рис.7 Сопоставление плотности разломов в земной коре и вариаций границы Мохоровичича на участках глубинных разрезов [4].

1 - глубина до границы Мохоровичича $M(x)$; 2 - количество разломов по накоплению $N(x)$; 3 - абсолютное значение производной по координате x от $M(x)$; 4 - производная по координате x от $N(x)$.

а. Разрез №1, листы 6,7. Участок: Байдарацкая губа - Норильск - Седедема - полуостров Кроноцкий. Коэффициент корреляции рядов данных 3 и 4 равен 0.601.

б. Разрез №4, листы 5,6,7. Участок: Таймыр - Марха - Зея - Итуруп

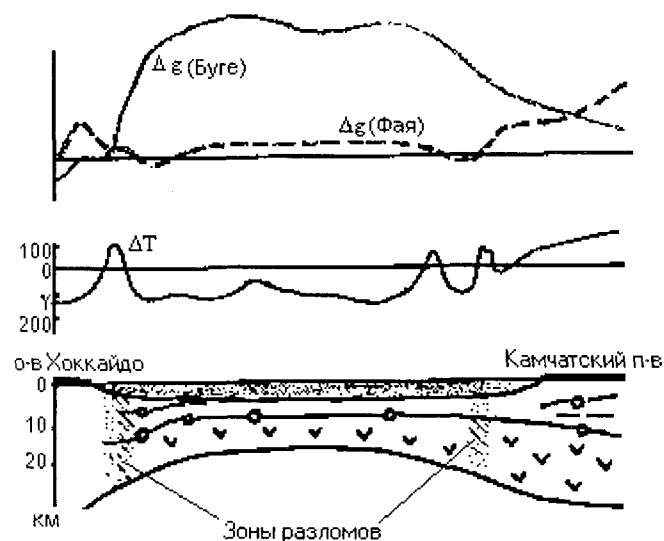


Рис.8 Соотношение геолого-геофизических характеристик продольного сечения Курильской островной системы по [9].

“Возникающее из первоначального разлома “зияние” между континентом и будущей островной дугой ... расширяется под давлением астеносферного потока. Заполняемое снизу продуктами астеносферы, ... а сверху - продуктами вулканогенно-терригенной деятельности, ... такое море развивается ... в направлении океана ...” [10].

2. Концентрация касательных напряжений в областях градиента мощности слоя, повышенная плотность разломов в периферийной части окраинных морей

3. Повышенная сейсмичность многих континентальных окраин.

Наличие интенсивных линейных магнитных аномалий, простирающихся конформно береговой линии окраинных морей [1].

В областях изменения мощности земной коры имеют место значительные градиенты гравитационного поля. Поэтому наблюдающаяся довольно часто комплексная корреляция таких характеристик как повышенная сейсмичность, повышенная раздробленность земной коры, высокие аномалии магнитного поля, повышенный тепловой поток, гравитационная ступень (см. рис.8) может быть вызвана единой причиной, а именно концентрацией ме-

ханических напряжений по рассматриваемому в настоящей работе механизму. При этом надо учитывать, что для его "запуска" необходима определенная изостатическая раскомпенсация слоя. Разумеется, данный механизм генерации напряжений не является единственным. Тем не менее, как видно из работы, вызываемые им тектонические следствия составляют одно из заметных явлений в геодинамике земной коры.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Рассмотрим слой вязкой ньютоновой жидкости, покоящийся на идеальном основании. Уравнения равновесия запишем в виде:

$$\frac{\partial \sigma_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_z}{\partial z} = 0 \quad (\text{П1})$$

Добавим сюда условия неразрывности:

$$\Delta(\sigma_x + \sigma_z) = 0 \quad (\text{П2})$$

и граничные условия для слоя Эри:

$$\text{а) } \sigma_z(x, 0) = -\rho_c g_0 T_B(x), \quad \tau_{xz}(x, 0) = 0$$

$$\text{б) } \sigma_z(x, -H) = \rho g_0 T_H(x), \quad \tau_{xz}(x, -H) = 0 \quad (\text{П3})$$

Здесь T_B и T_H - значения топографии верхней и нижней грани слоя, соответственно.

Поскольку плотность слоя ρ_c предполагается постоянной, гидростатическая часть тензора напряжений может быть вычислена отдельно: $P = -\rho_c g_0 z^2$

Постановка задачи в виде (П1, П2) с граничными условиями (П3) предполагает рассмотрение мгновенного состояния среды, отвечающего начальной ее конфигурации. Применяя к исходным уравнениям (П1, П2) и граничным условиям (П3) преобразование Фурье по координате x :

$$\bar{\varphi}(k) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} \varphi(x) e^{ikx} dx,$$

получим

$$ik\bar{\sigma}_x + \bar{\tau}'_{xz} = 0,$$

$$ik\bar{\tau}_{xz} + \bar{\sigma}'_z = 0, \quad (\text{П4})$$

$$(\bar{\sigma}_x + \bar{\sigma}_z)'' - k^2(\bar{\sigma}_x + \bar{\sigma}_z) = 0$$

Решение этой системы дает:

$$\bar{\sigma}_z = C_1 e^{-kz} + C_2 e^{kz} + C_3 z e^{-kz} + C_4 z e^{kz},$$

$$\bar{\tau}_{xz} = \frac{1}{i} \left[C_1 e^{-kz} - C_2 e^{kz} - C_3 \left(\frac{1}{k} - z \right) e^{-kz} + C_4 \left(\frac{1}{k} + z \right) e^{kz} \right],$$

$$\bar{\sigma}_x = -C_1 e^{-kz} - C_2 e^{kz} - C_3 \left(\frac{2}{k} - z \right) e^{-kz} + C_4 \left(\frac{2}{k} + z \right) e^{kz}. \quad (\text{П5})$$

Применение граничных условий (П3) к первым двум уравнениям позволяет составить систему четырех линейных алгебраических уравнений относительно коэффициентов C_1, C_2, C_3, C_4 , решение которой дает:

$$C_1 = \text{Det } C_1 / \text{Det}(A); \quad C_2 = \text{Det } C_2 / \text{Det}(A);$$

$$C_3 = \text{Det } C_3 / \text{Det}(A); \quad C_4 = \text{Det } C_4 / \text{Det}(A),$$

где $\text{Det}(A)$ обозначает детерминант системы, относящейся к модели слоя Эри. Подставляя найденные значения C в выражения (П5), найдем

$$\bar{\sigma}_x(k) = \Phi_x(kz), \quad \bar{\sigma}_z(k) = \Phi_z(kz), \quad \bar{\tau}_{xz}(k) = \Phi_{xz}(kz), \quad (\text{П6})$$

где Φ - некоторые известные функции, получающиеся в результате решения системы относительно коэффициентов C_1, C_2, C_3, C_4 .

Для вязкого полупространства решение (П6) принимает простую форму:

$$\bar{\sigma}_z = \hat{f}(k) g_0 (1 + kz) e^{-kz}$$

$$\bar{\sigma}_x = -\hat{f}(k) g_0 (1 - kz) e^{-kz} \quad (\text{П7})$$

$$\bar{\tau}_{xz} = -i \hat{f}(k) g_0 k z e^{-kz}$$

где $\hat{f}(k)$ - трансформанта Фурье поверхностной нагрузки (рельефа). Как следует из соотношений (П7), максимальные касательные напряжения имеют место в точках перегиба рельефа.

В случае равновесия по Пратту, в слое возникают объемные силы, вызванные аномальной его плотностью $\Delta\rho(x)$:

$$\Delta\rho(x) = \rho_p - \rho_o = \frac{\rho_o H + \rho_w t(x)}{H + t(x)} - \rho_o = \frac{(\rho_w - \rho_o)t(x)}{H + t(x)}$$

Уравнения равновесия в этом случае примут вид:

$$ik\bar{\sigma}_x + \bar{\tau}'_{xz} = 0,$$

$$ik\bar{\tau}'_{xz} + \bar{\sigma}'_z = \Delta\bar{\rho}(k)g,$$

$$(\bar{\sigma}_x + \bar{\sigma}_z)'' - k^2(\bar{\sigma}_x + \bar{\sigma}_z) = 0.$$

Исключая $\bar{\sigma}_x$ и $\bar{\tau}'_{xz}$ найдем

$$\bar{\sigma}_z^{(4)} - 2k^2\bar{\sigma}_z'' + k^4\bar{\sigma}_z' = 0$$

Решение этого уравнения:

$$\bar{\sigma}_z = C_1 e^{-kz} + C_2 e^{kz} + C_3 z e^{-kz} + C_4 z e^{kz}, \quad (\text{П8})$$

откуда

$$\bar{\tau}_{xz} = i \left(\Delta\bar{\rho}(k)g_0 - \bar{\sigma}'_z \right) / k,$$

$$(\text{П9})$$

$$\bar{\sigma}_x = -\frac{1}{k^2} \bar{\sigma}_z'' \quad (\text{П10})$$

Используя граничные условия для слоя Пратта:

$$\sigma_z = (x, 0) = -\rho_c g_0 T(x), \tau_{xz}(x, 0) = 0$$

$$\sigma_z = (x - H) = 0, \tau_{xz}(x, -H) = 0$$

придем к системе линейных алгебраических уравнений относительно коэффициентов C_1, C_2, C_3, C_4 , решение которой позволит найти напряжения σ_z, σ_x, τ .

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А.А. О природе магнитных аномалий окраинных морей Востока Азии // Тихоокеан. геология. 1992. №6. С.3-11.
2. Артюшков Е.В. М.: Наука, 1979. 327с.
3. Бацанин С.Ф., О вязких напряжениях в литосфере // Физика Земли № 7. 1984. С.22-28.
4. Глубинные геологические разрезы севера Азии (м-ба 1,000,000)/Под ред. И.В.Луцицкого. М.: Мингео СССР. 1985.
5. Маслов Л.А., Геодинамика литосферы Тихоокеанского подвижного пояса. Владивосток: Дальнаука, 1996. 200с.
6. Маслов Л.А., Геодинамика Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1991. 86с.
7. Маслов Л.А., Туезов И.К., Расчет механических напряжений в литосфере востока Азиатского континента и зоны перехода на основе гравитационных данных // Тихоокеан. геология. 1982. №6. С.41-47.
8. Маслов Л.А., Романовский Н.П., Строение Тихоокеанского подвижного пояса и его динамика по поверхностным и глубинным геолого-геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. №3. С.3-23.
9. Сергеев К.Ф., Ким Чун Ун, Кочергин Е.В., Ромашова О.Н. Строение и геодинамические особенности литосферы Курильской островной системы. // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. 215с.
10. Филатьев В.П., Переходная зона между Азиатским континентом и Тихим океаном как общепланетарные явление // Закономерности строения и эволюции геосфер. Приамурское географ. общество. Хабаровск. 1994. С.42-43.

11. Comer R.P., Thick plate flexure // Geophys. J. R. astr. Soc. Vol.72. 1983. P.101-113.
12. Fleitout L., Froidevaux, Tectonics and topography for a lithosphere containing density heterogeneities // Tectonics. 1982. Vol.1, No 1. P.21-57.
13. Kohlstedt D.L., Evans B., Mackwell S.J., Strength of the lithosphere: Constraints imposed by laboratory experiments // Journal of Geophys. Res. 1995. Vol.100. No B9. P.17587-17602
14. Maslov L.A., Marginal seas as a consequence of westward drift of the lithosphere due to moon tides in the solid Earth. /The Third Intern. Conference on Asian Marine Geology. October 17-21, Korea, 1995.
15. Maslov L.A., Romanovskiy N.P., Tectonic activity of the Earth's Pacific segment // Geol. of Pac. Ocean. 1996. Vol.12. P. 189-202.
16. Maslov L.A., Romanovsky N.P., On the regularities in the tectonic activity and structure of the Pacific segment of the Earth. In: Theophrastus' contributions to advanced studies in geology. Theophrastus publications, S.A. Athens. 1996. Vol.1. P.49-60.
17. Milanovsky E.E. The Earth's pulsation and recent phase of its prevailing expansion. In: Theophrastus' contributions to advanced studies in geology. Theophrastus publications, S.A. Athens. 1996. Vol.1. P.19-42
18. Romanovsky N.P., Maslov L.A., Geophysical characteristics, deep structure, magmatism and metallogeny of the Pacific Belt. / PACRIM'95. Auckland, New Zealand, 1995. P.497-501.
19. Stephenson R., Lambeck K., Erosion-isostatic rebound models for uplift: an application to south-eastern Australia // Geophys. J. R. astr. Soc. 1985. Vol.82. P.31-55.
20. Tressl I., Marvanova U., Stresses and displacements in the lithosphere due to terrain topography // Studia geoph. et geod. 1988. Vol.32. P.350-361.
21. Fu R.-S., Huang J.-H., Wei Z.-X., The upper mantle flow beneath the North China platform // PAGEOPH. 1996. Vol.146, Nos 3/4. P. 649-659.
22. Fu R.-S., Huang J.-H., Global stress pattern constrained on deep mantle flow and tectonic features // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 1990. V.60. P.314-323.

Поступила в редакцию 10 декабря 1996 г.

L.A.Maslov

A model for evaluation of the mechanical stresses in the Earth's crust and lithosphere, and results of its interpretation

A model for theoretical evaluation of the mechanical stresses in a viscous heavy layer (Earth's crust and lithosphere) and a half space has been proposed. Analysis of the analytical solutions shows that the maximal values of the shear stresses are concentrated in the areas of the maximal gradient of the layer thickness, and depend on the degree of the isostatical compensation of the layer. A number of deep sections of North-Eastern Asia has been considered. As a result, we were able to show a good correlation ($k=0.601$) between Moho depth variation and density of the faults distribution.

**ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И
БАССЕЙНА РЕКИ ПЕНЖИНЫ****С.Е.Апрелков,* Г.И.Декина**,С.В.Попруженко**** *Институт вулканической геологии и геохимии ДВО РАН г.Петропавловск-Камчатский,*** *Елизовская геофизическая экспедиция, г.Елизово*

На основе обобщения новейших гравиметрических и предшествующих геолого-геофизических исследований составлена тектоническая карта указанного региона, главными тектоническими элементами которого являются области с консолидированной корой и зоны со складчатым чешуйчато-надвиговым строением. Установлена четкая связь выделенных складчатых зон с аналогичными структурными элементами полуострова Камчатка.

На основе материалов среднемасштабной гравиметрической, геологической съемки с использованием данных других геофизических методов была составлена новая тектоническая карта региона масштаба 1:500 000. Рассматриваемый район характеризуется сложным геологическим и тектоническим строением, в связи с чем вызывает неизменный интерес широкого круга геологов. Список публикаций, посвященных геологии и особенно тектоническому строению региона, очень широк и может составить предмет специального обзора. Можно лишь отметить, что большинство исследователей склоняется к плитотектоническим представлениям о тектонике района [3-5, 14, 24, 30 и др] и лишь немногие, как например [12,13,26], остаются на позициях фиксизма.

Как нам представляется, основа нашей тектонической карты, которой является сводная гравиметрическая карта, ограничивает возможности каких-либо произвольных построений. Гравиметрические данные не позволяют принять некоторые плейтотектонические построения и, тем более, рассматривать территорию как лоскутное одеяло, "сшитое" из различных террейнов неизвестного происхождения [32].

Районированное поле силы тяжести (ПСТ) убедительно показывает единство большинства тектонических зон Корякии и Камчатки, что подтверждается сходством их вещественного состава. Совершенно очевидно, что и предлагаемую схему можно истолковывать и по-иному, однако выделенные тектонические элементы имеют место в природе.

Несмотря на довольно слабую дифференциацию плотностных свойств горных пород территории, исключая Олюторскую зону, гравиметрическое поле является достаточно выразительным и позволяет уверенно провести тектоническое районирование. На территории выделяется Омолонский массив и к юго-востоку от него Пенжинская, Пикасьваям-Хатырская, Центрально-Корякская (Укэлаятская) и Олюторская тектонические зоны, при этом Укэлаятская зона характеризуется континентальным типом коры, что игнорируется на многих схемах, в акватории Берингова моря располагаются Командорская и

Алеутская глубоководные котловины. Подчеркнем, что Пенжинская зона продолжается на Камчатском полуострове Западно-Камчатской, Центрально-Корякская (Укэлаятская) -Срединно-Лесновской, Олюторская -Восточно-Камчатской зонами [9].

1. ОМОЛОНСКИЙ МАССИВ

На территории района находится юго-восточная окраина массива, почти полностью закрытая образованиями Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП). Лишь в верхнем течении рек Пенжины и Аянки на небольшой площади обнажаются отложения чехла массива и на крайнем северо-западе - крохотный выход кристаллического фундамента архейского возраста (гнейсы, амфиболиты, кальцифиры, мигматиты, кристаллические сланцы, кварциты). В связи с закрытостью массива вулканистами ОЧВП определить юго-восточную границу его можно только по геофизическим данным. Мы проводим юго-восточную границу массива не по Анадырскому разлому, как предшественники, а по Орловско-Микинскому глубинному нарушению, ограничивающему с северо-запада линейные структуры Пенжинской тектонической зоны. Общий уровень ПСТ в крайней юго-восточной части массива ближе к соответствующим характеристикам основной части массива.

Породы метаморфических толщ фундамента дислоцированы в различной степени: наряду с мелкой напряженной складчатостью наблюдаются пологие углы падения, брахискладки. По характеру гравитационного поля массив разделяется на ряд блоков: Моланджинский, Кегалинский, Верхне-Пенжинский и Мургалский (Рис.1).

Тайгоносский выступ рассматривается в [20] как блок Омолонского массива, отделенный от него Гижинским прогибом, выполненным палеозой-раннемезозойскими терригенно-карбонатными отложениями мощностью до 3500 м. Тайгоносский выступ отличается от основной части массива тем, что практически не закрыт вулканистами ОЧВП. На большей его части обнажены архейское кристаллическое основание и отложения чех-

ла. Выступ отличается более высоким уровнем ПСТ по сравнению с Кегалинским блоком массива. Строение выступа осложнено наложенными структурами - Гыленгинским, Кечичменским грабенами и юго-западной частью Пареньско-Пенжинского прогиба, в связи с чем выступ распадается на ряд более мелких блоков, отличающихся друг от друга лишь средним уровнем ПСТ. Гижинский прогиб нами не выделяется, поскольку он практически не выражен в ПСТ, а субплатформенные слабо-дислоцированные отложения каменноугольного-триасового возраста относим к осадочному чехлу, мощность которого не превышает 2000 м.

Южная часть Тайгоносского выступа (Авековский блок) характеризуется относительно повышенным уровнем ПСТ (до 12×10^{-5} м/с²) и невысокой, по оценке Ю.Я.Ващилова [17], мощностью земной коры, составляющей 22 км.

НАЛОЖЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Удско-Мургальская островная дуга. Островодужные образования волжско-валанжинского возраста распространены в нижнем течении р. Мургаль, а подобные отложения готерив-барремского возраста (усовская свита)- по правобережью р. Пенжины. Н.И.Филатова [40] считает, что дуга возникла на океанической коре. В.Ф.Белый [12] выделяет так называемую Тайгоносскую андезитовую геосинклиналь как особую структуру, не имеющую аналогов в районе, протягивавшуюся в верхневолжское-готеривское время от юго-восточной границы Охотского срединного массива к полуострову Тайгонос в виде наземного вулканического сооружения, а далее к северо-востоку она приобретает характер островной вулканической дуги. Преобладающие продукты вулканизма - лавы и пирокласты среднего состава известково-щелочного типа. По мнению Г.М.Власова [18], Тайгоносская андезитовая геосинклиналь не является какой-то оригинальной структурой, а подобна многим внутренним вулканическим дугам, окаймляющим Тихий океан. Л.М.Парфенов [31] Удско-Мургальскую дугу сравнивает с современными островными дугами. По его мнению, дуга развивалась с верхнепермского по готеривское время. В составе вулкаников, ассоциирующихся с прибрежно-морскими и реже континентальными терригенными отложениями, преобладают породы основного-среднего состава известково-щелочной серии, количество пород кислого состава не превышает 5-7%.

По данным [27], вулканики южной части дуги формировались в субконтинентальных условиях, а заложение ее относится к поздней юре на коре континентального или переходного типов [25].

Охотско-Чукотский вулканический пояс. Вулканогенные образования ОЧВП, к которым мы относим отложения широкого возрастного диапазона от альба до палеогена [11, 38], совместно с нижнемеловой континентальной молассой [8], образуют обособленный структур-

ный этаж, несогласно перекрывающий образования фундамента и чехла Омолонского массива, позднелюрско-раннемелового задугового бассейна и одновозрастной Удско-Мургальской островной дуги. Выходы альбской континентальной молассы, представленные в основном валунно-галечниковыми конгломератами и, в меньшей степени, вулканогенными, мелкообломочными, иногда угленосными породами, позволяют наметить контуры палеовпадин, в которых накапливалась моласса, однако в современном структурном плане, в ПСТ они не выражены, так как сильно дислоцированы и испытали смещения. Судя по распространению моласс, можно предполагать, что крупнейшая палеовпадина (200x40x50 км) протягивалась от северного побережья Пенжинской губы через бассейн р. Оклан, Ичигемский хребет до нижнего течения р. Мургаль. На северо-западе района по геологическим данным выделяется Верхне-Пенжинская впадина (50x25 км) и палеовпадина северо-западного простирания в верховьях р. Тылхой (45x30 км).

Складчатые структуры для вулкаников не характерны. Наклонные залегания вулканогенных образований часто являются первичными или устанавливаются в зонах разрывных нарушений. Более типичными для вулканических областей являются структуры центрального типа или вулкано-тектонические структуры (ВТС), формирующиеся над магматическими очагами. По геологическим и геофизическим данным в Пенжинском звене ОЧВП выделена серия таких структур разного знака диаметром 25-50 км.

2. ПЕНЖИНСКАЯ ЗОНА

Пенжинская тектоническая зона, обрамляющая с юго-востока Омолонский массив, ограниченная Орловско-Микинско-Пенжинским и Куюльско-Парапольскими глубинными разломами, отличается весьма сложным геологическим строением, которое является предметом многочисленных острых дискуссий [2, 5, 6, 26, 28, 31, 36, 37, 40 и др.].

Зона представлена положительными и отрицательными складчатыми структурами и отражена в ПСТ аномальным районом с полосовой структурой. Она характеризуется преимущественно отрицательным аномальным магнитным полем (АМП). Участки положительного АМП обнаруживают очевидную связь с полями палеогеновых эффузивов или выходами тел базит-гипербазитового состава. В зоне выделены Окляно-Гореловское, Таловско-Майнское и Ваежское поднятия, разделенные Пареньско-Пенжинским и Парапольским прогибами. Центральной структурой зоны является хорошо обнаженное Таловско-Майнское поднятие, которое прерывается Мелководнинско-Пенжинской впадиной, однако его явным продолжением на юге является Елистратовский блок-северное окончание Амбонско-Шелиховского антиклинория [9]. Ваежское поднятие после выклинивания Парапольского прогиба в районе нижнего течения

реки Белой причленяется к Таловско-Майнскому поднятию.

Морфология ПСТ, характер отрицательных аномалий наводят на мысль, что в какой-то определенный отрезок времени Пенжинская зона представляла собой единую структуру и впоследствии была осложнена прогибами и впадинами. Единство структуры заметно проявляется на карте трансформированного гравитационного поля (пересчет вверх на $H=20$ км). Это предположение подтверждается и тем, что Оклан-Гореловская аномальная зона соединяется с Таловско-Майнской и Ваежской зонами своеобразными поперечными мостами-перемычками (гравитационные максимумы Слаутинский и Наглинский).

Оклан-Гореловское поднятие фиксируется одноименной положительной аномальной зоной поля силы тяжести, которая по уровню и морфологии идентична Таловско-Майнской, что позволяет предположить их единую природу и то, что оно сложено тем же комплексом осадочно-вулканогенных пород палеозойско-мезозойского возраста. Поднятие с поверхности полностью закрыто молодыми отложениями.

Пареньско-Пенжинский прогиб прослеживается от долины р.Парень на северо-восток, уходя за пределы района. Значительная часть прогиба закрыта плиоценовыми и четвертичными рыхлыми отложениями (150 м). Вдоль северо-западного подножия Пенжинского кряжа прослеживаются морская моласса альб-сеномана, верхнемеловые и эоценовые терригенные отложения, которые, очевидно, и выполняют прогиб. Основанием прогиба, вероятно, служат породы паралической формации с углями раннекаменноугольного возраста. Прогиб (северная часть) фиксируется крупными отрицательными гравитационными аномалиями, соответствующими наиболее глубоким впадинам (Чернореченской, Кондыревской) и более мелким в его юго-западной части. Кондыревская впадина (85x15-16 км) отражается аномалией интенсивностью 20×10^{-5} м/с². Аномальный эффект обусловлен отрицательной структурой по основным плотностным границам (K_1 и K_2 , K_2 и P), контрастность которых достигает величины 0,15-0,20 г/см³. В соответствии с данными о плотности образований, выполняющих впадину, мощность палеогеновых отложений предполагается в пределах 800-1000 м, верхнемеловых-2000 м. По данным КМПВ (профили в приустьевой части р.Пенжины) мощность плиоцен-четвертичных отложений в прогибе достигает 200-250 м, палеогеновых -500-1200 м, меловых - до 3000 м [29].

Таловско-Майнское поднятие является центральной структурой зоны и протягивается от Пенжинской губы до верховий р. Майн, где оно сливается с Ваежским поднятием. По особенностям геологического строения и ПСТ в поднятии выделяется серия блоков. Ганычаланский блок, сложенный наиболее древними породами, занимает часть Пенжинского кряжа (от верховий р.Ганы-

чалан до р.М.Упупкин). Детальной геологической съемкой (Л.В.Баженов, Я.А.Семенов, Н.А.Евглевский, 1982 г) установлено складчато-чешуйчатое строение блока с многочисленными проявлениями надвиговой тектоники. Авторами выделяется Ганычаланский офиолитовый пояс аллохтонного происхождения, перекрытый флишеидными отложениями верхнего ордовика и известково-алевропесчаными породами среднего девона. Пояс состоит из двух тектонических пластин, надвинутых друг на друга, с северо-западным падением: Ильпенейской, сложенной метасланцами (1200-1300 м), возраст метаморфизма которых определяется поздним кембрием [42], и перекрывающей ее через узкую полосу меланжа Хинантыкульской, сложенной расслоенными габброидами и гипербазитами (1500м).

А.И.Ханчук и др.[42] выделяют Ганычаланский террейн в составе трех субтеррейнов (снизу вверх): Ильпенейского (голубые сланцы), Хинантунупского (габброиды, гипербазиты) и Элгеминайского (диабазы, базальты, кремни, известняки, конгломераты, песчаники, сланцы). Ганычаланский блок четко выражен в ПСТ наиболее высоким уровнем поля в пределах Таловско-Майнского поднятия (до 40×10^{-5} м/с²). Интересно отметить, что ганычаланские габброиды и гипербазиты по намагниченности резко отличаются от раннемеловых Куюльских: первые практически не выражены в АМП, Куюльские гипербазиты прекрасно следятся по положительным аномалиям. Учитывая, что метаморфические породы, подобные образованиям ильпенейской свиты, установлены также и на полуостровах Елистратова и Валижген [12], Ганычаланский блок можно рассматривать и не как чужеродный террейн. Метабазальты ильпенейской свиты, диабазы, базальты карадока, характеризующиеся толеитовым составом, габбро-гипербазиты следует признать типичной офиолитовой формацией, которая образовалась в условиях докембрийского-раннепалеозойского океанического рифта. К юго-востоку от Пенжинской зоны мы, как и предшественники [41], выделяем крупный блок с континентальным типом земной коры, а, следовательно, в районе отсутствовали условия открытого океана. Во всяком случае, существование этого блока часто попросту игнорируется.

Северо-западнее Ганычаланского блока А.И. Ханчук с соавторами выделяет Харитонинский террейн-фрагмент островной вулканической дуги (от р.Харитоня до р.Белой), хотя следует сказать, что здесь явно преобладают параллические угленосные отложения раннего карбона (2300-2400). А.В.Баженов и др. квалифицируют этот блок как Понтонейскую складчатую зону, где нижнекаменноугольные отложения интенсивно дислоцированы. Наряду с брахискладками, линейными антиклиналями установлены системы сбросов с изоклинальными складками. Понтонейский блок четко очерчен положительной аномалией ПСТ. Тектонические ограничения блока фиксируются высокоградиентными гравитационными ступенями.

В северной части поднятия выделен Пальма-тинский блок (100x25 км), сходный по особенностям ПСТ с Понтонейским блоком. Он сложен аллохтонными пластинами терригенных отложений верхнего ордовика-нижнего силура (4000 м), надвинутыми на нижнекаменноугольные образования. Пластины наклонены на юго-восток под углами 20-45°. Нижнекаменноугольные туфогенно-осадочные отложения (400 м), развитые в приводораздельной части хребта, характеризуются спокойной складчатостью (брахискладки, моноклинали 5-20°), нарушенной вблизи надвигов. Палеозойские образования с размывом и несогласием перекрыты туфогенно-песчано-глинистыми породами юры-раннего мела (1800 м), образующими линейную антиклиналь (80x8-10 км).

Между Понтонейским и Пальматкинским блоками расположен относительно опущенный Леквеевский блок, который сложен преимущественно меловыми туфотерригенными породами и характеризуется относительно пониженным уровнем ПСТ. В центре блока прослеживается синклиналь (25 км), выполненная верхнемеловыми породами.

Валижгенский блок в ПСТ как бы продолжает Ганычаланский блок, отражаясь двумя положительными аномалиями. Однако его простирание северо-западное. Возможно, изменение простирания связано с тем, что границы Пенжинской зоны обусловлены очертаниями Омолонского массива.

В составе отложений блока отмечены зеленые сланцы, диабазы, туфы, спилиты, кварциты, известняки девона (800 м), пермские песчаники, кремнистые и хлоритовые сланцы, конгломераты, известняки (200 м), средне- и верхнетриасовые туфогенно-осадочные породы (900 м). Преобладающим развитием пользуются офиолиты кингивеевской свиты, раннемеловые гипербазиты, моласса валижгенской свиты и, по обрамлению, верхнемеловые терригенные породы. Блок характеризуется напряженной разрывной тектоникой.

Куюльский блок расположен южнее Ганычаланского, отделяясь от него дугообразным разломом. На западе блок граничит с Маметчинской мульдой. Блок отличается весьма интенсивной тектонической расчлененностью. По юго-восточной границе блока прослеживаются пластины гипербазитов, большей частью представляющих собой серпентинитовый меланж с разнообразным составом кластической части: базальты, андезитобазальты, их туфы, яшмы, перидотиты, габброиды, известняки, песчаники. Зона меланжа имеет пологое падение к северо-западу, что подтверждается геофизическими данными. Севернее меланжа расположены многочисленные пластины меловых отложений разнообразного состава (от офиолитов до нормальных терригенных пород), среди которых отмечаются затертые и раздробленные при шарьяжеобразовании мелкие блоки палеозойских и триасовых пород, которые Э.С.Алексеев [4] расценивает как фрагменты ранее сформированной коры переходного

типа. Куюльский меланж с пластинами и глыбами меланократового основания и комплексом геосинклинальных отложений он считает свидетельством растяжения земной коры на границе континентального и океанического блоков. Отличие нашего взгляда на эту проблему состоит в том, что, как мы считаем, растяжение происходило на коре континентального типа.

Обнаженная часть Куюльского серпентинитового меланжа прослеживается по поверхности 110-115 км, согласуясь по простиранию с зоной протяженной гравитационной ступени, и не отражается в ПСТ. В АМП тела базит-гипербазитового состава прослеживаются под рыхлыми отложениями еще на 160 км к северо-востоку. Общая длина Куюльского гипербазитового пояса составляет около 300 км. Надо также учесть, что офиолиты Куюльского типа имеются на полуострове Елистратова и весьма вероятно их присутствие в Амбонско-Шелиховском антиклинории. В частности, на мысе Омгон изучен чешуйчато-надвиговый комплекс, состоящий из пластин северо-западной вергентности зеленых сланцев, серпентинитов, базальтов, диабазов, кремнисто-глинистых пород, разделенных зонами милонитов и меланжа. Базальты близки к породам срединно-океанических хребтов и толеитам островных дуг. Отложения содержат радиолярии, свидетельствующие об их позднеюрском-валанжинском возрасте. Наиболее сходны охарактеризованные образования с породами кингивеевской свиты [15,22]. Таким образом, с большой долей уверенности, офиолитовый комплекс можно продлить от Пенжинской губы до мыса Омгон. А это уже серьезный довод в пользу существования протяженной (от Камчатки до Корьяки) зоны растяжения земной коры в позднеюрско-раннемеловое время.

Маметчинская мульда находится между Валижгенским и Куюльским блоками, на западе оборвана меридиональным разломом, следующим вдоль восточного побережья Пенжинской губы. Эта структура, в которой наблюдается наиболее полный для Пенжинской зоны разрез отложений нижнего и верхнего мела [1, 21, 22, 34], характеризуется относительно спокойными ПСТ и тектоникой. Большую восточную часть структуры занимают отложения нижнего мела, смятые в протяженные антиклинальные и синклинальные складки (10-45x2-12 км), при этом в северной части мульды складки имеют северо-восточное простирание, на юге – северо-западное. Прибрежная часть сложена терригенными формациями позднемелового возраста, также смятыми в складки северо-восточного, субмеридионального простирания.

Структуры Таловско-Майнского поднятия прекрываются кайнозойской Мелководнинско-Пенжинской впадиной, отраженной минимумом ПСТ треугольной формы. Мелководнинская часть минимума связана с молассовыми отложениями кавранской серии и плиоцена (150 м). Расчетная мощность палеоген-неогеновых отложений в наиболее глубокой части минимума составляет 3100

м. Положительная гравитационная аномалия, следящаяся от Елистратовского блока, связывается с Амбонско-Шелиховским антиклинорием.

Парапольский прогиб разделяет Таловско-Майнское и Ваежское поднятия и прослеживается от Ганычаланского блока на северо-востоке за пределы района (200x25 км). Подавляющая часть прогиба закрыта рыхлыми четвертичными отложениями, лишь по обрамлению отмечаются небольшие выходы терригенных отложений палеогена. В юго-западной, наиболее приподнятой его части обнажаются отложения среднемеловой молассы (мамечинская, такынкульская свиты), залегающие с несогласием на нижнемеловых образованиях. Моласса в свою очередь перекрыта терригенными отложениями эоцена. Расчеты показали, что мощность осадочных отложений палеогена, выполняющих прогиб, достигает 2300 м.

Ваежское поднятие - структура, большей частью закрытая рыхлыми четвертичными образованиями, лишь в междуречье Учхичхила и Имлана наблюдаются небольшие выходы мялекасынской свиты валанжинского возраста с телами раннемеловых гипербазитов. Более широко здесь распространены молассовые образования мамечинской свиты и, севернее оз. Майнского, выходы кремнисто-вулканогенных пород пекульнейской серии и терригенные образования апт-альба. Сведения о составе отложений более глубоких горизонтов получены в северной части поднятия, в бассейнах правых притоков р. Майн [43]. Основную роль в строении поднятия здесь играют верхнеюрские и нижнемеловые батинальные формации, среди которых отмечаются фрагментарные выходы девонских и триасовых осадочных пород. Наиболее древними образованиями являются зеленокаменные метаморфические породы ваежской серии вендско-кембрийского возраста (илпенийская свита?). Любопытно заключение авторов, что силурийские и девонские отложения Ваежского блока характеризуют обычный и типичный эпиконтинентальный морской осадочный разрез среднего палеозоя Азии, особенно близки к ним по строению среднепалеозойские свиты Омудевского и Приколымского поднятий. Севернее Парапольского прогиба Таловско-Майнское и Ваежское поднятия сливаются в одно. Наиболее высокий уровень поля силы тяжести (до 20×10^5 м/с²) наблюдается в южной части поднятия.

Анализ тектонического строения Пенжинской зоны позволяет сделать вывод, что она возникла в пределах океанического рифта, который располагался между Омолонским и Коряжским континентальными блоками и раскрывался дважды: в венде-раннем палеозое и в поздней юре-раннем мелу. Среди метабазитов илпенийской свиты распространены лавы, которые по геохимическим характеристикам близки толеитовым базальтам океанических островов или промежуточным между ними и базальтами срединно-океанических хребтов. Раскрытие рифта продолжалось и в ордовике. Отложения последу-

ющих этапов вплоть до поздней юры в Пенжинской зоне никоим образом нельзя отнести к геосинклинальным образованиям. Мы уже указывали на эпиконтинентальный разрез девона. Такая же обстановка сохранилась в карбоне, перми, триасе, средней юре. Вновь океанические условия проявляются с раскрытием рифта в поздней юре (океанические образования кингивеевской свиты и верхней юры-валанжина мыса Омгон). По геоплотностному разрезу можно предполагать существование палеозоны Беньюфа.

3. ПИКАСЬВАЯМ-ХАТЫРСКАЯ ЗОНА

Она располагается в северо-восточной части района, имеет дугообразную в плане форму, субширотное простирание и, очевидно, торцевое сочленение с Пенжинской зоной. На юге по Укэлятскому разлому она граничит с Центрально-Коряжской зоной. ПСТ в этом районе имеет сложную морфологию, обусловленную наложением разноглубинных аномалий с различными простираниями. Интенсивный аномальный эффект от изменения мощности земной коры затушевывает проявление в поле поверхностных структур. Региональные отрицательные гравитационные аномалии фиксируют блоки с относительно повышенной мощностью земной коры, прослеживающиеся далее в Центрально-Коряжской зоне (мощность от 28 до 38 км). Простирание геологических структур и серия дугообразных разрывных нарушений фиксируется корреляцией деформаций изоаномал и цепочками локальных аномалий ПСТ.

Южную половину зоны занимает **Хатырско-Иомратское** поднятие, наиболее древние породы которого обнажаются в восточной части, где в чешуйчато-надвиговой структуре северо-восточного простирания чередуются пластины раннемеловых гипербазитов, раннекаменноугольных, пермских и позднеюрских кремнисто-терригенно-вулканогенных отложений, отделенных зонами меланжа. Среди гипербазитового меланжа отмечаются небольшие блоки протерозойских(?) кварц-эпидот-хлоритовых, кварц-эпидот-амфиболовых сланцев и филлитов, верхне-среднекаменноугольных и триасовых кремнисто-терригенных пород. Плоскости надвигов наклонены на северо-запад, север.

Пластины верхнеюрско-нижнемеловых отложений надвинуты на кампанские (вачваямская свита) и сантон-кампанские (аяонская свита) образования. Выходы палеозойских отложений приурочены к наиболее высоко поднятому блоку на востоке зоны, фиксирующемуся обширным гравитационным максимумом. Серпентинитовый меланж, гипербазиты, прослеживаемые по отдельным выходам и положительным магнитным аномалиям (до 250 нТл), образуют правильную дугу радиусом 150 км. К западу довольно резко падает уровень поля силы тяжести, и основная, широтная часть поднятия сложена расчлуженными вулканогенно-кремнистыми и терригенными породами пекульнейской серии и протяженной

полосой Верхне-Хатырского серпентинитового меланжа шириной 2-4 км (мощность пластины 1,5 км). Меланж содержит блоки, глыбы нижнекарбоновых, верхнепермских, триасовых отложений.

Северо-западная часть поднятия сложена в основном автохтонными терригенными образованиями берриас-альба, среднемеловой молассой великореченской свиты, а на его окончании развиты верхнемеловые отложения с редкими блоками пород пекульнейской серии. Характерной особенностью участка является густая сеть северо-восточных нарушений, которая не согласуется с простиранием самого поднятия и структур соседней Центрально-Корякской зоны. Детали геологического строения здесь слабо проявлены в морфологии ПСТ.

Койвэрэланский синклинирий (прогиб) отделен от Хатырско-Иомраутского поднятия разломом, фиксирующимся гравитационной ступенью и резкой сменой отложений. Преобладающим развитием пользуются терригенные породы сантон-кампана, кампана и маастрихта, в западной части отмечаются выходы среднемеловых отложений великореченской свиты. Отложения сматы в линейные и брахиформные асимметричные синклинальные и антиклинальные складки (10-12x4-7 км) с углами падения 30-80°. Простирание осей складок северо-западное и северо-восточное. В ПСТ складки практически не отражены.

Нижне-Хатырский прогиб входит в пределы района лишь своей краевой частью, срезая структуры Пикасьваам-Хатырской и Центрально-Корякской зон. Нижние горизонты прогиба сложены терригенными породами кампан-маастрихтского возраста, залегающими с резким угловым несогласием на верхнеюрско-нижнемеловых отложениях. Выше залегают флишоидные и граувакковые отложения палеоген-неогенового возраста. Общая мощность осадков оценивается в 8000-10000 м. Морская часть прогиба, где выделяется серия впадин, отмеченных интенсивным гравитационным минимумом, по площади превышает материковую. В зоне выделяются также наложенные структуры: Куйбивеемский и Иомраутский грабены, выполненные палеогеновыми молассами мощностью до 4000-5000 м, и Опухская вулкано-тектоническая структура. Пикасьваам-Хатырская зона формировалась и развивалась в поздней юре-раннем мелу, подобно Пенжинской, как рифтовая.

4. ЦЕНТРАЛЬНО-КОРЯКСКАЯ (УКЭЛАЯТСКАЯ) ЗОНА

Зона дугообразной полосой прослеживается от Камчатского перешейка на юго-западе до берингово-морского побережья на северо-востоке (лагуна Опуха, бухты Дежнева, Анастасии). На северо-западе по Куьюльско-Парапольскому разлому она граничит с Пенжинской зоной, на севере по Укэляйтскому разлому – с Пикасьваам-Хатырской зоной, образуя между ними своеобразный клин. Дугообразный Вывенско-Ватынский разлом отде-

ляет ее от Олюторской зоны. Зона прекрасно выражена в геофизических полях. Характерное для нее слабодифференцированное отрицательное ПСТ лишь на северо-востоке сменяется положительными значениями, обусловленными влиянием меланократового фундамента и фрагментами Ватынского офиолитового покрова. АМП также спокойное, отрицательное. Характер геофизических полей свидетельствует об относительно простом геологическом и тектоническом строении зоны. Зона сложена довольно однообразными монотонными терригенными толщами позднемелового возраста, мощность которых превышает 10000 м. Относительно небольшим распространением пользуются палеогеновые вулканогенные и терригенные отложения. Неогеновые отложения отмечаются в Пусторецко-Парапольском прогибе.

Верхнемеловые отложения, накапливавшиеся в условиях континентального склона, претерпели весьма интенсивную складчатость. Протяженные (30-40x10-12 км) антиклинальные и синклинальные складки характеризуются крутопадающими крыльями (40-80°), осложнены разломами различного простирания и очень слабо отражены в ПСТ. Обращает на себя внимание общий рисунок, который создают складки в зоне. Вдоль юго-восточной, южной границы зоны складки идут почти строго параллельно Вывенско-Ватынскому глубинному разлому. В треугольнике, образованном Куьюльско-Парапольским, Укэляйтским и Вывенско-Ватынским разломами, складки сходятся в угол, образованный первыми двумя разломами. В центральной части угла складки имеют субмеридиональное простирание, по периферии следуют согласно простиранию ограничивающих разломов. Аналогичным образом выглядит и рисунок очень многочисленных здесь разрывных нарушений. В центральной части зоны ПСТ понижается до $-60 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$. С такой же ситуацией мы столкнулись на южном продолжении Укэляйтской зоны, где геологически выраженному Лесновскому поднятию соответствует интенсивное отрицательное ПСТ. В принятой нами модели характер поля силы тяжести объясняется континентальным типом земной коры и большой мощностью тектонически скученных под воздействием Ирунейского (Ватынского) аллохтона терригенных отложений [7]. Такая же модель применима ко всей Центрально-Корякской зоне, где сохранились довольно крупные останцы Ватынского покрова. Наиболее низкие значения ПСТ отмечаются в центральной части зоны, где оконтуривается блок почти квадратной формы (150x150 км) с мощностью коры, по расчетам, до 38-40 км, что согласуется с данными Ю.Я.Ващилова [17]. В пользу континентального типа коры свидетельствует почти полная амагматичность этого блока. Блок имеет продолжение на Камчатке вплоть до Срединного массива метаморфических пород.

Ю.М.Пузанков [35], изучавший неогеновые лавы зоны, обратил внимание, что двупироксеновые андезиты, андезибазальты содержат необычно высокие для Ку-

рило-Камчатской провинции количества V и Th, при ортоводужном уровне изотопных отношений Sr и концентраций Ti, Nb, Ta и др. Прослеживая полосу магматических и метасоматических пород, обогащенных редкими литофильными элементами, от Кедонского поднятия до побережья Олюторского залива, он приходит к выводу, что объединяющая их геоструктура является погребенным под образованиями меланократового состава блоком архейских сиалических пород Омолонского массива, выдвинутым в юго-восточном направлении, так как повышенные концентрации радиоактивных и других крупноионных литофилов (Rb, Ba, U, Th) в андезитовидных расплавах имеют коровую природу. И, наконец, ещё один довод. М.Г.Валов, А.И.Поздеев [16], анализируя геохимические особенности вулканитов кинкильской и велолыкской свит, пришли к выводу, что велолыкские вулканиты формировались на более мощной "зрелой" земной коре, чем кинкильские. Напомним, что поле кинкильских вулканитов находится в непосредственной близости от позднерюрского-поздне мелового Пенжинского рифта.

Крупные останцы Ватынского надвигового покрова устанавливаются на юго-западе и северо-востоке зоны. Вулканогенно-кремнистые отложения, содержащие тела габбро-гипербазитового состава, находятся в аллохтонном залегании на структурах флишеидного комплекса, отделяясь от них пологой поверхностью надвига. ПСТ над останцами покрова характеризуется средним уровнем по отношению к Укэлятской и Вывенско-Ватынской зонами (отличаясь на $10-20 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$), но более дифференцировано.

Происхождение Центрально-Корякской зоны оценивается с различных позиций. В.В.Ермаков [23] рассматривает ее как Укэлят-Шуманский флишевый прогиб, вытянутый вдоль края континента. А.Д. Казимиров с авторами [19] считает, что Укэлятский флиш накапливался в условиях окраинного моря, отделенного от океана островной дугой. Л.М.Парфенов и его соавторы [32] определяют зону как турбидитовый субтеррейн в составе Западно-Камчатского террейна.

Из характеристик ПСТ совершенно определенно следует, что зона характеризуется корой континентального типа. Таким образом, отложения зоны формировались в условиях обширного континентального склона, открытого на юго-восток к океану за счет размыва Ваежского, Таловско-Майнского и Пикасваям-Хатырского поднятий. В конце позднего мела произошла обдукция офиолитовых пород океана с появлением обширного Ватынского надвигового покрова. Именно прессовым воздействием обдурованных пород океанической коры объясняется своеобразный рисунок складок и разрывных нарушений в зоне. Антиклинальная структура в треугольнике по периферии окружена очень мощными (5500 м) маастрихт-палеоценовыми толщами [33]. Эти толщи в остаточных впадинах формировались по сторонам рас-

тущего горст-антиклинального поднятия и, тем самым, фиксируют время горообразования (маастрихт-палеоцен).

Пусторецко-Парапольский прогиб (350-400x10-40 км) является наложенной структурой, прослеживающейся по северо-западной границе зоны. В юго-западной части прогиб выполнен молассовыми отложениями кавранской серии и энемтенской (парапольской) свиты (1100-1200 м). Подстилающими образованиями служат терригенные отложения тигильской серии, обнажающиеся на северо-западном борту прогиба.

Севернее прогиб практически на всем протяжении закрыт рыхлыми четвертичными отложениями, но четко отражается полосой отрицательного ПСТ с довольно интенсивными градиентными зонами по бортам прогиба, что свидетельствует о грабенообразном характере структуры. Максимальная мощность палеогенового комплекса может достигать 2000 м.

5. ОЛЮТОРСКАЯ ЗОНА.

Зона, занимая почти всю южную часть Корякского нагорья, в отличие от Центрально-Корякской зоны, характеризуется весьма сложным, но достаточно выразительным дифференцированным ПСТ и не менее сложным геологическим строением. В зоне выделяются положительные структуры: Вывенская зона выходов меланократового фундамента, Беринговское поднятие и Говенско-Пылгинский горст-антиклинорий, разделенные Ильпинско-Тылговаямским и Говенско-Пахачинским прогибами.

Вывенская зона выходов меланократового фундамента, по [36], узкой полосой (5-20 км) протягивается с юго-запада от Камчатского перешейка до берингово-морского побережья и сложена вулканогенно-кремнистым комплексом ватынской серии и сопутствующими ему телами габбро и гипербазитов. Несмотря на твердо установленные надвиговые взаимоотношения вулканогенно-кремнистых и терригенных пород, можно сказать уверенно, что сама зона представляет собой единое крутопадающее тело. Об этом свидетельствует характер ПСТ – это полоса интенсивных (до $40 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$ и выше) аномалий, ограниченных симметричными резкими гравитационными ступенями (Вывенско-Ватынский и Вывенский разломы). Расчетная амплитуда этих разломов достигает 3,5-6 км. Зона хорошо проявлена на геоплотностных моделях: в верхней части разреза зона представляется бескорневым телом, простирающимся на глубину до 6 км, глубже можно предполагать линию надвига с наклоном к юго-востоку. Далее, по направлению к Беринговскому поднятию проявляется подъем плотностных границ.

Говенско-Пылгинский горст-антиклинорий протягивается в северо-восточном направлении от мыса Говена почти до Вывенской зоны. На северо-востоке отложения Ильпинско-Тылговаямского прогиба огибают горст-антиклинорий и, похоже, смыкаются с отложениями Говенско-Пахачинского прогиба. Участок их соеди-

нения закрыт неогеновыми и четвертичными вулканитами. Структура, сложенная, главным образом, маастрихт-палеоценовыми отложениями островадужного типа и осложненная нарушениями, надвигами и реже нормальными складками, на северо-востоке разветвляется на две антиклинальные зоны, разделенные Пылгинской впадиной. Горст-антиклинорий фиксируется в ПСТ полосовой интенсивной (до $50-60 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$) аномалией асимметричного строения. С северо-востока она ограничена резкой гравитационной ступенью, отражающей Карагинско-Плахинский разлом. Пылгинская впадина ($80 \times 10 \text{ км}$) по

расчетам характеризуется довольно значительной мощностью выполняющих ее отложений ($4,5 \text{ км}$).

Ильпинско-Тылговаямский прогиб имеет наибольшую ширину на широте Ильпинского полуострова (70 км) и довольно резко сужается к северо-востоку до $10-15 \text{ км}$. В юго-западной части прогиба развиты в основном терригенные отложения ильпинской серии, смятые в протяженные линейные складки. Граница прогиба с Вывенской зоной -Вывенский разлом, выраженный резкой гравитационной ступенью. В северо-восточной части прогиба по минимумам ПСТ выделяются впадины: Тылговаямская ($50 \times 15 \text{ км}$), Вывенская ($45 \times 6 \text{ км}$), Лигинмы-

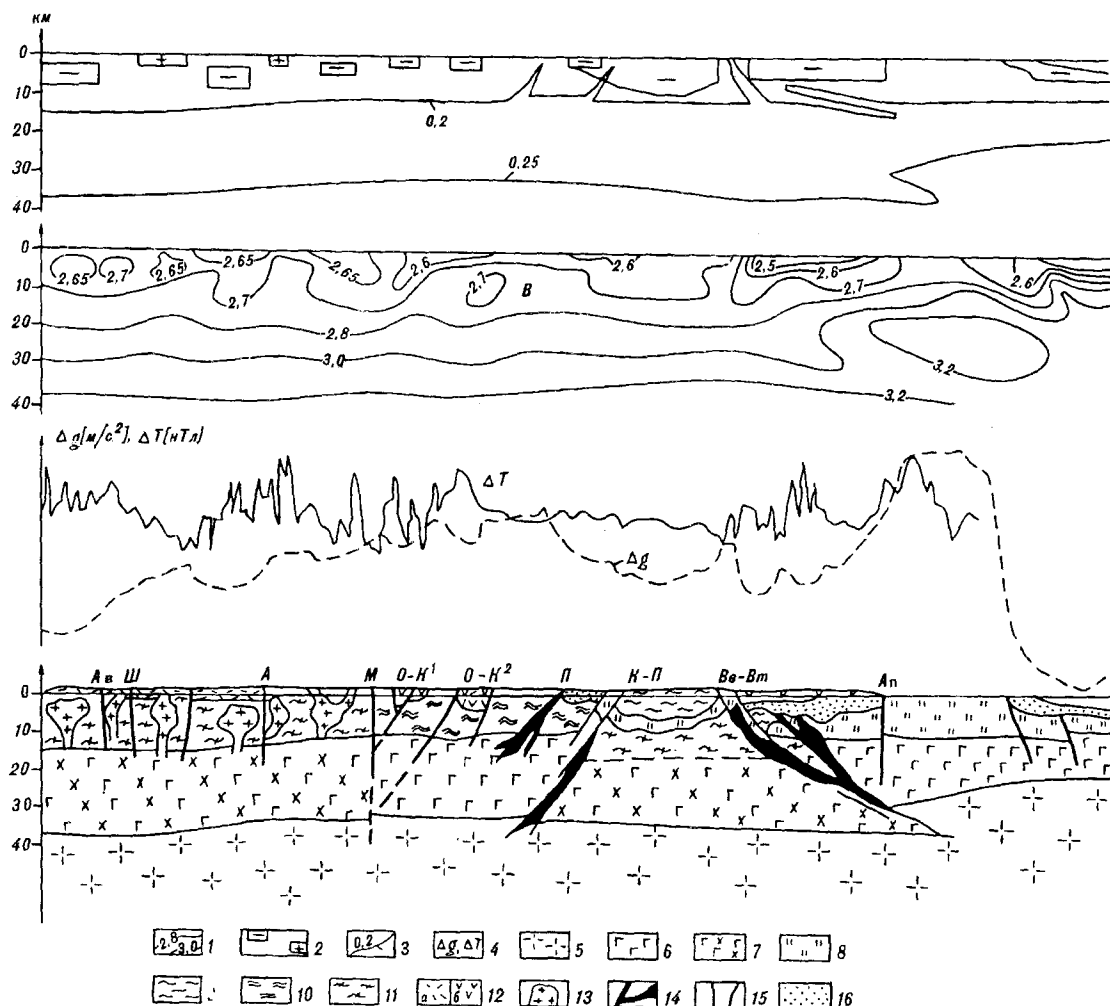


Рис.2. Модели геоплотностных и геологического разрезов по линии 1-1.

1- изоденсы в г/см^3 ; 2- аномалиеобразующие тела с отрицательной и положительной эффективной плотностью; 3- контрастные плотностные границы ($\Delta \rho = 0,2 \text{ г/см}^3$); 4- кривые аномалий силы тяжести Δg и аномального магнитного поля ΔT ; 5 - верхняя мантия; 6 - нижний "базальтовый" слой земной коры океанического типа; 7 - он же, континентального типа; 8 - осадочные вулканогенно-кремнистые образования; 9 - зона скупивания меловых терригенных отложений; 10 - палеозой-мезозойские отложения Пенжинской зоны; 11 - "гранитно-метаморфический" слой; 12 - меловые (α) и (е) кайнозойские вулканиты; 13 - интрузии гранитоидов; 14 - гипербазиты; 15 - разломы (Ав - Авлондинский, Ш - Шайбовеемский, А - Анадырский, М - Микинский, О-К - Орловско-Каменский, П - Парапольский, К-П - Куюльско-Парапольский, Вв-Вт - Вывенско-Ватынский, Ап - Апуцкий); 16 - кайнозойские терригенно-осадочные отложения.

ваямская (75x10 км). Расчетная мощность отложений составляет 3000-5000 м. На северо-восточном окончании прогиба выходят надвиговые пластины хребта Майнэ-Какыйнэ (45x5-7 км), при этом по надвигам, имеющим наклон на юго-восток, вулканогенно-кремнистые отложения ватынской серии надвинуты на островодужные породы ачайваямской свиты (маастрихт), а последние, в свою очередь - на отложения корфовской свиты.

Говенско-Пахачинский прогиб разделяет Говенско-Пылгинский горст и Беринговское поднятие. В морской части он выражен минимумом ПСТ. Мощность отложений около 6 км. На суше прогиб разделяется на две ветви Калинайской антиклинальной зоной, фиксирующей максимум ПСТ и сложенной маастрихтскими вулканитами с серией протяженных (25 км) дайкообразных тел сиенито-диоритов и отложениями ильпинской серии. Прогиб сложен отложениями ильпинской серии и пахачинской свиты.

Беринговское поднятие является крупнейшей структурой Олюторской зоны, по своей природе, несомненно, оно аналогично Вывенской зоне (выступ меланократового фундамента). Об этом свидетельствует высокий уровень ПСТ и общность состава слагающих их пород. От Вывенской зоны его отличает сравнительно широкое развитие островодужных пород ачайваямской свиты. С Говенско-Пахачинским прогибом граничит по Апуцкому разлому, фиксирующимся интенсивной гравитационной ступенью. В южной части поднятие разделяется: крупная ветвь (80-90 км) прослеживается в акватории Олюторского залива между Говенско-Пахачинским прогибом и Командорской котловиной, вторая ветвь уходит на юг и известна как подводный хребет Ширшова.

В северной половине Беринговского поднятия средний уровень ПСТ составляет $40-50 \times 10^{-5} \text{ м/с}^2$, а к югу происходит его резкое возрастание. Некоторую ясность на подобное соотношение уровня ПСТ вносит геоплотностное моделирование (Рис.2). На разрезе земной коры ясно видно, что от р. Апуки происходит повышение градиента нарастания плотности с глубиной и поднятие высокоплотных образований. Если принять во внимание, что на границе Моховичича плотность пород возрастает до $3,0-3,25 \text{ г/см}^3$, то по данным моделирования можно ожидать сокращение мощности земной коры в пределах Беринговского поднятия до 15 км. Последнее означает, что данная структура характеризуется субокеаническим типом земной коры. Этот вывод подтверждает работа А.В.Федорчука [39], которым на южной оконечности Олюторского полуострова установлено широкое развитие базальтов и кремнистых пород коньяк-кампанского возраста океанического типа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключение подчеркнем те позиции, с которых мы рассматриваем тектоническое строение района. Мы полагаем, что к юго-востоку от Омолонского массива

располагался крупный блок с континентальным типом коры (Корякский микроконтинент), и привели тому доказательства. Расположенная между ними Пенжинская зона представляла собой рифтовую систему, которая раскрывалась, по крайней мере, дважды - в раннем палеозое и в поздней юре-раннем мелу. С последним раскрытием и закрытием рифта, очевидно, связано формирование Удско-Мургальской дуги (пояса) и, после короткого перерыва (апт), Охотско-Чукотского вулканического пояса. Вторая, Пикасваям-Хатырская рифтовая система проходила вкострест простираения Пенжинской и развивалась с ней практически одновременно (поздняя юра-ранний мел), хотя есть признаки того, что рифт, возможно, раскрывался и ранее. В позднем мелу-палеоцене в результате надвигания океанической пластины на Корякский микроконтинент, имевший продолжение на Камчатке, были образованы структуры Центрально-Корякской (Укэлятской) и Олюторской тектонических зон. Геоплотностные модели свидетельствуют об относительно меньшей мощности земной коры в районах рифтогенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдейко Г.П., Ванде-Кирков Ю.В. Вулканогенно-кремнистые формации Анадырско-Корякской зоны// Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск, 1974. С. 5-17.
2. Агапитов В.И., Иванов В.В. История тектонического развития Пенжинско-Анадырского района в позднем мезозое и кайнозое// Геотектоника. 1969. N1. С. 68-82
3. Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 122 с.
4. Алексеев Э.С. Геодинамика зоны перехода океан-континент на примере позднемезозойской-кайнозойской истории южного сектора Корякского нагорья// Геотектоника. 1987. N4. С. 102-114.
5. Алексеев Э.С. Куюльский гипербазитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны// Геотектоника. 1981. N1. С. 105-120.
6. Анисеев Н.П., Драбкин И.Е. и др. Основные тектонические элементы Северо-Востока СССР// Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан, 1957. Вып. 11. С. 27-31.
7. Апрельков С.Е., Попруженко С.В., Лебедев М.М. Геодинамическая система континентальный склон Корякско-Камчатская островная дуга в позднемеловую эпоху// Тихоокеан. геология. 1990. N5. С. 62-70.
8. Апрельков С.Е., Слепов Ю.М. Нижнемеловая моласса Ичигемского хребта (Охотско-Чукотский вулканический пояс)// Сов. геология. 1972. N7. С. 146-149.
9. Апрельков С.Е., Олышанская О.Н., Иванова Г.И. Тектоника Камчатки // Тихоокеан. геология. 1991. N3. С. 62-74.
10. Белый В.Ф., Акинин В.В. Геологическое строение и офиолиты - полуострова Елистратова. Ч.2. Магадан, 1985. 65 с.
11. Белый В.Ф. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса// Тихоокеан. геология. 1982. N3. С. 101-109.
12. Белый В.Ф., Гельман М.Л., Паракецов К.В. Мезозойский вулканизм и структурообразование на Северо-Востоке СССР // Сов. геология. 1989. N4. С. 62-77.
13. Белый В.Ф., Похилайнен В.П. Северо-Восток СССР - кладбище плит и террейнов или плито-тектонических гипотез /

- /Бюл.МОИП.Отд.геол.1990.Т.65, вып.2.С.96-103.
14. Богданов Н.А., Тильман С.М. Синтез тектоники Северо-Востока СССР с позиций актуализма//Тихоокеан. геология.1993.№1.С.149-153.
 15. Бондаренко Г.Е. Юрско-валанжинский этап в эволюции Камчатки. Автореф.дис... канд. геол.-минер. наук. М.1992.
 16. Валов М.Г., Поздеев А.И. Особенности петрохимии Западно-Камчатского и Корякского вулканических поясов и некоторые черты их металлогении//Геология и полезные ископаемые Корякско-Камчатской складчатой области.Петропавловск-Камчатский,1985.С.126-141.
 17. Вацилов Ю.Я. Глубинная структура и развитие Охотско-Чукотского вулканогенного пояса по геофизическим данным//Тихоокеан. геология.1982. №4. С. 45-57.
 18. Власов Г.М. О структурном положении зон андезитового вулканизма//Тихоокеан. геология.1983.№3.С.103-109.
 19. Геология западной части Берингоморья. М.: Наука,1990.159 с.
 20. Геология СССР.Т.XXX.Северо-Восток СССР.М.: Недра, 1970. Кн.1 и 2.
 21. Герман А.Б. О возрасте валижгенской свиты Камчатки и полуострова Елистратова//Сов. геология.1984.№11.С.60-69.
 22. Григорьев В.Н., Крылов К.А., Пральникова И.Е. О кингивемской свите (Корякское нагорье)//Тихоокеан. геология.1992.№1.С.89-95.
 23. Ермаков Б.В. Укэлят-Шумагинский флишевый прогиб Корякии южной Аляски//Геология и геофизика.1975.№6.С.42-46.
 24. Зинкевич В.П., Казимиров А.Д. и др. Тектоника обрамления Берингова моря//Геотектоника.1983.№6.С.93-108.
 25. Красилев В.А., Синюков В.И., Витрик С.В. О времени заложения Удского вулканического пояса//Тихоокеан. геология.1992.№1.С. 102-108.
 26. Колясников Ю.А. К вопросу о коллаже террейнов в Корякском регионе//Геотектоника.1990.№4.С.102-106.
 27. Левитан Г.М., Чернявский В.И. Тектоника северо-восточной части Удского прогиба//Геотектоника.1968.№2.С.103-115.
 28. Митрофанов Н.П. О положении позднемелового комплекса на юге Центрально-Корякской складчатой зоны//Изв. вузов.Геология и разведка.1982.№11.С.34-40.
 29. Мороз Ю.Ф. Структура осадочно-вулканогенного чехла Пенжинского прогиба по геофизическим данным//Сов. геология.1983.№6.С.103-106.
 30. Очерки тектоники Корякского нагорья.М.:Наука,1982. 220с.
 31. Парфенов Л.М. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоидах северо-востока Азии.Ст.1.//Тихоокеан. геология.1983.№3.С.3-26;Ст.2. Там же.1983.№4.С.3-16.
 32. Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д.и др. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии//Геотектоника.1993.№1.С.68-78.
 33. Поздеев А.И. Маастрихтские отложения центральной части Корякского нагорья//Сов. геология.1970.С.133-137.
 34. Похилайнен В.П. Готерив-барремские отложения Северо-Западной Камчатки//Геология и геофизика.1967.№6.С.3-10.
 35. Пузанков Ю.М. Редкометалльные вулканы Корякского нагорья (геохимия, тектоническая позиция, петрогенезис)//Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы северо-западной Пацифики (тезисы).Хабаровск,1989.С.50-51.
 36. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса//Автореф.дис...д-ра геол. минер. наук М.,1988.
 37. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана.М.:Наука,1980.285 с.
 38. Умитбаев Р.К. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса//Тихоокеан. геология.1983.№3.С.109-114.
 39. Федорчук А.В. Океанические базальты Олюторского хребта Корякского нагорья//Тихоокеан. геология.1984.№1.С.37-46.
 40. Филатова Н.И. Роль процессов коллизии при формировании вулканогенных поясов//Геотектоника.1989.№5.С.52-60.
 41. Филимонов Б.Н., Попова О.Д., Редькина Г.А., Романова Е.К. Глубинное строение Пенжинско-Анадырской складчатой и Эвенской вулканических зон по гравиметрическим данным//Тихоокеан. геология.1984.№4.С.82-93.
 42. Ханчук А.И., Голозубов В.В. и др. Гапычаланский террейн Корякского нагорья//Тихоокеан. геология.1992.№4.С.82-93.
 43. Шмакин В.Б., Гагиев М.Х., Смирнова Л.В. Новые данные по стратиграфии палеозойских толщ Ваежского блока (Корякское нагорье)//Тихоокеан. геология.1993.№1.С.95-102.

Поступила в редакцию 14 марта 1996г.

S.E.Aprelkov, G.I.Dekina, S.V.Popruzhenko

Specific features of the geological structure of the Koryak Highland and the Penjin River basin, as inferred from the gravimetric data

Based on the generalization of the present gravimetric and previous geological-geophysical studies, a tectonic map of the above region has been compiled. It has been established that the distinguished fold zones are closely related with the analogous structural elements of Kamchatka.

Дискуссия

Хотя авторы при тектоническом районировании использовали традиционные понятия и, в основном, традиционные названия для выделенных структурных элементов, предлагаемая ими классификация структур представляется не вполне продуманной.

Структурные элементы ни на схеме, ни, за редким исключением, в тексте не различаются по возрасту, словно все их многообразие возникло одноактно (не сомневаюсь, что авторы хорошо знают, что это не так). В одном ряду

структур 1-го порядка рассматриваются: 1) Омолонский массив (формально следовало бы его именовать Омолонский срединный массив, причем срединный он, с известной долей условности, по отношению к колымским и чукотским мезозоидам); 2) Тайгоносский выступ (выступ чего конкретно и по отношению в чему?); 3) Удско-Мургальская островная дуга (применение этого понятия по отношению структурному элементу современного континента нельзя признать удачным; кроме того, непонятно, зачем включать в наименование Удскую часть, если речь идет о вполне конкретной Мургальской структуре); 4) Охотско-Чукотский вулканический пояс (более поздняя, наложенная по отношению к предыдущим тектоническим элементам структура) и, наконец, тектонические зоны то ли Коряжского нагорья (то есть географической области), то ли, как считалось ранее, разновозрастных складчатых систем. Замечу, что под определение “тектоническая зона”, согласно “Справочнику по тектонической терминологии” (М., “Недра”, 1970) из выделенных структурных элементов полностью подходит, пожалуй, только Центрально-Коряжская.

Из схемы районирования (рис.1) и содержания статьи можно сделать вывод, что выделяемые тектонические зоны (Пенжинская, Пикасьваям-Хатырская, Центрально-Коряжская, Олюторская), будучи повсеместно ограничены региональными глубинными разломами, представляют собой крупные блоки земной коры, каждый со своей собственной геологической историей, то есть в сущности те самые террейны, против которых протестуют авторы. Модель с неоднократным раскрытием и закрытием “океанических рифтов”, не говоря уже об обдукции, предполагает к тому же довольно значительные горизонтальные перемещения.

Другое дело, что предлагаемый вариант деления территории на блоки, по-видимому, не единственно возможный, что геологическая история блоков разными исследователями может интерпретироваться несколько по-разному, так же как по-разному могут оцениваться масштабы горизонтального перемещения блоков. В рамках блоковой или террейновой модели есть что исследовать и обсуждать. В том числе и роль крупноамплитудных и долгоживущих сдвигов, без оценки которой, на мой взгляд, понять структуру и тектоническую историю региона нельзя.

Смещение разнородных признаков или неопределенность признаков, по которым выделены структурные элементы более высоких порядков, характерны для описания тектонических зон. Так, при описании структуры Пенжинской зоны говорится: “Зона представлена положительными и отрицательными складчатыми структурами...”. В качестве основных структурных элементов выделены поднятия и прогибы. Кроме того, что это термины свободного пользования, к складчатым структурам обычно не применяющиеся, остается непонятным, поднятия и прогибы чего, какая структурная поверхность использована в качестве базисной? Подошва верхнего мела, палеогена, неогена? Показательно в этом отношении выделение Оклан-Гореловской “поднятия”, с поверхности полностью закрытого молодыми отложениями, в том числе, по [41], и верхнемеловыми.

Структурными элементами более высокого порядка в пределах поднятий выступают блоки (Ганычаланский, Понтонейский и др.), но в том же ряду выделяется складчатая структура - Маметчинская мульда. При этом говорится, что в ней наиболее полный разрез нижнего и верхнего мела. Тогда почему мульда, а не блок? Сама Маметчинская мульда, выполненная верхнемеловыми отложениями, конечно, существует, но она дискордантна к структурам, сложенным нижнемеловыми толщами.

В Олюторской зоне выделяются в качестве положительных структур “зона выходов меланократового фундамента”, горст-антиклинорий и поднятие. Опять неизвестно, что используется в качестве базисной поверхности при определении поднятия, что собой морфологически представляет “зона выходов” (почему, кстати, меланократового фундамента”, если это базальты, туфы, кремнистые и тонкообломочные терригенные породы?).

Думается, что, приступая к тектоническому районированию, в самом начале следовало бы определить те основные признаки, по которым это районирование будет произведено. Использование геофизических данных такой процедуры не заменяет.

Зависимость между представлениями, всегда в той или иной степени гипотетичными, о геологической (тектонической) истории региона и тектоническим районированием не кажется явной. Скорее, должно было бы быть наоборот. Обсуждение же предлагаемой в статье версии тектонического развития региона (неоднократный рифтинг континентальной коры) представляется пока занятием малопродуктивным. Прежде всего потому, что краеугольный камень этой версии, ее “гвоздь” - Коряжский микроконтинент выглядит неким фантомом, так как не имеет ни вещественного выражения, ни размеров. То, что существует Центрально-Коряжский относительный гравитационный минимум, еще не означает существования микроконтинента. Безусловно, феномен минимума заслуживает всестороннего обсуждения. Его геологическая интерпретация может быть неоднозначной, и можно было бы приветствовать, если бы авторы обсуждали и другие возможные причины. Так, например, неясно, как соотносится с их версией то обстоятельство, что широко распространенные в восточной части Пикасьваям-Хатырского поднятия верхнепалеозойские (карбон-пермь) и нижнемезозойские толщи представлены, кроме основных вулканитов, кремнистыми породами и, в меньшей степени, известняками, накаливавшимися в пелагической или гемипелагической обстановке, а содержащаяся в них фауна и микрофауна принадлежит к тетической провинции. Вплоть до конца поздней юры кремнеобразование преобладало и в так называемой Алгано-Великореченской зоне, в которую входит Койвэрэланский синклинорий авторов. Только с волжского века в разрезах здесь начинают доминировать кластические осадки из островодужных источников. Возможно авторам статьи будет также не безынтересно узнать, что в междуречье Укэлята и Опухи мне вместе с коллегами довелось наблюдать в нижней части сенонского флишевого разреза мощные горизонты радиоларитов сантон-кампанского возраста, иногда в сочетании с базальтами (Отчет “Тектоника активных континентальных окраин”, Магадан, СВКНИИ, 1986, Деп. ВНИТИ-центр, Москва).

По-моему, авторы слишком легко обошлись с Гижигинским прогибом. Согласно знатоку района, М.И.Терехову (Терехов, 1979, Стратиграфия и тектоника южной части Омолонского массива, М., “Наука”) видимая мощность верхнепалеозойских и нижнемезозойских отложений никак не меньше 4 км, а степень их деформации достаточно высока (опрокинутые складки, пloyчатость и т.д.).

С.Г.Бялобжеский.

Зав.лабораторией региональной тектоники

Северо-восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН.

ПРОГНОЗНЫЕ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ ОБЪЕКТОВ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ РАБОТ МЕТОДАМИ ГЕОПЛОТНОСТНОГО И ПАЛЕОТЕМПЕРАТУРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В.И. Исаев, Н.А. Волкова

ГП Дальинформгеоцентр, г. Южно-Сахалинск

Реализована компьютерная методика, позволяющая делать прогнозные оценки перспективности объектов нефтегазопроисковых работ. В основу положено плотностное моделирование осадочного разреза в гравитационном поле с использованием нормальных закономерностей $\sigma(H)$ палеотектонические реконструкции плотностных разрезов и палеотемпературное моделирование осадочной толщи. Проведено опробование этой методики на дагинских, уйнинских и дайехуриинских отложениях в Набильском прогибе о. Сахалин. В результате выявлены зоны, благоприятные для аккумуляции УВ, выполнено районирование стратиграфических толщ с точки зрения благоприятных условий для генерации и сохранности углеводородов, дана оценка объектов по степени преимущественной перспективности на нефть и газ.

Среди задач, решаемых при оценке нефтегазоперспективности осадочных отложений, можно выделить следующие:

- выявление в пространстве стратиграфических комплексов литологофациальных зон, благоприятных для аккумуляции углеводородов;

- районирование стратиграфических толщ с точки зрения условий, благоприятных для генерации и сохранности углеводородов;

- оценки нефтегазоперспективных объектов по степени преимущественной перспективности на нефть и газ.

Для решения этого круга задач разработана методика (включая программно-математическое обеспечение) геоплотностного моделирования в гравитационном поле с использованием нормальных закономерностей $\sigma(H)$ и "палеофильтрации" на основе палеотектонических реконструкций плотностных разрезов и палеотемпературного моделирования.

Практический пример применения методики прогноза приведен в [5] для профиля 213 в Луньском прогибе Сахалина. В настоящей работе применение методики демонстрируется на серии региональных профилей с последующим построением схематических карт территории Набильского прогиба Сахалина.

ВЫЯВЛЕНИЕ ЗОН, БЛАГОПРИЯТНЫХ ДЛЯ АККУМУЛЯЦИИ УВ

Для выявления участков, перспективных с точки зрения нефтегазоносности, эффективным является геоплотностное моделирование в гравитационном поле с использованием нормальных закономерностей $\sigma(H)$ [4]. Результатом моделирования являются разрезы плотностных неоднородностей осадочного чехла.

При этом локальные разуплотнения отождествляются с зонами улучшенных коллекторских свойств, благоприятными для аккумуляции углеводородов (УВ), а локальные уплотнения - с фронтальными экранами резервуаров УВ.

В данной статье геоплотностное моделирование применено к разрезу Набильского прогиба - дагинские, уйнинские и дайехуриинские отложения. Для начального построения геоплотностных разрезов использовались стратифицированные глубинные сейсмические разрезы вдоль региональных профилей 5, 79, 88, 111, 112, достаточно равномерно пересекающих Набильский прогиб (рис. 1).

(1) Нормальные плотностные модели осадочного чехла

Для построения нормальных плотностных моделей осадочных комплексов в Набильском прогибе были проведены сбпр и обобщения петроплотностных данных по площадям нефтепоискового бурения - Маячной и Междуреченской. Для каждого осадочного комплекса рассчитывались средние значения плотностей в столетровых интервалах глубин. К естественным (водонасыщенным) условиям лабораторные определения плотности приводились путем учета пористости.

В результате корреляционно-регрессионного анализа плотности σ и глубины залегания H 543-х образцов керна были построены линейные $\sigma(H)=A+B \cdot H$ и экспоненциальные $\sigma(H)=B_1 - B_2 \exp(-B_3 \cdot H)$ зависимости (табл. 1).

Экспоненциальная модель относительно линейной имеет преимущество как в математическом, так и геологическом плане. Так, линейная модель оптимизируется по одному параметру - минимуму стандартной ошибки, а экспоненциальная - по двум: жестко фиксированной величине B_1 (значение минералогической плотности) и минимуму стандартной ошибки.

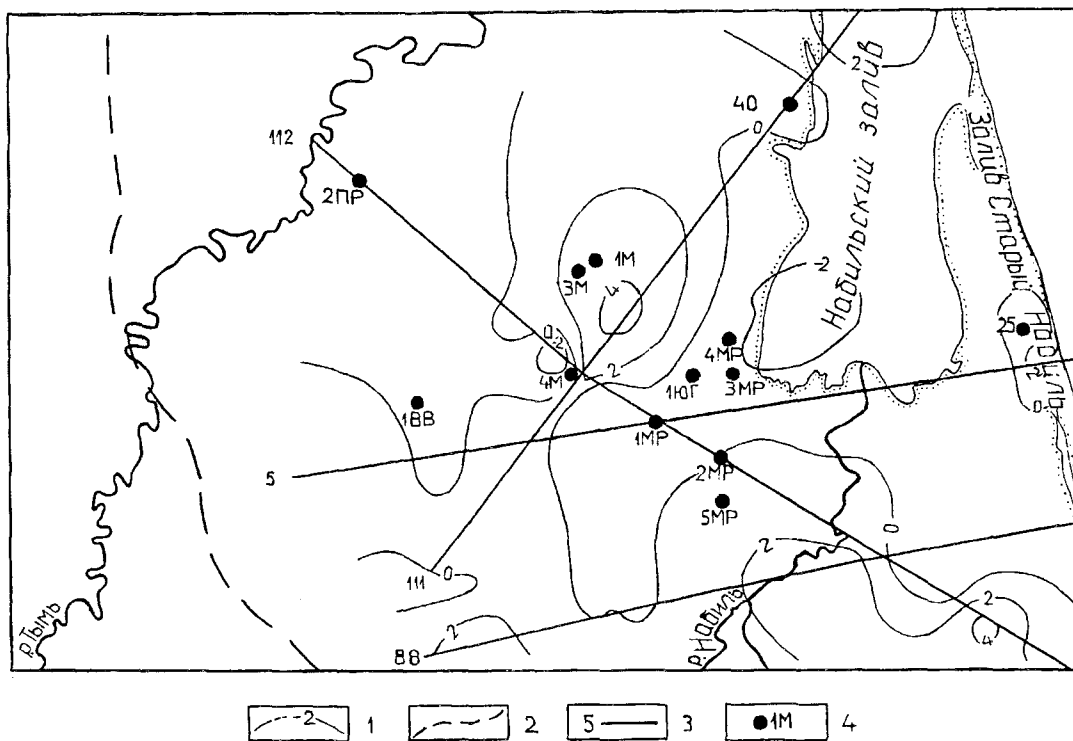


Рис.1. Карта- схема локальных аномалий плотности уйнинских отложений в Набильском прогибе ($\times 10^2 \text{ г/см}^3$).

1 - изолинии локальных изменений плотности, 2 - границы Набильского прогиба, 3 - сейсмопрофиль и его номер, 4 - номера скважин и наименование площадей: М - Маячная, ЮГ - Южно - Голубичная, МР - Междуреченская, ВВ - Восточно - Везлинская, ПР - Паркатинская.

В геологическом плане линейные модели заведомо неадекватны в области экстраполяции. Расчетные значения плотности в этих случаях превышают предельно допустимые на $0.10-0.15 \text{ г/см}^3$. Кроме того, коэффициенты B_1, B_2, B_3 имеют геологический смысл: B_1 соответствует значению минералогической плотности, B_2 пропорционален величине пористости неуплотненных осадков, B_3 - интенсивности воздействия фактора геологического времени [2]. На основании этого можно полагать, что эмпирические экспоненциальные зависимости для осадочных пород $\sigma(H)$ адекватны необратимым постседиментационным процессам в осадочных бассейнах.

(2) Плотностные неоднородности осадочного чехла

Плотностные неоднородности в дагинских, уйнинских и дайехуриинских отложениях Набильского прогиба выявлялись решением обратной линейной задачи гравиметрии (относительно плотностей свит) [3] с учетом нормального распределения плотностей $\sigma(H)$.

В результате геоплотностного моделирования вдоль региональных сейсмопрофилей 5, 79, 88, 111, 112 были построены разрезы плотностных неоднородностей осадочного чехла (рис. 2). Разрезы отвечают всем принятым критериям достоверности: оптимально согла-

Таблица 1. Набильский прогиб. Зависимость "плотность $\sigma(\text{г/см}^3)$ - глубина $H(\text{км})$ "

Отложения	Область определения $H, \text{ км}$	Линейные зависимости			Экспоненциальные зависимости		
		Вид зависимости	Коефф. корреляции	Стандартная ошибка, г/см^3	Вид зависимости	Коефф. корреляции	Стандартная ошибка, г/см^3
Дагинские	0,5 - 2,9	$\sigma = 2,28 + 0,10 H$	0,82	0,05	$\sigma = 2,70 - 0,49 \exp(-0,36 H)$	0,82	0,05
Уйнинские	1,3 - 3,3	$\sigma = 2,33 + 0,08 H$	0,85	0,03	$\sigma = 2,70 - 0,49 \exp(-0,42 H)$	0,86	0,03
Дайехуриинск	2,1 - 3,8	$\sigma = 2,31 + 0,09 H$	0,84	0,03	$\sigma = 2,70 - 1,29 \exp(-0,84 H)$	0,89	0,03

сованы с наблюдаемым гравитационным полем; выявленные аномалии плотности находятся в пределах допустимых отклонений от средних значений; обеспечена согласованность расчетных значений плотности на пересечениях разрезов с невязкой (0.01-0.02) г/см³ (табл. 2). Несколько большие расхождения (до 0.09 г/см³) в дайехуриинских отложениях на пересечении профилей 111 и 112 могут быть обусловлены дефектами моделирования по взаимно-ортогональным направлениям.

На основе разрезов с помощью программы Аронова В. И. [1] построены схематические карты локальных плотностных неоднородностей и абсолютных изменений плотности (рис. 1 и 3). Этой программой оценивалась погрешность исходных данных - аномальных плотностей, полученных в результате геоплотностного моделирования вдоль профилей. Она составила 0,012 - 0,017 г/см³, что хорошо согласуется с оценкой ошибок геоплотностного моделирования (таблица 2). Это позволяет считать построенные карты - схемы достаточно достоверными.

Локальные аномалии представляют собой остаточные значения, получаемые после вычитания из расчетных плотностей значений нормального распределения плотности $\sigma(H)$ (см. табл. 1) и региональной составляющей, определяемой с помощью программы Аронова В. И. и имеющей характер тренда.

Локальные аномалии плотности можно рассматривать как отражение локальных литолого - фаціаль-

ных неоднородностей. При этом принято, что благоприятные для аккумуляции УВ зоны соответствуют на картах - схемах участкам с отрицательными знаками локальных аномалий плотности.

Абсолютные изменения плотностей представляют собой разницу между расчетными и средними для стратиграфического комплекса значениями плотностей. Карты - схемы позволили выделить участки с абсолютным разуплотнением (уплотнением) и, таким образом, сделать заключение об улучшении (ухудшении) коллекторских свойств отложений разреза.

Анализ карты - схемы абсолютных изменений плотности в Набильском прогибе (рис.3) показывает, что с точки зрения выбора участков бурения на возможно хорошие коллектора группа междуреченских скважин закладывалась, по - видимому, оптимально. Последующее расширение этой группы скважин, с учетом карты - схемы локальных аномалий плотности, целесообразно вести в восточном направлении от скважины 4МР.

Самостоятельный интерес представляют карты - схемы региональной составляющей аномальных плотностей (тренда) (рис.4). Эта составляющая, вероятно, обусловлена недоуплотнением пород до нормального состояния $\sigma(H)$ при быстром опускании территории в относительно недавнем прошлом или "переуплотнением" за счет значительных поднятий, выводящих уже литостатически уплотненные породы

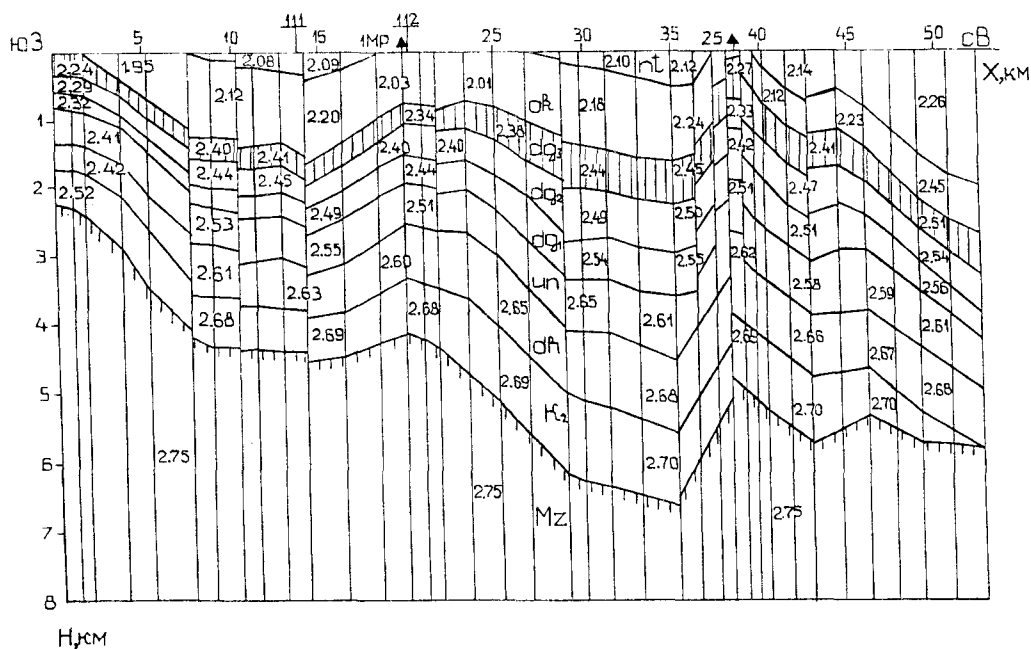


Рис.2. Палеотектонические реконструкции вдоль регионального сейсмопрофиля 5. Современный плотностной разрез.

Наименование стратиграфических горизонтов: nt - нутовский, ok - окобыкайский, dg - дагинский, up - уйнинский, dh - дайехуриинский.

Таблица 2. Сходимость результатов геоплотностного моделирования в Набильском прогибе (на пересечениях профилей)

Отложения	Пересечение 5/111			Пересечение 5/112			Пересечение 5/79			Пересечение 79/112			Пересечение* 112/111			Пересечение 112/88			Невязки г/см ³
	ПР-5 ₅ г/см ³	ПР-111 ₃ г/см ³	Δ, г/см ³	ПР-5 ₅ г/см ³	ПР-112 ₃ г/см ³	Δ, г/см ³	ПР-5 ₅ г/см ³	ПР-79 ₃ г/см ³	Δ, г/см ³	ПР-79 ₃ г/см ³	ПР-112 ₃ г/см ³	Δ, г/см ³	ПР-112 ₃ г/см ³	ПР-111 ₃ г/см ³	Δ, г/см ³	ПР-112 ₃ г/см ³	ПР-88 ₃ г/см ³	Δ, г/см ³	
nt	2,14	2,13	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,13	2,12	0,01	-	-	-	-
ok	2,31	2,33	-0,02	2,15	2,19	-0,04	2,16	2,17	-0,01	2,17	2,19	-0,02	2,25	2,32	-0,07	2,20	2,22	-0,02	-
dg ₃	2,33	2,34	-0,01	2,30	2,30	0,00	2,30	2,31	-0,01	2,31	0,31	0,00	2,32	2,36	-0,04	2,32	2,32	0,00	0,01
dg ₂	2,38	2,40	-0,02	2,35	2,36	-0,01	2,35	2,35	0,00	2,35	2,36	-0,01	2,40	2,48	-0,08	2,38	2,38	0,00	0,01
dg ₁	2,43	2,43	0,00	2,40	2,41	-0,01	2,40	2,40	0,00	2,40	2,41	-0,01	2,43	2,47	-0,04	2,43	2,43	0,00	0,01
un	2,49	2,50	-0,01	2,45	2,46	-0,01	2,45	2,45	0,00	2,45	2,46	-0,01	2,50	2,55	-0,05	2,49	2,48	0,01	0,01
dh	2,55	2,56	-0,01	2,51	2,51	0,00	2,51	2,50	0,01	2,50	2,51	-0,01	2,55	2,64	-0,09	2,55	2,52	0,03	0,02
K ₂	2,75	2,79	-0,04	2,66	2,67	-0,01	2,66	2,63	0,03	2,63	2,67	-0,04	2,74	2,83	-0,09	2,76	2,66 ?	-	-
M ₂	3,00	3,00	0,00	2,83	2,85	-0,02	2,83	-	-	-	2,85	-	2,99	3,00	-0,01	3,05	2,84 ?	-	-

* невязки в положении стратиграфических горизонтов до 250 м.

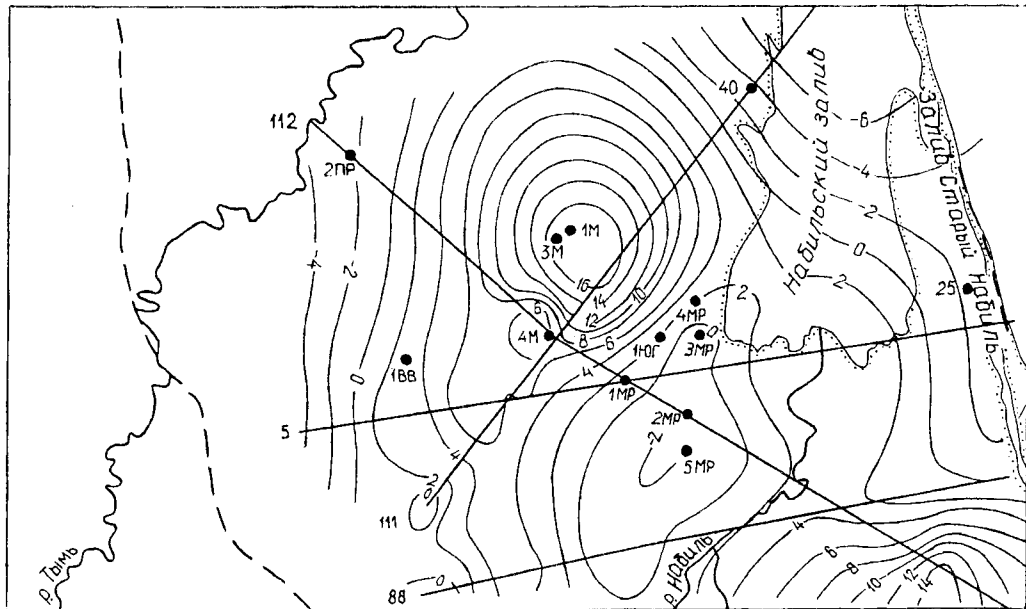


Рис.3. Карта абсолютных изменений плотности уйнинских отложений в Набильском прогибе ($\times 10^2$ г/см³).

на отметки, не соответствующие нормальному распределению $\sigma(H)$. Именно таким образом можно объяснить положительную локальную аномалию в районе Старого Набиля: в результате тектонических движений клин пород, начиная с уйнинских, на локальном участке был выдавлен вверх (рис. 5).

РАЙОНИРОВАНИЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ ТОЛЩ, БЛАГОПРИЯТНЫХ ДЛЯ ГЕНЕРАЦИИ И СОХРАННОСТИ УГЛЕВОДОДОВ

Второй характеристикой, важной для прогнозирования зон генерации и сохранения углеводородов (in situ), являются максимальные температуры, достигающиеся в процессе тектонического развития оса-

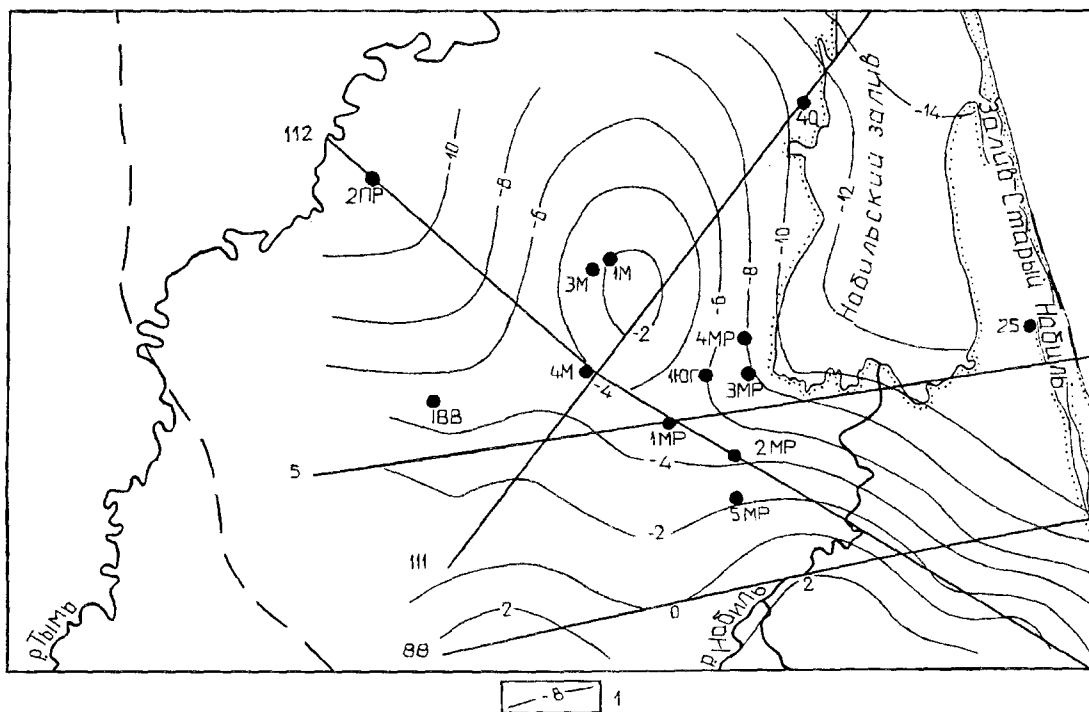


Рис.4. Карта тренда аномальных значений плотности верхнеуралинских отложений ($\times 10^2 \text{ г/см}^3$).
1-изолинии тренда.

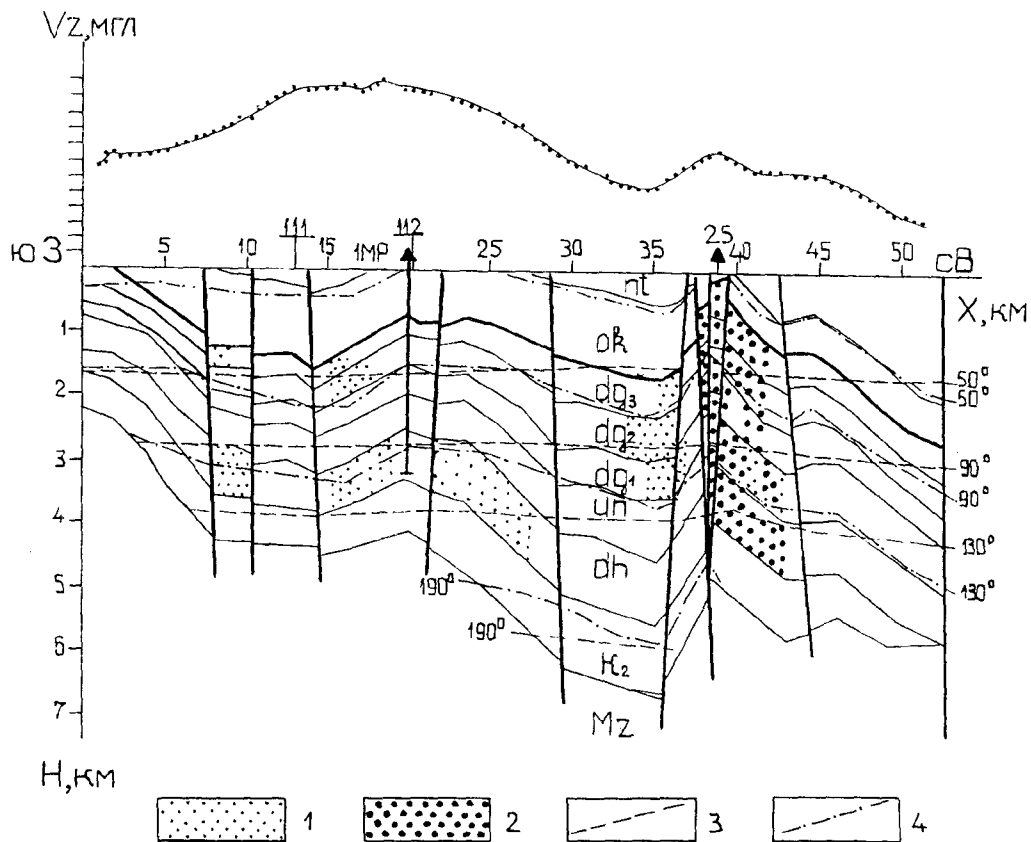


Рис.5. Палеотемпературные реконструкции вдоль регионального сейсмопрофиля 5 в Набильском прогибе. Современный разрез.

1 - локальные аномалии плотности, 2 - зона минимальных абсолютных значений плотности, 3 - изотермы современных температур, 4 - изотермы максимальных палеотемператур.

дочного бассейна. В этой связи возникает необходимость восстановления "палеомощностей" и глубин, на которых находились стратиграфические комплексы в разные моменты геологического времени. С этой целью разработано программное обеспечение палеотектонических реконструкций плотностных разрезов. В основу их положена модель компенсированного осадконакопления.

Алгоритм палеотектонических реконструкций базируется на методе "выравнивания профилей" [6]. Исходной моделью является геоплотностной разрез. Для его перестроения на время накопления любой стратиграфической единицы, обособленной плотностными границами, используются плотности слоев, определенные в центре элементарных аппроксимирующих тел. "Палеомощности" рассчитываются с учетом эффекта уменьшения объема породы в результате уплотнения при погружении [7]. Для расчета "палеоплотностей" стратиграфических единиц используются зависимости $\sigma(H)$ изменения плотности с глубиной (экспоненциальные или линейные). Рассчитывается также глубина дна бассейна осадконакопления [8].

Принятая технология реконструкций позволяет учесть инверсии движений, если известны их физические характеристики (скорость, длительность).

Вычислительная схема палеореконокструкций реализуется для каждой сквозной колонки плотностного разреза и принципиально выглядит следующим образом:

- 1) Расчет современных мощностей слоев, М.
- 2) Расчет глубины дна бассейна осадконакопления самого молодого слоя:

$$H_b = M \cdot (\sigma_M - \sigma) / (\sigma_M - 1,03),$$

где: σ_M - плотность подкровного слоя, 3,3г/см³,
 σ - плотность слоя, 1,03 - плотность морской воды.

- 3) Расчет "палеоплотностей" σ_p остальных осадочных слоев по законам изменения плотностей $\sigma(H)$.
- 4) Расчет "палеомощностей" M_p остальных осадочных слоев:

$$M_p = (1 + n(\sigma_p)) / (1 + n(\sigma)) \cdot M,$$

где $n(\sigma)$ - функциональная зависимость пористости от плотности.

В случае, если эта зависимость неизвестна, используется связь через минералогическую плотность σ_m : $\sigma = \sigma_m + n \cdot (1 - \sigma_m)$. Отсюда:

$$M_p = ((2 \cdot \sigma_m - 1) - \sigma_p) / ((2 \cdot \sigma_m - 1) - \sigma) \cdot M$$

Второй случай подразумевает наличие данных о литологии разреза.

Далее пункты 2 - 4 повторяются, начиная с расчета глубин дна бассейна осадконакопления второго

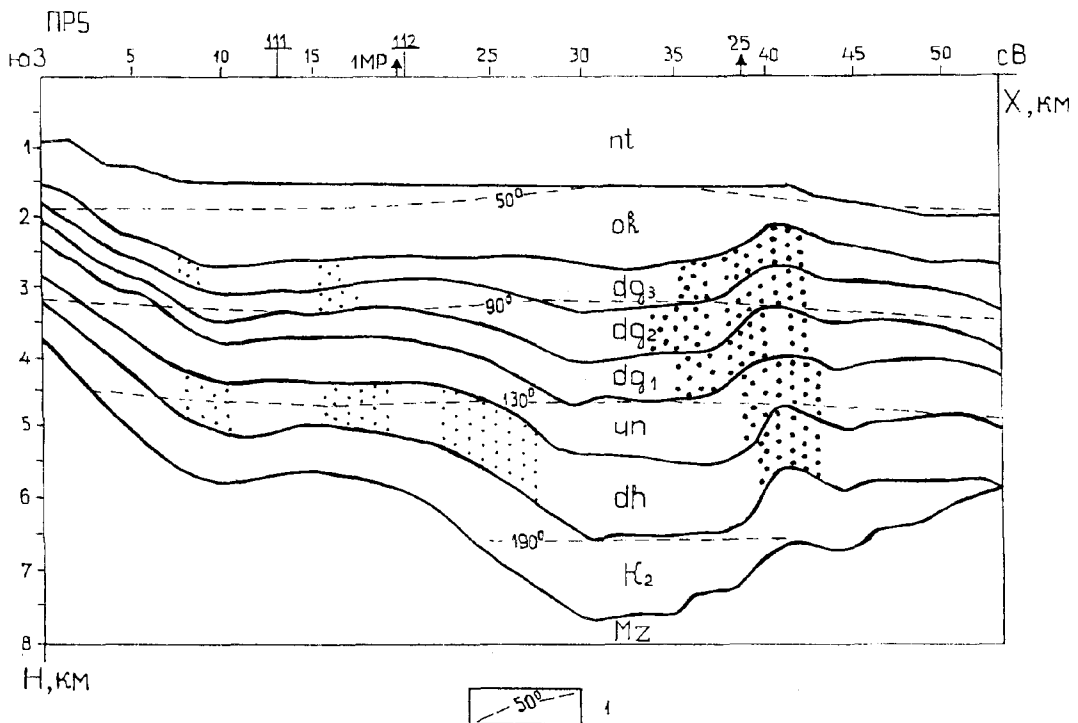


Рис.6. Палеотемпературные реконструкции вдоль регионального сейсмопрофиля 5 в Набильском прогибе. Нутовский (максимальный) разрез.

1 - изотермы, определяющие катагенетическую зональность нефтегазообразования.

от поверхности слоя. И так до тех пор, пока не будут исчерпаны все осадочные слои.

В завершение рассчитанные "палеоплотностные" колонки "монтируются" в "палеоплотностные" разрезы на начало формирования каждого слоя и визуализируются на плоттере.

Для иллюстрации основных результатов¹ палеореконокструкций приводится разрез вдоль сейсмопрофиля 5 в Набильском прогибе.

В качестве исходного материала использовался современный геоплотностной разрез (см. рис. 2). Современный разрез представлен верхнемеловыми, дайехуриинскими, уйнинскими, ниже - средне - верхнедагинскими, окобыкайскими и нutowскими отложениями.

Для расчета "палеоплотностей" использовались экспоненциальные зависимости $\sigma(H)$ (см.табл. 1).

Расчет "палеомощностей" осуществлялся через минералогическую плотность, которая для всех отложений принята одинаковой и равной 2,69 - 2,70 г/см³.

По геологическим представлениям в посленутовское время произошло воздымание коры и значительный размыв нutowских отложений, среднюю мощность которых на большей части разреза по косвенным данным принимаем равной 1500 м. Причем на северо - востоке приняты современные мощности, а на юго - западе они пропорционально уменьшены в связи с уменьшением мощностей всей осадочной толщи (рис.6). На этом же разрезе выравнены вертикальные разрывные нарушения, т.к. полагаем их результатом современной тектонической деятельности. Остальные "палеоразрезы" рассчитаны и построены автоматически. Полученная серия "палеоразрезов"² использовалась в качестве вещественно - структурной основы для дальнейших "палеотемпературных" расчетов.

Программно - математическое обеспечение палеотемпературного моделирования охарактеризовано в [5]. Там же в качестве примера приводятся результаты "палеопрфилирования" на линии сейсмопрофиля 212 в Луньском прогибе Сахалина.

Аналогичным образом было выполнено "палеопрфилирование" вдоль региональных сейсмопрофилей 5, 79, 88, 111, 112 в Набильском прогибе. Теплопроводность осадков изменялась в пределах 1,34 - 1,61 Вт/мград, теплогенерация принималась равной 1,22 мкВт/м³. Тепловой поток через поверхность подстилающего основания, полученный путем геотемпе-

ратурного моделирования, составил 70 мВт/м², что при указанных выше значениях теплофизических параметров соответствует поверхностному потоку - 52 мВт/м³, близкому к его средним значениям для Сахалина.

В результате "палеопрфилирования" на основе геоплотностных разрезов профилей 5, 79, 88, 111, 112 построены палеотемпературные разрезы осадочного чехла Набильского прогиба, отвечающие принятым критериям достоверности: соответствие средним значениям наблюдаемого поверхностного теплового потока, согласование в положении основных палеоизотерм на пересечениях профилей с невязкой $\pm 4^\circ\text{C}$

В современном разрезе профиля 5 (см.рис.6) палеотемпература 50°C , по принятой нами катагенетической зональности³ [5], соответствующая кровле верхней зоны газообразования, отмечается в основном в верхах окобыкайской свиты. В центральной части профиля за счёт эрозионных процессов эта зона может начинаться прямо от поверхности.

Главная зона нефтеобразования практически вдоль всего профиля приурочена к середине дагинских - дайехуриинских или, на востоке профиля, низам уйнинских отложений. На небольшом участке в средней части профиля она не выходит за пределы дагинских отложений.

Разрушительные для углеводородов температуры отмечены лишь в средней части профиля в верхнемеловых отложениях.

ОЦЕНКИ НЕФТЕГАЗОПОИСКОВЫХ ОБЪЕКТОВ ПО СТЕПЕНИ ПРЕИМУЩЕСТВЕННОЙ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ НА НЕФТЬ И ГАЗ

Результаты "палеопрфилирования" в Набильском прогибе (сейсмопрофили 5, 79, 88, 111, 112) посредством программы Аронова В. И. интерполируются в схематические карты распределения максимальных палеотемператур и прогноза фазового состояния углеводородов в отложениях дагинской - дайехуриинских свит.

Формализованная оценка погрешности палеотемператур составляет $\pm (3,1 - 4,6)^\circ\text{C}$, что хорошо согласуется с невязкой на пересечениях профилей. Кроме того, указанные погрешности не превышают 10% от номинальных значений палеотемператур, минимальные значения которых на кровле верхнедагин-

¹ Более полная иллюстрация результатов палеореконокструкций на отдельном профиле приводится в [5].

² Получаемая серия разрезов может представлять и самостоятельный интерес, ибо позволяет смоделировать изменение во времени глубины бассейна осадконакопления, рельеф дна, плотность и мощность осадков. Это, в свою очередь, позволяет делать допущения о характере накапливающегося обломочного материала, переслаивании различных фракций, образовании структурно - вещественных форм, являющихся возможными объектами неантиклинального типа, качестве первичного органического вещества (гумусовое, сопропеловое).

³ ($50 - 90^\circ\text{C}$) - верхняя зона газообразования, ($90 - 130^\circ\text{C}$) - главная зона нефтеобразования, ($130 - 190^\circ\text{C}$) - нижняя зона газообразования, более 190°C - разрушительная для углеводородов температура.

ских отложений (верхняя часть осадочного разреза) составляет не менее 50°C.

На рис.7 приведена карта распределения максимальных температур на подошве уйнинских отложений.

В соответствии с прогнозными картами в Набильском прогибе в верхней части дагинского разреза возможны преимущественно газовые проявления

(верхняя зона газообразования). По мере увеличения глубины на отдельных участках создаются благоприятные для нефтепроявлений температурные условия, а на подошве дагинских отложений севернее и восточнее Междуреченской площади эти условия соответствуют нижней зоне газообразования (нефть, газ, газоконденсат). В нижней части уйнинских отложений эта зона увеличивается по площади и простира-

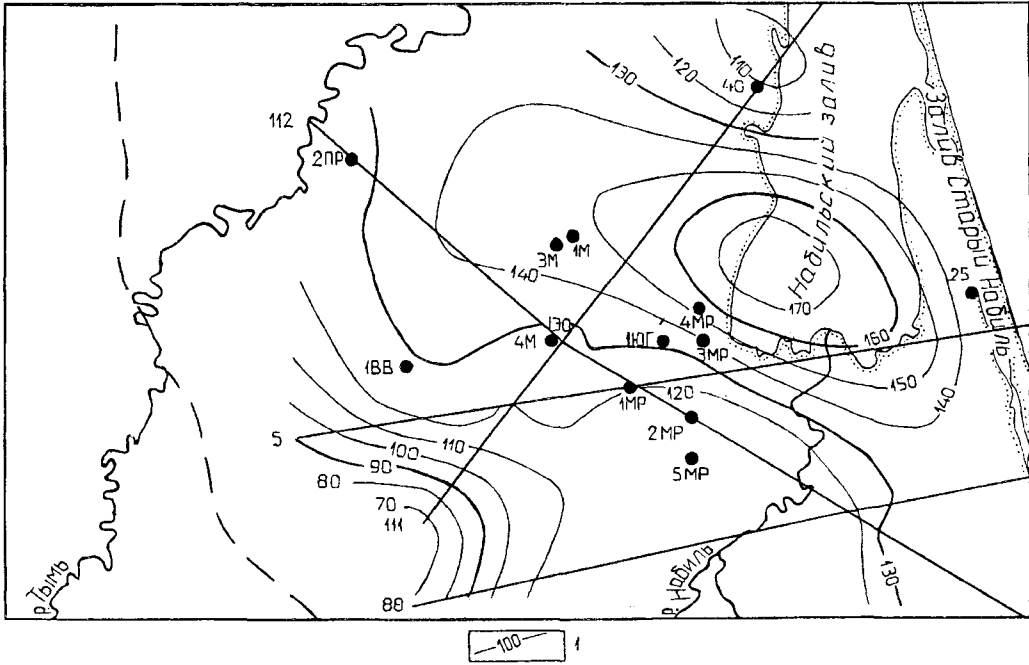


Рис.7. Карта максимальных палеотемператур и прогноза фазового состояния УВ на подошве уйнинских отложений в Набильском прогибе.

1 - изотермы максимальных температур, (°С).

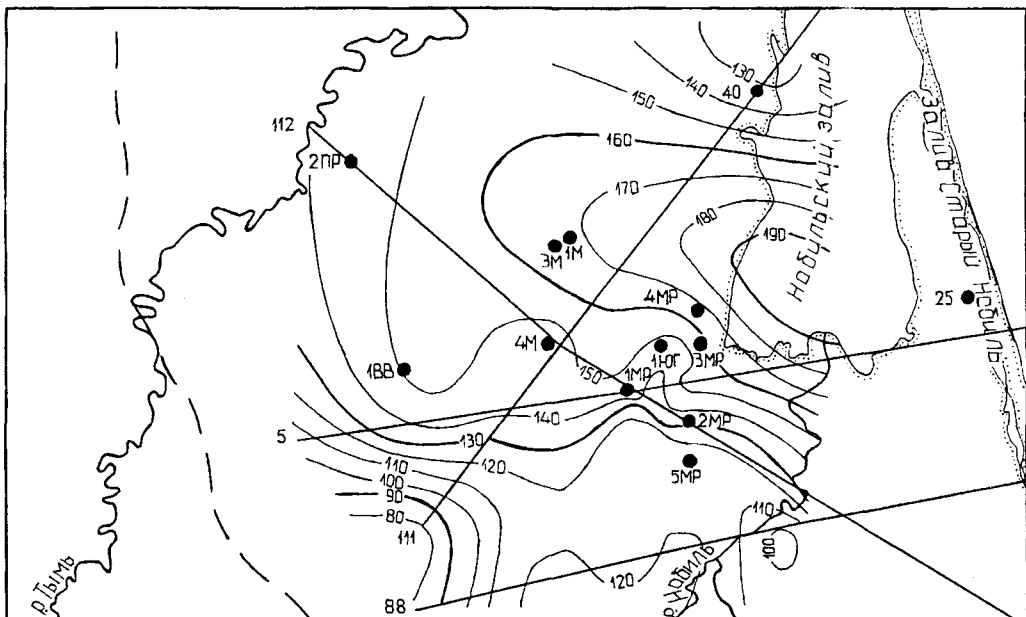


Рис.8. Карта максимальных палеотемператур и прогноза фазового состояния УВ на подошве дайехуриинских отложений в Набильском прогибе.

Таблица 3. Сопоставление результатов испытаний продуктивных интервалов скважин с прогнозными оценками фазового состояния УВ отложений Набильского прогиба

Скважина	Интервал испытаний	Отложения	Результаты испытаний	Прогнозные оценки	
				Зона нефтегазообразования	Фазовое состояние УВ
1М	2735 - 2747	Уйнинские	Нефтепроявления	Главная зона нефтеобразования - нижняя зона газообразования.	Нефть - нефть, газоконденсат, газ.
	2826 - 2845	--/--	--/--	--/--	--/--
	3107 - 3140	--/--	--/--	--/--	--/--
4М	3287 - 3303	Кровля дайехуриинских	Нефтепроявления	Главная зона нефтеобразования	Нефть
1МР	2479 - 2521	Дайехуриинские	Нефть	Главная зона нефтеобразования	Нефть
	2577 - 2589	--/--	--/--	--/--	--/--
	2770 - 2812	--/--	Незначительный приток газа	Нижняя зона газообразования	Нефть, газоконденсат, газ
	3090	--/--	--/--	--/--	--/--
2МР	2040 - 2065	Уйнинские	Незначительное количество нефти	Главная зона нефтеобразования	Нефть
	3069 - 3102	Подошва дайехуриинских	Газ	Нижняя зона газообразования	Нефть, газоконденсат, газ
3МР	3274 - 3281	Кровля дайехуриинских	Конденсат, газ	Нижняя зона газообразования	Нефть, газоконденсат, газ
	3283 - 3296	Кровля дайехуриинских	Нефть	Нижняя зона газообразования	Нефть, газоконденсат, газ
	3296 - 3300	--/--	Нефть, газ	--/--	--/--
	3449 - 3461	Дайехуриинские	Газ	--/--	--/--
	3471 - 3496	--/--	--/--	--/--	--/--
2ПР	1058 - 1152	Верхнедагинские	Разгазированный раствор	Верхняя зона газообразования	Газ
	1323 - 1368	--/--	--/--	--/--	--/--
	1770 - 1791	Среднедагинские	--/--	Верхняя зона газообразования - главная зона нефтеобразования	Газ - нефть
	2051 - 2117	--/--	--/--	--/--	--/--

ется широкой полосой через весь прогиб (рис.7). С юга и с севера к ней примыкают более низкотемпературные участки. В нижней части дайехуриинских отложений характер катагенетической зональности по данным геотемпературного моделирования не претерпевает принципиальных изменений (рис.8).

В таблице 3 для сравнения приведены результаты испытаний скважин, пробуренных в Набильском

прогибе, и прогнозные оценки фазового состояния углеводородов в отложениях, вскрытых этими скважинами. Сопоставление этих данных показывает, что они в основном не противоречат друг другу. Нарушает общую картину присутствие газоконденсата в кровле дайехуриинских отложений в скв. 3 МР. На рис.8 видно, что благоприятные для формирования газоконденсата температуры (не ниже 160°C) дости-

гаются лишь на подошве дайехуриинских отложений в районе этой скважины и в верхней части этих отложений в центральной части прогиба, расположенной севернее скважины 3 МР. Объяснить присутствие газоконденсата в этой скважине в кровле дайехуриинских отложений можно миграционными процессами.

Совместное рассмотрение карт прогноза фазового состояния УВ и локальных аномалий плотности в Набильском прогибе показывает, что в случае расширения группы междуреченских скважин на восток, целесообразность которого для уйнинских отложений следует из результатов плотностного моделирования, в этих отложениях можно ожидать притоки нефти и газоконденсата.

В целом, результаты палеотемпературного моделирования в сопоставлении с результатами испытаний продуктивных интервалов скважин позволяют оценить роль процессов миграции флюида на формирование газонефтяных залежей в Набильском прогибе как незначительную.

ВЫВОДЫ

С использованием разработанных программных средств и методики геоплотностного моделирования (в гравитационном поле) и "палеопроектирования" на основе палеотектонических реконструкций плотностных разрезов и последующего палеотемпературного моделирования:

1) составлены схематические карты локальных плотностных неоднородностей в дагинских, уйнинских и дайехуриинских отложениях Набильского прогиба Сахалина. Локальные разуплотнения отождествляются с литолого-фациальными зонами улучшенных коллекторских свойств, благоприятными для аккумуляции углеводородов.

2) построены схематические карты максимальных палеотемператур и прогноза фазового состояния углеводородов дагинских, уйнинских и дайехуриинских отложений Набильского прогиба.

3) показана согласованность прогноза оценок и результатов испытаний скважин.

Карты - схемы плотностных неоднородностей и карты прогноза фазового состояния УВ приняты к рассмотрению в комплексе с другими геолого-геофизическими материалами по Набильскому прогибу с целью определения первоочередных объектов нефтегазопромысловых работ.

Представляется целесообразным использование описанной в настоящей статье методики для прогнозной оценки перспективности объектов нефтегазопромысловых работ в других осадочных бассейнах Сахалина.

Благодарим к.г.-м.н. Волгина П.Ф., выполнившего построение априорных геоплотностных разрезов вдоль региональных сейсмических профилей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аронов В.И. Методы построения карт геолого-геофизических признаков и геометризации залежей нефти и газа на ЭВМ. М.: Недра, 1990. 301 с.
2. Буряковский Л.А., Джафаров И.С., Джевапшир Р.Д. Моделирование систем нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1990. 295 с.
3. Исаев В.И., Хростовская Н.В. О реализации на ЕС ЭВМ метода математического программирования для решения обратной задачи гравиметрии в линейной постановке. //Разведочная геофизика: теория, методика, результаты. Киев: Наукова думка, 1984. С. 156 - 171.
4. Исаев В.И., Пятаков Ю.В., Рузич Н.М. и др. Объемное моделирование в гравитационном поле плотности сейсмического тела. // Интерпретация гравитационных и магнитных аномалий. Киев: Наукова думка, 1992. С. 145 - 155.
5. Исаев В.И., Волкова Н.А., Ним Т.В. Решение прямой и обратной задачи геотермии в условиях седиментации. // Тихоокеан. геология. 1995. Т. 4, N 3. С. 73 - 80.
6. Нейман В.Б. Теория и методика палеотектонического анализа. М.: Недра, 1984. 80 с.
7. Романовский С.Н. Седиментологические основы литологии. Л.: Недра, 1977. 408 с.
8. Кукал З. Скорости геологических процессов. М.: Мир, 1987. 246 с.

Поступила в редакцию 26 ноября 1996г.

V.I. Isaev, N.A. Volkova

Forecast estimations of the prospective oil and gas fields as inferred from the geodensity modelling and paleoprofiling methods

A computer technique, allowing to forecast the prospective fields in searching for oil and gas, has been realized. Density modelling of the sedimentary section in the gravity field by using normal regularities $\sigma(H)$ and paleoprofiling are regarded as the basis. The testing of the technique has been carried out in the Daginsky, Uininsky and Daikhuriinsky deposits of the Nabil trench on Sakhalin island. As a result, zones favourable for hydrocarbon accumulation have been revealed, and stratigraphic zonation has been made.

К ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ КОРЕННОЙ ПЛАТИНОНОСНОСТИ КОНДЕРСКОГО МАССИВА (ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ).**Б.Г.Саксин***Дальневосточный институт минерального сырья, г.Хабаровск*

На примере зонального Кондерского массива ультраосновных пород обсуждаются вопросы совершенствования методики поисков коренных месторождений платины бессульфидного типа. По данным комплексной интерпретации геологических, геофизических и поисковых материалов получены новые сведения об особенностях глубинного и внутреннего строения массива, что позволило провести последовательную локализацию перспективных площадей в рамках модели перераспределения вещества дунитового ядра под воздействием последующих эндогенных процессов и наметить типовые геолого-структурные обстановки для оценки детальными работами.

При изучении базит-ультрабазитовых массивов Дальнего Востока нередко обнаруживаются эндогенные проявления платины сульфидного и бессульфидного типов. Иногда они характеризуются промышленными содержаниями металла, что, наряду с благоприятными геохимическими и геологическими признаками, свидетельствует о потенциальных перспективах целого ряда массивов на коренную платину. Однако, предпринимаемые попытки поисков промышленных объектов пока успехом не увенчались. Обусловлено это недостаточной разработанностью методики локализации перспективных площадей для данного типа оруденения, малыми размерами искоемых объектов (например, поперечный размер крутопадающих рудных тел на месторождениях Лиденбург и Стиллоуртер варьирует от первых метров до 100 м) и невыдержанностью параметров оруденения. По названным причинам, выявление платиноворудных объектов даже при постановке поисков масштаба 1:10000 носит случайный характер. Соответственно, сведения о закономерностях локализации оруденения, получаемые при практических работах разного масштаба, являются далеко не полными, а локализация площадей для работ следующего этапа производится неуверенно.

Причина неэффективности поисков коренных месторождений платины кроется (если площадь работ выбрана верно): 1) в несоответствии методики работ (сеть наблюдений, комплекс методов, способы опробования, аналитическое обеспечение и т.п.) объекту поисков; 2) в недостоверной оценке геолого-структурных обстановок, которые по совокупности данных определены как благоприятные.

В предлагаемой статье излагается один из подходов к последовательной локализации перспективной площади на примере Кондерской кольцевой структуры (ККС). Известно, что на ряде платиноносных массивов (Кытымский, Бушвельдский, Кондерский) установлены факты перераспределения первично-магматических

платиноидов (совместно с другими элементами) под воздействием более поздних эндогенных процессов [1,2]. На Бушвельдском массиве это привело [5] к формированию крутопадающих трубообразных тел месторождения Лиденбург, а на ККС - к образованию зоны обогащения платиноидами в прикровельной части дунитового ядра [1,3]. Другие возможные следствия подобного механизма рудообразования в пределах ККС рассмотрим подробнее.

Особенности геологического строения ККС и специфика ее рудоносности полно изложены в работах [1,3,4]. Отметим лишь, что процесс формирования названной магматической структуры охватывает значительный временной интервал: от раннего протерозоя (Кондерский комплекс - дуниты, дунит-пегматиты, клинопироксениты) до раннего мела (Алданский комплекс - габбро, косьвиты, субщелочные кварцевые диориты, диориты). К настоящему времени вся площадь ККС изучена поисками м-ба 1:50000, а наиболее интересная ее часть - в м-бе 1:10000. Поиски сопровождались большими объемами горных работ, картировочным, поисковым и структурным бурением, а также геофизическими работами. В коренном залегании выявлено 7 непромышленных платиноносных зон, многочисленные проявления, точки минерализации, ореолы рассеяния. Заключение специалистов относительно возможных перспектив промышленной коренной платиноносности ККС противоречивы. Одни считают их весьма ограниченными [1], другие [3] относят Кондерский массив к потенциальным рудным объектам уникального масштаба. Разногласия имеются и по особенностям внутреннего строения дунитового ядра, которые определяют направленность поисков. М.М. Лаптев (1988 г.), проводивший количественную интерпретацию площадных геофизических материалов, считает, что субгоризонтальная расслоенность ядра преобладает, тогда как в работах [1,3,4] обосновывается концентрически-зональное его строение с наличием элементов пологой расслоенности.

Углубленные исследования [1] показали, что 68-74% общего количества платиноидов сосредоточены в породообразующих минералах дунитов, а 26-36% присутствует в виде собственных минералов (преобладает ферроплатина). Абсолютное большинство выявленных проявлений приурочено к дунит-пегматитам с линзами и прожилками хромшпинелидов. Крупные агрегаты платиноидов (1 мм и более) пока обнаружены только в рудных хромшпинелидах. Ныне обрабатываемая россыпь платины на 80% состоит из зерен названного размера. Это обстоятельство послужило основанием для вывода о том, что наиболее благоприятная для коренного оруденения часть дунитов уже эродирована.

С точки зрения автора статьи, однозначному негативному заключению относительно перспектив коренной платиноносности ККС противоречат следующие данные:

1) Дуниты, оливиниты и хромиты ККС, по сравнению с аналогичными породами Платиноносного пояса Урала, Туламинского массива (Канада), массивов юго-восточной Аляски, Бушвельдского массива, характеризуются более высокими содержаниями платины и палладия [3].

2) От эрозии сохранился еще достаточно большой объем пород, обогащенных платиной. Вертикальный интервал, на котором обнаружены проявления этого металла составляет 350 м. По данным структурного бурения заметное затухание оруденения в дунитах фиксируется лишь начиная с глубины 500 м [1].

3) Установлено, что под воздействием последующих процессов породы дунитового ядра подверглись глубокой переработке, которая сопровождалась перераспределением вещества ядра и его локализацией в благоприятных геолого-структурных обстановках [1].

4) При отработке россыпей платины обнаружены крупные, иногда ограненные самородки, не характерные для первично-магматического типа оруденения. В наиболее богатой (верхней) части россыпи доля самородков по весу составляет 30% от добытого металла, что косвенно подтверждает масштабность процессов эндогенного перемещения вещества и их конструктивный характер.

Для определения направленности процессов эндогенного перераспределения первично-магматической платины внутри дунитового ядра и выявления потенциальных геолого-структурных обстановок ее локализации проанализируем имеющийся геологический, поисковый и геофизический материал по ККС. Исходя из общих соображений и особенностей геологического строения ККС, можно указать два события, датируемые ранним мелом, которые по своим энергетическим характеристикам могли привести к достаточно масштабному перемещению вещества дунитов: 1) внедрение тел косьвитов - щелочная серия Алданского комплекса; 2) внедрение интрузий умеренно кислого и субщелочного со-

става - монцонитоидная серия Алданского комплекса. В работе [1] рассмотрена только вертикальная составляющая эндогенного перераспределения платиноидов, обусловленного внедрением скрытого тела косьвитов (рис.1). По мнению авторов, в результате перераспределения произошло обогащение платиной объема, ограниченного кровлей скрытого тела косьвитов и кровлей дунитового ядра. Вероятное фронтальное перемещение

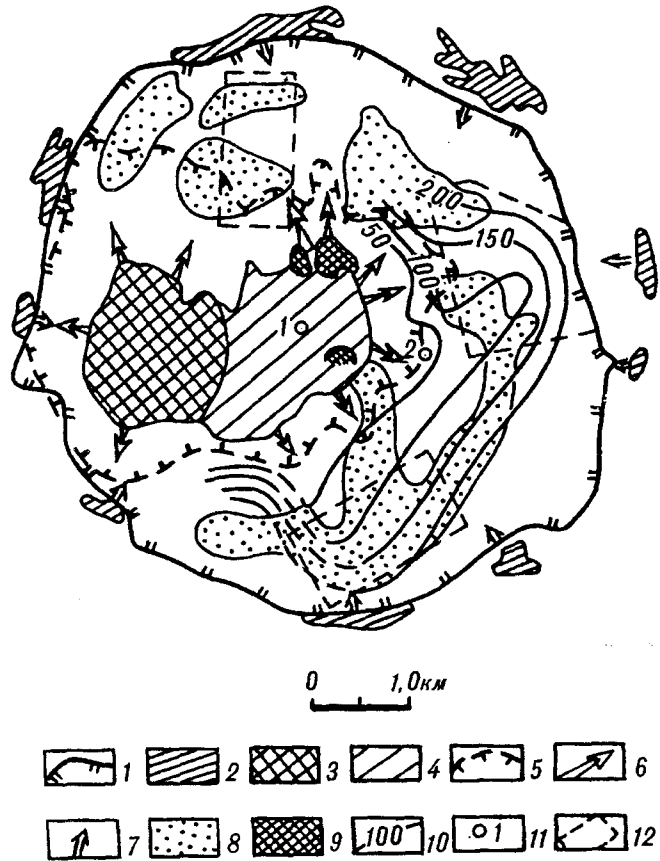


Рис.1. Схема фронтального перемещения вещества дунитового ядра ККС в связи со становлением тел косьвитов.

1 - внешний контур дунитового ядра; 2 - тела косьвитов, закартированные на поверхности; 3 - крутопадающая часть скрытого тела косьвитов (по результатам интерпретации магниторазведочных данных прослеживается до глубины 6 км); 4 - пологозалгающая (козырьковая) часть скрытого тела косьвитов; 5 - внешний контур области пониженного магнитного поля, отождествляемой М.М.Лапчевым с зоной выноса магнитных минералов из дунитов (соответствует арсалу вермиконгломерата); 6 - вероятное направление фронтального перемещения вещества под воздействием скрытого тела косьвитов; 7 - вероятное направление фронтального перемещения вещества под воздействием периферических тел косьвитов; 8 - поля развития дунит-пегматитов; 9 - локальные аномалии повышенной поляризуемости, предположительно обусловленные сульфидами; 10 - линии равных значений глубины залегания нижних кромок магнитоактивных тел; 11 - скважины глубокого бурения и их номер; 12 - участки перспективные для поисков эндогенного платинового оруденения бессульфидного типа.

вещества при этом анализе не рассматривалось, а оно, как следует из рис.1, могло приводить к обогащению объема, заключенного между внешним контактом скрытого тела коьсвитов и внешней границей ядра. По комплексной интерпретации геологических и геофизических данных скрытое тело коьсвитов представляет собой односторонний лакколит, вытянутый в восточном направлении. Тело окаймлено зоной выноса магнитных минералов, которая отчетливо фиксируется пониженным полем ΔT и ΔZ . Исходя из морфологических особенностей тел коьсвитов и их размеров, на рис.1 стрелками показаны наиболее вероятные направления перемещения вещества дунитов. Близость западного контакта скрытого тела коьсвитов к крутопадающей границе дунитового ядра обусловило развитие процесса перемещения на восток, а также на север и юг.

Согласно [2], коьсвиты фиксируют центры высокотемпературного метаморфизма, приводящего к постепенному вытеснению из вмещающих дунитов Fe и Mg, Ca и Al. Титаномагнетит в этом процессе ведет себя как метасоматический минерал, появление которого связывается с волной вытеснения из дунитов железа. Близкие выводы получены и при изучении ККС. "Процесс перекристаллизации дунитового субстрата, вероятно, осуществлялся в результате динамических напряжений и флюидной флюктуации, которые сопровождали деятельность щелочно-основных магм. Такой механизм рудообразования предполагает, что обогащенные платиноидно-хромовыми выделениями участки дунитов будут находиться в пределах "барьеров" зон разгрузки динамических напряжений и флюидной проницаемости, т.е. ожидать ярко выраженного петрографического контроля не следует"1. Авторы считают, что магнетит может быть использован в качестве индикаторного поискового минерала, т.к. в нем весьма вероятна минеральная платиновая фаза (ферроплатина).

Изложенное служит основанием для интерпретации данных наземной магнитной съемки с целью определения пространственного положения подобных "барьеров" в пределах ККС (рис. 1,2). Автором статьи отстроены изолинии глубин залегания верхних и нижних кромок магнитоактивных тел, локализованных в пределах дунитов. При этом использованы количественные оценки М.М.Лаптева. По сохранившимся фрагментам восстановлено пространственное положение поверхностей, ограничивающих приповерхностные магнитоактивные тела (ПМТ) сверху и снизу. Морфология выявленных поверхностей в виде изолиний и характерных линий отражена на рис. 1 и 2. Она, как и морфология ранее выявленных зон распределения железа [1] и зон характерных микроструктурных узоров оливинов [4], лучше всего соответствует контурам скрытого тела коьсвитов. Отмеченное косвенно подтверждает то, что решающим фактором возникновения современной концентрической зональности дунитового ядра, которая

фиксируется рядом независимых методов, являются эндогенные процессы, связанные со становлением коьсвитов. Можно предполагать, что реставрированными поверхностями ограничивается сохранившаяся от эрозии область перемещенного вещества дунитов. В плане область представляет собой серповидную зону, открытую на запад, которой, по данным геологического картирования, соответствуют поля развития дунит-пегматитов. Серповидная зона, таким образом, является перспективной площадью первого порядка, где возможно обнаружение месторождений платины бессульфидного типа. В ее пределах сосредоточено абсолютное большинство известных проявлений платины разного ранга. Вопрос о перспективности ККС на обнаружение объектов суль-

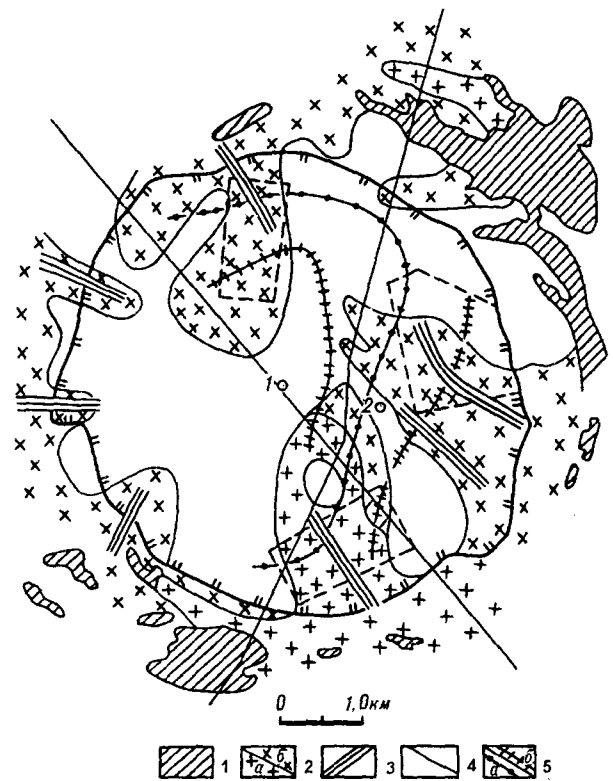


Рис.2. Схема размещения интрузий монцонитовой серии Алданского комплекса.

1 - интрузии умеренно-кислого и субщелочного состава, закартированные на уровне современного эрозионного среза; 2 - то же, предполагаемые на глубине: а - по наличию локальных отрицательных аномалий поля силы тяжести, и аномалий естественной радиоактивности, совпадающим с арсалами даск умеренно кислого и субщелочного состава; б - то же по менее интенсивным аномалиям поля силы тяжести; 3 - оси линейного повышения уровня естественной радиоактивности (данные наземной съемки), предположительно соответствующие положению гребневидных выступов кровли скрытых интрузий; 4 - профили дестальных (шаг 100 м) гравиметрических наблюдений; 5 - характерные линии обобщенной поверхности верхних кромок магнитоактивных тел: а - линия гребня, б - линия максимального прогибания.

Остальные обозначения как на рис.1.

фидного типа может быть решен за пределами зоны на участке, расположенном на северо-восточном замыкании скрытого тела косьвитов. Здесь электроразведкой выявлена изометричная аномалия проводимости (см.рис. 1), которая пока не заверялась.

Строение серповидной зоны неоднородно. По сочетанию поверхностей нижних и верхних кромок ПМТ в ее пределах реставрируется восстающая и разветвляющаяся к поверхности система, обогащенная магнитоактивными телами. Учет особенностей системы необходим при выделении локальных геолого-структурных обстановок. Так, наблюдается повышенная насыщенность проявлениями платины полосы вдоль линии прогибания обобщенной поверхности верхних кромок ПМТ. Несомненный интерес представляют обстановки в районах резких морфологических перегибов (структурные “ловушки”) обобщенной поверхности нижних кромок в восточном и юго-восточном сегментах ККС (рис.1).

Основанием для постановки вопроса о возможном перераспределении платиноидов в связи со скрытыми интрузиями монцонитоидной серии Алданского комплекса служит следующее. Гравиметрическими работами на двух секущих ККС профилях в контурах дунитов установлены локальные отрицательные аномалии поля Δg интенсивностью до 2 мГл, которые не получили объяснения у предшественников. Исходя из опубликованных данных о физических свойствах пород района [1], источником подобных аномалий могут быть только интрузивные породы умеренно кислого и субщелочного состава, плотность которых варьирует от 2,60 до 2,74 г/см³ при средней плотности дунитов равной 3,06 г/см³. В пользу наличия скрытых интрузий названных пород в контурах дунитового ядра свидетельствует характер наблюдаемого поля естественной радиоактивности (по данным наземной и воздушной съемок). Среди ультраосновных пород с низкой радиоактивностью выявлены радиоактивные аномалии и аномалии калия. Согласно картам изолиний, с периферии ККС внутрь дунитового ядра по радиальным направлениям “входят” линейные зоны повышенного поля естественной радиоактивности (см. рис.2). Кроме того, по данным изучения поверхности в контурах дунитового ядра выявлены ареалы даек субщелочного и кислого составов, а также зафиксированы ореолы Sn, Pb, Zn, U, Th, которые явно являются производными кислых коровых магм.

На рис. 2 отражено наиболее вероятное положение скрытых интрузий монцонитоидной серии Алданского комплекса, реставрированное путем увязки вышеперечисленных данных между собой. В рамках имеющегося материала можно предположить, что наиболее масштабные внедрения интрузий названной серии в пределы дунитового ядра произошли в юго-восточном, восточном и северо-западном сегментах ККС. Выраженность скрытых массивов в гравитационном поле неодинакова. Наиболее интенсивными локальными ано-

малиями фиксируется интрузия юго-восточного сегмента, что, вероятно, связано с относительно неглубоким залеганием ее кровли. Косвенным подтверждением сказанному служат находки здесь касситерита в протолочках из минерализованных зон, а также широкое развитие литохимических ореолов Sn, Pb и Mo. Максимальную глубину залегания предположительно имеют интрузии северо-западного сегмента.

Места совпадения серповидной зоны с проекциями контуров скрытых интрузий являются наиболее перспективными частями зоны для поисков коренных объектов платины, т.к. под воздействием скрытых интрузий в их надинтрузивной зоне неизбежно должны были произойти дополнительные перегруппировки платины. Косвенно конструктивный характер этих перегруппировок подтверждается фактом совпадения проекции контура скрытых интрузий с местами, где при отработке россыпей подняты самородки платины. При этом наибольшее количество самородков и самые крупные из них подняты в пределах наиболее приближенного к поверхности интрузивного ареала юго-восточного и восточного сегментов, тогда как находки в контуре более глубинного северо-западного интрузивного ареала значительно меньше по размеру и количеству. Исходя из изложенного, правомерно допустить, что второй этап эндогенного перераспределения платины также был продуктивным, поскольку приводил к укрупнению ее размеров до самородков.

Указанные три сегмента серповидной зоны отвечают трем типовым геологическим обстановкам проявления эндогенной платиноносности ККС, без оценки каждой из которых нельзя сделать однозначного заключения о перспективах структуры. Обстановки характеризуются неодинаковыми глубинами залегания скрытых интрузий, геохимической спецификой и деталями строения верхней части разреза. Это требует и разного подхода к их изучению. Так, перспективы северо-западного сегмента вряд ли возможно оценить без применения больших объемов бурения, т.к. уровень эрозионного вскрытия вероятных платиноносных объектов здесь ожидается минимальным. Специфика восточного и юго-восточного сегментов определяется наличием внутренней неоднородности дунитового ядра - четкого морфологического усложнения (“ловушки”) поверхности нижних кромок ПМТ. В юго-восточном сегменте подобная неоднородность устанавливается лишь по сохранившимся фрагментам. Не останавливаясь на различиях в строении верхней части разреза, отметим, что изображенные на рис. 1 и 2 контуры участков для постановки детальных работ определены как с учетом названных различий, так и с учетом результатов выполненных поисковых работ и установленных при этом закономерностей локализации оруденения.

Таким образом, целевой комплексный анализ геологических, геофизических и поисковых материалов по-

звояет получать много новой информации и более уверенно локализовать потенциально перспективные для поисков коренной платины площади в пределах базит-ультрабазитовых массивов. Важным моментом повышения эффективности поисков коренных месторождений платины является последующая достоверная оценка выделенных геолого-структурных обстановок.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гурович В.Г., Землянухин В.Н., Емельяненко Е.П. и др. Геология, петрология и рудоносность Кондерского массива // Под ред. Ю.А.Косыгина, Приходько В.С. М.: Наука, 1994. 170 с.

2. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М. Недра, 1967. 336 с.
3. Лазоренко В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометалльная минерализация зональных ультраосновных и коматиитовых массивов. Л.: Недра, 1992.
4. Приходько В.С., Степашко А.А., Землянухин В.Н. Структура дунитового ядра Кондерского массива как основа локального прогноза коренной платины. Тихоокеанская геология. 1994. № 1. С. 93-102.
5. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М. Недра, 1976. 688 с.

Поступила в редакцию 2 марта 1996 г.

B.G. Saxin

Estimation of the native platina prospects of the Kondyor massif

(Southeastern Siberian platform)

The problems of the improvement of the methods used for searching native platina deposits of sulfide-free type are considered in the instance of the zonal Kondyor massif of ultrabasic rocks. New evidences on the peculiarities of the deep and inner structure of the massif were obtained from integral interpretation data of the geological, geophysical and exploration materials. They allowed to make successive localization of the potential areas within the model of the dunite core matter redistribution, and lay out typical geological structural environments for the estimation by detailed works.

МИНЕРОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, РУДОГЕНЕЗ

551.46:55531:553:32:553.078(93/96)

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ В ОКЕАНАХ: ГЕОИСТОРИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ

Е.С. Базилевская

Геологический институт РАН, г. Москва

Сравнительное изучение металлогении Атлантического и Индийского океанов позволяет отметить сходство основных черт современного окисного рудогенеза в них. В то же время, отмечаются существенные различия в конечном результате этого процесса - накоплении и вещественном составе рудных отложений. Резкая граница по этим показателям проходит посередине Индийского океана и делит его на обедненную железом-марганцевыми отложениями с низкими содержаниями Mn (Mn/Fe 0,9) западную половину и высокопродуктивную, с богатыми марганцем рудными стяжениями (Mn/Fe 1,8) - восточную. Западная часть Индийского океана весьма сходна по упомянутым параметрам с Атлантикой, а восточная - с отложениями Тихоокеанского бассейна. Для объяснения причин столь масштабных проявлений асимметрии рудогенеза привлечены современные представления о геологической истории океанов, с одной стороны, и особенности геохимии Mn в океане - с другой. Анализ этих данных позволил предположить вероятность связывания в современных рудных отложениях марганца, поступавшего в водные бассейны, начиная с ранних этапов их развития.

Интенсивное изучение океанского рудогенеза, начавшееся около полувека назад, дало значимые практические результаты. Выявлены закономерности распространения железом-марганцевых отложений (ЖМО), их продуктивность (кг/м²) и особенности вещественного состава в различных районах Мирового океана [1,2,3 и др.]. Это позволило составить несколько соответствующих карт. Одной из последних и наиболее полных является металлогеническая карта, составленная на основе десятков тысяч записей, накопленных в банке данных "Океангеоресурсы" [3]. Упрощенный вариант этой кар-

ты, где показано распространение наиболее крупных скоплений ЖМО, приведен на рис. 1. Среди выделенных здесь площадей имеется 10 рудных полей разной очередности освоения и несколько меньших по масштабам конкрециеносных площадей.

Идея данного исследования возникла при анализе особенностей распространения рудных полей в Мировом океане. На карте видна приуроченность их основной массы к бассейну Тихого океана и восточной части Индийского. В Атлантике выделено лишь одно рудное поле - Северо-Американское, а в западной части Индийского



Рис. 1. Карта распространения рудных полей железом-марганцевых отложений (черные поля) в Мировом океане (упрощено по [3]).

Ломаной линией показана граница между Индо-Атлантическим и Индо-Тихоокеанским сегментами.

океана скопления не выходят за рамки рудоносных площадей. Таким образом, очевидно различие в рудогенерирующем отношении двух сегментов Мирового океана - Индо-Атлантического и Индо-Тихоокеанского. Граница между ними проходит от Чагос-Мальдивского подводного поднятия к югу примерно по меридиану тройного сочленения Родригес.

Что же явилось причиной столь резко выраженной асимметрии в рудогенезе этих сегментов и каковы могут быть источники металлов, в частности Mn, существенно обогащающего рудные отложения Индо-Тихоокеанского сегмента?

Ответить на этот вопрос с позиций традиционных подходов об альтернативной роли двух основных источников поставки Mn в океан - терригенном и эндогенном, не представляется возможным. Нет особых различий и в возрасте ложа океана, который не превышает 170 млн лет, причем эта величина фиксируется в океанах обоих сегментов и является точкой отсчета начала формирования современного облика Мирового океана. И все же решить этот вопрос невозможно без того, чтобы не выйти за пределы этих возрастных рамок.

Существуют две наиболее распространенные гипотезы о происхождении воды в истории Земли. Согласно первой, более популярной, считается, что вода образовалась одновременно с планетой, т.е. более 4 млрд лет назад. Причем произошло это за сравнительно короткий срок в период остывания верхней земной оболочки. В соответствии с другой гипотезой, накопление воды происходило в процессе эволюции Земли и было более растянуто во времени. По представлениям И.И.Потапова [15], вода и жизнь на Земле появились 3,8 млрд лет назад, но общая площадь материков увеличивалась постепенно, пока не достигла современных размеров, что произошло 570 млн лет назад.

В любом случае, океанское осадкообразование (а следовательно и осадочный рудогенез) началось на Земле задолго до начала образования современного океана; по-видимому, оно уходит своими корнями в архейскую эру [16]. По мере развития кор выветривания усиливалось и накопление осадков в водных бассейнах. Р.Гаррелс и Ф.Маккензи пришли к заключению, что примерно 3 млрд лет назад закончилась ранняя стадия формирования океана, становление же океанской среды, близкой современной, произошло 1,5-2 млрд лет назад. С этого времени "...можно считать, что состав океана в среднем за все это время сохранился тем же, что и сейчас" [13, стр.243]. Это хорошо согласуется с данными Э.М.Галимова, установившего на основании изотопного состава осадочной оболочки Земли, что общая масса воды в океане 2-2,5 млрд лет назад была близка к современной [12]. Известные палеогеодинамические построения также позволяют считать, что обширные океанические пространства существовали в очень отдаленные

геологические эпохи. Это подтверждается находками древнейших субаквальных отложений на суше [по 16].

Интересны высказывания В.И.Вернадского, относящиеся непосредственно к океанскому рудогенезу, точнее к Mn. Он указывал, что в составе изверженных пород Mn находится в ничтожных количествах в виде изоморфной примеси, не образуя при этом ни одного марганцевого минерала. В то же время, Mn в вадозных (биосферных) минералах образует самые стойкие формы - MnO_2 . "Этот процесс шел в течение всех прошлых геологических эпох, что привело к концентрированию Mn в гидросфере и коре выветривания и образованию его чистых соединений, не известных в таком количестве и в такой форме в более глубоких слоях земной коры" [11, стр.80]. По существу, здесь четко обозначен механизм концентрирования Mn в водных бассейнах и его длительность - "...в течение всех прошлых геологических эпох...".

Чтобы понять, что происходит с Mn в океанской среде, кратко остановимся на особенностях его геохимии. В океане Mn может существовать только в двух формах - окисленной, твердофазной, и восстановленной, растворенной. В первом случае он образует стяжения свободных гидроксидов разной степени окисленности ($n \cdot Mn \cdot MnO_2$), весьма реакционноспособных и чутко реагирующих на любые изменения в физико-химических параметрах среды и способных к растворению при возникновении восстановительных условий. А именно такие условия возникают при любых проявлениях эндогенной активности на океанском дне, от локальных до глобальных. В современном океане, не говоря уже о древнем, существует много районов нестабильности окисного рудоотложения - это спрединговые зоны срединно-океанических хребтов, зоны субдукции, зоны тектоно-магматической активности, вулканизма и пр. Любая активизация эндогенной деятельности на океанском дне сопряжена с выносом глубинных кислых восстановленных флюидов, растворяющих ЖМО. Удивительно, что на современном этапе морской геологии, когда идеи мобилизма стали доминирующими, океанский рудогенез по-прежнему рассматривается как нечто стабильное, существующее оторванно от мобильного океанского ложа. Лишь за обширными областями океанских окраин, где существуют восстановительные условия в осадочной толще, признается существование диагенетической мобилизации Mn в верхние горизонты осадка в окислительные условия. Сходные процессы по своему химизму, но отличающиеся высокими скоростями растворения ранее накопленных рудных отложений при активизации эндогенной деятельности, сопровождаются соответственно их регенерацией в благоприятной обстановке океанского дна.

Таким образом, специфика геохимии Mn в океане такова, что единожды оказавшись в этой среде, он не может быть выведен из нее и способен только накапли-

ваться, образуя, пожалуй, самые динамичные геологические формирования - ЖМО. Отметим еще один важный фактор в химизме Mn - его стремление к отложению на активных поверхностях, являющихся обычно зонами физико-химического барьера между осадочной толщей (или коренной породой) и придонной морской водой. Это способствует образованию максимальных скоплений Mn отложений на поверхности океанского дна, хотя и не исключает возможности погребения их в горизонтах окисленных осадков [7].

Существенно отличается геохимия другого рудообразующего металла ЖМО - железа, способного в океанской среде формировать широкий спектр минеральных форм - от окисленных, свободных и связанных, до восстановленных сульфидных и карбонатных, причем, обладая более низким потенциалом окисления, Fe осаждается раньше Mn. Поэтому, несмотря на кажущуюся близость этих металлов в ЖМО, пути их в океане существенно расходятся. Большая часть Fe выводится из океанского рудогенеза и погребается в осадках, как окисленных, так и восстановленных [7].

Следствием различий в геохимии Mn и Fe является относительное увеличение доли Mn в ЖМО по сравнению с кларковыми содержаниями этих металлов в породах земной коры, являющихся их источниками. Так, кларковые отношения Mn/Fe в среднем для разных пород составляют 0,017, в то время как это отношение в ЖМО в среднем почти на 2 порядка выше и составляет 1,44 [2].

Итак, круговорот Mn в океане замкнут, и важнейшей особенностью океанского рудогенеза является концентрирование Mn на протяжении всей истории океанского седиментогенеза, составляющей значительную часть истории Земли.

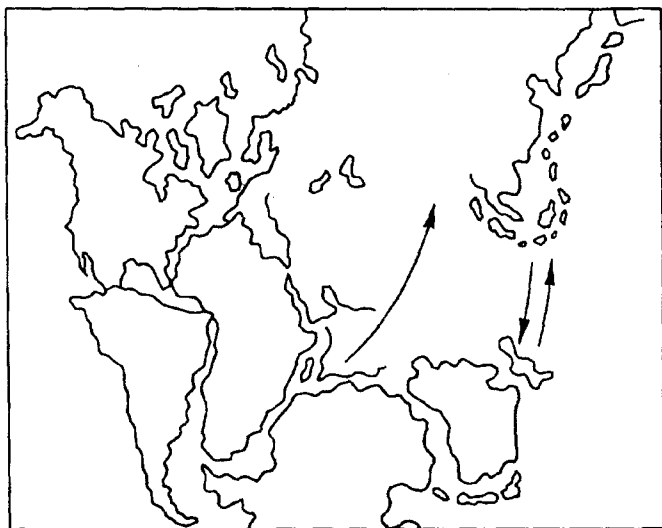


Рис.2. Палеорекострукция расположения континентальных блоков в триасе (200 млн.лет назад).
(Упрощено по [21]).

В свете этого заключения, кратко остановимся на возможном генезисе крупнейших осадочных месторождений Mn и Fe руд на суше, которые, как известно, образовались в раннем протерозое. Все они расположены на разных континентах - в Южной Африке, Бразилии и Индии, входивших некогда в единый суперконтинент. Особое место среди месторождений занимает гигантское рудное поле в Каларахи (ЮАР), где запасы Mn-руд превышают 3/4 мировых ресурсов (по оценкам Минералогического комитета ЮАР, 1986 г.). Ассоциирующие с ними, но разделенные пространственно, железорудные формации составляют здесь 90% мировых запасов. Эти месторождения, как свидетельствуют исследования Д.Шисселя и Ф.Аро [22], сформировались на пассивных тектонических окраинах палеоконтинента в шельфовых условиях в пределах ограниченного времени между 2,3-1,9 млрд лет назад. Источниками металлов для них были глубинные бескислородные воды древнего океана, которые смешивались с окисленными шельфовыми водами в период появления и развития фотосинтезирующих бактерий. Авторы полагают, что эти отложения сформировались, когда отдельные континентальные блоки были амальгамированы в единый суперконтинент, что сопровождалось закрытием в этом сегменте Земли допротерозойского океана. Возможно это и так, хотя, если принять во внимание более раннее существование протоокеанических бассейнов с кислородосодержащей средой [12,13], то нельзя исключить вероятности образования в них ЖМО, по крайней мере, на последних этапах развития океана. В таком случае, источником металлов для раннепротерозойских месторождений могло быть растворение океанских ЖМО при грандиозных тектонических коллизиях, сопутствующих закрытию древнего океана. Это также привело бы к насыщению морской воды Mn (и Fe), и такой ход событий лучше объясняет геологически относительно быстрое образование месторождений, чем медленный процесс постепенного накопления кислорода в воде.

По-видимому, такого рода события могли иметь место и в кайнозое, когда по периферии Паратетиса образовались осадочные месторождения Mn. На этом втором крупном этапе марганценакопления на Земле возникли богатые месторождения: Никопольское, Больше-токмакское, Чиатурское, Варненское и др. Предпосылкой к их образованию послужило сероводородное заражение вод олигоценового бассейна, в результате которого растворились ранее накопленные здесь ЖМО, что произошло в период закрытия океана Тетис. Примечательно, что по химическому составу руд, их минералогической зональности и условиям отложения эти месторождения имеют сходство с раннепротерозойскими.

Отметим, что история изучения, в частности, олигоценовых месторождений Mn-руд началась раньше, чем стало известно о масштабах океанского рудогенеза. Поэтому многие исследователи пытались связать их об-

разование с корами выветривания на суше, что было весьма проблематично из-за несопоставимости масштабов рудоотложения с потенциальными возможностями извлечения Mn из этих кор. Впервые идея о гидрогенном источнике Mn была высказана Д.Г.Сапожниковым [18], и, на наш взгляд, она представляется более реальной [9].

Таким образом, краткое рассмотрение двух наиболее крупных периодов марганцеотложения на Земле, отстоящих друг от друга почти на 2 млрд лет и имеющих генетические корни с океанскими источниками металлов, свидетельствует об их приуроченности к событиям, происходившим в Индо-Атлантическом сегменте Земли. Причем раннепротерозойские месторождения после раскола суперконтинента и раздвига его фрагментов оказались на разных материках, а олигоценовые сохранили положение, близкое к исходному.

Известно несколько вариантов палеоокеанологических реконструкций для Индо-Атлантического сегмента Земли, относящихся к последним 200-250 млн лет. Они несколько разнятся между собой, однако не оставляют сомнения в том, что именно в этом сегменте происходили процессы распада суперконтинента и образования вторичных океанов. На рис.2 приведена одна из них, построенная с учетом данных глубоководного бурения. Она относится к триасу (200 млн лет назад) и отражает начальную стадию образования "молодых" океанов [21].

Удивительно, что рамки, в которых стыковались отдельные континентальные блоки в триасе, весьма похожи на те, которые можно воспроизвести для протерозойского суперконтинента, если учитывать при этом расположение синхронно образовавшихся раннепротерозойских марганцеворудных месторождений. Об этом свидетельствует приведенная на рис.3 палеорекоконструкция

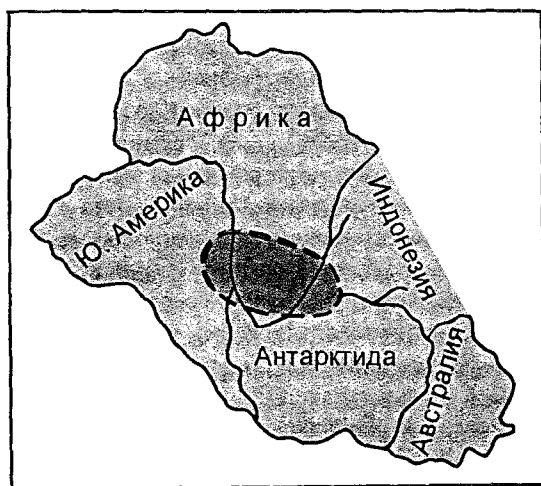


Рис.3. Вероятное расположение современных континентальных блоков на протерозойском суперконтиненте. Оконтурирована и заштрихована область образования раннепротерозойских марганцеворудных формации.

ция вероятного расположения Южной Америки, Индии и Африки, на которой заштрихована область нахождения раннепротерозойских месторождений. Эта схема позволяет сделать предположение о возможности нахождения аналогичных месторождений марганца также и на Антарктическом континенте, непосредственно примыкавшем к трем вышеупомянутым с юга. Во всяком случае, сейчас известно об обнаружении обогащенных Mn корок пустынного загара на выходах коренных пород в Антарктиде [20].

Заметим, что столь крупные месторождения Mn на суше не имеют других аналогов в континентальном обрамлении Тихоокеанского бассейна и могут быть сопоставимы только с накоплениями Mn в рудных отложениях Индо-Тихоокеанского бассейна. По данным [3], прогнозные ресурсы Mn на суше составляют 15571 млн.т, а в Мировом океане - 18153 млн. т, причем по данным того же автора до 80% рудной массы ЖМО находится в Тихом океане [2].

Чтобы понять возможные причины столь резких различий в марганцenaкоплении в двух океанических сегментах Земли, кратко остановимся на некоторых известных представлениях об истории формирования современного океана. Его возраст, в соответствии с данными глубоководного бурения, как уже указывалось, не выходит за рамки 170 млн лет. В то же время, нет оснований отрицать, что глобальная перестройка облика нашей планеты происходила на фоне существования древнего суперокеана - Панталассы, причем некоторыми авторами эта часть планеты считается даже исходно симатической [16]. Контур древней Пацифики были значительно шире, чем современные; ее западная часть клином входила на площадь современного Индийского океана, но впоследствии была отсечена продвинувшейся на север Австралией и образованием Зондской островной дуги (см. рис.2). Таким образом, восточная часть современного Индийского океана является реликтом Пацифики с сохранившимися здесь древними накоплениями Mn.

Одновременно с этими событиями происходил дрейф Индийского континентального блока в север-северо-восточном направлении вплоть до его столкновения с Азиатским континентом. Таким образом, западная часть Индийского океана раскрывалась по мере удаления Индии от Африканского континента и представляет собой фрагмент "молодого" океана. Отметим, что в истории формирования Индийского океана проявилось влияние большого спектра нелинейных тектонических, магматических и геодинамических эффектов [17], однако в свете проблемы рудогенеза главным остается время начала этого процесса, а оно резко различается у молодой западной части и древней, унаследовавшей более ранние стадии рудогенеза, восточной. Очевидно, что железо-марганцевый рудогенез в Индо-Атлантическом сегменте мог начаться вместе с раскрытием южной Атлан-

тики и западной части Индийского океана, что происходило почти одновременно.

Как же отразились особенности геологической истории образования океанов и их частей на количественном проявлении в них процессов рудонакопления?

По данным С.И.Андреева, сейчас в Тихом океане сосредоточено более 80% всей рудной массы Мирового океана, обогащенной малыми элементами. Если к этому добавить рудные отложения трех крупных полей восточной половины Индийского океана, то нетрудно предположить, что в целом в Индо-Тихоокеанском сегменте сосредоточено не менее 95% рудных отложений Мирового океана, в то время как в Индо-Атлантическом, где имеется всего одно небольшое рудное поле - 5%. Еще более усиливается эта разница, если учесть качественный состав ЖМО по величинам соотношений Mn/Fe (табл.), которые свидетельствуют почти о двухкратном повышении содержания Mn в ЖМО Индо-Тихоокеанского сегмента.

Все эти расчеты свидетельствуют о том, что накопиться такое количество Mn могло только за более длительную историю существования океанского рудогенеза в этом сегменте - более 2 млрд лет, что близко к вышеприведенным оценкам возраста океана, полученным разными независимыми методами.

Таким образом, следует признать, что в современных ЖМО Индо-Тихоокеанского сегмента содержится значительная доля Mn, поступившего в океан на протяжении всей истории океанского седиментогенеза, т.е. регенерированного из древних отложений. Возможно процессы растворения и регенерации Mn отложений в истории океана были неоднократными, включая и современный период. Так, данные глубоководного бурения фиксируют два этапа глобального отложения в океанских осадках черных сланцев, обогащенных углеродом, причем они синхронны с аналогичными отложениями на суше [21]. Датируются эти события 120 и 93 млн лет, т.е. относятся к меловому времени, и очевидно, что столь существенное изменение океанской среды - возникновение бескислородных условий, не могло не привести к частичному или полному растворению окисленных рудных отложений.

Возможно, более крупная структурная перестройка на Земле была связана с гигантским выбросом внутривулканной энергии, расколовшим древний суперконтинент и давшим начало дрейфу его фрагментов. Она произошла в раннем мезозое, и следствием ее было полное обновление ложа океана. Это событие глобального масштаба не могло не отразиться на океанской среде, и, несмотря на то, что к этому времени состав и масса морской воды были близки современным, нельзя исключить вероятности относительно кратковременного нарушения сложившегося динамического равновесия не только в водной массе, но и в атмосферной оболочке Земли.

Восстановление природного равновесия морской среды происходило по мере насыщения ее кислородом и сопровождалось регенерацией ЖМО. При этом часть Fe оказывалась связанной в минералах осадочной толщи и рудные отложения относительно обогащались Mn, что вообще характерно для всех регенерированных отложений океанского дна - от диагенетических до гидротермальных излияний [8].

Итак, в Мировом океане четко выделяются два крупнейших сегмента, существенно различающихся по длительности процесса марганценакопления - Индо-Атлантический, с современным рудогенезом, и Индо-Тихоокеанский, в котором процесс современного рудогенеза наложен на древние накопления Mn (а возможно и некоторых других металлов).

Предлагаемый нами геоисторический подход к проблеме рудогенеза позволяет уточнить некоторые ее аспекты, казавшиеся в известной мере тупиковыми. Это - источники рудного вещества, механизм образования отложений и скорости роста, которые в целом составляют проблему генезиса ЖМО, наиболее сложную в этой области.

До сих пор, по мнению большинства исследователей, эндогенная поставка Mn, особенно в Тихом океане, считалась доминирующей по сравнению с терригенной. Для доказательства использовались весьма неопределенные показатели вроде количества действующих вулканов, протяженности СОХ, скоростей спрединга и пр., существованию не имеющие отношения непосредственно к

Таблица. Величины отношений Mn/Fe в железо-марганцевых отложениях океанов

Атлантический океан			Индийский океан			Тихий океан	Ссылка*
западная часть	восточная часть	среднее	западная часть	восточная часть	среднее	среднее	
0,73	0,96	0,80	0,89	1,80			4
		0,98	0,90	1,80	1,28	1,60	2
		0,85			1,15	1,92	19

*Примечание: в графе "ссылка" даны соответствующие номера работ, приведенных в списке литературы.

Mn. И все это на фоне того, что пока обследовано не более 1% протяженности СОХ [14].

Что касается скоростей роста конкреций, то современные методы, чаще радиометрические, дают результаты - от нескольких мм/млн лет до нескольких мм/тыс лет, т.е. разнятся на три порядка. Недавно появилась работа, где на основе исследования изотопного состава гелия и неона в космической пыли осадков авторы пришли к выводу о сугубо непостоянной скорости роста конкреций [5]. Именно к такому заключению подводит нас и изложенный выше материал, в соответствии с которым, наравне с возможностью быстрого осаждения и соосаждения гидроксидов Mn при их регенерации из концентрированных растворов, предполагается и медленный рост отложений в условиях современного глубоководного океанского дна. В этом случае содержания металлов в морской воде крайне низки и, в соответствии с законами адсорбции, происходят процессы селективной сорбции и процессы взаимозамещения, формирующие вещественный состав отложений [9].

Отметим, что вопрос о механизме образования ЖМО пока не имеет полного решения, поскольку в нем участвует большой комплекс природных факторов, прихотливо сочетающихся в океанских условиях на фоне геологической деятельности в ходе этого процесса. Тем не менее, предпочтение здесь отдается коллоидно-химическим или сорбционным процессам, с которыми связываются и причины обогащенности рудных отложений малыми элементами. В связи с этим, представляются весьма важными такие характеристики конкреций, как их высокая пористость, микро- и макрослоистость и трещиноватость, что делает весь их субстрат, по-существу, открытой системой, доступной для постоянного контакта с придонными или иловыми водами. До 40% влаги может содержаться в свежеподнятых конкрециях [10]. Это значит, что процессы сорбционного накопления металлов при их взаимозамещении и совершенствовании структуры минеральных фаз происходят на протяжении всей истории их существования и охватывают не только верхние оболочки, но и все тело конкреций или корок. При старении конкреции могут обезвоживаться и растрескиваться, фрагменты древних конкреций иногда встречаются в качестве ядер в более молодых генерациях.

В заключение хочется отметить, что предложенный геоисторический подход вносит в проблему океанского рудогенеза важнейший геологический фактор - время, на фоне которого особенно ярко проявляется специфика геохимического поведения Mn в океане в динамике событий далекого прошлого нашей планеты. Это позволяет заключить, что, независимо от конкретного источника поставки Mn в океан, главной причиной его высоких концентраций в отложениях Индо-Тихоокеанского сегмента является длительность существования замкну-

того круговорота Mn, постепенно накапливающегося в этом бассейне.

Отметим также, что существенное "удревнение" океанского железо-марганцевого рудогенеза, обоснование которого мы пытались дать, в принципе не нарушает сложившихся представлений об общих закономерностях современного рудоотложения, контролируемых развитием благоприятных фациальных обстановок. Краткое рассмотрение разных аспектов генетической проблемы также свидетельствует не только об их решаемости с позиций данного исследования, но и открывает новые перспективы для их успешного решения.

ВЫВОДЫ

1. Современное размещение рудных полей ЖМО в Мировом океане и особенности их вещественного состава (марганцевый модуль) позволяют выделить два крупнейших сегмента - Индо-Тихоокеанский и Индо-Атлантический, существенно отличающихся по накоплению рудной массы, в частности марганца.

2. Специфика геохимии Mn, как на суше, так и в океане, приводит к его постоянному накоплению и отложению в условиях кислородной недостаточности. Эти процессы происходили на протяжении почти всей обозримой истории развития Земли и происходят сейчас, особенно ярко проявляясь в океанах.

3. Особенности распространения рудных полей в Индийском океане подтверждают известное представление о разной истории образования его западной и восточной частей. Однако граница между ними, судя по особенностям рудоотложения, проходит примерно по меридиану тройного сочленения Родригес. По-видимому, раскрытие западной части было связано с север-северо-восточным продвижением Индийского континентального блока и по времени соответствовало раскрытию южной Атлантики. Восточная же часть представляет собой западный клин древней Пацифики, отсеченный продвинувшейся к северу Австралией. Таким образом, история рудоотложения в Индо-Атлантическом сегменте отражает историю образования современного океана, в то время как накопление Mn в Индо-Тихоокеанском сегменте унаследовано от древних эпох развития Пацифики и вместе с современным периодом рудогенеза составляет более 2 млрд лет.

4. На фоне предлагаемой геоисторической концепции океанского рудогенеза и краткого рассмотрения некоторых аспектов проблемы генезиса ЖМО, таких как источники рудного вещества, скорости роста и механизм образования, обращается внимание на мобильность процесса рудогенеза, связанную как с особенностями геохимии главных рудообразующих металлов - Mn и Fe, так и с мобильностью океанского ложа.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и технической политики РФ и РФФИ (грант 14070).

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев С.И. Геохимия железо-марганцевых образований Мирового океана// Кобальтоносные железо-марганцевые корки Тихого океана. Спб.: ВНИИОкеангеология, 1993. С. 6-19.
2. Андреев С.И. Металлогения железо-марганцевых образований Тихого океана. Спб.: Недра, 1994. 191 с.
3. Андреев С.И., Аникеева Л.И., Вишневецкий А.Н. и др. Минеральные ресурсы Мирового океана, их потенциал и перспективы освоения// Геология и минеральные ресурсы Мирового океана. Спб.: ВНИИОкеангеология, 1995. С.141-257.
4. Аникеева Л.И., Андреев С.И., Ванштейн Б.Г. и др. Конкреции Атлантического океана. Железо-марганцевые конкреции Мирового океана. Л.: Недра, 1984. С.127-135.
5. Ануфриев Г.С., Болтенков Б.С., Волков И.И., Капитонов И.Н. Определение скорости роста океанических железо-марганцевых конкреций по стабильным изотопам гелия и неона// Литология и полез. ископаемые. 1996. № 1. С.3-11.
6. Базилевская Е.С. Металлогения океанского ложа по данным глубоководного бурения// Геология дна океанов по данным глубоководного бурения М.: Наука, 1984. С.85-91.
7. Базилевская Е.С. Роль диагенеза в формировании железо-марганцевых конкреций в рудной провинции Клариион-Клиппертон// Тихоокеан. геология. 1985. № 6. С.60-70.
8. Базилевская Е.С. Рудогенез центральных сегментов Срединно-Атлантического хребта// Разломные зоны Центральной Атлантики М., 1995. С.109-146. (Тр. ГИН РАН; Вып. 495.)
9. Базилевская Е.С. Химико-минералогическое исследование марганцевых руд. М.: Наука, 1976. 95 с.
10. Батурин Г.Н. Руды океана. М.: Наука, 1993. 303 с.
11. Вернадский В.И. Избранные сочинения: Т.1. Очерки геохимии. М.: Наука, 1954. 356 с.
12. Галимов Э.М. О возникновении и эволюции океана по данным об изменениях 180/140 осадочной оболочки Земли в ходе геологического времени// Докл. АН СССР. 1988. Т.299, №4. С.977-981.
13. Гаррелс Р., Маккензи Ф. Эволюция осадочных пород М.: Мир, 1974. 271 с.
14. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермы и руды на дне океана// Металлогения современных и древних океанов. М.: 1992. С.390-401.
15. Потапов И.И. Новое в геологической истории Земли. Ростов-на-Дону, 1996. 31 с.
16. Пушаровский Ю.М. О геологической сущности океанов// Изв. АН СССР, сер.геол. 1991. №5. С.3-11.
17. Пушаровский Ю.М. Тектоника Индийского океана// Геотектоника. 1995. N 4. С.73-91.
18. Сапожников Д.Г. Некоторые геологические условия образования марганцевых месторождений// Марганцевые месторождения СССР. М.: Наука, 1967. С.11-34.
19. Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. Железо-марганцевые конкреции и корки Атлантического океана// Литология и полез. ископаемые. 1995. N 4. С.339-361.
20. Dorn R.I., Krinsly, Liu T. and al. Manganese-rich rock varnish does occur in Antarctica//Chem.Geol. 1992. V.99, N 4. P.289-298.
21. Jenkyns H.C. Early history of the oceans//Oceanus. Winter 1993/94. V.36, N 4. P.49-52.
22. Schissel D., Aro Ph. Major early Proterozoic sedimentary iron and manganese deposits and their tectonic setting// Econom.Geol. 1992. V.87, N 5. P.1367-1374.

Поступила в редакцию 3 декабря 1996г.

E.S. Basilevskaya

Ferromanganese deposits in the oceans: geohistoric and metallogenic aspects

Comparative study of the Atlantic and Indian oceans metallogeny allows to mark the similarity of the basic features typical for modern oxide ore genesis in them. At the same time, substantial differences in the final result of the process, i.e., accumulation and matter composition of the ore deposits, are noted. A sharp border on these parameters lies in the middle of the Indian ocean that divides it into two parts. The western part is poor in ferromanganese deposits with low Mn(Mn/Fe 0.9) content, whereas the eastern part is rich in ore concretions (Mn/Fe 1.8). The western Indian ocean is rather similar on the parameters mentioned to the Atlantic, and the eastern part - to the deposits of the Pacific basin.

СОСТАВ ФЛЮИДНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ ГРАНИТОИДОВ БАППИНСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)

*Л.Н.Хетчиков, В.А.Пахомова**Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г.Владивосток*

Изучены расплавные и флюидные включения в кварце двух фаз внедрения Баппинских гранитоидов. Показаны общие черты и различия по типам включений в кварце разновозрастных пород. Криометрическим методом исследован состав флюидов во включениях. Сделаны выводы об особенностях флюидного режима формирования гранитоидов.

В Баппинский комплекс включаются небольшие массивы, штоки и дайкообразные тела монцонитоидных пород, располагающиеся среди апт-альбских терригенно-вулканогенных отложений. Петрографическая и петрохимическая характеристики гранитоидов комплекса приведены в работах [2,3]. Установлено, что массивы в большинстве случаев имеют двухфазовое строение. Первая фаза представлена габбро-диоритами, диоритами, монцодиоритами, кварцевыми диоритами, а вторая - гранодиоритами и монцогранодиоритами. По данным Н.С.Герасимова изотопный возраст (рубидий-стронциевый метод, устное сообщение) гранитоидов первой фазы составляет 130 млн лет., а второй - 110 млн лет. Наиболее полная минералогическая характеристика гранитоидов имеется в работе [2]. По петрохимическим особенностям они принадлежат к группе среднеосновных высокоглиноземистых пород нормального ряда калиево-натриевой серии, а по содержанию калия соответствуют высококальциевой известково-щелочной серии гранитоидов островных дуг.

Нами исследованы включения в кварце пород из двух наиболее крупных массивов комплекса - Таунгинского и Баппинского. Гранитоиды Таунгинского массива прорывают более крупную интрузию высокоглиноземистых гранитоидов Хребтового массива, относящихся к Сандинскому комплексу, и слагают в его пределах штокообразное тело площадью 12 км². Баппинский массив расположен в 15 км к востоку от Таунгинского и представлен также штокообразным телом площадью 8 км².

Включения в кварце гранитоидов тщательно изучались визуально в полированных пластинках под микроскопом при увеличениях до 1200 раз, а затем методом криометрии определялся состав флюидов, законсервированных в вакуолях. Основы этого метода и некоторые особенности использованных нами приемов изложены в работах [1,5,11]. Кроме того, в небольшом объеме проводились опыты по нагреванию расплавных включений с оценкой температур их гомогенизации.

В кварцевых диоритах первой фазы обнаружены вкрапленники кварца, содержащие только расплавные

включения. Включения овальной или изометричной формы представлены частично или полностью раскристаллизованным силикатным стеклом и флюидной фазой, занимающей от 5 до 15% объема вакуолей. При этом флюиды обособляются в виде нескольких пузырьков или занимают интерстиции между кристалликами силикатов. Включения чаще мелкие, размером в несколько мкм, но встречаются вакуоли до 30-40 мкм по длинной оси. Включения располагаются в зернах кварца азонально, обычно небольшими группами по 3-5 штук в каждой.

В других вкрапленниках кварца расплавные включения сопровождаются довольно обильными флюидными включениями. Среди последних различаются газожидкие с меняющимся количеством разнообразных по форме твердых фаз, которые в некоторых случаях занимают до 30-40% объема вакуолей. Вместе с этими солевыми включениями распространены газовые (газ занимает до 90% объема вакуолей) и жидко-газовые с меняющимся соотношением фаз газ/солевой раствор. Нагревание расплавных включений в разных вкрапленниках показали, что температуры их гомогенизации близки между собой и составляют 835°С.

Гранодиориты второй фазы по некоторым особенностям включений в кварце заметно отличаются от кварцевых диоритов первой фазы. Эти отличия заключаются прежде всего в более высокой насыщенности кварца как расплавными, так и флюидными включениями. Расплавные включения характеризуются более высоким содержанием флюидной фазы, занимающей до 20% объема вакуолей. При этом флюиды обособляются или в виде одного газового пузырька, по периферии которого почти всегда различается ободок жидкой углекислоты, или помимо основного крупного пузырька в вакуоли обнаруживается несколько более мелких пузырьков. Нередко также во включениях жидкая фаза заполняет интерстиции между зернами силикатов. Размеры расплавных включений самые разнообразные. В одних препаратах встречаются как крупные включения до 100 и более мкм по длинной оси, так и мелкие (до 10 мкм), в других заметно преобладают включения размером до 10 мкм. Располо-

жение расплавных включений во вкрапленниках кварца как зональное, когда они приурочены к периферическим частям зерен, так и азональное, когда семейства включений по 5-10 штук в каждом располагаются в различных участках кварцевых зерен. Температуры гомогенизации расплавных включений в кварце гранодиоритов составляют 830°C, т.е. по температурному режиму кристаллизации расплавов гранитоиды первой и второй фаз почти не различаются между собой.

Расплавным сопутствуют три типа флюидных включений. Широким распространением пользуются многофазовые газовой-жидкие включения с непостоянными размерами газового пузырька, занимающего от 20 до 40% объема вакуолей. В большинстве включений кроме газа и водно-солевого раствора в них содержится жидкая углекислота, а также твердые фазы в виде 1-3 микрокристалликов, занимающих в совокупности до 10% объема вакуолей.

Среди типичных газовой-жидких включений, в составе которых газовая составляющая занимает менее 50% объема вакуолей, обычны существенно газовые включения с меняющимся соотношением газ/жидкость. В этих включениях газ заполняет от 60 до 90% объема вакуолей; они почти всегда содержат жидкую углекислоту и, как правило, твердую фазу в виде одного кубического кристаллика, скорее всего галита. Здесь же распространены однофазовые углекислотные включения. К сопутствующим расплавным относятся и кристаллофлюидные включения, твердые фазы в которых занимают от 50 до 90% объема вакуолей. Они представлены кубическими, длиннопризматическими и овальными кристалликами, причем последние отличаются высокими показателями преломления. Газовый пузырек в подобных включениях занимает от 10 до 20% объема вакуолей, а интерстиции между кристалликами заполнены солевым раствором. Среди твердых фаз кубической формы во включениях отчетливо различаются силвин и галит. Кристаллики первого плавятся при нагревании препаратов в пределах 150-200°C, а плавление кристалликов галита происходит при более высоких температурах, достигающих в некоторых образцах 400°C. Температуры плавления длиннопризматических кристалликов всегда превышают 400°C.

Данные по составу флюидов, законсервированных во включениях в кварце гранитоидов, представлены в таблице. Из таблицы видно, что включения в породах обеих фаз содержат хлоридно-фторидные солевые растворы с очень разнообразной катионной составляющей. По особенностям состава катионов флюиды во включениях в кварце баппинских гранитоидов заметно отличаются от содержимого включений в кварце других гранитных массивов Дальнего Востока [5,8-10]. Отличия заключаются в консервации во включениях кроме обычных солей щелочных и щелочно-земельных металлов таких соединений как $AlCl_3$, $FeCl_3$, и $FeSiF_3$. Отметим, что эти

Таблица. Состав флюидов во включениях в кварце гранитоидов по данным криометрии

Температура эвтектики, °C	Состав флюидов
1. Граниты первой фазы (изотопный возраст 130 млн лет)	
-75,0	$LiCl+5H_2O$
-55,0	$AlCl_3+6H_2O$
-37,0	$FeCl_3+6H_2O$
-23,0	$NaCl+KCl+H_2O$
-14,0	$FeSiF_2+6H_2O$
-11,0	$KCl+H_2O$
(Т плав.) -60,0	CO_2+CH_4
2. Граниты второй фазы (изотопный возраст 110 млн лет)	
-75,0	$LiCl+5H_2O$
-55,0	$AlCl_3+6H_2O$
-50,0	$CaCl_2+6H_2O$
-38,0	$MgCl_2+KCl+H_2O$
-21,5	$KF+4H_2O$
-21,0	$NaCl+2H_2O$
-14,0	$FeSiF_2+6H_2O$
-11,0	$KCl+H_2O$
(Т плав.) -70,0	CO_2+CH_4

соединения обнаружены во включениях в кварце дальневосточных гранитов впервые, поэтому мы весьма тщательно подошли к их идентификации.

Представляет интерес и содержание в составе флюидов, законсервированных во включениях, хлорида лития, характерного в основном для рудоносных литий-фтористых гранитов Центрального Сихотэ-Алиня. Важной особенностью состава включений изученных гранитоидов является постоянное присутствие углекислоты, содержащей то или иное количество углеводородов. Наличие последних определено не только по пониженным температурам тройной точки углекислоты (-60; -70°C), но и по соответствию поведения изученной системы при охлаждении экспериментальным данным со смесью жидких CO_2 и CH_4 [7]. Многочисленные криометрические опыты с однофазовыми при комнатной температуре включениями выявили следующие особенности преобразования их содержимого. При охлаждении до температуры -72 ÷ -75°C в однофазовой смеси появляется газовый пузырек, занимающий не более 1-3% объема вакуоли. Дальнейшее охлаждение до температуры -84 ÷ -88°C приводит к образованию каймы по контуру включения, т.е. изначально однородная смесь становится трехфазовой. В интервале -92 ÷ -96°C вымерзает кристалл углекислоты, при этом остальной объем вакуоли гомогенизируется, т.е. исчезают и кайма, и пузырек. При незначительном охлаждении газовый пузырек образуется снова и существует в температурном интервале -100 ÷ -85°C. Плавление кристалла углекислоты происходит при -70 ÷ -60°C в различных препаратах, но даже в серии опытов с одним включением температура этой точки может варьировать в

указанных пределах. Плавление углекислоты всегда сопровождается появлением газового пузырька, исчезающего при нагревании до $-62 \div -60^\circ\text{C}$.

Некоторые различия значений температур наблюдаемых явлений с экспериментальными данными [7] могут быть вызваны различными причинами, наиболее вероятные из которых - явления метастабильности, особенно часто проявляющиеся при исследовании систем, несмешиваемых в определенных условиях, а также несоответствие объемных соотношений CO_2 и CH_4 в исследуемых образцах и приведенных в эксперименте. Таким образом, поведение содержимого включений при криометрических исследованиях не проявляет признаков, характерных для смеси CO_2 - N_2 , и свидетельствует, скорее всего, в пользу его идентификации как смеси CO_2 - CH_4 .

Полученные материалы свидетельствуют о близости состава включений в кварце гранитоидов первой и второй фаз, что, вероятно, подтверждает их формирование за счет поступления расплавов из единого магматического очага. Вместе с тем отмечаются и некоторые изменения состава флюидов во времени. Особенно заметно увеличение количества включений, содержащих соли калия, в кварце гранитоидов второй фазы по сравнению с кварцем более ранних гранитоидов, где преобладающим является хлорид натрия.

Не обнаружены во включениях в кварце гранитоидов первой фазы хлориды кальция и магния, характерные для включений в кварце второй фазы. Однако эти различия в составе включений в минералах разновозрастных пород могут быть связаны не с изменением состава флюидов во времени, а с изменением коэффициента распределения элементов между флюидом и расплавом. В этом убеждают многочисленные примеры изучения включений в кварце многофазовых гранитоидных интрузий, показывающие отсутствие солей кальция во включениях в минералах основных разностей пород, в составе которых преобладают основные плагиоклазы, и их наличие во включениях в минералах более кислых пород, в которых плагиоклазы представлены кислыми разностями. В кварце баппинских гранитоидов обычно преобладают включения, содержащие хлориды металлов и реже обнаруживаются фторидные включения. Возможно, что это также связано с особенностями распределения хлора и фтора между флюидом и расплавом. В работе [4] на основе экспериментальных данных показано, что коэффициент распределения фтора между флюидом и расплавом во много раз больше в пользу расплава, а для хлора отмечается обратная зависимость.

Таким образом, баппинские гранитоиды характеризуются своеобразным солевым составом флюидных включений в кварце, отличающим их от других гранитоидов юга Дальнего Востока. Близкими к ним по составу включений являются литий-фтористые граниты Центрального Сихотэ-Алиня, относящиеся по современным представлениям к внутриплитовым образованиям. Баппинские же гранитоиды в геодинамическом отношении

связывают с Самаргинской палеоостровной дугой [6]. Вместе с тем близость гранитоидов Баппинского комплекса и литий-фтористых гранитов Центрального Сихотэ-Алиня устанавливается не только по составу включений, но и по другим их характеристикам, выявленным при визуальном изучении препаратов под микроскопом. Так, по обилию флюидных включений, сопутствующих расплавленным, по сравнительно высокому содержанию флюидов в самих расплавленных включениях можно предполагать, что кристаллизация гранитоидов происходила из расплавов с высокой флюидонасыщенностью, более значительной при формировании гранитоидов второй фазы. Присутствие в кварце гранитоидов сингенетических существенно газовых и газовой-жидких включений с меняющимся соотношением фаз свидетельствует о возможном вскипании флюидов, связанном с падением давления в процессе подъема расплава к палеоповерхности. Судя по обилию твердых фаз в газовой-жидких включениях, по наличию кристаллофлюидных включений, по поведению растворов включений при низких температурах, гранитизирующие флюиды отличались высокой концентрацией солей.

Перечисленные особенности флюидного режима характерны для формирования не только литий-фтористых гранитов, но и ряда других рудоносных гранитных массивов юга Дальнего Востока, что позволяет предполагать возможность открытия рудных месторождений в недостаточно изученных контактовых зонах интрузий Баппинского комплекса, вблизи которых пока известно только золотое оруденение. Вероятно, требует дополнительного изучения на современном уровне и геодинамическая обстановка формирования баппинских гранитоидов.

Работа выполнена по гранту Российского фонда фундаментальных исследований 950514648.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М., 1983. С.37-47.
2. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Особенности состава интрузивных пород Молаусского рудного узла (сев. Сихотэ-Алинь) как критерий его оловоносности // Тихоокеан. геология. 1991. № 1. С.72-79.
3. Изох Э.П., Русс В.В., Кунаев Н.В. и др. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М. Наука, 1967.
4. Коваленко Н.И., Коваленко В.И., Белых Л.А. и др. Экспериментальные исследования генезиса редкометалльных литий-фтористых гранитов // Эксперимент в минералогии и петрографии. М. Наука, 1975. С.30-35.
5. Пахомова В.А., Хетчиков Л.Н., Гвоздев В.И. О составе флюидной фазы редкометалльных гранитов по данным изучения включений в кварце методом криометрии // Тихоокеан. геология. 1991. № 2. С.99-104.

6. Симаненко В.П., Говоров И.Н., Коваленко С.В. и др. Фундамент вулканических поясов и палеоостровные дуги // Геохимическая модель Тихоокеанской окраины Азии. М.: Наука, 1984. С.115-125.
7. Томиленко А.А. Несмесимость в системах углекислота-азот и углекислота-метан в области низких температур. Термобарогеохимия геологических процессов. М., 1992. С.30-32.
8. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Говоров И.Н. и др. Новые данные о генезисе литий-фтористых гранитов Ханкайского срединного массива в Приморье // Докл. РАН. Т.322, № 6. 1992. С.1158-1161.
9. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Гвоздев В.И. О составе флюидных включений в кварце гранитоидов Дальнинского комплекса Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 1995. Т.335, № 3. С.348-351.
10. Хетчиков Л.Н., Пахомова В.А., Раткин В.В. Эволюция флюидного режима формирования рудно-магматической системы на примере Хинганского оловорудного месторождения // Докл. РАН. 1993. Т.333, № 3. С.352-355.
11. Хитаров Д.Н., Кандинов М.Н. Комплексование методов водных вытяжек и криометрии при изучении состава жидкой фазы включений // Термобарогеохимия эндогенных процессов. Владивосток, 1986. С.66-72.

Поступила в редакцию 25 января 1996.

L.N.Khetchikov, V.A.Pakhomova

**On the composition of fluid inclusions in quartz of the Bappinsky granitoid complex
(Northern Sikhote-Alin)**

Melted and fluid inclusions in quartz of two phases of the Bappinsky granitoid intrusion have been studied. Common features and differences in inclusion types in quartz of different aged rocks are shown. Cryometry method is used to study the fluid composition in inclusions. The specific features of the fluid regime of the granitoid formation have been generalized.

ОПЫТ СИСТЕМАТИКИ МИНЕРАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ*

П.В.Комаров

Институт геологии рудных месторождений петрографии минералогии и геохимии, г.Москва

На основании изучения месторождений, связанных с гранитами, предлагается систематика закономерных сообществ или сочетаний минералов, формирующих минеральные залежи и отражающих периоды их образования. Показано, что применение предлагаемой систематики позволяет более детально анализировать особенности образования минеральных тел месторождений различных генетических типов.

ВВЕДЕНИЕ

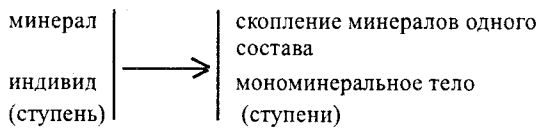
Детальность анализа особенностей формирования минеральных тел месторождений зависит от полноты установления в них различных закономерных сочетаний минералов и периодов минералообразования, таких как ступень, стадия, этап [15]. Неадекватность критериев выделения минеральных сообществ у различных исследователей не способствовала выработке четких представлений об их соотношениях друг с другом. Это препятствовало составлению иерархических рядов систематики и установлению, из каких ее единиц состоят разнообразные минеральные тела месторождений. При характеристике минерализации месторождений из закономерных сочетаний минералов чаще всего выделяются только парагенезисы минералов, а из периодов минералообразования устанавливаются обычно стадии. Однако установление этих единиц систематики явно недостаточно при изучении формирования минеральных тел, в связи с тем, что они являются лишь отдельными составными частями в рядах последовательно формирующихся закономерных сочетаний минералов. Рассматривая ряд временных единиц, минералообразования, Н.В. Петровская [16] предлагает следующее: "...термин ступень следует сохранить лишь для обозначения периодов формирования минеральных сообществ, сменяющих друг друга во времени и в пределах одной стадии рудного процесса. Ступень развития процесса охватывает часть стадии или одну стадию рудообразования, чему соответствует парагенетическая минеральная ассоциация. Стадия процесса включает одну или несколько ступеней равновесия. Этап процесса объединяет несколько стадий рудообразования, в отдельных случаях может быть представлен одной стадией". Развивая в настоящей статье взгляды А.Г.Бетехина, Д.С.Коржинского, Н.В. Петровской и других в направлении анализа минералообразования, мы рассматриваем совокупность закономерных сочетаний минералов, формирующих минеральные тела месторождений различных генетических типов, прослеживая их от наиболее простых к более сложным.

МОНОМИНЕРАЛЬНЫЕ ТЕЛА И СТУПЕНИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ.

Самыми простыми минеральными телами по своей организации или закономерным сочетаниям минералов являются мономинеральные тела. Если геологические и физико-химические условия, благоприятные для образования определенного минерала, сохраняются постоянными в течение какого-то времени, то в это время в данной зоне минералоотложения формируется тело преимущественно из минералов одного состава и вида. Мономинеральные тела являются образованиями наиболее простого состава. Периоды времени, в течение которых образуются минералы одного состава, именуется ступенями минералообразования. Ступень принимается как элементарная единица систематики периодов минералообразования. Ранее, при детализации формулировки ступени нами было сделано допущение, что в течение этого периода формируются не только мономинеральные образования, но и парагенезисы минералов [13,14]. Это привело к затруднению в различении ступеней и стадий при анализе постмагматической минерализации. В рассматриваемой систематике предлагается к ступеням относить только тот период времени, в течение которого происходит образование минералов, имеющих только один состав. Мономинеральные залежи имеют в природе очень широкое распространение: это магнезитовые, волластонитовые, магнетитовые, флюоритовые и т.д. Закономерное образование мономинеральных тел отмечается в каждой из форм-сред миграции вещества [13]. Для месторождений, сформировавшихся из водных растворов, закономерность мономинеральности можно сформулировать так: если геологические и физико-химические условия кристаллизации какого-то минерала из растворов сохраняются в течение продолжительного времени, то в этот период формируются минеральные скопления из минералов одного состава, а при значительной длительности и (или) интенсивности этого процесса возникают мономинеральные тела [13,14]. Выделение мономинеральных скоплений из га-

* Печатается в дискуссионном порядке

зов можно наблюдать в зонах активной вулканической деятельности. Например, из сероводородных аманаций формируются мономинеральные образования самородной серы. Итак:



Ступени минералообразования рассматриваются в данной статье в различных аспектах. Ступень – как часть стадии минералообразования, ступень – как время, в течение которого происходит формирование мономинеральных залежей, а также в случае чередования ступеней и стадий при формировании чередующихся мономинеральных образований и парагенезисов минералов. Такое минералообразование происходит в рамках одного этапа (рис.1) или, в случаях совмещенной минерализации различных ступеней, в минеральных ассоциациях различных этапов (рис.2). Проявления мономинерального ступенчатого минералообразования будут обсуждаться и ниже при рассмотрении стадий и этапов.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ МИНЕРАЛОВ И СТАДИИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Важнейшее значение в анализе минерализаций занимает такая единица систематики, как парагенезис минералов. Формирование понятия парагенезис минералов имеет большую историю. Оно последовательно развивалось и описывалось в работах многих исследователей, в том числе А.Брейдгаупта, В.М.Севергина, А.Г.Бетехтина, В.М.Гольдшмидта, Д.С.Коржинского, В.А.Жарикова, А.Д.Генкина, Т.Н.Шадлун, М.Г.Добровольской, Н.П.Юшкина и многих других. Это дает возможность детально не останавливаться на описании понятия, а только выделить основные его характеристики.

В выражении сущности парагенезиса минералов очень большое значение имеет понятие, данное А.Г.Бетехтиным - оно сформулировано следующим образом: “Парагенезис, как совместное образование, а не просто как сонахождение минералов...”. “В каждую парагенетическую группу следует включить только те минералы, которые по тем или иным причинам, критериям возрастных соотношений возникли на определенной стадии минералообразования в результате кристаллизации данного раствора” [1]. Здесь наиболее важным является то, что парагенезис минералов фиксирует образование минералов в близких условиях и что он формируется в течение определенной стадии минералообразования. Очень важной характеристикой понятия парагенезис минералов явилась его характеристика с позиции физической химии, сделанная с учетом работ В.М.Гольдшмидта и П.Эскола, Д.С.Коржинским [15]. Д.С.Коржинский предложил понятие равновесный парагенезис, подразумевая ассоциацию сосуществующих взаиморавновесных минералов. В.А.Жариков [7] под совместно образованными минералами предложил понимать не только вновь образованные, но и наследуемые минералы пород, если они оказываются устойчивыми и находятся в равновесии со вновь образованными.

При выделении различных парагенезисов минералов в минеральных телах месторождений вопрос установления равновесности оказался наиболее трудным. В качестве признака равновесности, позволяющего отличить одну группу парагенных минералов от другой, Н.В.Петровская предложила следующий: “признаком равновесных соотношений минералов может служить отсутствие следов активной коррозии и замещений одних минералов другими”. Проявление же коррозии и замещения одних минералов другими служит критерием неравновесных взаимоотношений. Этот критерий отличия минеральных парагенезисов разделяется многими

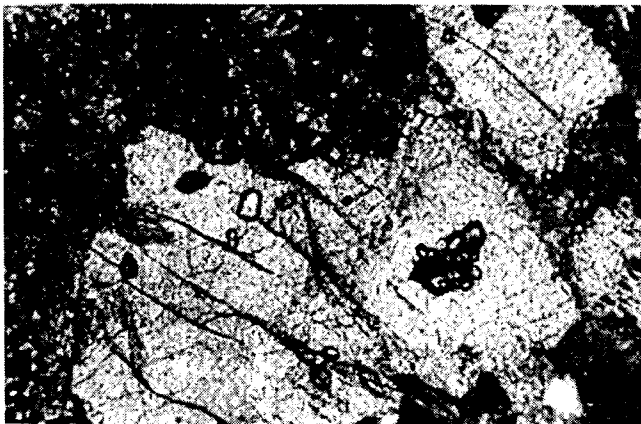


Рис.1. Замещение мономинеральных турмалиновых грейзенов (темно-серое) флюоритовым грейзеном (светло-серое). Прозрачный шлиф, увеличение 30, без анализатора.

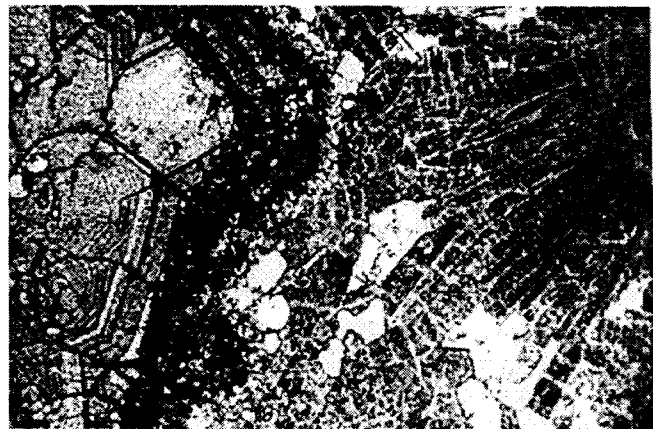


Рис.2. Замещение гранатового скарна альбитом (серое) и затем флюоритом грейзенов (мелкие светло-серые выделения). Прозрачный шлиф, увеличение 30, без анализатора.

геологами, в частности это отмечали Т.Н.Шадлун, М.Г.Добровольская [21], П.Бартом и др. [22], А.Д.Генкин и др. [5]. Такое мнение разделяется также автором статьи. Наблюдая замещение минералов одной парагенетической ассоциации другими минералами, то есть не находящимися с ранними в равновесии, мы рассматриваем последние как минералы нового парагенезиса. Если в данном случае стать на точку зрения А.Г.Бетехтина, что один парагенезис минералов образуется в определенной стадии, то минералы замещающего парагенезиса являются также минералами новой стадии. За отнесение периода времени образования одного парагенезиса минералов к стадии минералообразования высказывались также и другие геологи [8]. Однако многие исследователи к одной стадии относят время, в течение которого образуются несколько парагенезисов минералов. Это следует из работ А.Д.Генкина и др. [5], Г.Ю. Григорчука [6] и других. В этом случае возникает вопрос, а сколько парагенезисов в стадии? В связи с существующей неопределенностью на одном и том же месторождении разные геологи выделяют неодинаковое количество стадий. Детальный анализ формирования минеральных тел месторождений различных типов с учетом закономерности последовательно проявляющихся минеральных образований и их соотношений приводит автора статьи к убеждению, что к стадии минералообразования рациональнее относить интервал времени, в течение которого формируется лишь один парагенезис минералов. Попытаемся аргументировать это утверждение. В первую очередь обратимся к сопоставлению различных временных единиц минералообразования: ступеней и стадий, а также стадий и этапов, опираясь на отражающие их минеральные ассоциации. Если наиболее простые мономинеральные тела формируются в течение одной ступени, то близкоодновременно, в близких условиях образующиеся два минерала представляют уже минеральный парагенезис. Это принципиально новое образование возникло в определенных условиях, и оно должно иметь самостоятельное временное определение. В связи с тем, что парагенетические ассоциации состоят из двух и более минералов, значит они объединяют индивидуальности двух и более ступеней минералообразования. Исходя из существующих понятий, определяющих иерархическое соподчинение периодов минералообразования, она должна именоваться следующей, более сложной по своей организации единицей систематики, которая и принимается как стадия. Итак:

Два и более близкоодновременно в близких условиях образовавшиеся минерала различного состава, незамещающих друг друга - парагенезис минералов (стадия)

скопление из парагенезисов минералов (стадия)

В природе широко распространены минеральные тела из однотипных парагенезисов минералов. Например, шпинель-форстеритовые тела магнезиальных скар-

нов (рис.3), пироксен-гранатовые тела известковых скарнов, кварц-турмалиновые и топазо-кварц-слюдистые тела грейзенов, тела из парагенезиса сульфидов, кварц-флюоритовые рудные тела и так далее [14]. Таким образом, минеральные тела могут быть из минералов одного состава, из парагенезисов минералов и, очевидно, из тех и других. Представление о соотношениях мономинеральных образований и парагенезисов минералов или минерализаций различных ступеней и стадий при полиступенчатом минералообразовании можно получить из таблицы 1. Как уже отмечалось, формирование преимущественно мономинеральных ступенчатых образований особенно важно для таких месторождений как магнезитовые, каолиновые, волластонитовые, так как от этого зависит промышленная ценность этих месторождений. Ступени рудного минералообразования, как и в метасоматитах, выделяются преимущественно при обнаружении мономинеральных участков в рудных зонах или отдельных рудных телах, например, магнетитовые, галенитовые, флюоритовые и так далее. Однако выделение ступеней среди рудных агрегатов с совмещенной минерализацией обычно труднее, чем в метасоматитах, хотя общие принципы их выделения остаются такими же. Обратимся к конкретным примерам. В таблице 1 схематично показаны различные варианты преимущественно мономинерального ступенчатого минералообразования. Так, в варианте "а" прямой линией изображается формирование мономинеральной пироксеновой минерализации. В данном случае пироксен относится к диопсид-геденбергитовому ряду с содержанием

MgO-12%. Такие мономинеральные тела встречаются в месторождениях Кличкинского рудного поля и Железного Кряжа (Восточное Забайкалье), где они по мощности и простираению достигают десятков метров [13,14]. В варианте "б" показан парагенезис из двух



Рис.3. Диопсид-шпинелевый скарн. Диопсид (серое), шпинель (черное). Прозрачный шлиф, николи скрещены, увеличение 46.

минералов, являющихся главными минералами известковых скарнов: пироксена диопсид-геденбергитового ряда и граната андрадит-гроссулярового ряда, которые часто формируются близкоодновременно не замещая один другого, поэтому они могут быть объединены в один парагенезис. Если определить и временные единицы систематики, то здесь проявились пироксен-гранатовые стадии из двух ступеней минералообразования: пироксеновой и гранатовой. В варианте "в" гранат развивается после пироксена, интенсивно замещая его. В прозрачных шлифах из образцов гранатовых скарнов с месторождений Железный Кряж и Северного (Кличкинское рудное поле) видно, что в гранатовых агрегатах обычно сохраняются лишь незначительные остатки пироксена. В этом случае иллюстрируется неравновесность между пироксеном и позже образующимся гранатом. Это весьма распространенный в природе случай замещения одного мономинерального образования другим. Например, в грейзенах месторождений Кличкинского рудного поля, рудопроявления Досатуй (Восточное Забайкалье) и месторождении Вознесенском в Приморье часто отмечается замещение турмалина флюоритом того же грейзенового типа (рис. 1). В варианте "г" гранат также развивается позже пироксена по составу близкого к

диопсиду с содержаниями MgO 12-15%. Однако при замещении пироксена гранатом на отдельных участках происходит образование нового, почти безмагниевого Ca-Fe пироксена салита, находящегося в равноправных (равновесных) соотношениях с замещающим ранний пироксен гранатом. То есть приведенные соотношения данной минерализации можно описать как проявление пироксеновой минерализации (ступени), затем пироксен-гранатового парагенезиса (стадии) и минерализации гранатовой ступени. В варианте "д" показаны соотношения рудных минералов. Здесь на ранние мономинеральные сфалеритовые агрегаты накладывается галенитовая минерализация. На участках совмещения галенита и сфалерита нередко происходит переотложение сфалерита, и тогда он кристаллизуется одновременно с галенитом, образуя галенит-сфалеритовые парагенезисы, где галенит и сфаленит не замещают друг друга, фиксируя состояние равновесия. С позиции временных единиц систематики такую минерализацию можно описать так: сфалеритовая ступень, галенит-сфалеритовая стадия, галенитовая ступень. В варианте "е" рассматриваются взаимоотношения мономинеральных образований арсенопирита, сфалерита и галенита, которые в полиметаллических месторождениях Кличкинского руд-

Таблица 1. Варианты мономинеральных ступенчатых проявлений и их соотношения, возникновение парагенезисов (стадий) и особенности формирующихся минеральных тел

Мономинеральные проявления, их соотношения возникновение парагенезисов	Временные единицы	Минеральные тела и их особенности
а) мономинеральная пироксеновая минерализация	ступени	Мономинеральная пироксеновая залежь
б) 1. <u>пироксеновые</u> 2. <u>гранатовые</u> } парагенезисы	ступени } ступени } стадии	Залежь пироксен-гранатовых скарнов
в) 1. <u>пироксеновые</u> моном. 2. <u>гранатовые</u> моном.	ступени	Мономинеральные пироксеновые скарны, значительно замещенные гранатовыми мономинеральными скарнами
г) пироксеновые (по составу близкие к 1. <u>диопсиду</u>) <u>салитовые</u> моном.	ступени стадии	Залежь, сложенная пироксеновыми, пироксен-гранатовыми и гранатовыми скарнами
2. <u>гранатовые</u> салит+ моном. +гранат. парагенезисы	ступени	
д) 1. <u>Сфалеритовые</u> моном. 2. <u>галенитовые</u> ZnS+PbS моном. парагенезисы	ступени стадии ступени	Рудные тела из сфалеритовых сфалерит-галенитовых и галенитовых проявлений
е) арсено- 1. <u>пиритовые</u> 2. <u>сфалеритовые</u> 3. <u>галенитовые</u>	ступени	Арсенопирит-сфалерит-галенитовое рудное тело, образовавшееся в результате последовательного наложения этих минералов друг на друга

ного поля развиваются, последовательно замещая друг друга. Агрегаты руд представляют неравновесные полиступенчатые образования. Такие рудные тела из множества минералов очень часто встречаются и в других совмещенных месторождениях различных типов. Некоторые исследователи, встречая подобные минеральные образования (“в”-“е”) как бы противопоставляют их парагенетическим минеральным ассоциациям, называя их “ортогенетическими” [18]. Однако необходимости в этом термине нет. Проявление различных мономинеральных образований и их чередование с парагенезисами минералов (стадиями) отражает изменение условий формирования минеральных тел и характеризуется в соответствии с таблицей 1.

Далее проанализируем понятие стадии в сравнении с этапом минералообразования. Например, часто используется определение стадии, сформулированное И.Н.Кигаем [9]: “Стадия гидротермального минералообразования - это часть периода минералообразования, в течение которого из одного потока растворов, непрерывно поступающих в сферу рудообразования, происходит образование комплекса измененных окolorудных пород и отложение минералов руд”. Анализируя вышеприведенную формулировку можно отметить следующее. На основании этой формулировки понятие стадия охватывает время образования нескольких парагенезисов минералов, так как комплекс измененных окolorудных пород, например, скарнов, грейзенов или березитов, да еще минералов руд, будет представлять несколько парагенезисов. То есть эта формулировка и описываемая ею минерализация не соответствует представлениям А.Г.Бетехтина [1,2], принятым для стадии в нашей систематике, как это показано выше. Для дальнейшего уточнения понятия стадии удобнее более детально рассмотреть следующую единицу таксономии периодов минералообразования - этап.

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ОДНОГО ГЕНЕТИЧЕСКОГО ТИПА - ЭТАП МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Итак, этап минералообразования является следующей за стадией крупной временной единицей минералообразования. Известны формулировки этапа минералообразования А.Г.Бетехтина [3], В.И.Смирнова [20], Д.В.Рундквиста [19]. Все исследователи согласны с тем, что этап может состоять из нескольких стадий, однако формулировки понятия этап не только далеки от единообразия, но и не дают четких критериев его выделения. Напомним наше определение этапа.

Этап минералообразования - это период времени, в течение которого образуется минерализация одного генетического типа, например скарны, карбонатиты, грейзены [13,14] и т.д. При таком однозначном определении этапа в соответствии с генетическим типом минерализации, их выделение в процессе изучения минерализации месторождений трудностей не вызывает.

Чтобы четче представить себе минерализацию одного генетического типа и этапа минералообразования, рассмотрим пример поэтапного развития эндогенной постмагматической минерализации, связанной с гранитами. Покажем это, характеризуя минерализацию конкретного интрузива позднюрского возраста, прорывающего доломитовую толщу на Северном месторождении Кличкинского рудного поля в Восточном Забайкалье. Здесь в контакте гранитов сформировалась минерализация следующих генетических типов: магнезиальных и известковых скарнов с магнетитом, полевошпатовых метасоматитов, грейзенов с редкометалльной минерализацией, березитов со свинцово-цинковым оруденением. Их близкий возраст установлен по биотитам гранитов, флогопитам магнезиальных скарнов, полевошпатовым метасоматитам, мусковитам грейзенов и равен 148 млн лет [14]. Соотношения этапов становления интрузива генетических типов и этапов минерализации приведены в таблице 2. Показанная здесь закономерная

Таблица 2. Минерализация различных генетических типов и этапов одного плутоногенного цикла, связанная с этапами становления интрузива

Этапы становления интрузива и характерные геологические признаки	Генетические типы минерализации	Этапы минерализации
1. Магматический, взаимодействие магмы с доломитами	Магнезиальные скарны	Магнезиальных скарнов
2. Консолидации поверхностного слоя интрузива	Известковые скарны с магнетитом	Известковых скарнов
3. Консолидации верхней части, при сохранении пластических деформаций	Полевошпатовые метасоматиты	Полевошпатовых метасоматитов
4. Обширной консолидации, проявление ранних хрупких деформаций	Грейзены с редкометалльной минерализацией	Грейзенов
5. Глубокой консолидации завершающейся проявлением даек лампрофиров и порфиритов	Березиты с сульфидной минерализацией	Березитов

последовательность минерализации различных генетических типов используется при изучении месторождений, генетически связанных с гранитами, а также при их петрогеохимических поисках [11,12]. Рассматриваемая минерализация и ее этапность обусловлены последовательно проявляющимися этапами становления именно этого гранитного интрузива. Вся минерализация пяти этапов соответствует одному плутоногенному циклу минерализации, связанной с данным интрузивом.

На примере месторождений Восточного Забайкалья нами было выделено восемь плутоногенных циклов полигенной и полихронной минерализации и показаны их соотношения с постгранитными минерализациями [10] различных генетических типов. Напомним, что совокупность минералов представляет минерализацию одного (определенного) генетического типа, если они образовались близкоодновременно в близких физико-химических условиях, связаны с одним источником минералообразующих компонентов и с одним этапом минералообразования [11]. Условия образования минералов, относящихся к одному генетическому типу, отражаются в их составах и определяются данной, повторяющейся в земной коре геологической обстановкой. Генетический тип постмагматических месторождений здесь характеризуется по околорудоизмененным породам. К минерализации одного генетического типа относятся однотипные околорудоизмененные метасоматиты и сопряженные с ними близкоодновременно формирующиеся рудные минералы. Например, со скарнами сопряжено магнетитовое оруденение, с грейзенами – вольфрамитовое, касситеритовое, бериллиевое, с березитами – галенитовое и сфалеритовое оруденение и так далее. Принцип установления минерализаций различных генетических типов по околорудным породам месторождений, связанных с гранитами был распространен и на другие месторождения, генетически не связанные с гранитами. Так, к самостоятельным генетическим типам можно отнести месторождения, ассоциирующие с вторичными кварцитами, аргиллизитами, листовиты и так далее. В этих постинтрузивных гидротермальных месторождениях различных генетических типов и этапов, так же как и в связанных с гранитами, являются мономинеральные тела различных ступеней и парагенезисы минералов различных стадий. В них нет только такой полигенной циклической минерализации, которая образуется при становлении гранитных интрузивов. Эта характерная, присущая им минерализация помогает лучше диагностировать минеральные ассоциации, связанные и не связанные с интрузивной деятельностью. Следует обратить внимание на то, что в гидротермальной минерализации часто околорудоизмененные метасоматиты не проявлены достаточно интенсивно, как например, скарны или грейзены. Распространены среди них кварц-серицитовые породы отмечаются в золотых, свинцово-цинковых и золото-сульфидных месторождениях. Тем не менее, эти сформировавшиеся

в различных условиях месторождения гидротермальной группы должны быть отнесены к различным генетическим типам. Это следует из приведенной выше формулировки минерализации определенного генетического типа, которая образуется в условиях без резких колебаний T, P, eH, pH, связана с одним интрузивом и одним этапом минералообразования. Если же анализ газожидких включений в кварце из вышеуказанных месторождений свидетельствует о формировании одних при температуре более 300°, других – 300°-200°, а третьих – 200° и менее, то они даже по одному резко изменяющемуся параметру - температуре, относятся к минерализациям различных генетических типов, а именно высоко-, средне- и низкотемпературным березитам. Кроме того, у этих месторождений нередко отмечается парагенетическая связь с различными магматическими образованиями, например дайками и эффузивами, подтверждая и этим различия генетических типов и этапов минерализации [10].

Отнесение минерализации к определенному генетическому типу выявляет одну из самых важных характеристик минерального тела. Простое минеральное тело состоит из минералов одного генетического типа (схема). В минеральных телах с полигенным составом совмещенной минерализации в первую очередь, определяются минерализациями, каких генетических типов они представлены. Определением геохронологических данных устанавливается, относятся ли разнотипные совмещенные минерализации в минеральных телах к одной или различным эпохам.

О СИСТЕМАТИКЕ ЗАКОНОМЕРНЫХ МИНЕРАЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ

Исходя из приведенных выше данных, систематика закономерных минеральных сообществ или закономерных сочетаний минералов, формирующих простые и совмещенные минеральные тела, приведена на схеме 1. Предлагаемая систематика представляет ряд соподчиненных закономерных сообществ минералов, формирующих минеральные тела. Они обуславливаются возникающими в земной коре геологическими обстановками с определенными геологическими и физико-химическими условиями. Петрохимический состав минерализаций тех или иных генетических типов также обуславливается составом растворов, зависящих от состава пород земной коры. Образование рудных минералов хотя и зависит от соответствующих условий во время минералоотложения, но также зависит и от рудных элементов, присутствующих в различных концентрациях в рудоносных растворах. Систематика отражает соотношения между различными закономерными сочетаниями минералов в простых минеральных телах, минерализациями различных генетических типов в совмещенных телах и периодами их образования.

При анализе состава минеральных тел, первым из закономерных минеральных сообществ устанавлива-

Схема. Систематика закономерных минеральных сообществ, формирующих минеральные тела и месторождения различных генетических типов и периодов их образования

Минерализация одного генетического типа (этапа)		Минеральные тела (месторождения) с совмещенной полигенной и полиэтапной минерализацией одной эпохи			Минеральные тела (месторождения) различных генетических типов, этапов и эпох	
1	Образующие мономинеральные скопления (ступени)	2	Образующие минеральные скопления из одних (одинаковых) парагенезисов различных минералов (стадии)	3	Вся минерализация различных мономинеральных образований и (или) парагенезисов минералов, относящихся к одному генетическому типу (этапу)	7
4	Полигенная минерализация, связанная с формированием определенного интрузива (полиэтапная минерализация плутоногенного цикла)	5	Гидротермальная минерализация различных типов, проявляющаяся на данном месторождении; связь с интрузивным магматизмом отсутствует (полиэтапная минерализация)	6	Совмещенная полигенная минерализация, связанная с интрузивами и гидротермальная минерализация близкие по возрасту (совмещенная полиэтапная минерализация)	
7	Совмещенная полигенная минерализация (совмещенная полиэтапная минерализация)					

ется генетический тип или генетические типы минерализаций, для месторождений, связанных с гранитами, в соответствии с таблицей 2. Затем в минерализации каждого генетического типа выявляются мономинеральные образования, парагенезисы минералов или те, и другие. В случае проявленных минерализаций нескольких генетических типов по взаимоотношениям минералов определяется их последовательность. Рассматриваемая систематика отражает четкие соотношения между различными закономерными сочетаниями минералов и периодами их образования (табл.1,2, рис.1-3) в простых и совмещенных минеральных телах. В связи с этим отметим, что вещественно-генетическое направление, настойчиво отстаиваемое Н.В.Петровской [4], получает подтверждение. Четкие границы, устанавливаемые между закономерными сочетаниями минералов, противоречат утверждениям Ю.А.Воронина, Э.А.Еганова и других [5,18] о невозможности установления границ различных минеральных систем (табл. 1,2,3).

Рассмотрим применение этой систематики в анализе особенностей формирования минеральных тел на Северном месторождении Кличкинского рудного поля. Результаты анализа наиболее типичных для этого месторождения совмещенных тел приведены в таблице 3. При детальном исследовании подобный анализ необходимо осуществлять и в других месторождениях. Особенно наглядно соотношения минерализаций различных генетических типов видны в минеральных телах с совмещенной минерализацией. В Кличкинском рудном поле, кроме показанной полихронной юрско-меловой минерализации, отмечаются и другие варианты совмещения полигенной и полиэтапной минерализаций различных эпох. Так, на Олимпийском месторождении на пермские магнезиальные скарны накладываются пермские же грейзены, затем позднеюрские грейзены и еще позже – меловое свинцово-цинковое оруденение. В Гарсунуйском месторождении установлено совмещение триасовых скарнов и грейзенов, юрских грейзенов и мелового флюоритового оруденения и так далее [14].

Предлагаемый анализ минерализаций является дальнейшим развитием парагенетического (стадийного) анализа минеральных тел месторождений. Его применение, благодаря большому количеству закономерно проявляющихся сочетаний минералов, принятых как соподчиненный ряд упорядоченных единиц систематики, позволяет осуществлять анализ минерализаций по сочетаниям минеральных видов, генетическим типам и периодам минералообразования. Использование предлагаемой систематики позволяет выявлять особенности формирования минеральных тел и создает возможность для более детального, вещественно-генетического анализа минерализаций рудных полей и месторождений.

Таблица 3. Результаты анализа особенностей формирования минеральных тел по закономерным сочетаниям минералов и периодам минералообразования на примере месторождения Северного (Кличкинское рудное поле)

№ п/п Минеральные скопления, тела	Закономерные сочетания минералов			Периоды минералообразования			
	Мономинеральные образования и парагенезисы минералов	Минерализация определенного генетического типа					
I	II	III		IV			
1. Форстеритовые	Мономинеральные образ.	Магнезиальные скарны	Полигенная минерализация, связанная с одним интрузивом	ступени	этап	Плутоногенный цикл из четырех этапов минералообразования	Э П О Х А
Форстерит-шпинелевые	Парагенезисы минералов	«...»		ступени			
2. Пироксеновые	Мономинеральные образ.	Известковые скарны		ступени			
Гранатовые	«...»	«...»		ступени			
Пироксен-гранатовые	Парагенезисы минералов	«...»	ступени	этап	Ж ₃		
Магнетитовые	Мономинеральные образ.	«...»	ступени				
3. Калишпатовые	«...»	Полевощпатовые метасоматиты	ступени	этап			
4. Топазово-кварцево-слюдястые	Парагенезисы минералов	Грейзены	стадии				
Флюоритово-слюдястые с касситеритом	«...»	«...»	стадии	этап			
5. Слюдисто-пирит-кварцевые	Парагенезисы минералов	Березитово-сульфидный (Связанный с дайками порфириров и лампрофиров)	стадии		этап	Э П О Х А	
Арсенопиритовые	Мономинеральные образ.	«...»	ступени				
Сфалеритовые	«...»		ступени				
Галениговые	«...»	Кварц-флюоритовый (связь с магматизмом не установлена)	ступени	этап	К		
6. Флюоритовые прожилки	Мономинеральные образ.		стадии				
Кварц-флюоритовые	Парагенезисы минералов						

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании изучения месторождений, связанных с гранитами, разработана систематика закономерных сообществ минералов, предназначенная для анализа процесса формирования минеральных тел и периодов их образования. Закономерно формирующиеся сообщества или сочетания минералов представляют собой мономинеральные образования, парагенезисы минералов, минерализацию одного генетического типа, а также полигенную минерализацию, связанную с формированием одного интрузива. Временные единицы систематики, периоды минералообразования, выделяются в соответствии со временем формирования этих закономерных ассоциаций минералов. Периоды времени, в течение которых формируются мономинеральные образования, именуется ступенями минералообразования. Период времени, в течение которого образуется два и более различных, находящихся в равновесии и относящихся к одному парагенезису минералов, именуется стадией минералообразования. Период времени, в течение которого образуются мономинеральные и (или) парагенные минеральные ассоциации, относящиеся к одному генетическому типу, именуется этапом минералообразова-

ния. Совокупность минералов представляет один генетический тип, если они образовались близкосовершенно, в близких физико-химических условиях, связаны с одним источником минералообразующих компонентов и одним этапом минералообразования. Состав и условия образования этих минералов определяются данной, повторяющейся в земной коре, геологической обстановкой. Полигенная минерализация, формирующаяся в процессе становления одного (одновозрастного) интрузива и соответствующая этапам его становления (табл.2), именуется плутоногенным циклом. Строгая последовательность минерализаций различных генетических типов, этапов и циклов, позволяет использовать это как закономерность, выявляющую последовательность минерализации при ведении петрогеохимических поисков [11].

Генетические типы месторождений в предлагаемой статье характеризуются по околорудным метасоматитам. Вся полигенная одновозрастная минерализация, как связанная с гранитами, так и постинтрузивная гидротермальная, относится к одной эпохе минералообразования. Эпоха минералообразования завершает разнообразие последовательного ряда временных единиц систематики. Обычны совмещения различных закономер-

ных сочетаний минералов, или если во временных единицах – совмещение ступеней, стадий, этапов, циклов в пределах одной эпохи. Выделение минерализаций различных эпох с установлением полихронных парагенезисов минералов возможно только при использовании методов геохронологии.

Предлагаемый вещественно-генетический анализ формирования минеральных тел с использованием рассмотренной систематики является дальнейшим развитием парагенетического анализа. Важное значение для его обоснования имело выделение наряду с парагенным (стадийными) образованиями также мономинеральных (ступенчатых) минерализаций, минеральных ассоциаций одного генетического типа (этапа), а также закономерно формирующихся полигенных образований плутоногенного цикла, связанных с формированием одного интрузива. Рассматриваемые единицы систематики отличаются однозначностью и находятся в строгих соотношениях между собой. Несмотря на то, что они разработаны в основном в процессе изучения минеральных залежей месторождений, связанных с гранитами, они могут успешно использоваться для анализа различных минеральных тел. Однозначные характеристики единиц систематики позволяют проводить наиболее корректную диагностику минеральных образований, осуществляя анализ особенностей формирования минеральных тел по минеральным составам (видам), типам и периодам минералообразования с большей детальностью, чем это делалось ранее.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А.Г. Парагенетические соотношения и последовательность образования минералов// Зап.ВМО. 1951. Ч.80, №2.
2. Бетехтин А.Г. Понятие о парагенезисе минералов// Изв. АН СССР, сер.геол. №2. 1949. С.15-20.
3. Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М.: Недра, 1958.
4. Воронин Ю.А., Еганов Э.А. Фации и формации. Парагенезис. Новосибирск: Наука, 1972. 120 с.
5. Генкин А.Д., Добровольская М.Г., Коваленкер В.А., Шадлун Т.Н., Бортников Н.С., Русинов В.Л., Сафонов Ю.Г. Минеральные ассоциации структуры и текстуры руд как показатели условий гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1984. 198 с.
6. Григорчук Г.Ю. К вопросу о критериях стадийности гидротермального минералообразования// Зап. ВМО 1980. Ч.109, №4. С.396-411.
7. Жариков В.А. Парагенезис минералов, фации и формации (в порядке обсуждения понятий)//Зап. ВМО. 1968. Ч.97, №4, С.510-511.
8. Иванов О.П. Некоторые замечания к определению понятий “парагенезис”, “генерация минерала” и “стадия минерализации”//Зап. ВМО. 1972. Ч.101, №5. С.329-335.
9. Кигаи И.Н. О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения// Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М: Наука, 1966. С.60-87.
10. Комаров П.В., Томсон И.Н. Возрастная последовательность оруденения и плутоногенные минерогенетические циклы на примере Восточного Забайкалья// Отечеств.геология. 1995. №10. С.26-36.
11. Комаров П.В. Минерогенетические закономерности и развитие петрогеохимических и геохимических методов поисков//Руды и металлы. 1966. № 3. С.76-81.
12. Комаров П.В., Хитров В.Г., Белоусов Г.Е. Петрогеохимический метод поисков полезных ископаемых с использованием количественного спектрального анализа// Изв. АН СССР, сер.геол. 1987. №12. С.87-93.
13. Комаров П.В. Поиски оруденения по петрогенным элементам фтору и сере. М.: Наука, 1978. 146 с.
14. Комаров П.В., Комарова Г.Н. Совмещенное разновозрастное оруденение и магматизм. М.: Наука, 1986. 176 с.
15. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М.: АН СССР, 1957. 184 с.
16. Петровская Н.В. О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании//Геология руд. месторождений. 1965.
17. Петровская Н.В. О понятии “парагенетическая минеральная ассоциация”// Геология руд.месторождений. 1967. №2.
18. Петровская Н.В. Опыт упорядочения системы понятий о минеральных ассоциациях и парагенезисах минералов// Зап. ВМО. 1987. №2. С. 163-177.
19. Рундквист Д.В. О факторе времени при формировании метасоматических пород, жил, прожилков грейзеновых месторождений// Зап. ВМО. сер. вторая, 1965. С. 10-27.
20. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. 688 с.
21. Шадлун Т.Н., Добровольская М.Г. Критерии выделения минеральных парагенезисов и использование их при изучении последовательности рудоотложения в свинцово-цинковых и колчеданных месторождениях// Проблемы эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1974. С. 101-116.
22. Barton P., Bethke P.M., Toumin P. Equilibrium in ore deposits// Miner.Soc.Amer.Spec.Pap. 1963. N 1. P.171-185.

Поступила в редакцию 21 ноября 1996 г.

P.V.Komarov

On the classification of mineral associations and hydrothermal deposits

According to the data on the deposits related to granitoids, regular communities or mineral associations forming mineral deposits and displaying their generation periods, are classified. It is shown that the application of the above classification affords a more detailed analysis while considering the specific features of the mineral bodies of different genetic types.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

УДК 553.98:551.7 (571.61+518)

ПЕРСПЕКТИВЫ ГАЗОНОСНОСТИ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР ЛОБЭЙ-БИРОФЕЛЬДСКОГО ЗВЕНА СИСТЕМЫ РАЗЛОМОВ ТАНЛУ (ПРИАМУРЬЕ)

В.Г. Варнавский*, В.В. Крапивенцева*, Г.Л. Кириллова*, В.Е. Кузнецов**

Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск**Государственное геофизическое горно-геологическое предприятие (ГТГГП), г. Хабаровск*

На основе структурной, литолого-стратиграфической характеристики палеоген-неогеновых отложений грабенов Лобэй-Бирофельдского звена (ЛБЗ) системы разломов Танлу, а также сравнительного анализа петрофизических свойств мезозойско-кайнозойских и более древних пород сопредельных районов, общей оценки перспектив угленосности сделан вывод о возможной газоносности меловых и палеоген-неогеновых отложений, выполняющих грабены ЛБЗ. Ставится вопрос о необходимости более детального геолого-геофизического изучения этих грабенов в совокупности с параметрическим бурением.

ВВЕДЕНИЕ

В условиях топливно-энергетического кризиса, который испытывает экономика Приамурья, постоянно возрастающей стоимости транспортных перевозок углеводородного сырья из западных районов страны, ограниченного количества подачи его с Северного Сахалина становится необходимым выявление в этом регионе местных месторождений нефти и газа.

Оценки перспектив нефтегазоносности Приамурья в разные годы менялись от резко отрицательной до положительной [1,3, 4, 7, 9, 15-18, 20 и др.].

В последнее десятилетие в мировой практике появились новые направления нефтепоисковых работ на углеводородное сырье: доказана высокая перспективность рифтогенных структур (бассейны Северного моря, Западной Сибири, Северо-Восточного Китая и др.), установлен высокий нефтематеринский потенциал континентальных палеозерных систем (бассейны Сунляо, Бохайвань и др.), пересмотрена роль в локализации нефти и газа вулканогенных пород, которые могут служить как коллекторами, так и покрывками (бассейны Бохайвань, Ниигата и др.).

Кроме того, стала доступной новейшая информация о результатах геолого-геофизических исследований в Северо-Восточном Китае (в частности, проведенных с целью изучения системы разломов Танлу), приведших к открытию ряда месторождений нефти и газа.

И, наконец, результаты геолого-геофизических и геохимических исследований последнего десятилетия в Среднеамурском бассейне внесли много нового в интерпретацию геодинамической эволюции этого бассейна [1,14, 16-18, 20].

Все это заставляет с новых позиций обсудить перспективы нефтегазоносности Лобэй-Бирофельдского звена (ЛБЗ) системы разломов Танлу.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЛБЗ И ЕГО ЭЛЕМЕНТЫ

ЛБЗ является частью Амуро-Охотской ветви как системы разломов Танлу, так и более крупной структуры- Восточно-Азиатского грабенового пояса [5].

Китайские исследователи не раз отмечали, что разломная система Танлу имеет структуру "рыбьей кости", состоящей из остова и нескольких ответвлений [24]. Такую же структуру имеет ЛБЗ. Остов звена составляют грабены Лобэй, Преображенковский и Бирофельдский (рис. 1), являющиеся северо-восточным продолжением звена Цзя-И системы разломов Танлу. Западное ответвление состоит из Самарского, Дитурского и Тайменского грабенов с общим простиранием С-СВ, восточное ответвление составляют Башмакское и Мориловецкое погружения В-СВ простирания.

Практически все грабены ЛБЗ являются асимметричными с пологими северо-западными и крутыми юго-восточными бортами, ограниченными листрическими сбросами [1,14].

Фундамент грабенов разнороден и представлен преимущественно метаморфическими верхнепротерозойскими образованиями, раннепалеозойскими гранитоидами, ниже-среднепалеозойскими и триасовыми вулканогенно-осадочными толщами значительной мощности [2, 10, 19]. Некоторые исследователи [3] склонны относить эффузивно-терригенные палеозой-триасовые образования к осадочному чехлу грабенов, однако плот-

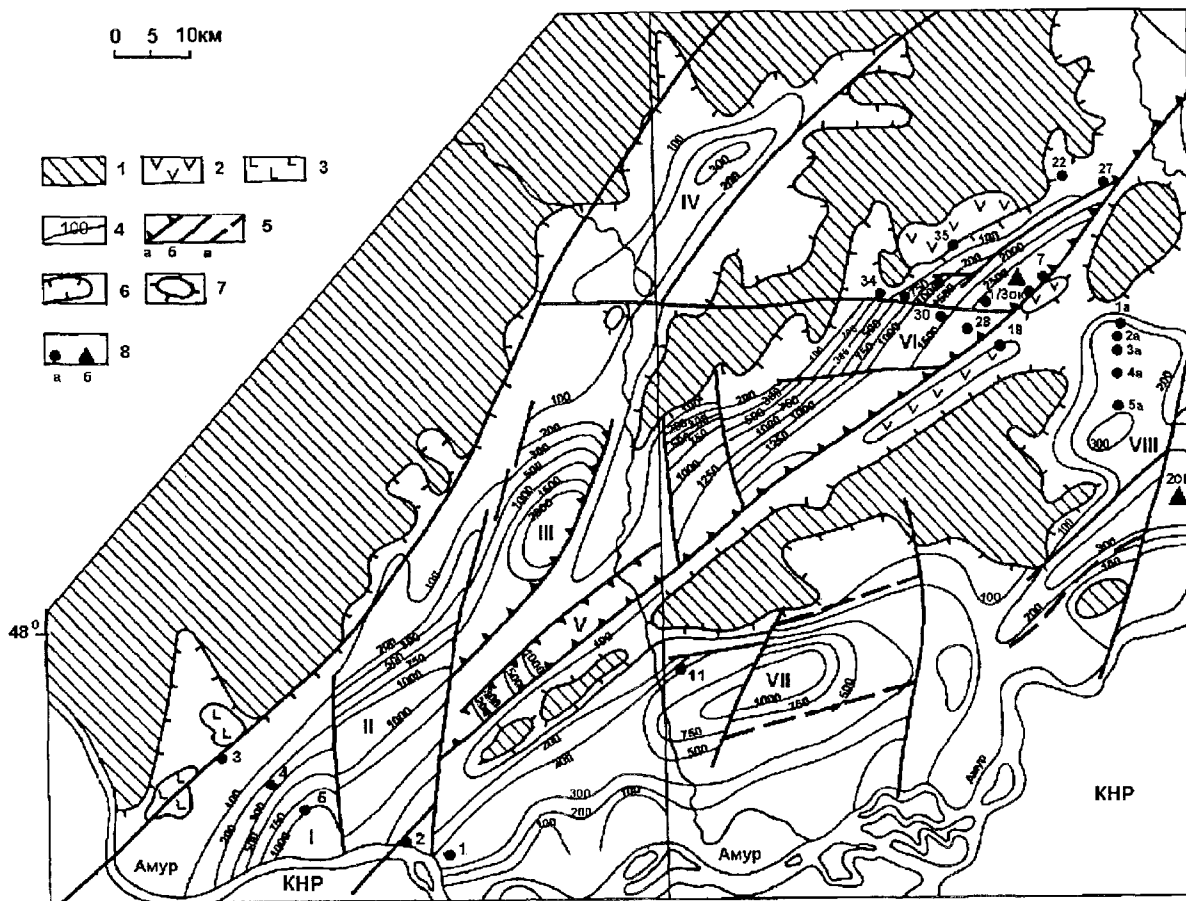


Рис. 1. Геолого-структурная схема Лобэй-Бирофельдского звена системы разломов Танлу (по В.Е. Кузнецову, В.И. Уралову, 1996 г., с дополнениями)

1 - преимущественно домеловые комплексы; 2 - эффузивный комплекс пород верхнего мела-эоцена (?); 3 - базальты плиоцен-раннечетвертичные; 4 - линии изомощности мел (?)-кайнозойского комплекса; 5 - сбросы: с амплитудой смещения более 500 м (а), прочие (б), предполагаемые (в); 6 - контуры осадочного бассейна; 7 - контуры поднятий; 8 - скважины и их номера: угленосные (а), опорно-картировочные (б).

I - УИП - грабены и грабноподобные погружения: I - Лобэйский, II - Самарский, III - Дитурский, IV - Тайменский, V - Преображенский, VI - Бирофельдский, VII - Башмакское, VIII - Морилевское.

ность этих пород ($2.60-2.72 \text{ г/см}^3$ и более), проанализированная нами по [22], свидетельствует о высокой степени их катагенеза, что не позволяет надеяться ни на генерационные, ни на коллекторские свойства этих пород. Следует заметить также, что китайские исследователи, проводившие сейсморазведку и бурение в грабене Цзя-И, относят подобные породы к фундаменту.

Особо следует остановиться на юрско-меловом комплексе. Проблемы юрско-меловой стратиграфии Среднеамурского бассейна в целом были освещены недавно [11, 12]. Большая часть отложений, ранее относимых к верхней юре, сейчас датируется ранним мелом [12]. И хотя меловые отложения пока не вскрыты скважинами в ЛБЗ, предполагать их присутствие в виде базальных толщ в днищах грабенов у нас есть все основания, особенно в Лобэйской, Бирофельдском и Кур-Урмийском грабенах. Последний расположен северо-вос-

точнее ЛБЗ [10]. Проведенный нами анализ плотности меловых пород по данным разных источников показал широкое распространение туфогенно-терригенных угленосных пород с довольно низкой плотностью (табл. 1). По этой же таблице можно составить представление о составе, степени катагенеза и мощности меловых толщ в районах, сопредельных с ЛБЗ, и возможной газоносности последних, о чем будет сказано ниже.

Нижнемеловые толщи, синхронные началу леводвиговых перемещений по системе разломов Танлу, установлены на всем протяжении северного сегмента этой системы в Китае, что хорошо видно на продольном профиле грабена Цзя-И, приведенном в работах [12, 24], где меловые толщи, подстилающие палеоген, подходят непосредственно к Амуру. На правом берегу Амура вскрыты рядом скважин берриас-барремские угленосные терригенные отложения мощностью около 1500 м

Таблица 1. Сравнительные данные о плотности меловых пород некоторых структурно-формационных зон в районах сопредельных с Лобэй-Бирофельдским звеном по отдельным стратиграфическим подразделениям

Стратиграфическая зона	Ярус	Зоны, свиты, толщи			
		Бурейнская 9	Хинганская		Бирско-Белоянская 11
			Бассейн верховьев р.Яурин 10 ^б	Бассейн р.Сутары 10 ^г	
Мел	маастрихт				
	кампан				
	сантон				
	коньяк		Обманьская: риолиты, лавобрекчии, туфы ρ ₄ <u>2,02-2,7</u> 2,37 150-900м		
	турон		Анд., анд-дач., туфы 150-170м		
			Яуринская: риолиты, лавобрекчии, туфы, туффиты ρ ₄ <u>2,34-2,63</u> 2,48 200-1000м		
	сеноман		туфоконгл., туфогравелиты, туфопесч., угл.-гл.сланцы 130-300м	туфоген.песчаники., конгл., гравел., алеврол., туфы., туффиты 250м	Набатовская толща: андез., туфы, лавобрекчии ρ ₄ <u>2,37-2,87</u> 2,58 280-600м
			Кындальская: конгл., пес., ал., арг. изв., мергели, угл., аргилиты		?
	альб		Солонечная: игнимбриты, игниспумиты, туфы риолитов. В низах - туфы, туфоалевро- литы, туфопесч., гравелиты	Солонечная: риолиты, их туфы, лавобрекчии	Бирская толща: песчаники, алеврол., их туфоген.разности, туфы кисл., туффиты, угли ρ ₄ <u>2,23-2,74</u> 2,51 75-100м
			Иорекская: песч., конгл., алевро., аргил. ρ ₁ 2,13 ρ ₂ 2,14- ρ ₃ 2,18- 2,19 2,45 800-880м ? 540-650м	ρ ₄ <u>1,91-2,8</u> 2,44	?
	апт		Чемчукская: песч., алев., аргил., пл.угля. В основ. - линзы конгл. и грав.	ρ ₄ <u>1,91-2,8</u> 2,44	Щуки-Поктойская толща: риолиты, дациты, их туфы, лавобрекчии ? 400-500м
			Иорекская: песч., конгл., алевро., аргил. ρ ₂ 2,23- ρ ₃ 2,37- 2,54 2,7 540-650м	150-320м	?
	баррем		Станолирская: андезиты, туфы, лавобрекчии ρ ₄ <u>2,46-2,86</u> 2,51 150м	?	Большечуркинская толща: андезиты, их лавобрекчии 200-250м
			Каменушинская: туфы, туффиты, туфопесчан., туфоалевр., туфоконгл., угли ρ ₄ <u>2,16-2,63</u> 2,29 250-400м	?	Песчаники, алевролиты, аргилиты, конгломераты, угли 700-750м
	готерив				
		Чемчукская: песч., алевр., арг., пл.угля. В основ. - конгл., гравелиты, гр.з.песч., туфы ρ ₁ 2,36 ρ ₂ 2,38 - 100-580 м			
валанжин					
берриас		Солонийская (в часть ургальской свиты): песчаники, гравел., алевролиты, аргилиты, непл. туфы, угли ρ ₁ 2,32 ρ ₂ 2,44- 2,51 380м			
		J ₃	AR ₂ , γPz, γδPz ₃	PR, E, γPz	
				PR ₁ , γPz ₁	

Примечание

- ρ₁ - средняя плотность пород (г/см³) - по данным геолого-съёмочных работ;
ρ₂ - по скв.1 ПР; ρ₃ - по скв. 1 А; ρ₄ - по [13, 20, 22]
- №№ 9-11- номера колонок в стратиграфических схемах [19]

[23]. По устному сообщению Г.В.Роганова (1997 г.), они известны и на левом берегу у с. Венцелово.

В раннем мелу вдоль сдвиговой системы Танлу начались левосдвиговые перемещения со значительной раздвиговой компонентой, формировались четкообразные присдвиговые бассейны, нередко угленосные [24]. В позднем мелу и кайнозой превалировал рифтогенез, проходивший в несколько стадий. В отдельные периоды, начиная с позднего эоцена, преобладало сжатие, имели место правосдвиговые перемещения на 40-50 км.

ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАБЕНОВ

Наиболее изученным является Бирофельдский грабен, в северо-восточной части которого проведено поисковое и разведочное бурение на уголь, выявлена Бирофельдская угленосная площадь, разведано Ушумунское буроугольное месторождение (рис. 2). Здесь же пробурена опорно-картировочная скважина 1/3-ок глубиной 1379 м. Грабен расчленен поперечными разломами с амплитудой смещения 250-500 м (см. рис. 1). На северо-западном его ограничении полого-волнистые кайнозойские слои с разрывом перекрывают протерозойские и палеозойские структуры Буреинского блока, постепенно выклиниваясь у предгорьев хр. Шуки-Поктой. На юго-

востоке грабен ограничен одним из разломов Куканской системы сдвигов [10,12] (амплитуда смещения по которому составляет 1250-2500 и более метров), на юго-западе, западе - также разломами с амплитудой от первых сотен до 1250 м.

Наибольшая глубина залегания фундамента (>2500 м) наблюдается в северной части грабена; к югу она постепенно уменьшается до 1250 м.

По данным [8], Бирофельдский грабен выполнен кайнозойскими континентальными озерно-аллювиальными угленосными отложениями. В приразломных зонах и на обрамлениях грабена известны вулканиты верхнего мела -эоцена (?). Не исключено, что в наиболее погруженных юго-восточных приразломных участках грабена могут быть вскрыты меловые осадочные и осадочно-вулканогенные образования.

Палеоген-неогеновые отложения имеют полого-волнистое залегание, повторяющее в общих чертах поверхность складчатого основания грабена. На фоне общего погружения слоев от северо-западного к юго-восточному борту отмечается слабая волнистость, согласная с общей СВ-ориентировкой грабена, что свидетельствует о продольном сжатии на поздних этапах развития грабена. Тип выклинивания осадочной линзы на северо-

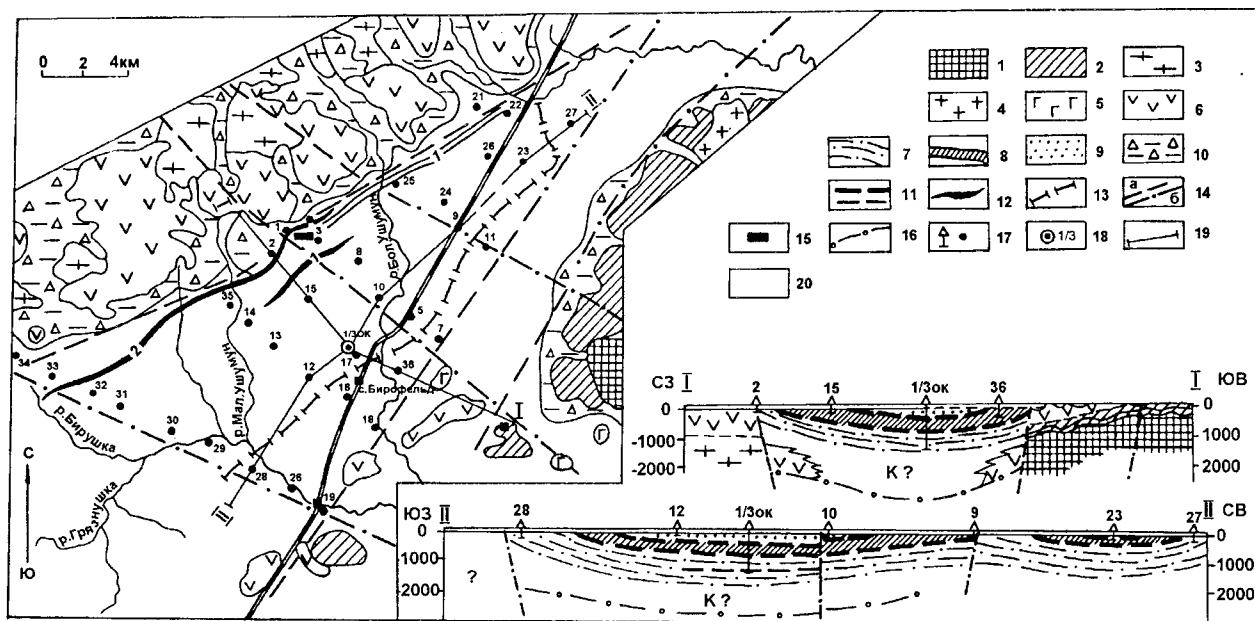


Рис. 2. Схематическая геологическая карта района Ушумунского буроугольного месторождения (по данным В.В. Успенского, 1961 г., с дополнениями [10]).

1 - позднерпмский комплекс пород; 2 - ранне-среднетриасовые образования; 3, 4 - граниты, гранитоиды раннепалеозойские (3), позднемеловые (4); 5 - эффузивный комплекс позднего мела; 6 - верхнемеловые-эоценовые(?) андезиты, андезито-дациты; 7 - континентальные угленосные образования чернореченской свиты (P_{1-3}^1 чр); 8 - глинисто-алевритовый комплекс бирофельдской свиты (P_3); 9 - песчано-глинистый угленосный комплекс ушумунской свиты (N_1 ус); 10 - четвертичные делювиальные и пролювиальные отложения; 11 - угленосность чернореченской и ушумунской свит (на разрезах); 12 - выходы 1 и 2 групп угольных пластов под четвертичные слои; 13 - восточный контур (предполагаемый) области распространения общей угленосности; 14 - разломы: а - установленные, б - предполагаемые; 15 - Ушумунский угледобывающий карьер; 16 - предполагаемая граница ложа неконсолидированных осадков (К? - $P-N$); 17 - скважины поисково-разведочные на уголь и их номера; 18 - скважина опорно-картировочная (ОК) и ее номер; 19 - линии профилей, 20 - области распространения четвертичных отложений.

западе торцовый и размыва, частично телескопический, на юго-востоке - торцовый [6]. Сводный разрез осадочного выполнения грабена, его вещественный состав и структура показаны на рис. 2,3.

В самом низу вскрытого скважиной № 1/3-ок разреза нижней подсветы чернореченской свиты установлены углистые отложения фаций торфяных болот и за-

растающих озер (тонкие прослойки листоватых бурых углей и углистых глин темно-коричневого до черного цвета), переслоенные темно-коричневой глиной. Суммарная мощность углистых пород 6 м.

В верхней угленосной подсвете чернореченской свиты вскрыто более 10 пластов и пропластков бурого угля и углистых глин мощностью от долей метра до 3.75 м. Суммарная мощность их угольной массы составляет 36.5 м. В подавляющем большинстве случаев угольные пласты "запечатаны" в линзах глин, глинистых алевритов, хотя нередко в почве и кровле имеют место уплотненные глинистые пески.

Верхняя угленосная подсвета чернореченской свиты повсеместно на изученной площади грабена перекрыта устойчивым по мощности глинисто-алевритовым комплексом пород бирюфельдской свиты (см. рис. 2,3). Выдержанная мощность и однородный алеврито-глинистый состав позволяют рассматривать ее в качестве региональной покрывки, надежно экранирующей газовые флюиды нижележащих органосодержащих толщ.

В нижней подсвете ушумунской свиты установлено до 16-ти пластов и пропластков угля и углистой глины мощностью от долей метра до 27 м. Суммарная мощность их угольной массы по площади грабена изменяется от 1.5 м по скважине 35 до 24 м в скважине 13 и 54 м в скважине 8. Средняя мощность угольных пластов и пропластков в северном блоке грабена - более 7 м. Пласты углей и углистых глин, как правило, в почве и кровле сменяются глинами. Вся угленосная подсвета представлена преимущественно глинами и глинистыми алевритами фаций открытых, проточных и застойных, зарастающих озер [8].

Верхняя подсвета представлена преимущественно глинисто-алевритовыми осадками озерных фаций со слоями и линзами уплотненных песков фаций руслово-пойменного комплекса.

Верхнемиоценовая-плиоценовая головинская свита имеет преимущественно песчаный состав с подчиненными глинистыми и алевритовыми слоями [6].

Следующим по степени изученности является Лобзэйский грабен. В его пределах пробурены 3 скважины глубиной 104-503м (см. рис. 1). Лобзэйский грабен односторонний с пологим северо-западным и крутым приразломным восточным бортом. На юге грабен раскрыт в сторону территории КНР. В этом же направлении увеличивается его глубина до 1500 и, возможно, более метров. Осадочное выполнение его изучено на глубину немногим более 500 м и представлено песчано-глинистыми озерно-аллювиальными образованиями фаций руслово-пойменного и болотно-озерного комплексов с маломощными (первые единицы метров) пластами и пропластками угля (ушумунская свита). Скважинами 4 и 5 вскрыта толща переслаивающихся плотных и пористых базальтов предположительно миоценового возраста [8].

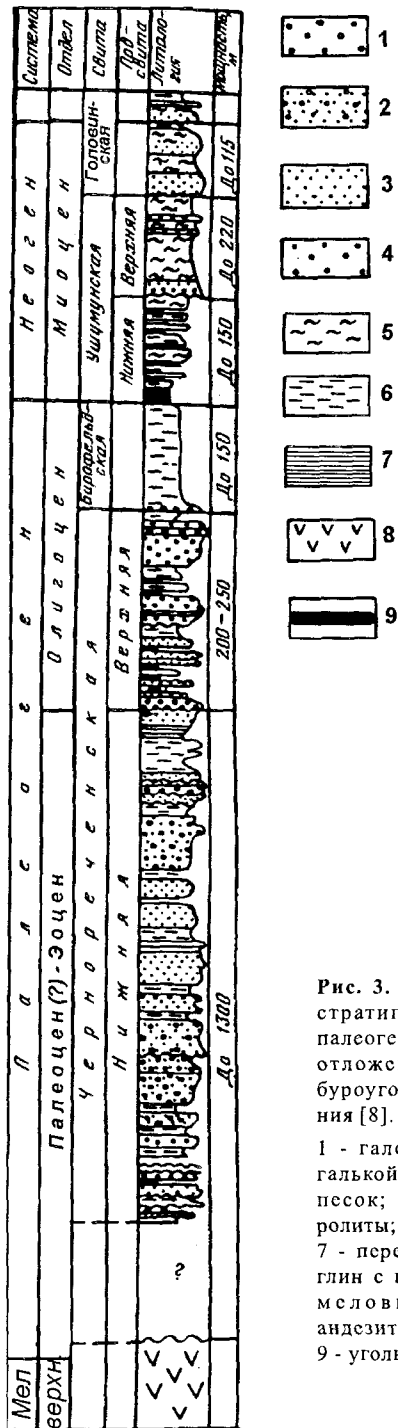


Рис. 3. Сводный литолого-стратиграфический разрез палеогеновых и неогеновых отложений Ушумунского бурого углеродного месторождения [8].

- 1 - галечники; 2 - песок с галькой; 3 - песчаники; 4 - песок; 5 - алевриты, алевриты; 6 - глины, аргиллиты; 7 - переслаивание углистых глин с глинами; 8 - верхнемиоценово-эоценово (?) андезиты, андезитодациты; 9 - уголь.

В ней отмечено семь покровов базальтов, в нижней части плотных, в верхней - пористых. Западнее этих скважин на окраине грабена базальты, выходящие на дневную поверхность, по данным геолого-съёмочных работ, относятся к плиоцен-раннечетвертичным.

Оценивая общую мощность выполнения грабена (более 1500 м), есть основание надеяться, что в его составе имеются также и угленосные слои верхней подсвиты чернореченской свиты, а также меловые толщи, прослеженные со стороны КНР сейсморазведкой до левобережья Амура. Тип выклинивания осадочной линзы у восточного борта грабена торцовый, у северо-западного и северного - торцовый и размыва, возможно телескопический.

В остальных грабенах (Преображенском, Самарском, Дитурском и Тайменском) осадочный комплекс выполнения скважинами не вскрыт и не изучен.

Преображенский грабен располагается к югу от Бирофельдского, резко отличен по строению от всех остальных. Во-первых, он двусторонний. Представляет собой плоский симметричный желоб шириной 5 км и длиной 40 км. Характерная особенность - мощность выполнения грабена изменяется не от его бортов к центру, или от одного борта к другому, а вдоль его удлинения, т.е. ложе его погружается постепенно с юго-запада на северо-восток (согласно своей ориентировке) с глубины от первых сотен до 1000 и возможно более метров.

На юго-востоке и северо-западе он ограничен разломами. Восточный тектонический борт его является продолжением восточного борта Бирофельдского грабена.

Самарский грабен на западе и востоке ограничен разломами с амплитудой смещения от 100 до 1000 м. На севере его ложе постепенно переходит в предгорья Помпеевского хребта. Наибольшая глубина его в центре составляет более 1000 м, длина - более 35 км, ширина - 12.5 - 15 км.

Дитурский грабен асимметричен, с крутым тектонически экранированным юго-восточным и относительно пологим северо-западным бортами. На западе он отделен от Самарского грабена субмеридиональным разломом. Наибольшая глубина грабена - более 2000 м, длина - 45 км, наибольшая ширина - 12.5 км.

Тайменский грабен является самым крайним северо-восточным в цепочке западного ответвления ЛБЗ (см. рис. 1). Он относительно симметричен, вытянут с юго-запада на северо-восток на 40 км при максимальной ширине 10 км. Наибольшая глубина его более 300 м. Юго-восточный борт его осложнен разломом с амплитудой перемещений в первые десятки метров.

УГЛЕНОСНОСТЬ, ПОТЕНЦИАЛ ГАЗОГЕНЕРАЦИИ

В работе [9] отмечалось, что из-за недостаточной мощности кайнозойский комплекс не может обеспечить генерацию нефтяных флюидов в количестве, необходимом для формирования промышленного потенциала, на что обращалось внимание также в работах [17, 18]. И действительно, проанализированные нами немногочисленные геохимические данные по единичным скважинам показывают весьма незначительные количества битумоидов (табл.2). Следовательно, пока нет данных о вещественном составе глубоких горизонтов выполнения

Таблица 2. Тип и битуминозность ОВ (%) палеоген-неогеновых пород Бирофельдского грабена [8, 13]

Возраст, свита, подсвита	Песчаники и алевролиты крупнозернистые		Алевролиты глинистые, мелкозернистые, глины, аргиллиты		Градации катагенеза
	Тип ОВ	Бхл, %	Тип ОВ	Бхл, %	
$N_1 u\delta^2$	СГ-ГС	0.0006-0.00196 (4)	ГС	0.00044-0.0025 (12)	ПК ₂
$N_1 u\delta^1$	СГ-ГС	0.00125-0.0025 (7)	ГС	0.005 (1)	ПК ₂
$P_3^{2-3} bf$	ГС-С	-	ГС-С	0.0025-0.01 (2)	ПК ₂
$P_{1-3}^1 \delta r^1$	Г-СГ	0.003-0.008 (49)	ГС-С	0.005-0.08 (10)	ПК ₂₋₃

Примечание: 1. Даны изменения средних значений Бхл по типам пород, в скобках - количество образцов.

2. ОВ - органическое вещество, Г - гумусовое ОВ, С - сапропелсовое, СГ - сапропелво-гумусовое, ГС - гумусово-сапропелсовое, Бхл - хлороформный битумоид.

грабенов, можно говорить лишь о газоносности кайнозойского комплекса.

Однако, судя по составу, степени катагенеза и мощности терригенных пород мела в сопредельных районах (табл. 1), уже можно сделать некоторые выводы.

Согласно известным теоретическим представлениям, осадочные отложения с плотностью 1.4-2.1 г/см³ и по углемарочной шкале отнесены к градациям катагенеза ПК_{1,3} - МК₁ и характеризуют верхнюю зону возможного газообразования. Катагенез пород с плотностью 2.1 - 2.55 г/см³ отвечает градациям МК₁ - МК₃ главной зоне нефтеобразования и началу главной зоны газообразования. Терригенные отложения с плотностью 2.55-2.65 относятся к градациям МК₄ - МК₅ и главной зоне газообразования, однако эти отложения отличаются очень низкой пористостью (2-4%) и проницаемостью и практически мало перспективны в отношении крупных скоплений газа (при отсутствии трещинных коллекторов).

Среди осадочных отложений нижнего мела рассматриваемых зон (табл. 1) наиболее перспективными в отношении газоносности являются баррем-апт-альбские (К₁) и альб-сеноманские (К_{1,2}) терригенные угленосные отложения (при наличии прочих благоприятных условий - достаточной мощности, ОБ, коллекторов и покрышек).

В Верхнебуреинской впадине это подтвердилось установленной промышленной газоносностью отложений кындальской свиты (альб-сеноман) с дебитом газа 55-98 тыс.м³/сутки [7]. Однако даже эти отложения характеризуются (по плотности и проницаемости) лишь наличием коллекторов У класса. Берриас-готеривские отложения, отвечающие по плотности и газовой стадии углефикации главной зоне нефтеобразования, характеризуются здесь лишь мелкими нефтегазопроявлениями и отсутствуют в Хинганской, Бирско-Белоянской зонах и, по-видимому, в грабенах ЛБЗ.

При катагенезе органическое вещество гумусовых углей (от торфа до графита) теряет 62.8% своей массы. В составе потерь 15.8% метана, 9.2% воды,

31.2% двуокиси углерода [21]. Общее представление о потерях массы рассеянного органического вещества (РОВ), масштабах генерации метана из гумусовых углей и углеводородного газа из гумусово-сапропелевого и сапропелевого РОВ в процессе катагенеза дано в табл. 3,4 [21].

Угли Бирофельдской угленосной площади бурые (Б₂), преимущественно гумусовые, изредка сапропелево-гумусовые, средней стадии протокатагенеза (ПК₂), характеризующей верхнюю зону газообразования.

Приняв за основу указанные параметры преобразования растительного ОБ и продуцирования им в процессе катагенеза метанового газа, можно выполнить расчет объема газа, выделившегося из угольных пластов, без учета возможно выделившегося газа из рассеянного в массе породы органического вещества.

Очевидно, необходимо знать угленосность осадочной толщи структур рассматриваемой площади и, в конечном итоге, объём (запасы) угольной массы.

Исходя из изученности площади, в ее пределах выделяются следующие категории земель, перспективных на уголь (рис. 4): с установленной промышленной угленосностью; с предполагаемой промышленной угленосностью; с возможно высокой угленосностью; с невыясненными перспективами угленосности и малоперспективные.

К категории земель с установленной промышленной угленосностью отнесена северная часть Бирофельдского грабена, в пределах которого выявлено и разведано Ушумунское бурое угольное месторождение. В его пределах установлено на различных участках от 1 до 23 пластов угля и до 17 прослоев углистых глин, залегающих на глубинах от 21.90 м до 1360 м (табл. 5).

Южная часть Бирофельдского грабена отнесена к категории земель с предполагаемой промышленной угленосностью.

Лобэйский, Самарский и Дитурский грабены в принципе сходны по строению с Бирофельдским грабеном. В южной их части бурением скважин 2 - 5 (см. рис.

Таблица 3 [21]. Общая потеря массы ОБ и количество метана, генерированного ОБ гумусовых углей от начала катагенеза до градации МК₅

Градации катагенеза	Общая потеря массы, вес. %	СН ₄ , вес. % (на ОБ в начале катагенеза)	СН ₄ , вес. % (на ОБ данной градации)
ПК ₃	11.78	0.43	0.49
МК ₁	13.87	0.83	0.96
МК ₂	20,54 - 24.54	1,76 - 1.90	2.22 - 2.53
МК ₃	28.06	2.28	3.17
МК ₄	32.59	3.68	5.45
МК ₅	34.61	4.35	6.66

Таблица 4. [21] Количество углеводородного газа, генерированного РОВ в процессе его катагенеза до градации МК₃

Градации катагенеза	Вес. % от массы органического вещества данной стадии			
	Гумусо-сапропелевое РОВ	Сапропелевое РОВ		
		к о н ц е н т р а ц и й		
		низких	кларковых	высоких (баженовская свита)
ПК ₂	нет данных	1.9	1.0	нет данных
ПК ₃	то же	3.3	1.3	5.1
МК ₁	1.5	5.3	1.8	9.9
МК ₂	1.8	8.0	3.8	22.8
МК ₃	2.0	8.35	6.5	23.0
МК ₄	7.8	9.5	11.3	нет данных
МК ₅	10.0	11.0	16.3	то же

1) на глубинах от 60 м до 470 м установлено до 6-ти пластов и пропластков бурого угля мощностью от 0.3-0.4 м до 1.65 м. К тому же, с юга из КНР сюда простираются угленосные и нефтегазоносные (формация Баоцюаньлин) отложения. Эти площади отнесены к категории возможной высокой угленосности.

Преображенковский грабен, сочленяющийся на юге с Самарским, на северо-западе - с Дитурским, а на севере - с Бирофельдским грабеном, с большой долей условности можно отнести к категории земель с предполагаемой промышленной или же возможно высокой угленосностью. Крайние зоны всех перечисленных грабенов и Тайменский грабен отнесены к площадям с невыясненной перспективой угленосности или же мало-перспективным.

По данным Л.М. Саяпиной и Н.Е. Сластеновой (1968 г.), прогнозные ресурсы бурых углей по Бирофельдскому, Преображенскому, Лобэйскому, совместно с Самарским и Дитурским, грабенам составляют, соответственно, 4077, 979 и 421 млн т. Общие геологические запасы бурых углей (Б₂) по всем указанным структурам составляют около 5.5 млрд т. Эти запасы подсчитаны до глубины 600 м. С учетом полной мощности кайнозой-

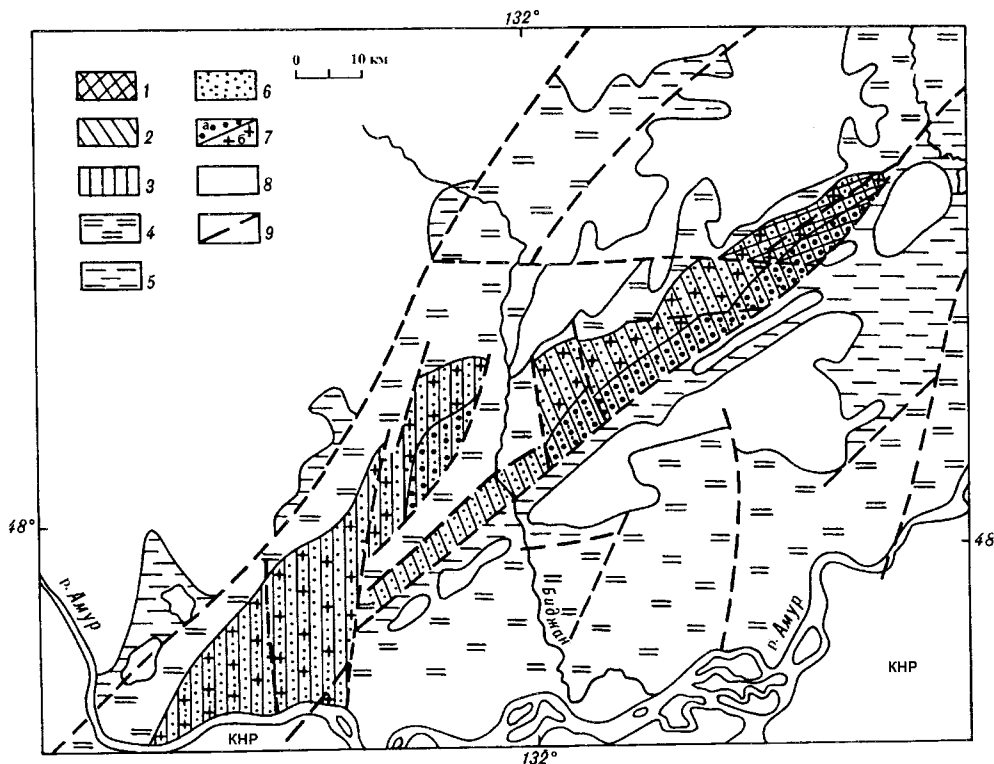


Рис. 4. Схематическая карта оценки перспектив угленосности и возможной газоносности Лобэй-Бирофельдского звена системы разломов Танлу

Категории земель (площади), перспективные на уголь: 1 - с установленной промышленной угленосностью; 2 - с предполагаемой промышленной угленосностью; 3 - с возможно высокой угленосностью; 4 - с невыясненными перспективами угленосности; 5 - мало-перспективные; 6 - зоны возможной генерации метанового (угольного) газа; 7 - зоны возможного формирования залежей преимущественно тектонически экранированного (а), литологического выклинивания и антиклинального (б) типов; 8 - преимущественно домеловые комплексы пород; 9 - основные тектонические нарушения.

Таблица 5. Характеристика угленосности Ушумунского бурогоугольного месторождения

Группы пластов по В.В. Успенскому (1961 г.)	Группы пластов по В.Г. Варнавскому [8]	Мощность угольных пластов (от - до м)		Кол-во пластов в группе по В.В. Успенскому (1961 г.)	Кол-во прослоев углистых глин	Глубина залегания (м)
		Общая	Мощность угольной массы			
1	1У	0.10-26.60	0.10-10.00	1-12	0-3	21.90-359.70
2	У, У1	0.30-13.80	0.30-11.30	1-3	0-2	23.80-486.10
3	У11	5.45	4.40	1	2	557.20-583.25
4	УШ	0.50-14.80	0.50-3.05	7	7	649.50-713.50
5	-	0.50-5.09	-	-	3	1335.96-1360.0
Итого:		0.10-26.60	0.10-11.30	1-12	0-7	21.90-1360.00

кого осадочного комплекса запасы, вероятно, могут быть, по меньшей мере, вдвое больше, а если учесть и меловой угленосный комплекс, то втрое или вчетверо больше.

Приняв потерю массы органического вещества в 11.78 вес. % и количество метана, генерированного органическим веществом угольных пластов, в размере 0.43 вес. % (см. табл. 3), получим, что в рассматриваемых структурах угольные пласты, залегающие на глубине до 600 м, как минимум, могли генерировать 23.65 млн т (35.5 млрд м³) метана. Но в этом подсчете количества выделившегося газа еще не учтены: угленосность более глубокозалегающих (>600 м) осадочных комплексов, возможность выделения газа из рассеянного в массе глинистых и глинисто-алевритовых пород ОВ, а также более чем вдвое больший выход его из сапропелевых и сапропелево-гумусовых углей (см. табл. 4), содержащихся в массе угольных пластов. Суммарный выход газа в этом случае может превосходить указанное ранее количество, по меньшей мере, более чем втрое и в общем составит для всех угленосных структур более 60 млн т (105 млрд м³). Поскольку метан начинает выделяться уже с торфяной стадии преобразования ОВ, то практически областью генерации его можно считать всю площадь возможного распространения угольных пластов и осадочных толщ, содержащих рассеянное органическое вещество.

Площади возможной генерации газа нами условно ооконтурены по изомощности 100 м, а на севере Самарского и Дитурского грабен - 200 м (см. рис. 4).

Учитывая особенности строения исследуемых рифтогенных структур (их полуграбный тип, проявление позднекайнозойского сжатия, создавшего пологие своды, телескопическое выклинивание слоев в направ-

лении пологих северо-западных бортов), здесь можно ожидать следующие типы газовых скоплений:

- у приразломных бортов грабен - преимущественно тектонически экранированные и литологического выклинивания, стратиграфического экранирования;
- на пологих бортах - антиклинального, литологического выклинивания, стратиграфического экранирования (см. рис. 4)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Угленосные и возможно угленосные рифтогенные структуры ЛБЗ (Лобэйский, Самарский, Дитурский, Тайменский, Преображенковский, Бирофельдский грабены), приуроченные к разломной системе Танлу и составляющие звено в цепочке нефтегазоносных грабен, протягивающихся с территории КНР и далее на север вдоль северо-западной окраины Среднеамурской впадины, представляют определенный интерес с точки зрения поиска газовых месторождений. Угленасыщенность этих структур, содержание рассеянного ОВ в толще кайнозойских глинисто-алевритовых пород и предположительное присутствие угленосных меловых толщ, аналогичных распространенным в соседних структурах КНР, являются достаточным обоснованием для возможности генерации значительных количеств метанового газа. Проблема - в его сохранности и возможностях накопления в залежах. Представленный фактический материал недостаточен для однозначного ответа на этот вопрос. Необходимы дополнительные исследования и, в первую очередь, геофизические, способные ответить на вопросы о составе, строении и полной мощности осадочной толщи, типе её выклинивания, характере сочленения с фундаментом на северо-западных и юго-восточных бортах грабен, наличии здесь локальных анти-

клинальных структур. В случае получения результатов, свидетельствующих о благоприятных условиях формирования газовых залежей и их сохранности в недрах, для обнаружения промышленных притоков газа следует проводить параметрическое бурение на глубину, достаточную для вскрытия полной мощности осадочного выполнения (~3000-3500 м).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ахмадулин В.А., Камаев Н.М., Черныш Л.Н., Черныш С.Г. Особенности строения и перспективы нефтегазоносности западной части Среднеамурской впадины (в пределах ЕАО) //Перспективы нефтегазоносности Среднеамурской впадины (Материалы к I научно-практическому совещанию) Биробиджан, 1996. С. 6-22.
2. Бобылев В.В. Нижний и средний триас восточных отрогов Малого Хингана //Сборник статей по геологии и гидрогеологии. Мингео СССР, II гидрогеологическое управление. М., 1969. Вып. 7. С. 42-55.
3. Буряк В.А., Гилев В.И., Садин Ю.С. Состояние изученности и анализ имеющихся общегеологических, тектонических и литофациальных данных, характеризующих нефтегазоносность Среднеамурской впадины //Перспективы нефтегазоносности Среднеамурской впадины (Материалы к I науч.-практ. совещ. Биробиджан, 1996. С. 22-47.
4. Бутенко Б.П., Варнавский В.Г., Завадский В.А. О поисках нефти и газа на юге материковой части Дальнего Востока //Осадочные формации нефтегазоносных областей Дальнего Востока. Владивосток, 1975. С.53-62.
5. Варнавский В.Г., Малышев Ю.Ф. Восточно-Азиатский грабеновый пояс //Тихоокеан. геология. 1986. № 3. С. 3-13.
6. Варнавский В.Г. Корреляция геологических событий (на примере палеогена и неогена Тихоокеанского региона). М.: Наука, 1985. 145 с.
7. Варнавский В.Г. Нефтегазогеологическое районирование Приамурья и сопредельного шельфа //Тихоокеан. геология. 1996. № 1. С. 129-141.
8. Варнавский В.Г. Палеогеновые и неогеновые отложения Среднеамурской впадины. М.: Наука, 1971. 183 с.
9. Варнавский В.Г. Роль Среднеамурского осадочного бассейна в формировании нефтегазового потенциала Приамурья //Перспективы нефтегазоносности Среднеамурской впадины. Биробиджан, 1996. С. 80-82.
10. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:2500 000 /Гл. ред. Красный Л.И. Л.: ВСЕГЕИ, 1991.
11. Кириллова Г.Л., Маркевич В.С., Бугдаева Е.В. Корреляция геологических и биологических событий в меловых бассейнах юго-восточной России //Тихоокеан. геология. 1996. № 3. С. 38-49.
12. Кириллова Г.Л., Лю Чжаоцзюнь, Ван Сымин, Варнавский В.Г., Крапивенцева В.В. Стратиграфическая корреляция верхнемезозойских - кайнозойских разрезов Среднеамурского (Саньцзян) осадочного бассейна //Тихоокеан. геология. 1996. Т.15, № 6. С. 81-102.
13. Марков В.А. Геохимические критерии оценки перспектив нефтегазоносности впадин Советского Приамурья /Автореф. дис. ... канд.геол.-минер.наук. М. 1965. 20 с.
14. Натальин Б.А., Черныш С.Г. Типы и история деформаций осадочного выполнения и фундамента Среднеамурской впадины //Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 43-60.
15. Осадочные бассейны Дальнего Востока СССР и перспективы их нефтегазоносности. Л.: Недра, Л.О., 1987. 263 с.
16. Перозно Г.Н., Полякова И.Д., Рязанова Т.А., Ушакова Н.Е. О коллекторских свойствах меловых отложений Среднеамурской впадины //Тихоокеан. геология. 1992. № 6. С. 61-70.
17. Полякова И.Д., Колганова М.М., Соболева Е.И., Рязанова Т.А., Ушаков Н.Е. Геохимические показатели нефтегазообразования в мезо-кайнозойских отложениях Среднеамурской впадины //Тихоокеан. геология. 1993. № 1. С. 49-57.
18. Полякова Н.Д., Натальин Б.А., Рязанова Т.А. Сравнительный анализ критериев нефтегазоносности Среднеамурской впадины и бассейнов Восточного Китая //Тихоокеан. геология. 1992. № 5. С. 89-94.
19. Решения IУ Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою юга Дальнего Востока и Восточного Забайкалья. Хабаровск, 1990 (Схемы стратиграфии пермских, триасовых, юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений). Хабаровск: ХГТГП, 1995.
20. Рязанова Т.А. Закономерности нефтегазообразования в мезозойско-кайнозойских впадинах юга Дальнего Востока (на примере Среднеамурской и Верхнебурейской впадин) /Автореф. дис. ...канд.геол.- минер.наук.Новосибирск, 1996. 19 с.
21. Словарь по геологии нефти и газа. Л.: Недра, 1988. 679 с.
22. Физические свойства горных пород Дальнего Востока:Справ., Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. Ч.1.212 с.
23. Li Wen-ben. Early Cretaceous spore-pollen assemblages from Eastern Heilongjiang //Acta palaeontologica sinica.1992. V. 40. P. 27-43.
24. Zhang Hong. Evolution of the Northern segment of the Tan-Lu fault system in Mesozoic //Extended Abstracts of Workshop "Origin and evolution of the Tan-Lu fault system, Eastern China" in the 30-th IGC/ Ed. by Xu Jiawei and Zhu Guang.Beijing, 1996. P. 28-31.

Поступила в редакцию 4 декабря 1996г.

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

Gas prospects Lobey - Birofeld section of the Tanlu fault system rift structures (Priamurye)

On the basis of the structural, lithological-structural characteristics of the Paleogene-Neogene graben deposits of the Lobey-Birofeld section (LBS) of the Tanlu fault system, and comparative analysis of the petrophysical features of Mesozoic-Cenozoic and older rocks of the adjacent regions, as well as total evaluation of coal prospects, the conclusion on possible gas presence in Cretaceous and Paleogene-Neogene deposits constituting the grabens of LBS, has been made. More detailed geological-geophysical researches of the grabens together with parametric drilling is required.

Оригинал-макет изготовлен редакционно-издательской группой
Института тектоники и геофизики ДВО РАН, 680063, г. Хабаровск, ул. Ким-Ю-Чена, 65

Лицензия ЛР № 040118 от 15.10.96г. Подписано к печати 4.04.97 г.
Формат 60x88/8. Печать офсетная. Усл.п.л.13.4. Усл.-изд.л.12,5.
Тираж 200 экз. Заказ 46.

Отпечатано в типографии издательства "Дальнаука" ДВО РАН
690041, г. Владивосток, ул. Радио, 7

(Адрес подписчика)