

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ISSN 0207-4028

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ



3

1983

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Главный редактор Н. А. ШИЛО

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

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

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

Журнал основан в 1982 году

Выходит 6 раз в год

МАЙ — ИЮНЬ

НОВОСИБИРСК

№ 3, 1983

СОДЕРЖАНИЕ

- Л. М. Парfenов. Континентальные окраины, островные дуги в мезозоях северо-востока Азии и кинематика мезозойской складчатости. Статья 1. Мезозояды Верхояно-Чукотской области
3
- Ю. Ф. Малышев, Л. И. Брянский, Л. П. Карсаков, А. М. Петрищевский, Б. Ф. Шевченко. Глубинное строение срединных массивов Северо-Востока Азии и их роль в формировании тихоокеанской окраины
27
- А. А. Андреев, М. Л. Красный, Б. Г. Сапожников, С. С. Снеговской, И. И. Хведчук. Структура дна северо-западной части Охотского моря
35
- Б. Л. Годзевич. Структура и разрезы нижнего архея Становой складчатой системы
39
- А. Д. Щеглов, В. П. Уткин, В. В. Раткин. О роли сдвиговых дислокаций в формировании стратиформных месторождений свинца и цинка
47
- В. С. Демченко. Физико-химические условия серпентинизации доломитовых мраморов, диопсидовых и форстеритовых кальцифиров
56
- Ю. С. Салин. Основные геометрические модели геологии. Статья третья. Аффинные и метрические модели
64
- Г. Л. Кириллова, А. В. Махинин. Ранги геологических тел надпородного уровня организации вещества
73

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

- М. В. Сухин. О металлогенической роли линеаментов восточного участка зоны БАМ
81
- Е. В. Ялынычев, Г. С. Мирзеханов. Магматизм колыцевых структур юго-восточной части Сибирской платформы (на примере Учу-ро-Майского междуречья)
88
- С. С. Старжинский. О геоэлектрическом разрезе Южного Приморья по данным магнитотеллурических зондирований
120

- С. А. Баллод. Об изменении сейсмических скоростей на Северном Сахалине
91
- М. Г. Булатов, И. К. Тузов. К эффективности сейсмических методов при поисках ловушек нефти и газа неантклинального типа на юго-востоке Северного Сахалина
94

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

- А. А. Врублевский, А. А. Заболотников, Ю. А. Косягин. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка восьмая. О новой книге В. В. Белоусова «Переходные зоны между континентами и океанами»
97
- Н. К. Булин. К вопросу о границах литосферных плит
99
- Г. М. Власов. О структурном положении зон андезитового вулканизма
103
- Р. Б. Умитбаев. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса
109
- В. И. Сухов. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса
114
- В. Ф. Белый. О некоторых методологических подходах к изучению Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (в связи со статьей В. И. Сухова «Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса»)
116
- И. П. Жабрев, М. А. Политыкина. О горизонтальной миграции углеводородов в карбонатных толщах (в связи со статьей Е. В. Краснова и В. В. Крапивенцевой «О роли биогенных и эндогенных факторов в происхождении нефти»)
117

ХРОНИКА

- Международная встреча геологов, изучающих рудные месторождения
120

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

Новосибирск

USSR ACADEMY OF SCIENCES

FAR EAST SCIENCE CENTRE

PACIFIC GEOLOGY

MAY — JUNE

NOVOSIBIRSK

No 3, 1983

CONTENTS

- L. M. Parfenov. Ancient continental margins, island arcs of the North-East Asia and Mesozoic folding kinematics. The first paper. Verkhoyano-Chukotsk region
Yu. F. Malyshev, L. I. Bryansky, L. P. Karsakov, A. M. Petrishchevsky, B. F. Shevchenko. Abyssal structure of the North-East Asian median massives and their role in the Pacific Margin formation.
A. A. Andreev, M. L. Krasny, B. G. Sapozhnikov, S. S. Snegovskoy, I. I. Khvedchuk. Floor structure of the Sea of Okhotsk North-East.
B. L. Godzovich. Low Archean structure and columns of Stanovaya Folded System
A. D. Shcheglov, V. P. Utkin, V. V. Ratkin. On the role of fault dislocations for the formation of lead and zinc stratiform deposits.
B. S. Demchenko. Physical-chemical conditions of serpentization for dolomitic marbles, diopside and forsterite calciphyres.
Yu. S. Salin. Main geometric models of geology. The third paper. Affine and metric models.
G. L. Kirillova, A. V. Makhinin. Ranks of geological bodies of the over-rock level of material organization

BRIEF COMMUNICATIONS

- M. V. Sukhin. On metallogenic role of lineaments of the Eastern Baikal — Amur Region.
E. V. Yalynychev, G. S. Mirzehhanov. Ring structures magmatism of the South-East Siberian platform. (An example of the Uchuro-Maisky interfluvium).
S. S. Starzhinsky. On geotectonic section of the South Primor'e according to magneto-telluric probing.
S. A. Ballod. On seismic velocities changes in Northern Sakhalin.

- M. G. Bulatov, I. K. Tuezov. To the effectiveness of seismic methods in search of oil and gas traps of non-anticlinal type in the South-East of Northern Sakhalin. 94

CRITICISM AND DISCUSSIONS

- A. A. Vrublevsky, A. A. Zabolotnikov, Yu. A. Kosygin. Notes on geotectonic hypotheses. The 8th note. On the new book by V. V. Belousov "Transition zones between continents and oceans". 97
N. K. Bulin. To the question of lithospheric plate boundaries. 99
G. M. Vlasov. On the structural position of andesitic volcanism zones. 103
R. B. Umitbaev. To the problem of age of the Okhotsk-Chukotsk volcanogenic belt 109
V. I. Sukhov. Structural-formational map of the Okhotsk-Chukotsk volcanogenic belt 111
V. F. Bely. On some methodological aspects of studing of the Okhotsk — Chukotsk volcanogenic belt (in connection with V. I. Sukhov paper "Structural-formational map of the Okhotsk-Chukotsk volcanogenic belt"). 117
I. P. Zhabrev, M. A. Politykina. On horizontal hydrocarbons migration in carbonaceous thick series (in connection with E. V. Krasnov and V. V. Krapiventseva paper "On the role of biogenic and endogenic factors in petroleum genesis") 117

CHRONICLES

- International meeting of geologists on ore deposits investigations. 120

© Издательство «Наука»
«Тихоокеанская геология»,
1983 г.

УДК 551.24(571.6)

Л. М. Парфенов

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ, ОСТРОВНЫЕ ДУГИ В МЕЗОЗОИДАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ И КИНЕМАТИКА МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ.

СТАТЬЯ 1. МЕЗОЗОИДЫ ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКОЙ ОБЛАСТИ*

Охарактеризована методика выделения древних континентальных окраин различного типа и островных дуг. На этой основе проанализированы районы северо-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы, Южно-Ануйской складчатой системы и Приохотья. Во всех районах устанавливаются латеральные ряды структурно-вещественных комплексов,

сопоставимые с латеральными рядами и тектоническими элементами современных активных и пассивных континентальных окраин и островных дуг. В большинстве районов выделяется несколько таких разновозрастных рядов, которые определенным образом сочетаются друг с другом в разрезе складчатых систем.

I. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН И ОСТРОВНЫХ ДУГ; ПРИНЦИПЫ ВЫДЕЛЕНИЯ ИХ ИСКОПАЕМЫХ АНАЛОГОВ

Наиболее четкие признаки континентальных окраин и островных дуг — выражение в рельефе земной поверхности и глубинная структура не сохраняются в ископаемом состоянии. Выделение их ископаемых аналогов возможно только путем анализа геологического разреза складчатых систем, ассоциаций горных пород и более крупных единиц — структурно-вещественных комплексов. При этом не все признаки, которые могут быть определены в структурно-вещественных комплексах, характеризующих современные тектонические элементы, могут быть использованы в равной степени. Последующая складчатость и метаморфизм существенно затушевывают и искашивают первоначальные соотношения.

Активные континентальные окраины, характеризующиеся наличием сейсмофокальных зон (зон Беньофа) и противопоставляемые пассивным континентальным окраинам, обладают многими тектоническими элементами, аналогичными таковым островных дуг. Главными тектоническими элементами, присущими активным континентальным окраинам и островным дугам, являются образованные преимущественно известково-щелочными ассоциациями пород магматические пояса различного типа, аккреционные клинья и преддуговые прогибы.

* Печатается в дискуссионном порядке.

** Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Попеко Л. И. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой системы и природа сопряженных с ней зон мезозойской тектономагматической активизации Алдано-Становой области.— В кн.: Тектоника активизированных областей. Тез. докл. XIV сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Чита, 1982, с. 55—60, а также журнал «Тихоокеанская геология», 1983, № 2.

В островных дугах, кроме того, выделяются тыловые прогибы.

Островным дугам и различным типам активных континентальных окраин соответствуют существенно различные магматические пояса. Островным дугам соответствуют вулканические дуги. Среди активных континентальных окраин выделяются два типа, различающиеся по характеру связанных с ними магматических поясов. Андийский тип характеризуется окраинно-континентальными вулкано-плутоническими поясами, кордильерский [23] или невадийский [25] тип, неизвестный в современной геодинамической обстановке, характеризуется поясами длительно формировавшихся гранодиоритовых батолитов.

При идентификации древних вулканических островодужных комплексов главными являются формационные признаки, геохимические и петрохимические признаки имеют сопутствующее значение, поскольку они могут претерпеть существенное изменение при наложении вторичных процессов [64]. Островные дуги образованы сложно построенным осадочно-вулканогенным комплексом пород мощностью до нескольких километров, сформированным в условиях островной гряды. Характерно широкое развитие прибрежно-морских, континентальных и мелководных образований, которые перемежаются в разрезе и по латерали, большое количество местных размывов и несогласий. Условия накопления определяются активным в течение всего времени их формирования вулканизмом. Вулканогенно-терригенная седиментация резко преобладает над хемогенной. Терригенные породы, среди которых широко распространены грубообломочные разности и породы с плохой сортировкой обломочного материала, образующие невыдержаные по простиранию прослои и пачки, возникли почти исключительно за счет размыва вулканических построек и продуктов вулканических извержений. Вулканиты, составляющие около 80% от всех пород, участвуют в разрезе и слагают современные вулканические постройки различного типа. Преобладают породы основного и среднего состава, хотя относительные содержания пород различной основности изменяются как по простиранию дуги, так и по разрезу. Среди вулканитов содержание пирокластических образований достигает 90–95% [64], уменьшаясь местами до 50%, например, в пределах Большой Курильской гряды [35]. Преобладание пирокластических образований над лавами является характерным признаком островодужных комплексов, отличающих их от вулканических комплексов срединно-океанических хребтов и внутриокеанических островов, в которых содержание пирокластического материала обычно составляет всего несколько процент-

тов и лишь местами (Исландия, Канарские острова) достигает 20–39%.

Большинство вулканитов принадлежит известково-щелочной серии, отмечаются вулканиты толеитовой серии, а в дугах с мощной корой, как, например, Японская, — и щелочной серии [65]. На некоторых дугах, расположенных на океанической коре, представлены вулканиты только толеитовой серии дуги (Скотия и Тонга — Кермадек) [70].

Андийский окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс мел-кайнозойского возраста [30, 34, 69, 71] значительно шире вулканических дуг (сотни километров). Он сложен преимущественно вулканическими городами (до 90% разреза). Формирование осадочно-вулканогенных образований происходило преимущественно в континентальной обстановке. Среди вулканитов, в отличие от островных дуг, велика роль пород кислого состава, характерны игнимбриты, вплоть до их преобладания в некоторых районах. Количество вулканитов кислого состава увеличивается вверх по разрезу. В низах разреза преобладают лавы андезитового состава, коэффициент эксплозивности не превышает 20–30%. Наряду с известково-щелочными породами, широко распространены вулканиты субщелочного состава, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Осадочно-вулканогенные образования ассоциируются с близкими с ними по химическому составу многофазными батолитами гранитоидов, которые образуют гигантские, почти непрерывные цепочки (например, Прибрежный батолит Перу протяженностью около 1600 км).

В продольном направлении пояс подразделяется на ряд сегментов, различающихся составом осадочно-вулканогенных образований и количеством гранитоидов. В поперечном направлении в большинстве сечений он имеет асимметричное строение, которое выражено смещением фронта эфузивного и интрузивного магmatизма в глубь континента. Симметричное строение (с наиболее древними образованиями на бортах и самыми более полого залегающими образованиями в центре) пояс имеет лишь на отдельных участках.

Андийский пояс, как и вулканические дуги, накладывается на разнородный фундамент, но в составе этого фундамента отсутствуют комплексы, сходные с комплексами океанической коры. Тектоническое его положение определяется расположением на окраине стабилизированного в результате предшествующей складчатости жесткого континентального блока вдоль границы с океаном.

Пояса гранодиоритовых батолитов характеризуют активные континентальные окраины кордильерского типа. Окраины этого типа принципиально не отличаются от окраин ан-

дийского типа, но место вулкано-плутонического пояса занимают гигантские батолиты гранитоидов, вытягивающиеся вдоль окраины континента на тысячи километров. Эталоном такого типа поясов является мезозойский батолитовый пояс, протягивающийся почти непрерывно вдоль западной окраины Северной Америки. Можно полагать, что преобладание здесь плутонических пород обусловлено лишь глубоким эрозионным срезом, тем более, что они во многом сходны с плутоническими породами поясов андийского типа и местами сохранились сходные с ними по составу и возрасту вулканиты.

Аккреционный клин в островных дугах совпадает с внешней невулканической дугой и приостровным склоном глубоководного желоба, в активных континентальных окраинах — с приконтинентальным склоном глубоководного желоба. Значение аккреционных клиньев в общей структуре активных континентальных окраин и островных дуг и роль аккреционной тектоники как главного механизма по преобразованию океанической коры в континентальную были поняты лишь в последние годы. В связи с этим в отношении строения и вещественного состава аккреционных клиньев существует еще много неясного [56, 59, 66]. Тем не менее наиболее общие их особенности могут быть определены уже в настоящее время.

Структура аккреционного клина определяется чешуйчатыми надвигами, угол наклона которых увеличивается к вулканической дуге или континенту, в этом же направлении возраст надвигов становится последовательно все более древним. Наиболее молодые надвиги, обычно весьма пологие (до нескольких градусов), устанавливаются вблизи глубоководного желоба. Они сопровождаются складчатыми деформациями отложений, слагающих приостровной склон желоба. По надвигам совмещены офиолиты — отторженцы погружающейся океанической коры, флишевые и мелковидные толщи преддуговых прогибов и осадочных террас. Здесь же предполагается присутствие магматических образований кислого и основного состава. Аккреционные клинья могут заключать инородные образования различного типа и объема, принесенные с движущейся океанической корой. Определяющими признаками аккреционного клина, отличающими его от других образований, в которых также участвуют офиолиты, является присутствие в составе тектонических пластин лавсонит-глаукофановых сланцев как показателей сверхвысокого давления, характерного для зон Беньофа, и горизонтов туфогенного флиша, образующихся вблизи зон активного субаарального вулканизма. Характерно тесное пространственное сочетание разнофациальных отложений: глубоководных,

представленных радиоляритами, глинистыми сланцами и другими породами, и заведомо мелководных грубозернистых песчаников, местами аркозовых с растительным детритом, конгломератов и т. п. Типичны олистостромы, вскрытые, в частности, скважинами на приостровном склоне Японского глубоководного желоба. Совмещение разнофациальных отложений обусловлено, с одной стороны, деятельностью временных потоков, перемещающих материал вниз по склону в обстановке постоянно проявляющихся сейсмических толчков и, с другой стороны, развитием пологих надвигов. При редкости находок органических остатков такого типа комплексы в разрезах складчатых систем могут объединяться в единые свиты и серии и требуются весьма детальные и тщательные исследования, чтобы определить истинные их соотношения.

Преддуговые прогибы располагаются перед фронтом вулканической дуги или с океанической стороны активной континентальной окраины [63]. Они разнообразны по своему морфологическому выражению и характеру осадочного выполнения. Имея в виду выделение древних аналогов преддуговых прогибов, существенно различать среди них прогибы двух типов [45]. *Преддуговые прогибы первого типа* располагаются между вулканической и невулканической дугами в двойной островной дуге, между вулканической дугой и структурным поднятием в одинарной дуге и между магматическим поясом и структурным поднятием на активных континентальных окраинах. Внутренним краем они налегают на комплекс вулканической дуги и в значительной мере ему синхронны, а внешним — перекрывают комплексы аккреционного типа. Границей между ними обычно служит крупный взброс или крутой надвиг. *Преддуговые прогибы второго типа* выражены террасами внутреннего склона желоба, ограниченными со стороны океана поднятиями фундамента. Они представляют собой как бы ловушки осадочного материала, поступающего со стороны островной дуги и окраины континента.

Тыловые прогибы сопряжены с вулканическими островными дугами со стороны континента. Они выражены окраинными морями или бассейнами с океаническим или субоceanическим типом коры. Окраинные бассейны с продолжжающимся вплоть до настоящего времени активным растяжением коры или с признаками недавнего растяжения коры принято называть *междуговыми* [26]. Они располагаются по соседству с вулканическими дугами (островные дуги Тонга, Кермадек, Марианская) и имеют отчетливое морфологическое выражение.

Древние аналоги тыловых прогибов устанавливаются в складчатых системах различного

возраста [50]. Характерным элементом структурно-вещественных комплексов таких прогибов являются офиолиты, которые по своему строению, петрохимическим и геохимическим особенностям практически не отличаются от офиолитов, сформированных в срединно-океанических хребтах. С. В. Руженцев и другие обращают внимание на асимметрию в строении тыловых прогибов и особенности их вещественного выполнения. Приконтинентальный их борт характеризуется материалом, принесенным с континента, в том числе аркозами и ортокварцитами, приостровной борт — материалом, принесенным с вулканической дуги, — туфами, вулканомиктовыми породами и граувакками. В центральной зоне формируются глинисто-кремнистые сланцы, туфосилициты, туффиты. При отсутствии центральной зоны отложения противоположных бортов образуют сложные фациальные переходы. Такая асимметрия, которая, по-видимому, распространена весьма широко, вместе с тем является неизбежательной. Так, прогиб Парис Вела в тылу Марианской дуги ограничен с обоих бортов хребтами, сложенными вулканическими породами.

Характерным образованием всех рассматриваемых прогибов является туфогенный флиш, тяготеющий к вулканическим зонам [16]. Образование его связано с периодическими наземными и подводными извержениями в пределах вулканической дуги, а также с деятельностью турбидитных потоков, перемещающихся в пределы смежных прогибов пирокластического материала, накопившийся вблизи вулканической дуги.

Пассивные континентальные окраины или окраины атлантического типа образованы мощными призмами осадочных пород, ширина которых варьирует в зависимости от ширины шельфа. Характерно увеличение их мощности от нуля до 2500—3000 м и до 6000 м в районе континентального склона. Местами мощность возрастает до 14 000 м. Параллельно с увеличением мощности и ступенчатым погружением фундамента в сторону океана закономерно изменяется состав отложений в направлении увеличения их глубоководности. Состав отложений и их латеральные изменения определяются общими особенностями строения и геодинамического режима пассивных континентальных окраин. На них существенное влияние оказывают климат, наличие или отсутствие привноса обломочного материала крупными реками, наличие барьерных рифов вблизи верхней бровки континентального склона, положение уровня мирового океана и другие факторы. Дельты крупных рек (Инда, Ганга, Амазонки, Миссисипи, Конго и др.) образуют гигантские подводные конусы выноса, прорезанные каньонами, которые не только пере-

крывают подножие континентального склона, но и выходят в пределы смежных абиссальных котловин.

Подножие континентального склона сложено мощными (до 10 км и более) толщами турбидитов, в формировании которых существенная роль принадлежит оползанию осадков по склону, мутевым потокам, а также контуритов, образованных в связи с подводными течениями параллельно континентальному склону. В удалении от континентального склона они сменяются абиссальными осадками.

Океанические абиссальные отложения (s. str.) весьма разнообразны. Общими их особенностями являются малые мощности при крайне низкой скорости осадконакопления и выдержанность на огромных площадях. Выделение этих отложений в разрезах складчатых систем связано с определенными трудностями [18]. Во-первых, их легко пропустить в связи с их относительно малой мощностью и, во-вторых, что является главным, до недавнего времени не допускалась даже мысль о их возможном присутствии среди отложений, слагающих складчатые системы континентов. В настоящее время не вызывает сомнения присутствие океанических абиссальных образований во многих складчатых системах. Несомненно, что детальные литологические исследования уже в ближайшие годы значительно увеличат число примеров древних океанических отложений.

Формированию пассивных континентальных окраин предшествовало образование систем рифтов или грабенов, которые знаменуют начало раскалывания континентальной литосфера и ее раздвижения, перерастающее в образование океанического бассейна [23]. В грабенах формируются континентальные красноцветные, часто грубообломочные отложения, а также более тонкие озерные отложения. Они ассоциируются с щелочными базальтоидами. Образования таких грабенов, устанавливаемые во многих складчатых системах, называют «грабеновой фацией» [31]. С рифтовой стадией развития многих пассивных континентальных окраин тесно связано накопление эвапоритов, формирование которых происходило в изолированных лагунах с возможным ювелирным источником рассолов.

В геологических разрезах складчатых систем островные дуги, активные континентальные окраины различного типа и пассивные окраины устанавливаются путем прослеживания латеральных последовательностей (или рядов) структурно-вещественных комплексов и соответствующих им тектонических элементов. Отдельно взятые комплексы еще не дают возможности определить, имеем ли мы дело с островной дугой, активной или пассивной континентальной окраиной. Некоторые структурно-

вещественные комплексы островных дуг и континентальных окраин различного типа, особенно при недостаточной их геологической изученности, обладают сходными признаками, например, комплексы тыловых прогибов островных дуг и шельфовые комплексы пассивных континентальных окраин, комплексы аккреционных клиньев и глубоководные комплексы пассивных континентальных окраин.

2. ДРЕВНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ И ОСТРОВНЫЕ ДУГИ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ОБРАМЛЕНИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Среди доорогенных образований северо-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы принято выделять три крупных структурных яруса или этажа, разделенных отчетливыми несогласиями: рифейский, вендско-среднепалеозойский, включая турнейские отложения, и позднепалеозойско-раннемезозойский [52] (рис. 1). Анализ латеральных рядов тектонических элементов в пределах каждого структурного этажа приводит к выводу, что в верхнепалеозойско-нижнемезозойском латеральном ряду совмещены при удалении от Сибирской платформы комплексы пассивной континентальной окраины и островной дуги. Обнажающиеся фрагментарно латеральные ряды более древних этажей, осложненные в среднем палеозое рифтовыми зонами, соответствуют пассивным континентальным окраинам.

Общее увеличение мощности рифейских отложений в восточном и северо-восточном направлениях от Сибирской платформы, которое наиболее отчетливо выражено в пределах Сетте-Дабанского антиклиниория (рис. 2), а также в Туора-Сиском выступе, сопровождающемся появлением в их составе мощных песчано-глинистых толщ, в том числе вулканомиктовых обломочных пород, исчезновением из разреза красноцветных толщ и стратиграфических перерывов, свидетельствует о накоплении рифейских отложений на обширных пространствах рассматриваемой территории. Эти, в общем мелководные толщи, формировавшиеся в условиях шельфа, в Уяндинском блоке Полоусненского антиклиниория сменяются средне-верхнерифейскими более глубоководными отложениями, которые наряду с мощной толщей карбонатных пород примерно в средней части разреза, характерной для всех районов, заключает в верхах и низах мощные толщи филлитов. В Уяндинском блоке, наряду со слабо измененными отложениями рифея, описана ассоциация пород, характерная для офиолитов [7, 60]. Здесь установлены сложно дислоцированные измененные дуниты и гарцбургиты, измененные полосчатые габбро, габбро-амфиболиты и

амфиболиты, которые перекрываются измененными базальтами, переслаивающимися с кремнистыми, карбонатно-глинистыми породами и кварцитами. Они сопровождаются зонами серпентинитового меланжа и характеризуются складчато-чешуйчатым строением. Возраст метаморфических пород К-Аг методом определен в 780 млн. лет [20]. Эти образования могут рассматриваться в качестве океанических. Такие соотношения, а также отсутствие известково-щелочных магматических образований, как было показано ранее [27, 43], характерны для большей части тихоокеанского обрамления и приводят к выводу о преимущественно пассивных континентальных окраинах рифейского возраста.

В Сетте-Дабанском антиклиниории устанавливается отчетливое увеличение мощности вендско-нижнепалеозойских отложений при удалении от Сибирской платформы. Флексурный перегиб, соответствующий зоне резкого возрастания мощностей, смещен к востоку относительно подобной зоны в подстилающих отложениях рифея. В восточных районах Сетте-Дабана, наряду с увеличением мощности вендско-кембрийских отложений (до 3 км), в их составе появляются пачки тонко-ритмичных песчано-глинисто-карбонатных пород. Разрез наращивается мощной (до 5 км) толщей филлитов и известняков нижнего — среднего ордовика, выше которых следуют пелитоморфные известняки и доломиты верхнего ордовика — нижнего девона (около 3 км).

В Момско-Полоусненской системе поднятий эти отложения также имеют огромную мощность, сопоставимую с мощностью синхронных отложений Сетте-Дабана. Они образованы преимущественно карбонатными породами, с которыми ассоциируются филлиты, реже алевролиты и песчаники, местами линзы ангидритов. Среди карбонатных пород, в особенности в разрезе ордовикских отложений, известняки резко преобладают над доломитами. Они представлены пелитоморфными органогенно-обломочными, оолитовыми и в меньшей мере глинистыми и песчанистыми разностями. Характерны разнообразные и обильные остатки бентосных организмов, что свидетельствует о формировании толщ в условиях открытого мелководного морского бассейна. Отмечаются рифогенные образования. Палеозойские отложения характеризуются теми же комплексами фауны, что и палеозойские толщи Сетте-Дабана; это позволяет предполагать формирование их в едином морском бассейне.

На северо-восточной окраине Момского антиклиниория по направлению к Алазейской зоне устанавливается замещение карбонатных отложений ордовика терригенно-карбонатными, карбонатно-терригенными и вулканогенно-

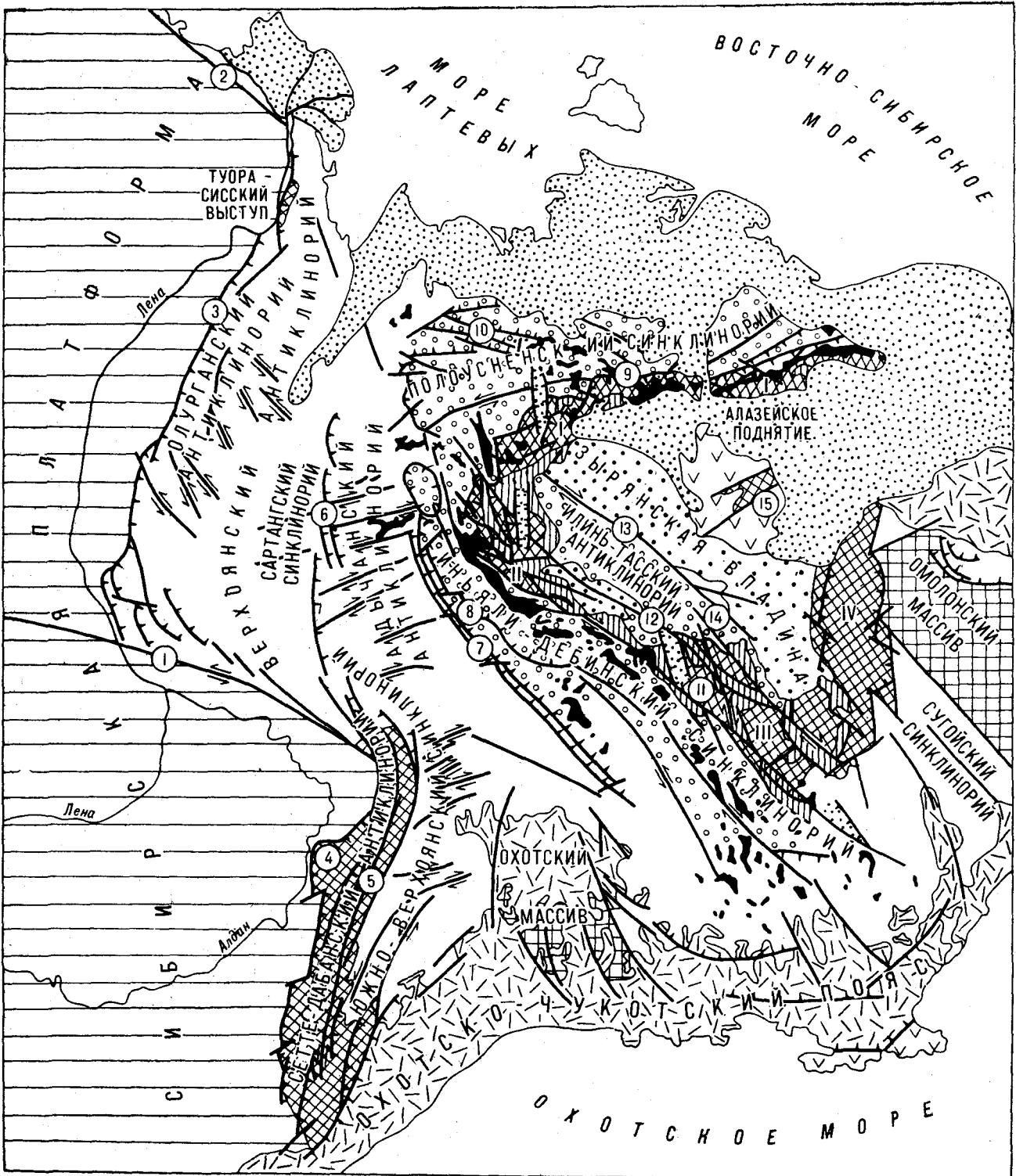


Рис. 1. Северо-восточное складчатое обрамление Сибирской платформы.

1 — кайнозойские отложения; 2 — меловые континентальные вулканиды и ассоциирующиеся с ними гранитоиды; 3 — меловые угленосные отложения межгорных впадин; 4 — триасово-юрские отложения преддуговых прогибов; 5 — верхнепалеозойско-юрские вулканогенно-осадочные комплексы островодужного типа; 6 — верхнеюрские осадочно-вулканогенные образования Уядинско-Ясачненского пояса; 7 — позднеюрско-неокомовые гранитоиды главных батолитовых поясов; 8 — верхнедокембрийско-среднепалеозойские образования; 9 — срединные массивы; 10 — Сибирская платформа; 11 — надвиги; 12 — сдвиги; 13 — сбросы; 14 — разломы, ближе неопределенные.

- | | | | | | | |
|---|---|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 |
| 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |

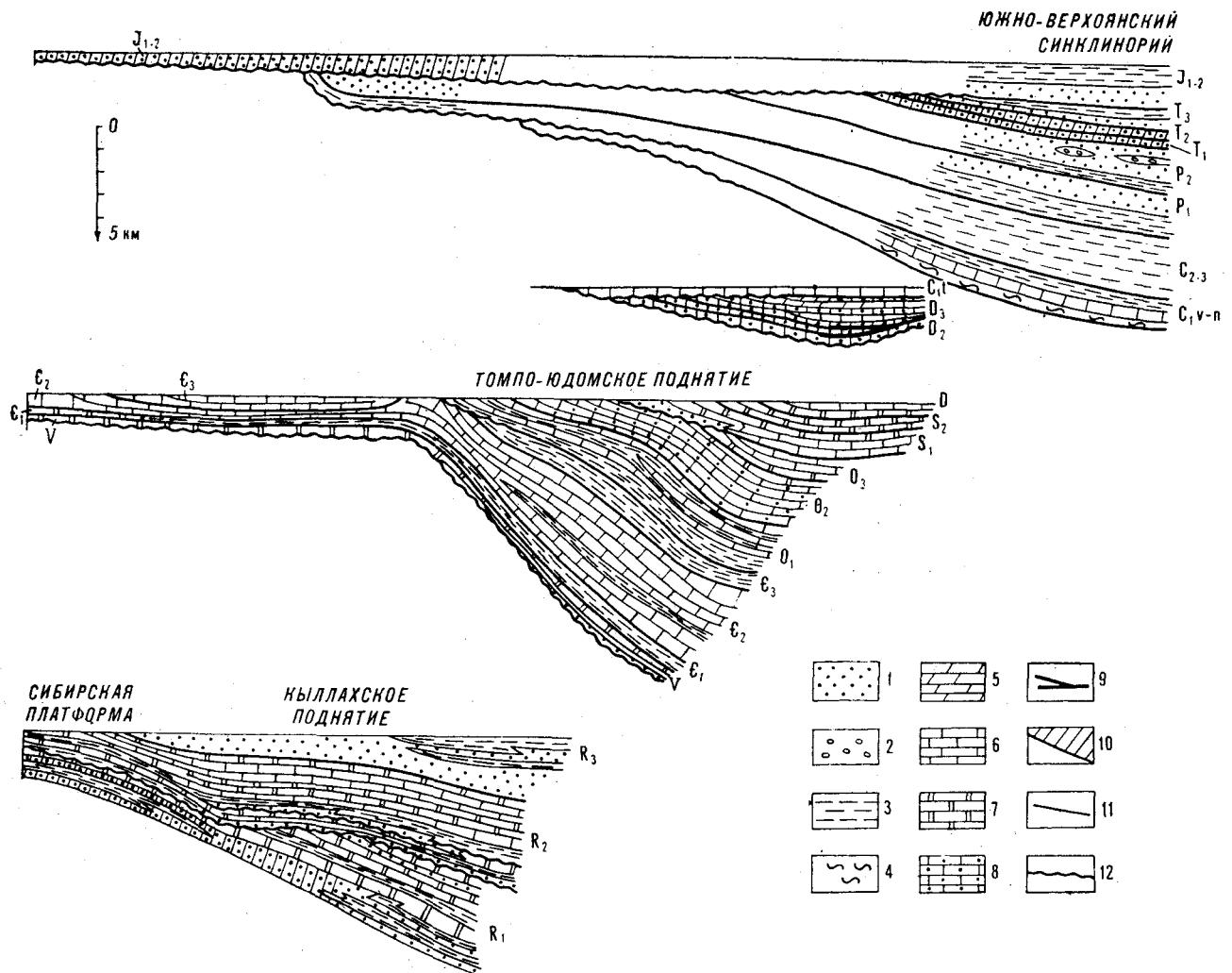


Рис. 2. Литолого-стратиграфические разрезы Сетте-Дабанского антиклинария.

1 — песчаники; 2 — конгломераты; 3 — глинистые сланцы и алевролиты; 4 — кремнистые породы; 5 — мергели; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — обломочные известняки; 9 — базальты; 10 — континентальные отложения; 11 — хроностратиграфические границы; 12 — стратиграфические несогласия.

терригенными [32, 33, 41]. На северо-восточном крыле Тас-Хаяхтахского антиклинария А. С. Урзовым и другими в 1980 г. установлены верхнесилурийско-среднедевонские известняки и доломиты с мощными (до 500 м) пачками аргиллитов и известняково-глинистых сланцев, заключающие покровы зеленокаменноизмененных базальтов, горизонты туфов и туффитов.

Общая латеральная зональность, заключающаяся в увеличении мощности и глубоководности отложений по направлению от Сибирской платформы к Алазейской зоне, и замещение вблизи нее карбонатных отложений песчано-глинистыми образованиями с базальтоидами выявляются и при анализе среднедевонско-нижнекаменноугольного комплекса. Однако в составе и строении этого комплекса имеются существенные отличия от более древних обра-

зований. Эти отличия заключаются в появлении мощных толщ базальтоидов в приплатформенных районах, которые ассоциируются с терригенными, в том числе грубобломочными красноцветными образованиями, и широком распространении гипсов и ангидритов как в приплатформенных районах, так и в пределах Момско-Полоусненской системы поднятий.

К. К. Левашов [29] первым связал образование девонских базальтоидов Сетте-Дабана с процессами рифтогенеза. Большая мощность вулканитов и трещинный характер излияний, о чем свидетельствует преобладание лав над пирокластическими образованиями, могут быть объяснены только существенными растяжениями литосферы. Об этом же свидетельствует широкое распространение в пределах Сетте-Дабана даек, реже штоков и силлов основного состава среднепалеозойского возраста, которые,

как и вулканиты, имеют преимущественно трахибазальтовый состав. Дайки шириной от 3 до 10 м, реже до нескольких десятков метров, протягиваются на десятки километров параллельно общему простиранию антиклиниория. Количество их измеряется несколькими тысячами. О проявлении процессов рифтогенеза свидетельствует также наличие среднепалеозойских массивов щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами.

Ассоциация вулканитов с красноцветными терригенными, часто грубообломочными образованиями, широкое распространение в составе комплекса во всех рассматриваемых районах гипсов и ангидритов и отмечаемая в пределах Сетте-Дабана латеральная изменчивость его состава и мощностей [62] позволяют предполагать на фоне общей зональности комплекса наличие частных поднятий и прогибов, сопряженных с зонами растяжения и вулканизма.

Зоны растяжения и, следовательно, рифтогенеза существовали и ранее. Об этом свидетельствует существование в пределах Сетте-Дабана щелочно-ультраосновных массивов с карбонатитами вендского возраста. Среди рифейских отложений Кыллахского поднятия широко распространены силлы и дайки диабазов, сходные по составу с траппами Сибирской платформы. Формирование их происходило, по-видимому, в течение всего верхнего рифея [17].

Несмотря на отчетливую преемственность среднепалеозойского развития от более ранних этапов, с этим временем совпадает начало крупной тектонической перестройки, которая проявилась на всей площади Верхояно-Чукотской области [22] и нашла отчетливое выражение в пределах Сибирской платформы [58]. Рифтовые зоны среднепалеозойского возраста в значительной степени предопределили особенности последующего развития рассматриваемой территории.

Переход от существенно карбонатного осадконакопления в раннем — среднем палеозое к накоплению мощных терригенных толщ верхоянского комплекса произошел весьма резко и почти одновременно на огромной площади. Нижние горизонты терригенных толщ различных районов датируются в пределах среднего — верхнего визе [1, 15]. Тектонические движения, предшествовавшие началу формирования верхоянского комплекса, проявились в образовании складок и разломов. Эта складчатость не отличалась большой интенсивностью и может быть связана с усилением в раннем карбоне процессов рифтогенеза, начавшихся еще в среднем девоне. Общая смена карбонатного осадконакопления терригенным на границе среднего и позднего палеозоя, возможно, объясняется резким изменением климатической обстановки, перемещением всего рассмат-

риваемого района из области низких широт в высокие широты. Вся фауна верхнего палеозоя и мезозоя Верхояно-Чукотской области принадлежит бореальной провинции, в то время как в нижнем и среднем палеозое здесь широко распространены колониальные кораллы и другие формы, характерные для низких широт.

Успехи в разработке детальной стратиграфии триаса, слагающего большую площадь Яно-Колымской системы на уровне современного эрозионного среза, и юры Верхоянья [5, 21], а также данные геологического картирования верхоянского комплекса последних лет привели к установлению его отчетливой литолого-фациальной зональности. Зоны протягиваются примерно параллельно современному краю платформы, выделяясь по простиранию до тысячи километров, и сменяют друг друга вкрест простирания системы. Наиболее отчетливо такая зональность прослежена для триасовых отложений.

Триасовые отложения западных районов представлены преимущественно континентальными, лагунными и прибрежно-морскими песчаниками (до 2 км). Их состав и мощности существенно не изменяются от Орулганского хребта на севере до хр. Сетте-Дабан на юге и от центральных районов Вильюйской синеклизы на западе до восточного склона Верхоянского хребта на востоке. Восточнее, на площади, охватывающей большую часть Адычанско-го антиклиниория, от бассейна р. Бакы (левого притока р. Яны) на севере до бассейна р. Куйдусуна на юге, распространены преимущественно морские отложения триаса. В этом направлении увеличиваются мощности, возрастает количество алевролитов и глин в разрезе. Еще далее к востоку, в бассейне р. Адыча, от Куларского хребта на севере до верховьев р. Колымы на юге, протягивается полоса шириной 100—200 км, в пределах которой триасовые отложения представлены исключительно морскими, преимущественно аргиллит-алевролитовыми толщами при подчиненной роли в разрезе псамmitовых пород (до 9 км). Породы здесь местами метаморфизованы (с новообразованием серциита, хлорита, а также стильпномелана, биотита и альбита) в отличие от практически неизмененных синхронных с ними пород более западных районов.

Изучение текстурных особенностей триасовых отложений позволяет предполагать последовательное увеличение глубины моря с запада на восток. В этом направлении односторонние крупные косые серии песчаников сменяются мелкокосослоистыми, появляются подводно-ползневые горизонты, которые особенно характерны для области преимущественного распространения аргиллит-алевролитового типа

разреза. Комплексы ископаемых фаун западных районов представлены многочисленными и разнообразными конхостраками, аммоноидями, толстораковинными двустворками, характерны прослои и линзы известняков-ракушечников. К востоку возрастает роль тонкораковинных двустворок. В пределах аргиллит-алевролитового типа разреза преобладают тонкораковинные формы, обедняется таксономический состав комплексов ископаемых фаун и уменьшается количество экземпляров.

Характер литолого-фациальной зональности триасовых отложений верхоянского комплекса на обширных территориях северо-востока складчатого обрамления Сибирской платформы свидетельствует о накоплении осадков в условиях широкого шельфа, погружающегося в северо-восточном направлении. Большая мощность отложений аргиллит-алевролитового типа, их существенно тонкозернистый состав, широкое распространение градационной слоистости и подводно-оползневых горизонтов позволяют предполагать, что они формировались вблизи континентального склона или даже у его подножия. Литолого-фациальная зональность юрских отложений существенно не отличается от триасовой. Каменноугольные и пермские отложения, вскрывающиеся в пределах Верхоянского хребта, характеризуются той же тенденцией увеличения мощности и глубоководности разреза в восточном направлении, что триасовые и юрские отложения. Наиболее древние отложения восточной зоны представлены пермскими образованиями Куларского хребта, которые так же, как и триасовые отложения, сложены существенно сланцевыми толщами большой мощности [12], но более метаморфизованными. Аналогичные по составу и мощности толщи перми вскрываются на юго-востоке восточной зоны, в пределах Аяи-Юряхского антиклиниория. Вместе с тем приплатформенный борт триасового прогиба отчетливо сдвинут к северо-востоку относительно борта прогиба пермско-каменноугольного возраста. В связи с этим на западном и восточном крыльях Верхоянского антиклиниория континентальные и прибрежно-морские отложения триас налагают на морские относительно глубоководные каменноугольно-пермские отложения.

Синхронные с верхоянским комплексом отложения Алазейского поднятия, Момско-Полоусненской системы поднятий и Иньяли-Дебинского синклиниория принадлежат различным тектоническим зонам Алазейской островной дуги. Граница между этими двумя различными тектоническими элементами проходит по Адыча-Тарынскому разлому (рис. 3).

В районе Алазейского нагорья можно предполагать существование поднятия с известково-щелочным вулканализмом, активным в тече-

ние всего времени формирования верхоянского комплекса. Фаунистически охарактеризованные отложения карбона, перми, верхнего триаса и юры, образующие единый вулканогенно-осадочный комплекс, смятый в пологие складки, залегают на вулканогенно-сланцево-граувакковых толщах, заключающих тела метаморфических сланцев с глаукофаном. Они представлены сложным чередованием туфов среднего, основного и кислого состава, вулканомиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов. Характерны отдельные покровы андезито-базальтов, андезитов, базальтов и пород кислого состава. В подчиненном количестве отмечаются ракушечники, кремнистые, кремнисто-глинистые породы, сургучно-красные яшмы. Среди обломков терригенных пород преобладают вулканиты различного состава, пироксены, плагиоклаз. Характерно большое количество стратиграфических перерывов. Накопление осадков происходило в прибрежно-морской обстановке вблизи островов с активными вулканическими центрами.

В Момско-Полоусненской системе поднятий возрастные аналоги верхоянского комплекса имеют сравнительно небольшую мощность (2–3 км). В их составе преобладают кремнистые, кремнисто-глинистые, глинистые, кремнисто-карбонатные породы [14, 32]. Здесь намечается подводное поднятие, располагающееся на границе с окаймлявшими его с юго-запада и северо-запада глубокими прогибами, выполненными мощными толщами триаса и юры. Поднятие представляет собой аккреционный клин Алазейской островной дуги.

Триасово-юрские отложения Иньяли-Дебинского синклиниория характеризуются, несмотря на значительную мощность, сопоставимую с мощностью синхронных отложений смежных к юго-западу районов, наличием стратиграфических перерывов, конгломератов, комплексом смешанных фаун и олистостромовых горизонтов с крупноглыбовыми включениями. Они обнаруживают сходство с изученными глубоководным бурением кайнозойскими отложениями внутреннего склона Японского глубоководного желоба. Примечательной их особенностью является формирование лежачих изоклинальных складок и нологих надвигов одновременно с осадконакоплением, которые примерно синхронны олистостромам. В общей латеральной зональности триасовые и юрские отложения Иньяли-Дебинского синклиниория соответствуют отложениям преддуговых прогибов современных островных дуг.

Норийская, батская и верхнеюрская олистостромы, связанные с формированием надвигов, описаны в Улахан-Тасском антиклиниории [6], на границе поднятия с обрамляющим его с севера Полоусненским прогибом, выполнен-

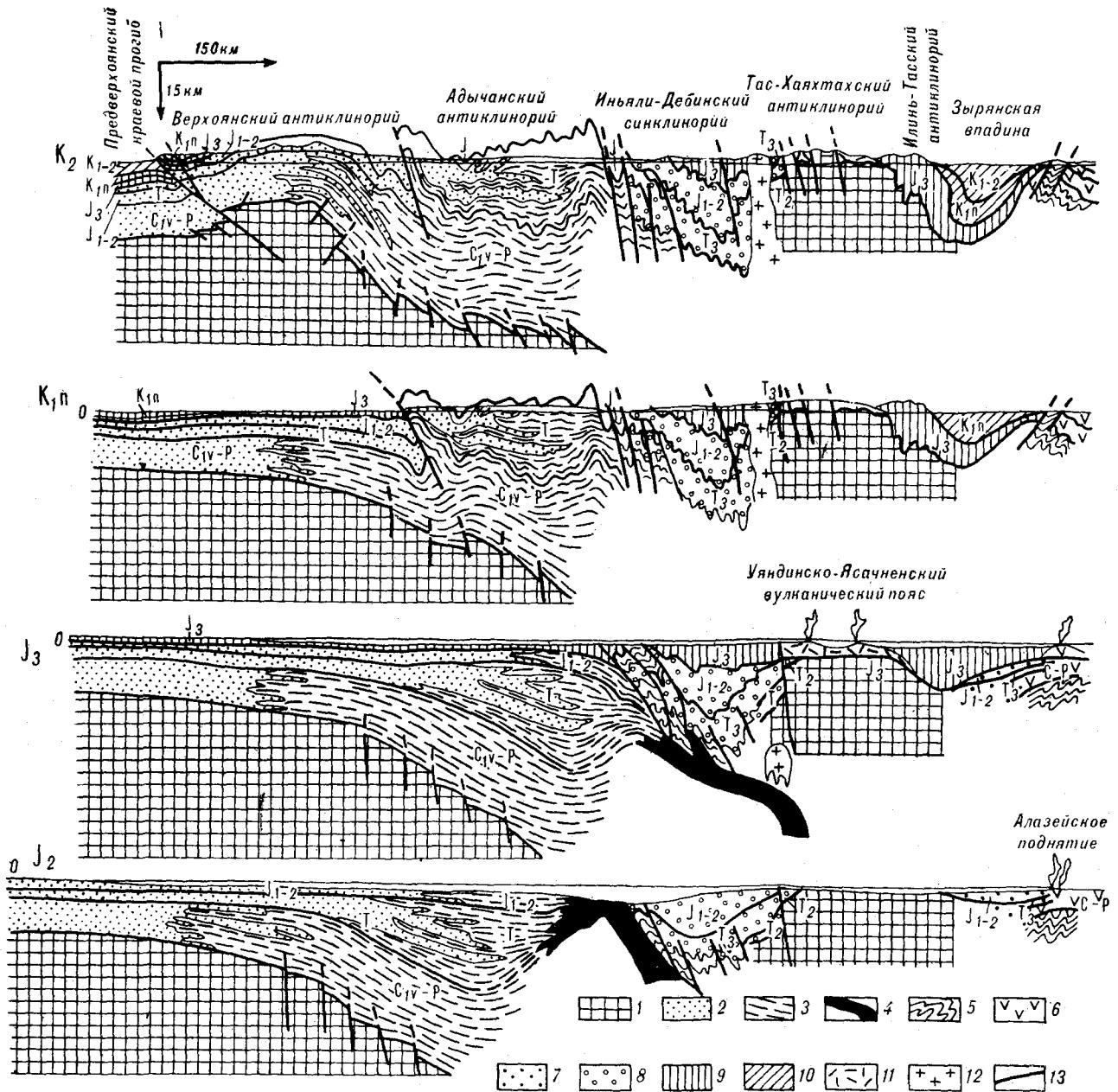


Рис. 3. Палеотектонические разрезы, иллюстрирующие тектоническую эволюцию центральных районов северо-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы.

1 — блоки континентальной коры различного состава и возраста; 2 — песчаники; 3 — алевролиты, глинистые сланцы; 4 — океаническая кора; 5 — метаморфические сланцы; 6 — вулканогенно-осадочные комплексы островодужного типа; 7 — отложения преддуговых прогибов первого типа; 8 — отложения преддуговых прогибов второго типа; 9 — нижняя моласса; 10 — верхняя моласса; 11 — вулканиты различного состава; 12 — граниты; 13 — разломы.

ным мощными толщами верхнего триаса и юры.

Наиболее ранние проявления мезозойской складчатости имели место, как отмечалось выше, еще в процессе осадконакопления и фиксируются, начиная с норийского века, на склоне Момско-Полоусненского поднятия. Последующие складчатые деформации отмечаются региональным несогласием в подошве Уяндин-

ско-Ясачненского вулканического пояса позднеюрского возраста, протягивающегося вдоль Тас-Хаяхтахского и Момского антиклиниориев. Им синхронно формирование Чаркы-Индигирской системы пологих надвигов, установленной в последние годы в процессе тематических и геологосъемочных работ [7] вдоль юго-западного крыла Иньяли-Дебинского синклиниория. Этот эпизод складчатости соответствует колли-

зии континентального блока с Алазейской островной дугой. К юго-западу от Адыча-Тарынского разлома устанавливаются непрерывные разрезы триасовых и юрских отложений, поэтому здесь нет оснований предполагать образование складок вплоть до конца поздней юры.

Своевобразие складчатой структуры Адычанского антиклиниория, примыкающего с юго-запада к Адыча-Тарынскому разлому, которое выражается в наличии узких сжатых пучков складок, огибающих широкие «мульды» и «купола», объясняется не простотой складчатых деформаций, а наложением друг на друга складок нескольких генераций [8]. Сравнительно простые линейные складки Верхоянского антиклиниория, опрокинутые в сторону платформы, связаны с одним этапом деформаций, который соответствует последнему эпизоду складчатости в Адычанском антиклиниории. Эти данные свидетельствуют, во-первых, об общем увеличении интенсивности складчатости Яно-Колымской системы при движении от платформы к внутренним ее частям и, во-вторых, что складчатость раньше всего проявилаась в восточной части системы, а затем продвигалась в сторону платформы. По направлению к платформе происходит также «омоложение» возраста надвигов. Наиболее молодой возраст имеет Западно-Верхоянская система надвигов, по которой складчатая система граничит с Предверхоянским краевым прогибом. Эти надвиги завершили оформление складчатой структуры Верхоянского антиклиниория и образование горного сооружения.

С формированием складчатой структуры связаны орогенные образования различного типа и возраста. К раннеорогенным образованиям относится Уяндинско-Ясачненский вулканический пояс. Возникновение пояса, формированию которого предшествовала складчатость в пределах Момско-Полоусненской системы поднятий, следует связывать с коллизией континентального блока и островной дуги. В результате коллизии произошло резкое увеличение угла наклона погружающейся под дугу пластины океанической коры и, как следствие, резкое смещение зоны активного вулканизма по направлению к континентальному блоку. По своему тектоническому положению пояс сходен с коллизионными или правильнее *эпиколлизионными* вулканическими поясами, возникающими в зонах столкновения крупных континентальных блоков, которые были выделены ранее в обрамлении Монголо-Охотской складчатой системы [46].

Со следующим этапом коллизии связано образование двух поясов гранитных батолитов позднеюрско-неокомового возраста: Главного батолитового пояса, протягивающегося параллельно Момскому и Тас-Хаяхтахскому антикли-

ниориям, и Северного пояса, параллельного Полоусненскому и Улахан-Тасскому антиклиниориям. Оба пояса прослеживаются вдоль всей Момско-Полоусненской системы поднятий, несколько сдвигаясь относительно этой системы и Уяндинско-Ясачненского вулканического пояса в сторону смежных прогибов. Можно предполагать, что условия, необходимые для плавления и генерации гранитных расплавов, возникли в висячем крыле надвигов в процессе развивавшейся коллизии. При этом положение гранитных поясов примерно соответствует краю пододвинутой под аккреционный клин континентальной коры.

Формирование горных сооружений и сопряженных с ними межгорных прогибов, относящихся к позднеорогенному этапу, также раньше началось в северо-восточной части рассматриваемой территории. Заложение Зырянской и Момской впадин относится к самому началу неокома, заложение же Предверхоянского прогиба как компенсационной впадины, сопряженной с горным сооружением, произошло лишь в апт-альбское время.

3. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ В РАЙОНЕ ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ

Южно-Ануйская эвгеосинклинальная складчатая система [42], выделявшаяся как Южно-Ануйский прогиб шовного типа [49], Гремучинский прогиб [55], Южно-Ануйская геосинклинальная зона короткого развития [28], протягивается в субширотном направлении на 400 км от р. Колымы на западе до верховьев р. Б. Ануй на востоке при ширине 40–80 км. Она располагается между Чукотской миогеосинклинальной складчатой системой на северо-востоке и Олойской зоной на юго-западе.

В составе системы выделяются верхнеюрские вулканогенно-кремнистые образования, сланцево-граувакковые толщи неокома, а также полосчатые габбро и альпинотипные гипербазиты. Присутствие в верхнеюрских конгломератах и брекчиях обломков основных вулканитов, кремней, габбро и серпентинизированных гипербазитов [38, 51] указывает на наличие их в составе доверхнеюрских эвгеосинклинальных комплексов. Пространственная ассоциация габброидов, гипербазитов и вулканогенно-кремнистых образований позволяет объединить их в единый офиолитовый комплекс. Присутствие лавсонит-глаукофановых сланцев и эклогитов [47] указывает на высокие давления при вторичных преобразованиях пород и их возможную связь с палеозоной Беньофа.

Структура Южно-Ануйской складчатой системы характеризуется исключительной слож-

ностью [37, 38]. Наиболее ранние складки, которые синхронны с метаморфизмом низких ступеней амфиболитовой фации, установлены в гипербазитах и габброидах. На них наложены складки и связанные с ними чешуйчатые надвиги, которые захватывают верхнеюрские и неокомовые толщи. На все предыдущие структурные формы накладываются сжатые и изоклинальные складки, осевым поверхностям которых параллельна регионально развитая сланцеватость, транспозиционные структуры, местами переходящие во вторичную тектоническую полосчатость, взбросы и надвиги. Складчатая структура сформирована от конца неокома до начала апта, поскольку аптские образования уже не деформированы. В результате/заключительной деформации все плоскостные структурные формы были переориентированы и приобрели субвертикальные залегания.

Верхнеюрско-неокомовые вулканогенно-осадочные образования Олойской зоны ранее рассматривались в качестве комплекса вулканической островной дуги [46, 67]. Это представление было развито Б. А. Натальиным [38]. Не смотря на несомненные черты их сходства с островодужными комплексами, по ряду признаков они заметно отличаются от типичных островодужных образований. Эти отличия заключаются в более широком, чем в островных дугах, распространении лав (до 50% объема вулканитов) и в целом более высокой общей щелочности. Островодужные признаки отчетливее выражены у триасово-среднеюрских образований Олойской зоны, на сходство которых с комплексами вулканических островных дуг уже обращал внимание С. М. Тильман [54]. Они заключаются в преобладании пирокластики над лавами и широком распространении в смежных прогибах туфогенного флиша. К сожалению, петрохимические особенности этих вулканитов в настоящее время не изучены. Можно предполагать, что заложение вулканической островной дуги в Олойской зоне произошло в среднем триасе. Позднеюрско-неокомовый вулканализм является финальным в развитии дуги и этим определяются его особенности. Он может быть сопоставлен с четвертичным вулканализмом Срединного хребта Камчатки, завершающим развитие Центрально-Камчатской неогеновой вулканической дуги.

Южно-Ануйская складчатая система располагается перед фронтом этой вулканической дуги и в ее пределах, следовательно, необходимо предполагать комплексы приоceanических тектонических элементов. Такими комплексами являются вулканогенно-кремнистые образования позднеюрского и, вероятно, более древнего возраста, гипербазиты и полосчатые габброиды, которые по характерным для них признакам соответствуют аккреционному клину. Сланце-

во-граувакковые толщи неокома соответствуют образованиям преддугового прогиба.

Вдоль большой части северного ограничения Южно-Ануйской системы можно предполагать существование в мезозое пассивной континентальной окраины.

Параллельно Южно-Ануйской системе протягиваются цепочки нижнемеловых (после неокомовых) вулканических полей, сложенных преимущественно лавами базальтов, андезитов и андезито-дацитов, которым подчинены вулканиты кислого состава. В основании обычно выделяются грубобломочные породы мощностью до нескольких сотен метров. Формирование этих вулканитов, которые примерно синхронны нижним горизонтам близлежащей части Охотско-Чукотского пояса, происходило уже после замыкания Южно-Ануйских прогибов. Они могут быть сопоставлены с эпиколлизионным Умлекано-Огоджинским вулкано-плутоническим поясом Монголо-Охотской складчатой системы.

Резкое структурное несогласие между мезозойскими и палеозойскими комплексами Олойской зоны, с которым связано отсутствие нижне- и среднетриасовых отложений, указывает на структурную перестройку, приходящуюся на ранне-среднетриасовое время. С этой перестройкой, возможно, связано проявление процессов рифтогенеза и заложение прогибов Южно-Ануйской системы. На существование условий растяжения в районах, непосредственно сопряженных с Южно-Ануйской системой, указывает широкое распространение пластовых тел габбро-диабазов в Чукотской складчатой системе, которые размещаются в отложениях перми, нижнего — среднего триаса и неизвестны среди верхнетриасовых образований.

Южно-Ануйская складчатая система выражена в магнитном поле цепочками линейных аномалий высокой интенсивности, которые позволяют проследить продолжение системы в северо-западном направлении до о-ва Бол. Ляховского (рис. 4). Параллельно Южно-Ануйской системе в северо-западном направлении, согласно магнитометрическим данным, прослеживаются мезозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы Олойской зоны. На юго-востоке система перекрыта континентальными покровами вулканитов Охотско-Чукотского пояса альбского и более молодого возраста. Тем не менее можно предполагать, что она здесь не заканчивается, а продолжается в этом направлении на сотни километров, в пределы Центральной Аляски. Основанием для такого предположения является наличие выходов вулканогенно-кремнистых и сланцево-граувакковых сложно дислоцированных образований с гипербазитами и полосчатыми габбро предположительно позднеюрского возраста, которые были установлены в последние годы на

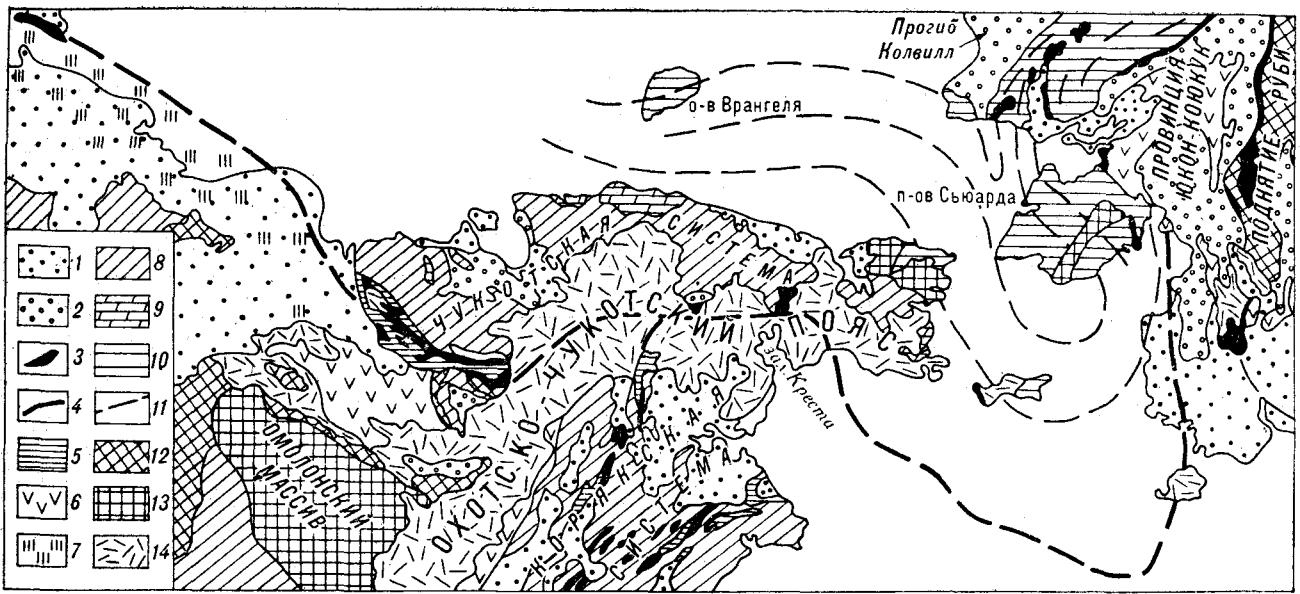


Рис. 4. Тектоническое положение Южно-Анюйской складчатой системы (по Б. А. Натальину, 1981 г., с дополнениями и изменениями).

1 — кайнозойские отложения; 2 — меловые молассы; 3 — офиолиты; 4 — их предполагаемое продолжение; 5 — вулканогенно-кремнистые и сланцево-граувакковые образования, связанные с офиолитами; 6 — юрско-неокомовые вулканогенно-осадочные комплексы островодужного типа; 7 — предполагаемое распространение юрско-меловых вулканитов под кайнозойским чехлом; 8 — мезозойские складчатые комплексы различного типа; 9 — выступы палеозойского основания; 10 — складчатая система Брукса — Врангеля; 11 — ее предполагаемое продолжение; 12 — рифейско-палеозойские образования; 13 — блоки раннего докембра; 14 — меловые континентальные вулканиты.

юго-востоке Восточной Чукотки среди меловых вулканитов Охотско-Чукотского пояса. В пределах Аляски продолжение системы устанавливается в провинции Юкон-Коюкук, по периферии которой прослеживаются пластины офиолитов позднепермско-юрского возраста, а в центральной части, сопоставляемой с Олойской зоной, устанавливаются комплексы вулканической дуги неокомового возраста [68].

Таким образом, образования, сходные с теми, которые слагают Южно-Анюйскую систему, намечают гигантский пояс, который на юго-востоке Восточной Чукотки и на Аляске располагается в целом конформно складчатым структурам тихоокеанского обрамления, а Южно-Анюйская система (с: str.) и ее возможное продолжение на о. Большой Ляховский представляет собой узкую лентовидную полосу, прослеживающуюся на 1500 км в пределах континента. Пояс обрамляет с юга Чукотский мегаблок, структурно тесно связанный с Северной Аляской. К югу от него располагаются стабилизированные к позднеюрскому времени мезозойские складчатые системы, которые составляют в то время единое целое с Сибирской платформой и остальной большей частью Евразии. Образование Южно-Анюйской складчатой системы может быть связано с коллизией Северо-Американского и Евразиатского континентов в позднем мезозое.

4. МЕЗОЗОЙСКИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ В ПРИОХОТСКОМ РЕГИОНЕ

Вдоль северного побережья Охотского моря, в бассейнах рек Пенжины и Анадыря намечается позднепалеозойско-раннемезозойская Удско-Мургальская островная дуга, которая перекрыта меловым Охотско-Чукотским вулкано-плутоническим поясом, определяющим положение древней континентальной окраины андийского типа [44, 53, 67] (рис. 5, 6).

Удско-Мургальская островная дуга включает все главные тектонические элементы, характерные для современных островных дуг: вулканическую дугу, тыловой и преддуговой прогибы и аккреционный клин.

Вулканическая дуга сложена вулканогенно-осадочными образованиями от верхнепермских до горетивских включительно. Вулканогенно-осадочные образования дуги (от 3 до 7 км мощностью) выступают на поверхность на левобережье р. Уды (северо-восточный фланг Монголо-Охотской складчатой системы), полуостровах Кони, Пьягина, Тайгонос, в бассейнах рек Пенжин и Анадырь. В составе вулканитов, ассоциирующих с прибрежно-морскими и реже континентальными терригенными породами, преобладают породы основного и средне-

Рис. 5. Приохотский регион.

1 — меловые континентальные вулканиты и ассоциирующиеся с ними гранитоиды (Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс); 2 — сенон-палеогеновые (?) субщелочные вулканиты в пределах Охотско-Чукотского пояса; 3 — кайнозойские отложения впадин; 4 — позднепермско-неокомовые вулканогенно-осадочные образования островодужного типа (Удско-Мургальская вулканическая дуга); 5 — их предполагаемое распространение; 6 — юрско-неокомовые гранитоиды; 7 — юрско-неокомовые офиолиты тылового прогиба; 8 — мезозойские отложения преддуговых прогибов первого типа; 9 — мезозойские отложения преддуговых прогибов второго типа; 10 — комплексы аккреционных клиньев мезозойского возраста; 11 — их предполагаемое распространение; 12 — палеогеновые континентальные вулканиты; 13 — комплексы преддуговых прогибов палеогенового возраста; 14 — комплексы аккреционных клиньев палеогенового возраста; 15 — раннемезозойские складчатые системы; 16 — Сибирская платформа, срединные массивы и блоки раннедокембрийских метаморфических пород; 17 — надвиги; 18 — сбросы; 19 — разломы ближе неопределенные.



го состава, кислые разности составляют в среднем 5—7 %. Породы основного и среднего состава представлены лавами и туфами, широко распространены агломераты и туфобрекции, кислые вулканиты — преимущественно цепловыми туфами, а также субвуликаническими липарито-дацитами и дацитами. Характерны повсеместно проявленные в той или иной степени зеленокаменные изменения пород. Формирование этих комплексов на большом протяжении дуги происходило в пределах поднятия, ограниченного морскими прогибами с северо-запада и юго-востока (см. ниже), по-видимому, в обстановке гряды вулканических островов.

Вулканиты относятся к известково-щелочной серии. По петрохимическим особенностям они сходны с вулканитами Большой Курильской гряды. Базальты близки к высокоглиноземистым толеитам. Для всех пород характерна низкая щелочность, постоянное и часто резкое преобладание Na_2O над K_2O , повышенные содержания CaO , слабое возрастание отношения FeO^*/MgO в процессе дифференциации, $\text{CaO} > \text{MgO}$.

Вулканогенно-осадочные комплексы дуги в большинстве районов образуют пологие брахи-

формные складки. Сжатые линейные складки устанавливаются только на п-ове Тайгонос.

Характер палеозоны Беньофа Удско-Мургальской дуги был рассчитан по содержанию K_2O в вулканических породах на основе диаграммы Хазертона и Диккенсона для двух участков: бассейна р. Уды и полуостровов Кони и Пьягина [46]. Глубина генерации магмы составляет около 120 км. Такой же цифрой оценивает Н. И. Филатова [57] глубину генерации готеривской магмы бассейна р. Пенжины по диаграмме Д. Нинковича и И. Хейса. Рассчитанная палеозона Беньофа крутая, того же типа, что и у современных островных дуг.

Вулканическая дуга на отдельных отрезках, возможно, существовала уже начиная с карбона. Об этом свидетельствует наличие вулканомиктового и пирокластического материала по всему разрезу карбона и перми Гижигинской складчатой зоны, представляющих тыловой прогиб дуги.

Тыловой прогиб наиболее отчетливо выражен на центральном отрезке дуги, от Гижигинской губы до бассейна р. Ини. Здесь установлен мощный (около 10 км) разрез верхней перми, триаса и юры, представленный преимущественно граувакково-сланцевыми толщами с отдель-

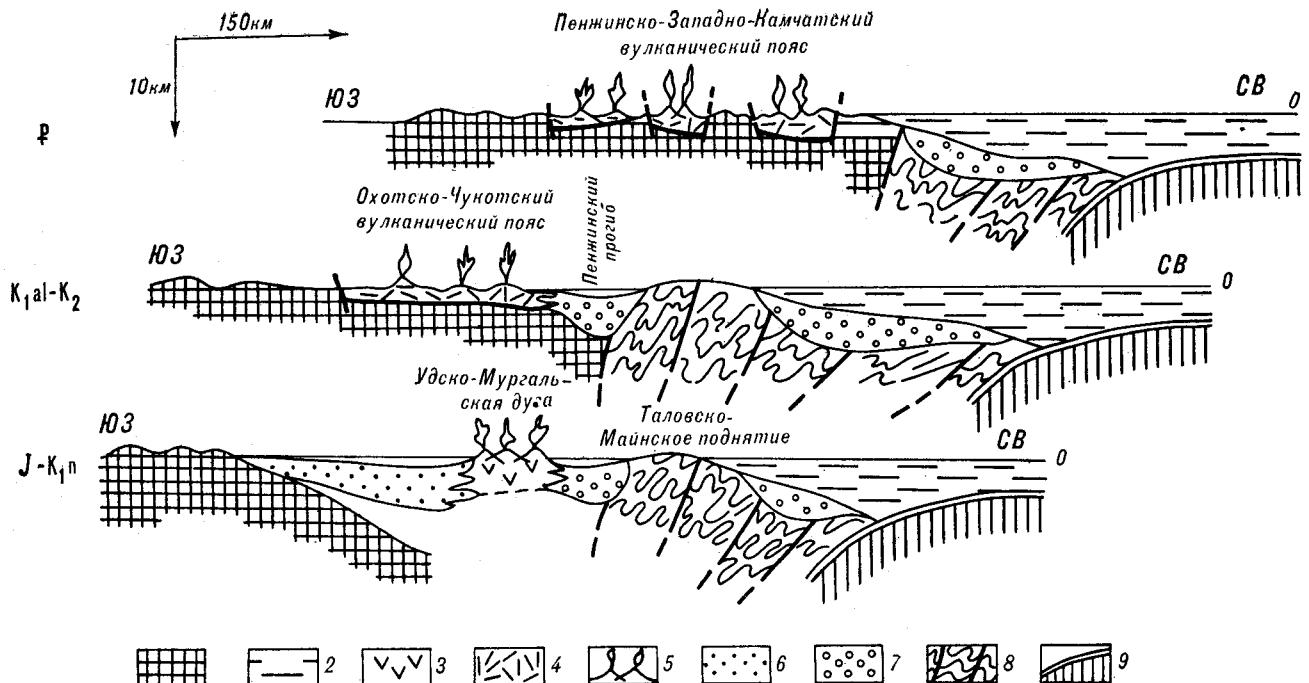


Рис. 6. Палеотектонические разрезы, иллюстрирующие тектоническую эволюцию района Пенжинского сегмента Охотско-Чукотского пояса и смежной части Корякии.

1 — континентальные блоки; 2 — вода; 3 — вулканические дуги; 4 — вулкано-плутонические пояса; 5 — действующие вулканы; 6 — тыловые прогибы; 7 — преддуговые прогибы; 8 — аккреционные клинья; 9 — океаническая кора.

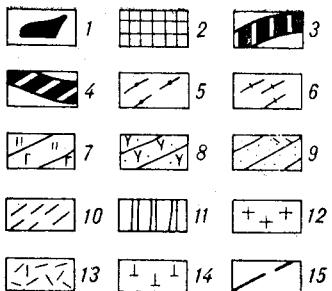
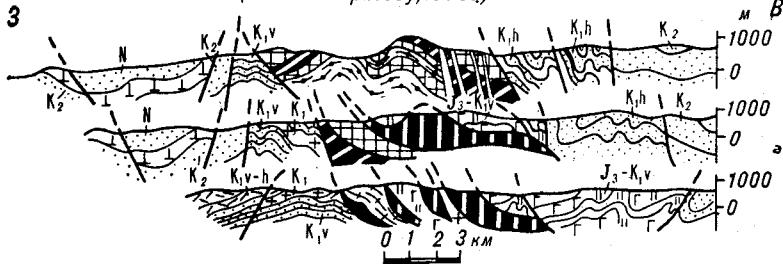
ными горизонтами лав среднего состава и широким распространением пирокластических образований. Главный снос обломочного материала в этот прогиб происходил с юго-запада и юга [61]. В составе обломочного материала преобладают вулканиты и пирокластика среднего и реже кислого составов, отмечаются продукты разрушения метаморфических и интрузивных пород. В нижнеюрских отложениях, представленных преимущественно бедными органическими остатками, алевролитами и аргиллитами темно-серого и чёрного цвета, отмечается широкое распространение подводно-оползневых образований [48]. Характерным образованием прогиба является туфогенный флиши.

Северо-восточный фланг дуги с юго-востока граничит с меловыми Пенжинским и Марковским прогибами, на юго-восточных крыльях которых вдоль границы с Тыловско-Майнским и Пекульнейским антиклиниориями установлены преимущественно осадочные отложения карбона, перми, триаса, юры и неокома. Несмотря на фрагментарность выходов и различную полноту устанавливаемых разрезов, эти образования характеризуются рядом общих признаков: преобладание осадочных пород, представленных преимущественно граувакками

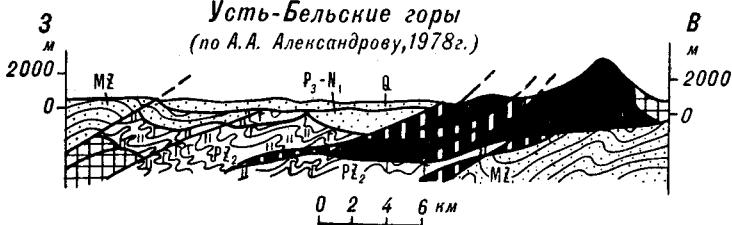
и сланцами, присутствие в небольшом количестве вулканитов среднего и реже кислого состава, широкое распространение пирокластических образований и вулканомиктового материала, обилие остатков разнообразной мелководной фауны. Сравнительно небольшая мощность (первые километры), наличие конгломератов и стратиграфических перерывов объясняются положением рассматриваемых выходов вблизи поднятия [39]. В наиболее прогнутой части Пенжинского прогиба предполагается полный и непрерывный разрез и увеличение мощностей.

Аккреционному клину соответствуют Тыловско-Майский и Пекульнейский антиклиниории [19], или Тыловско-Пекульнейская структурная зона [3]. Здесь намечается внешняя, относительно внутренней вулканической, невулканическая дуга, которая была зоной устойчивого поднятия на протяжении позднего палеозоя, триаса и юры. Зона имеет отчетливо выраженное чешуйчато-покровное строение (рис. 7). В ее составе устанавливаются метабазиты докембрийского возраста, ранне-среднепалеозойские и позднеюрско-неокомовые офиолиты, лавсонит-глаукофановые сланцы с возрастом около 350 млн. лет и 150 млн. лет, протяженные зоны серпентинитового меланжа. Осадочные отложения верхнего палеозоя, нижней и средней юры

Хр. Пекульней
(по Г. Е. Некрасову, 1978 г.)



Усть-Бельские горы
(по А. А. Александрову, 1978 г.)



Таловские горы
(по Э. С. Алексееву, 1981 г.)

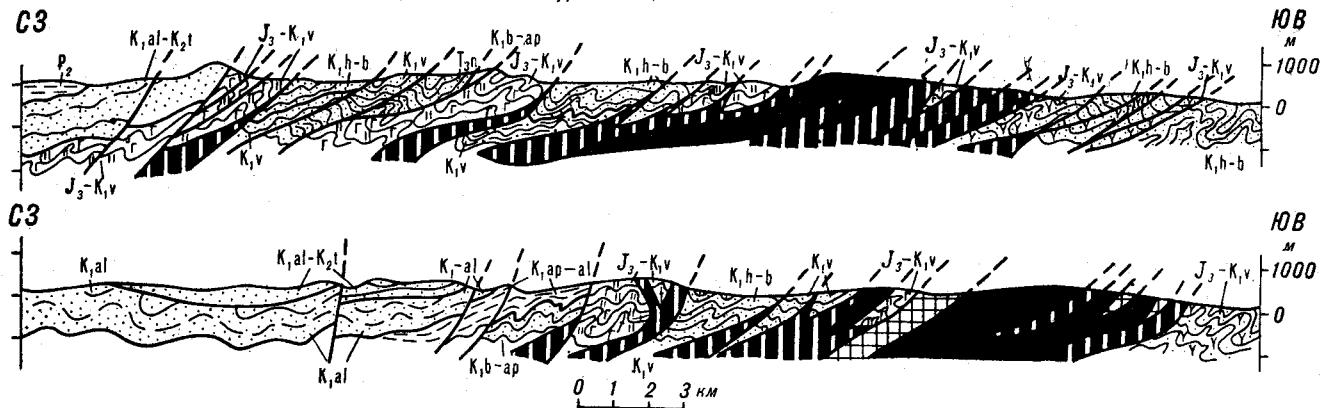


Рис. 7. Геологические разрезы через Таловско-Пекульнейскую зону (аккреционный клин) (упрощено).
1 — гипербазиты; 2 — габбройды; 3 — серпентинитовый меланж; 4 — габбро и амортозиты; 5 — амфибол-двупироксеновые сланцы и эндербиты; 6 — метаморфические сланцы; 7 — кремнисто-вулканогенные породы; 8 — кремнисто-туфотерригенные отложения; 9 — песчаники; 10 — алевролиты и аргиллиты; 11 — комплекс параллельных даек; 12 — граниты; 13 — кислые вулканические породы; 14 — средние и основные вулканические породы; 15 — разломы.

и неокома, известные в ряде тектонических блоков и чешуй, характеризуются преимущественно терригенным, часто грубообломочным составом, постоянным присутствием пирокластического и вулканомиктового материала, сокращенными разрезами и малыми мощностями.

Строение Таловско-Пекульнейской зоны можно объяснить, как отмечал А. А. Александров [3], выдвиганием в верхние горизонты пород базитового фундамента и офиолитов по зонам глубинных надвигов. Этот процесс носил пульсационный характер и имел место неоднократно. О времени его проявления можно судить по находкам галек метабазитов, глаукофановых сланцев и офиолитов в конгломератах. Гальки

такого состава известны в конгломератах карбона, перми, юры, неокома.

А. А. Богданов [13] первым обратил внимание на сходство Охотско-Чукотского пояса с намеченным им вулкано-плутоническим поясом позднемелового — кайнозойского возраста в Перуанских Андах. Это сопоставление было поддержано другими исследователями [30]. Позднее было выдвинуто представление, что Охотско-Чукотский пояс определяет положение активной континентальной окраины андийского типа на северо-западе тихоокеанского обрамления [25, 44].

Охотско-Чукотский пояс, образованный континентальными осадочно-вулканогенными толщами мелового возраста, так же как и Андий-

ский, подразделяется на ряд сегментов или звеньев: Восточно-Чукотский, Анадырский, Пенжинский, Северо-Охотский (Примагаданский) и Западно-Охотский [2, 9–11], различающихся по магматическим формациям, их рядам и возрасту. Заложение Охотско-Чукотского пояса, так же как и Андийского, было неодновременным на всем его протяжении. Оно относится в юго-западной его части (Северо-Охотский и Западно-Охотский сегменты) к самому началу мела, а в северо-восточной части (Пенжинский, Анадырский, Центрально-Чукотский и Восточно-Чукотский сегменты) — примерно к началу альба. В основании пояса почти всюду устанавливаются молассы.

Вулканиты Охотско-Чукотского пояса обнаруживают большое сходство с вулканитами Андийского пояса. В обоих поясах в низах разреза преобладают андезиты и андезитобазальты, роль более кислых пород возрастает вверх по разрезу, при этом в Охотско-Чукотском поясе главные поля кислых вулканитов, как и в Андийском поясе, отчетливо смещены в сторону континента относительно более древних вулканических полей, образованных преимущественно вулканитами среднего и основного состава. В этом выражается отчетливая асимметрия Охотско-Чукотского пояса, которая нарушается лишь на отдельных его участках (Ульинский и Пегтымельский прогибы), имеющих симметричное строение.

В отличие от островных дуг среди вулканитов велика роль пород кислого состава, вплоть до их преобладания в некоторых районах. Много лиаритов с $\text{SiO}_2 > 70\%$. Вулканиты основного — среднего состава представлены преимущественно лавами. Среди кислых вулканитов преобладают игнимбриты. Тонкие пепловые туфы редки. Наряду с известково-щелочными породами, широко распространены вулканиты субщелочного и щелочного характера, в том числе калиевой специализации.

Гранитоиды Охотско-Чукотского пояса, тесно связанные во времени и пространственно с вулканитами и сходные с ними по составу, представлены многофазными эпизональными плутонами неправильной в плане формы, почти всегда с остатками кровли. По составу и длительности формирования (около 50 млн. лет) они сходны с андийскими. В отличие от Андийского пояса они не образуют протяженных линейных батолитов, согласных с простиранием пояса. Характерны поперечные цепочки плутонов протяженностью в сотни километров (Омсукчанский прогиб, Охотский район). Миграция интрузивного магматизма в сторону континента выражена не столь отчетливо, как в Андийском поясе.

Заложению Охотско-Чукотского пояса предшествовали раннемезозойская складчатость Вер-

хояно-Чукотской области и формирование на месте различного типа прогибов, в том числе глубоководных с корой океанического типа, жесткого континентального блока. В этом смысле пояс выступает в качестве орогенных образований мезозоид. Там, где мезозойская складчатость проявилась позднее (например, в районе северо-восточного отрезка пояса), — там и возраст нижних горизонтов пояса оказывается моложе, чем в юго-западных районах, где складчатость имела место несколько ранее. Вместе с тем, угловые и стратиграфические несогласия в основании пояса отчетливо выражены лишь в приконтинентальной его зоне, а внешняя (приокеаническая зона) протягивается в целом параллельно структурным элементам Удско-Мургальской дуги; стратиграфические перерывы здесь сведены к минимуму, а на п-ове Тайгонос отмечается согласное наложение нижних горизонтов пояса на образования вулканической дуги [24, 39]. Параллельно поясу здесь протягивается ряд поднятий (Ичигемское, Мургальское, Тайгоносское, Кони-Пьягинское). В Пенжинском прогибе, сопряженном с северо-восточным флангом пояса, синхронные с поясом образования представлены мощными (до 10 км) полого дислоцированными морскими, прибрежно-морскими и континентальными терригенными отложениями. Аналогичный прогиб, согласно сейсмическим данным, предполагается в северной части Охотского моря, располагающейся параллельно Северо-Охотскому сегменту пояса. Эти прогибы соответствуют преддуговым прогибам первого типа современных активных континентальных окраин. При этом Пенжинский прогиб является унаследованным по отношению к аналогичному прогибу Удско-Мургальской дуги. Таловско-Пекульнейская зона в меловое время по-прежнему выступает в качестве невулканического поднятия и может рассматриваться как аккреционный клин. Об активном развитии аккреционного клина в период формирования Охотско-Чукотского пояса свидетельствуют наличие позднеюрско-раннемеловых офиолитов и широкое распространение меловых надвигов.

Охотско-Чукотский вулкано-плутонический пояс, как и Андийский, располагается вдоль окраины стабилизированного в результате предшествующей складчатости континентального блока. Во внешней зоне параллельно поясу протягиваются преддуговые прогибы и невулканическое поднятие (аккреционный клин), за которыми следует предполагать существование океанического бассейна.

Палеозона Беньофа пояса, рассчитанная по отношению K_2O в вулканитах нижней толщи Северо-Охотского сегмента, Ульинского прогиба [46] и Пенжинского сегмента [36, 57], по сравнению с палеозоной Беньофа Удско-Мур-

тальской дуги в целом положе (около 20—30°). Проекция на поверхность реконструируемой магматически активной части палеозоны Беньофа пояса значительно шире (120—200 км), чем Удско-Мургальской (около 50 км) и Курильско-Камчатской (около 45 км) дуг.

При сравнении Охотско-Чукотского и Андийского поясов обращает внимание отсутствие параллельного Охотско-Чукотскому поясу тылового прогиба. Причина, возможно, заключается в том, что в тылу Андийского пояса находится докембрийская Южно-Американская платформа, а в тылу Охотско-Чукотского пояса — только что сформированная складчатая область. В Верхояно-Чукотской области устанавливается отчетливое омоложение возраста складок и главных надвигов по направлению к Сибирской платформе. Здесь, как и в Андийском поясе, несомненно общее движение масс по направлению к вулкано-плутоническому поясу. В роли Предандийского протиба выступает Предверхоянский прогиб, образование которого связывается с поддвигом Сибирской платформы под Верхояно-Чукотскую область.

Условия растяжения в пределах Охотско-Чукотского пояса, как и в Андийском поясе, прерывались эпизодами сжатия, которые носили пульсационный характер и передавались со стороны Сибирской платформы. Наиболее интенсивные дислокации отмечаются в районах, смежных с Пенжинским сегментом пояса, в пределах Гижигинской складчатой зоны, на

п-ове Тайгонос и на юге Мургальского поднятия. Здесь сказалось влияние жесткого упора, представленного Омолонским срединным массивом.

Охотско-Чукотский и Андийский вулкано-плутонические пояса протягиваются параллельно вулканическим дугам и накладываются на них, несколько смещаясь при этом в сторону континентов. Возникновение поясов на месте островных дуг в обоих районах произошло весьма резко, хотя и неодновременно на всем протяжении каждого пояса. Ему предшествовали энергичные орогенические движения на окраинах континентов, которые привели к замыканию прогибов и установлению континентального режима. Эти движения, продолжавшиеся и в период формирования поясов, обусловлены резкой сменой кинематики движения литосферных плит. При формировании островных дуг активными были океанические плиты, которые погружались под континент. При заложении и последующем развитии окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов активными становятся также континентальные плиты, что приводит к складчатости, изменению угла наклона Беньофа и в результате — к изменению характера магматизма. Это изменение кинематики движения плит в Андах может быть связано с раскрытием Южной Атлантики, а в рассматриваемом районе с раскрытием Северной Атлантики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов Б. С. Биостратиграфия каменноугольных отложений Сетте-Дабана. М.: Наука, 1970.
2. Агентов В. Б., Дворянкин А. И. и др. Формационное расщепление и петрохимические особенности вулканогенных образований Охотско-Чукотского пояса. — Сов. геол., 1978, № 7.
3. Александров А. А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978.
4. Алексеев Э. С. Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны (Корякское нагорье). — Геотектоника, 1981, № 1.
5. Архипов Ю. В. Стратиграфия триасовых отложений восточной Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1974.
6. Архипов Ю. В., Агафонов Г. Е., Сонин Г. С. Олистостромы Улахан-Тасского горст-антиклиниория. — Бюл. НТИ. Якутск, 1980.
7. Архипов Ю. В., Волковав И. Г. и др. Надвиги западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. — Геотектоника, 1981, № 2.
8. Архипов Ю. В., Парfenov Л. М. Об Адычанской зоне пологих дислокаций. — ДАН СССР, 1980, т. 250, № 1.
9. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977.
10. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978.
11. Белый В. Ф., Тильман С. М. Тектоника и история развития Охотско-Чукотского вулканического пояса. — Геотектоника, 1966, № 2.
12. Бендерберг А. А. Стратиграфия пермских и триасовых отложений Куларского антиклиниория. — В кн.: Матер. по геол. и полезн.ископ. Якутской АССР, вып. 16. Якутск, 1970.
13. Богданов А. А. О геологии Перуанских Анд. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1970, т. 45, № 2.
14. Булгакова М. Д. Литологические особенности формационных комплексов позднего палеозоя — раннего мезозоя Верхояно-Чукотской складчатой области. — Литол. и полезн.ископ., 1982, № 2.
15. Булгакова М. Д., Лазебник К. А., Сукнева Л. С. Новые данные о базальтых конгломератах верхоянского комплекса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9.
16. Власов Г. М., Борисов О. Г., Попкова М. И. Неогеновая туфовая флишидная формация Курило-Камчатской системы и генезис флиша. — Литол. и полезн.ископ., 1977, № 1.
17. Войткевич Г. В., Волковав И. Г. и др. Возраст магматизма антиклиниория Сетте-Дабана по радиологическим данным (Восточная Якутия). — В кн.: Геологическая интерпретация данных геохронологии. Иркутск, 1978.
18. Гарецкий Р. Г., Яншин А. Л. Глубоководные осадки складчатых областей. — В кн.: История Мирового океана. М., 1971.
19. Геология СССР. Т. 30. Северо-Восток СССР, кн. 2. М.: Недра, 1970.

20. Гринберг Г. А., Гусев Г. С. и др. Строение и развитие Колымского массива в свете новых данных.— Геотектоника, 1977, № 4.
21. Дагис А. С., Архипов Ю. В., Бычков Ю. М. Стратиграфия триасовой системы северо-востока Азии. М.: Наука, 1979.
22. Дубатолов В. И., Симаков К. В. Основные проблемы геологии девона Северо-Востока СССР.— В кн.: Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии С.-В. СССР. Магадан, 1974.
23. Дьюи Дж., Берд Дж. Тектоника плит и геосинклинали.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., 1974.
24. Зaborовская Н. Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978.
25. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976.
26. Каирис Д. Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., 1974.
27. Косыгин Ю. А., Парфенов Л. М. Докембрийское обрамление Тихого океана.— В кн.: Общие и регион. пробл. тектоники Тихоок. поясов. Магадан, 1974.
28. Красный Л. Л. Тектоника Ильин-Тасской зоны.— В кн.: Тектоника востока сов. Азии. Владивосток, 1976.
29. Левашов К. К. Среднепалеозойские эфузивные базиты Сетте-Дабана и восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Магматизм С.-В. СССР. М., 1973.
30. Ломизе М. Г. Донеогеновый вулканализм и тектоника Чилийско-Аргентинских Анд.— В кн.: Тектоника, сейсмич. и геодинамика юго-вост. обрамления Тихого океана. М., 1975.
31. Марков М. С., Пущаровский Ю. М. и др. Тектоника востока Азии и дальневосточных морей.— Геотектоника, 1979, № 1.
32. Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия. М.: Наука, 1971.
33. Мерзляков В. М., Лычагин П. П. Об ордовикских вулканитах в связи с проблемой Колымского массива.— Геотектоника, 1979, № 1.
34. Милановский Е. Е. Кайнозойский орогенез Центральных Анд.— В кн.: Тектоника, сейсмич. и геодинамика юго-вост. обрамления Тихого океана. М., 1975.
35. Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканализм и рудные формации. М.: Наука, 1978.
36. Моралев В. М., Григораш Г. Ф. Геодинамическая обстановка и металлогения позднемелового вулканизма Пенкинского сектора Охотско-Чукотского пояса.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоок. вулканич. поясов. Владивосток, 1976.
37. Нагальян Б. А. Наложенные складчатые деформации Южно-Анюйской эвгеосинклинальной системы.— ДАН СССР, 1980, т. 250, № 5.
38. Нагальян Б. А. Строение и тектоническая эволюция Южно-Анюйской эвгеосинклинальной системы. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1981.
39. Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и северо-западной Камчатки. М.: Наука, 1976.
40. Некрасов Г. Е. Новые данные о тектоническом строении хребта Пекульней (левобережье р. Анадырь).— ДАН СССР, 1978, т. 238, № 6.
41. Орловская М. М. Схема стратиграфии ордовикских отложений Северо-Востока СССР.— В кн.: Основные проблемы биостратигр. и палеогеограф. С.-В. СССР. Магадан, 1974.
42. Парфенов Л. М. Схема тектоники советского Дальнего Востока и некоторые вопросы магматизма.— В кн.: Вопросы магматизма и тектоники Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
43. Парфенов Л. М. Докембрийские платформы и геосинклинальные пояса (опыт сравнительного исследования преимущественно по данным Евразии).— Хабаровск: Кн. изд-во, 1976.
44. Парфенов Л. М. Тектоническое положение и природа Охотско-Чукотского вулканического пояса.— В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоок. вулканич. поясов. Владивосток, 1976.
45. Парфенов Л. М., Нагальян Б. А. Закономерности строения и тектонической эволюции мезозойских и кайнозойских складчатых систем на северо-западе тихоокеанского обрамления.— Геол. и геофиз., 1981, № 7.
46. Парфенов Л. М., Нагальян Б. А. и др. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления.— Геотектоника, 1981, № 1.
47. Пинус Г. В., Стерлигова В. Е. Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов.— Геол. и геофиз., 1973, № 12.
48. Полуботко И. В., Паракецов К. В., Репин Ю. С. Юрские структурно-фаунистические области на Северо-Востоке СССР.— В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. С.-В. СССР. Вып. 23, кн. 1. Магадан, 1977.
49. Радзивилл А. Я. Новые данные по геологии юго-восточной части Южного Анюйского хребта.— В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. С.-В. СССР, вып. 17. Магадан, 1964.
50. Руженцев С. В., Марков М. С. и др. Краевые моря древних геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1977, № 5.
51. Сизык В. И., Игнатьев В. А. и др. Новые данные по стратиграфии и тектонике левобережья Малого Анию.— В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. С.-В. СССР, вып. 23, кн. 1. Магадан, 1977.
52. Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. М-б 1 : 1500 000/Отв. ред. К. Б. Мокшанцев. М.: ГУГК, 1976.
53. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция северо-востока Азии. М.: Наука, 1979.
54. Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива.— Геотектоника, 1977, № 4.
55. Тильман С. М., Белый В. Ф. и др. Тектоника Северо-Востока СССР (Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока СССР м-ба 1 : 2 500 000). Магадан: СВКНИИ СО АН СССР, 1969.
56. Ушаков С. А., Галушкин Ю. И. Литосфера Земли (по геофизическим данным). М.: ВИНТИ, 1979.
57. Филатова Н. И. Меловой — палеогеновый вулканлизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей.— Геотектоника, 1979, № 5.
58. Фрадкин Г. С. Опыт сопоставления формационных комплексов среднего палеозоя Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Орогенез в истории развития земной коры. Новосибирск, 1976.
59. Шики Д., Мисава Ю. Геологическое строение и тектоника внутренних склонов Нанкайского трога и Японского желоба.— Геотектоника, 1980, № 6.
60. Шишкан В. А. Метаморфизованные гипербазиты и габбро Уяндинского горста (Полоусненское поднятие).— В кн.: Магматизм и металлогения С.-В. Азии. Магадан, 1980.
61. Эпштейн О. Г. Источники сноса в истории формирования верхоянского комплекса (южная часть Яно-Колымской складчатой области).— В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. С.-В. СССР, вып. 23, кн. 1. Магадан, 1977.

62. Ян-жин-шик В. А. Геологическое строение и тектоническое развитие хребта Сетте-Дабан. Автореф. канд. дис. Хабаровск, 1981.
63. Dickinson W. R., Seely D. R. Stratigraphy of forearc regions.—Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1979, v. 63, N 1.
64. Garcia M. O. Criteria for the identification of ancient volcanic arcs.—Earth Sci. Rev., 1978, v. 14.
65. Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins.—Amer. Journ. Sci., 1974, v. 274.
66. Oji international seminar on accretion tectonics. Abstracts. Tomakomai, Hokkaido, 1981.
67. Parfenov L. M., Voinova I. P. et al. Geodynamics of North-Eastern Asia in mesozoic and cenozoic time and the nature of volcanic belts.—Journ. Phys. Earth., 1978, v. 26, Suppl.
68. Patton W. W. Reconnaissance geology of the Northern Yukon—Koyukuk Province, Alaska.—Geol. Survey Prof. Paper 774-A, 1973.
69. Pitcher W. S. The anatomy of a batholith.—Journ. Geol. Soc. London, 1978, v. 135, p. 2.
70. Ringwood A. E. The petrological evolution of island arc systems.—Journ. Geol. Soc. London, 1974, v. 130.
71. Zeil W. The Andes. A geological review.—Gebruder Bornträger. Berlin, Stuttgart, 1979.

Институт геологии ЯФ СО АН СССР
Якутск

Поступила в редакцию
29 сентября 1982 г.

ДИСКУССИЯ

Г. М. Власов. Сравнение структурно-вещественных особенностей различных зон складчатых областей с элементами современных геосинклинальных систем кажется очень перспективным методом тектонического анализа. Статья Л. М. Парфенова представляет в этом отношении хороший пример. Правда, выводы о структурах северо-восточного обрамления Сибирской платформы, сделанные в первом разделе статьи, достаточно условны. Объективному анализу здесь помешали отчетливо «просвечивающие» контуры Колымского массива. Попытка Л. М. Парфенова игнорировать присутствие этого массива была неудачной.

Не исключают иного толкования, кроме авторского варианта, и структуры Южно-Аянской складчатой системы, ранее подробно описанной Б. А. Натальиным.

Что касается мезозойских структур Прихотья, то выполненные Л. М. Парфеновым реконструкции было положения элементов позднепалеозойско-мезозойской геосинклинальной системы хорошо обоснованы. Они подтверждают и развивают выводы предыдущих исследователей этих районов (В. Ф. Белый, Р. Б. Умитбаев, Н. А. Шило и др.).

Некоторые положения статьи Л. М. Парфенова вызывают вопросы и заслуживают дополнительного обсуждения.

1). Так ли уж различны, как считает автор, вулкано-плутонические пояса Анд и Северо-Американских Кордильер? Л. М. Парфенов указывает, как на особенность последних, наличие поясов гранодиоритовых батолитов. Но эти «батолиты» оказались в большинстве своем плоскими, покровообразными или щитообразными, близповерхностными и даже частично поверхностными (с кальдерами и прочими образованиями, свойственными эфузивным фациям) телами небольшой мощности (W. Hamilton, W. B. Myers, 1967; и др.). Присутствие крупных гранитоидных интрузий как в Северо-Американских Кордильерах, так и в Андах объясняется существованием на западе Американских континентов условий сжатия, обусловивших в противоположность преимущественно эфузивным поясам Восточной Азии, развитие там интрузивной формы магматизма. Более подробно этот вопрос освещается в специальной статье (Власов, 1971 г.).

2). Обязательно ли предполагать коллизию континентального блока и островной дуги для образования Уяндинско-Ясачненского вулканического пояса? Такое объяснение традиционно для гипотез тектоники плит и оно принимается Л. М. Парфеновым. Но более естественно развитие подобных поясов объяснить последовательным выполнживанием зон Заварецкого —

Беньофа в процессе эволюции, что вызывает значительное расширение сфер их влияния в тыловой зоне и преимущественное образование кислых магм. Это лучше объясняет развитие краевых вулкано-плутонических поясов непосредственно после островодужной стадии, а также обычное перемещение поясов в тыл по отношению к островным дугам, часто с некоторым перекрытием в пространстве последних. Наличие некоторой преемственности в образовании континентальных вулкано-плутонических поясов от островных дуг имеет большое практическое значение: там, где пояса перекрывают палеодуги, в переходных от морских к субаэральным вулканогенным толщах возможно нахождение руд куроко.

3). Объективное рассмотрение материалов по мезозоям показывает преобладающее направление движения по надвигам не в сторону континента, как полагают сторонники обдукции блоков океанической коры, а к океану. Такое же направление свойственно надвиговым перемещениям и в кайнозойских внешних дугах. Движения в этом направлении, по-видимому, в какой-то мере предопределены формой и наклоном аккреционных клиньев. Это значительно ослабляет аргументацию в пользу обдукции.

4) Выполненный Л. М. Парфеновым анализ показывает необоснованность выделения В. Ф. Белым «андезитовых геосинклиналей» как самостоятельных структур, занимающих иное положение, чем внутренние вулканические дуги (например, Курильская). Указываемая В. Ф. Белым в качестве типичной «андезитовой геосинклинали» Тайганосская (Удско-Мургальская) палеодуга, как подчеркивает Л. М. Парфенов, по всем показателям сходна с Большой Курильской дугой и занимает аналогичное положение среди других элементов геосинклинальной системы.

С. М. Тильман. Л. М. Парфеновым, исходя из актуалистических позиций, предпринимается попытка отыскать в мезозоях Северо-Востока СССР палеоаналоги активных и пассивных континентальных окраин. Особое внимание уделяется островодужным системам, возникающим в результате коллизионного столкновения разнородных литосферных плит. Автор очень просто излагает известные представления о строении современных континентальных окраин. Подобный экскурс рассчитан на непосвященных читателей (каких уже почти не осталось) и преподнесен с определенной целью убедить их в справедливости и непреложности собственных выводов. По-видимому, было бы уместно изложить кратко состояние проблемы применительно к рассматриваемому региону. А то ведь соз-

дается впечатление, что Л. М. Парфенов единственный из геологов-тектонистов, кто впервые к ней обратился.

Нелишне будет напомнить, что о былых островных дугах, краевых морях различного типа, палеозонах Бенюба, типах земной коры в геологическом прошлом и т. д. сказано во многих опубликованных работах, принадлежащих М. С. Маркову, Ю. М. Пущаровскому, С. М. Тильману, В. Ф. Белому, Л. Л. Красному, Л. П. Зоненшайну, С. В. Руженцеву, С. Г. Бялобежескому, А. Д. Чехову, Р. Б. Умитбаеву и многим другим, ссылки на которых по существу затронутой проблемы, к сожалению, отсутствуют. Другое дело, что выводы перечисленных исследователей не всегда согласуются с представлениями Л. М. Парфенова, однако они научно правомерны и потому им следовало бы дать соответствующую оценку.

Статья Л. М. Парфенова посвящена мезозоям Верхояно-Чукотской области, между тем в заключительном ее разделе рассматриваются такие тектонические элементы, как Кони-Тайгоносская система, Пенжинский и Марковский прогибы, Таловско-Пекульянская зона и некоторые другие, которые к Верхояно-Чукотской области не имеют никакого отношения. Следовательно, содержание статьи, в особенности последней ее части, не соответствует предложенному названию. Эти замечания формальные. Что же касается существа самой статьи, то она явно тенденциозна; многие спорные разрезы, недоказанные датировки возраста пород, неясные тектонические позиции свит и толщ, спорные петрологические и петрохимические данные часто преподносятся как безупречные и желаемые в угоду заранее придуманной идеи. Примеров сказанному немало.

Искажены факты соотношений пород «офиолитовой ассоциации» Уяндинского блока. Никто и никогда не наблюдал нормальные стратиграфические контакты между ультрабазитами, габбро и базальтами. Здесь все породы находятся в тектонических соотношениях друг с другом и образуют сложную и до конца не расшифрованную структуру. Автор приходит к фантастическому выводу о том, что «офиолиты» Уяндинского блока представляют собой фрагменты океанической коры, залегающей в основании пассивной континентальной окраины. Все другие варианты тектонической принадлежности ультрабазитов и габброидов Уяндинского блока (фрагменты архейского гранулит-базитового слоя либо комплексы древних зеленокаменных прогибов) автором не рассматриваются. А следовало бы!

Большое сомнение вызывает предложенная модель развития Верхоянской системы в мезозое, хотя она представляет определенный интерес. Конкретно речь идет о тектонической принадлежности Алычанского антиклиниория (термин автора, давно уже не употребляемый в геологической литературе), Иньяли-Дебинского синклиниория, Алазейской зоны и др. На многих последних тектонических схемах и картах в центральном Верхоянье обозначены изометричные блоки разных размеров: Инянский, Алыча-Эльгинский, Нижне- и Средне-Янский и другие, в пределах которых породы верхоянского комплекса изменчивой мощности залегают очень полого, местами даже почти горизонтально. Эти блоки сменяют друг друга по простиранию, а между ними располагаются узкие поперечные зоны тесно скатых складок, нарушенных сдвигами. Природа этих элементов неясна, однако их тектоническое устройство таково, что пришлось всем без исключения геологам принять следующую точку зрения. Находясь на продолжении Охотского массива, рассматриваемая группа блоков представляет собой ступенчато погруженные жесткие массивы с гранитизированным архейским фундаментом. Л. М. Парфенову по известным причинам, о которых я скажу дальше, такая трактовка тектоники Алычанского блока не подходит. Он объясняет пологую складчатость поднятия интерференцией

нескольких этапов деформаций, наложенных друг на друга. Допустим, что такая тектоническая модель возможна, однако она должна доказываться зафиксированными неоднократными структурами и стратиграфическими несогласиями. На рис. 3 никаких несогласий не видно. Здесь обозначен глубокий прогиб, отвечающий, по мнению автора статьи, континентальному склону и его подножию.

Восточнее за Адыча-Тарынской зоной разломов располагается островная система, тыловой прогиб которой охватывает Иньяли-Дебинский синклиниорий. Кстати, характеристика формаций последнего искажена; конгломератовые толщи и стратиграфические перерывы внутри верхоянского комплекса представляют редкое исключение. Сопоставление синклиниория с внутренним склоном Японского глубоководного желоба основано в лучшем случае на недоразумении. Так же ошибочно утверждение о том, что триасовые и юрские отложения Иньяли-Дебинского синклиниория соответствуют отложениям преддуговых прогибов современных островных дуг. В итоге получилось, что преддуговые прогибы и внутренние склоны желобов — однотипные структурные элементы, с чем едва ли можно согласиться.

Приняв же существующие трактовки тектоники Алычанского поднятия и Иньяли-Дебинского синклиниория, автору пришлось бы отказаться от концепции коллизии разнородных литосферных плит: Верхоянской на юго-западе и Алазейской на северо-востоке, и тогда его статья потеряла бы новизну.

При рассмотрении палеотектонических профилей (см. рис. 3) возникают вопросы. 1). Какой тип коры находится в основании Ильин-Тасской зоны? 2). Почему Тас-Хаяхтахское и Омулевское палеозойские поднятия вдруг оказались аккреционными клиньями? 3) Куда же далее на восток и северо-восток продолжается Алазейская островная система? Примыкает ли она к океану или же является внутренним континентальным? Ответы на поставленные вопросы в статье отсутствуют, поэтому все изложенные в ней по данному поводу положения читателю приходится принимать на веру.

Алазейская зона, в силу ее слабой геологической изученности и очень плохой обнаженности, дает широкие возможности для всевозможных интерпретаций. У Л. М. Парфенова Алазейское поднятие (см. рис. 1) почти целиком сложено андезитами верхнепалеозойского и мезозойского возраста, что не соответствует действительности. Изученные здесь разрезы не подтверждают выводы автора статьи. Они образованы грауваковыми, кремнисто-терригенными и флишевыми формациями, а вулканиты играют явно подчиненную роль. Это формации прогибов и они идентифицируются с одновозрастными толщами Олойской зоны.

С первым этапом коллизии автор связывает образование раннеорогенного Уяндинско-Ясачинского вулканогенного пояса, а со вторым — Главного батолитового пояса. В первом случае произошло резкое увеличение угла наклона погружающейся под дугу пластины океанической коры, как показано на рис. 3, во втором — «положение гранитных батолитов примерно соответствует краю пододвинутой под аккреционный клин континентальной коры». Казалось бы, все необходимые элементы «тектоники плит» использованы автором для того, чтобы вывести кинематику колымской складчатости. Осталось только совершенно необъяснимым, откуда взялась океаническая кора, следы которой в средне- и позднеюрское время нигде не обнаруживаются?

Следующие континентальные окраины расположены в районе Южно-Анюйской системы. В нее включается собственно Южно-Анюйский прогиб, Олойская зона в неясных границах и некоторые другие элементы. Огромный по протяженности коллизионный шов разделяет две плиты, которые столкнулись где-то в нача-

ле неокома, а до этого на месте Южно-Апуйской зоны располагался океанический бассейн, открывавшийся на восток в пределы Корякского нагорья. С выводом автора относительно открытого океанического бассейна согласиться нельзя, так как в пределах Корякского нагорья в мезозойское время господствовал режим, свойственный краевым морям. «Образование Южно-Апуйской складчатой системы,— пишет автор,— может быть связано с коллизией Северо-Американского и Евразиатского континентов в позднем мезозое», не пытаясь обосновать таким образом столь серьезное и далеко идущее предположение.

При рассмотрении континентальных окраин в Приохотском и Пензинско-Анадырском районах описывается Удско-Мургальская вулканическая дуга, выделяется тыловой ее прогиб на месте Гижигинской зоны, аккреционный клин, соответствующий Таловско-Майнскому и Пекульнейскому антиклиниориям, и орогенный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс. С этими положениями автора можно согласиться, однако описание перечисленных элементов слишком уж поверхностное, а некоторые факты, так же как и в предыдущих случаях, явно искажены. Например, у А. А. Александрова, на которого ссылается автор, нет данных о якобы широком распространении галек офиолитов и глауконитовых сланцев в конгломератах карбона, перми, юры и неокома. Исключение составляют лишь неокомовые офиолитоакластические отложения Пензинского кряжа. Поэтому магаданские геологи не могут пока точно датировать эпохи шартирования и складкообразования, а Л. М. Парфенов с этой проблемой справляется удивительно легко и просто.

В статье приводятся данные о петрохимии вулканитов только внешней зоны Охотско-Чукотского пояса, примыкающего непосредственно к мезозонам. Что касается внутренней зоны, то он о ней вовсе умалчивает. Еще бы, ведь внутренняя зона пояса, по всем данным, представляет собой протяженный участок земной поверхности, где континентальная кора еще не сформировалась, о чем свидетельствует широкое развитие базальтоидов и габбро-тоналит-плагиогранитных интрузивов, а отсюда может вытекать и иная интерпретация кинематики становления континентальной коры.

И последнее замечание. На Северо-Востоке СССР Л. М. Парфенов выделил и описал несколько типов континентальных окраин, нашел коллизионные границы между разнородными плитами, но ничего не смог сказать о масштабах горизонтальных перемещений и соответственно предложить модели палингнастических реконструкций. Создается впечатление, что все коллизии происходили на месте, а «столкнувшиеся» плиты занимали фиксированное положение.

Н. П. Васильковский. Л. М. Парфенов преследует задачу, по-новому определить общие закономерности строения и истории формирования мезозойских складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. Принципиально новым для региона является попытка распознания (установления) в составе складчатых сооружений структурно-вещественных комплексов и их латеральных рядов, характерных для современных активных и пассивных континентальных окраин и островных дуг. Такая попытка в сочетании со структурным анализом складчатости во многом оказалась как будто бы настолько успешной, что у читающего предстает отчетливая геолого-историческая картина миграции активных континентальных окраин и островных дуг Северо-Востока в направлении к океану.

Статья, несомненно, вызывает большой интерес у широкого круга геологов, занимающихся самыми различными сторонами геологии Тихоокеанского подвижного пояса и его полезнымиископаемыми. Однако в содержании статьи пока не все ясно.

1. В частности, не поясняется, что подразумевает

автор под структурно-вещественными комплексами и их латеральными рядами. В чем их отличие от формационных (структурно-формационных) комплексов и рядов?

2. Не ясно также — отрицает ли автор правомерность современных представлений о геосинклиналях, как о системах, в которых сочетается ряд таких активных зон, как желоб, островная вулканическая дуга и тыловой геосинклинальный прогиб.

Автор на протяжении всей статьи как бы тщательно избегает понятий о геологических формациях и геосинклиналях, продолжая тем самым тенденцию многих сторонников концепции новой глобальной тектоники заменить ею все предшествовавшие ей принципиальные достижения в области классической геологии.

В. Ф. Белый. 1. Почти треть объема статьи занимает популяризация набора понятий и терминов новой глобальной тектоники, применяемых к структурам зон перехода океан — континент, который, согласно известному мнению В. Р. Диккенсона и других, должен сменить «устаревший» научный аппарат учения о геосинклиналях. Предлагаемый, эклектический в сущности своей набор терминов отражает главным образом поверхность (геоморфологическую) латеральную неоднородность зон перехода океан — континент. Геологическим признаком в нем отводится второстепенное значение, а данные об истории геологического развития попросту исключаются, о чем свидетельствует простой перечень терминов: островная дуга, аккреционный клин, междуговой и тыловой прогибы, андийский и колумбийский типы активных континентальных окраин.

Принцип историзма в геологии (в том числе унаследованности) и цельность геологических структур и вещественных комплексов складчатых областей и систем континентов представляют главное неудобство для новой глобальной тектоники, а поэтому, как правило, они игнорируются. Статья Л. М. Парфенова в этом отношении не является исключением.

2. Обширная территория между р. Леной на западе и р. Колымой на востоке получила у Л. М. Парфенова название области континентальной окраины и островных дуг северо-восточного обрамления Сибирской платформы.

Перечислив хорошо известные данные о характере изменения состава и мощностей отложений верхоянского комплекса в пределах Верхоянского мегантиклиниория и Адыча-Эльгинской зоны пологих дислокаций, Л. М. Парфенов повторяет столь же общеизвестное положение о накоплении их в условиях шельфа, погружавшегося на восток. Новое, что предлагает автор, состоит в выделении на месте Адыча-Эльгинской зоны пологих дислокаций Адычанского антиклиниория, который якобы сформировался в результате наложения разнородных тангенциальных напряжений. Приводя картирование в бассейне р. Эльги, я мог наблюдать, что между обширными блоками почти недислокированных отложений верхоянского комплекса находятся узкие (щелевидные) зоны интенсивно смятых пород. Эти зоны имеют преимущественно северо-западное и северо-восточное простирание. В местах их пересечения, действительно, наблюдаются сложные разноплановые деформации. Но это локальные явления, они не определяют общий стиль строения Адыча-Эльгинской зоны, как это представляет Л. М. Парфенов.

Алазейский район (западная часть Алазейско-Олойской эвгеосинклинальной системы), зона горст-антиклиниориев, именуемая в целом Момско-Полоусенским поднятием, и Иньали-Дебинский синклиниорий Л. М. Парфеновым объединяются в Алазейскую островную дугу позднепалеозойского — мезозойского возраста. В бассейне среднего течения р. Индигирки границей этой дуги является зона разломов (в том числе

и локальных надвигов, недавно описанных Ю. В. Архиповым и др.), отделяющих юго-западный борт Иньяли-Дебинского синклиниория от Адыча-Эльгинской зоны пологих дислокаций. Больше нигде границы так называемой Алазейской дуги не определяются. И это понятно, поскольку неправомерно само представление об Алазейской дуге как аналоге современных островных дуг.

Попытаемся показать это, рассмотрев предлагаемую нам схему. Алазейский район, имеющий в плане почти правильную треугольную форму, объявляется вулканической дугой лишь на том основании, что здесь в позднем палеозое и мезозое имели место проявления известково-щелочного вулканизма (надо напомнить, что, кроме того, здесь распространены и представители толеитовой серии этого же возраста, а проявления известково-щелочного вулканизма, как известно, в текtonическом отношении полигенные). Автор не утруждает себя необходимостью объяснить, что находится в тылу этой «вулканической дуги». Поэтому придется отметить, что в тылу Алазейской «вулканической дуги» может быть выделена только она же сама.

Горст-антиклиниории Момско-Полоусненского поднятия именуются аккреционным клином и в них усматривается аналог современных невулканических дуг, а Иньяли-Дебинский синклиниорий называется преддуговым прогибом. То, что в отличие от всех известных современных систем островных дуг «аккреционный клин» и «преддуговой прогиб» здесь поменялись местами, автора, по-видимому, не смущает. Как не смущает и то, что в его конструкции перед островной дугой находится не океан, а шельф и далее Сибирская платформа. Вероятно, некоторое неудобство при этом автор все же ощутил, о чем можно судить по тому, что на рис. 3 для триасового — среднеюрского этапа развития между Иньяли-Дебинским синклиниорием и Адыга-Эльгинской зоной на разрезе рисуется узкий выход «океанической коры», которая замещается в западном направлении (под Адыча-Эльгинской зоной) алевролитами и сланцами. Безответственность и наивность подобных схем ставят их вне пределов того, что может быть предметом научной дискуссии.

К числу фактов, свидетельствующих о несостоятельности представлений Л. М. Парфенова, несомненно, относятся полученные в последние годы Ю. В. Архиповым данные о выходах ультраосновных пород и расслоенных габброидов вдоль северо-восточного края Тас-Хаяхтахского горст-антиклиниория (в интерпретации Л. М. Парфенова — между «аккреционным клином» и «вулканической дугой»).

Попытка автора пересмотреть развитие и миграцию складчатости в Яно-Колымской системе делается без учета текtonической гетерогенности системы и совершенно очевидного процесса смещения зон главного прогибания в юго-восточном направлении. Постулируемая же автором коллизия не имеет никакой аргументации, а предлагаемая кинематическая схема никак не согласуется с реальной геологической структурой. Действительно, цельность структурного комплекса Яно-Колымской миогеосинклинальной системы можно объяснить, следуя представлениям Л. М. Парфенова, лишь допустив, что пассивная континентальная окраина Сибирской платформы поддвигалась одновременно как на северо-восток, так и на юг.

3. Выделив Южно-Анюйский прогиб в ранг системы, Л. М. Парфенов, вопреки хорошо известным фактам о заложении этой структуры в поздней юре, пытается доказывать, что развитие ее началось в позднем палеозое. Действительно, в пределах соседствующей с прогибом Олойской эвгеосинклинальной зоны известны, по-видимому, позднепалеозойские гипербазиты, габброиды, вулканиты основного состава: галька их находится в среднетриасовых отложениях на левобережье верхнего течения р. Б. Анюй. Кроме того,

известно также, что в Южно-Анюйском прогибе имеются мелкие интрузивные тела альпинотипных гипербазитов и габброидов позднемезозойского возраста.

Южно-Анюйский прогиб, Илинътасская зона, расположенная между Омулевским и Тас-Хаяхтахским горст-антиклиниориями и Алазейским плоскогорьем, и Раучуанский прогиб, разделяющий Анюйскую и Чунскую зоны Чукотских мезоид, представляют собой особые текtonические элементы позднемезозойского этапа развития Верхояно-Чукотских мезоид. Заложение их произошло одновременно или почти одновременно и совпадает с началом эпигеосинклинального орогенеза мезоид. Все они характеризуются геосинклинальным стилем развития и прекратили свое существование к середине раннего мела. Это типичные регенерированные (или рифтогенные) геосинклинальные зоны. Интенсивность и характер проявлений магматизма в них различны и, по-видимому, определяются особенностями строения структур основания и глубиной заложения разрывных нарушений, вдоль которых они образовались.

4. Прежде чем обсуждать построения Л. М. Парфенова, касающиеся мезозойской континентальной окраины Приохотского региона, необходимо дать краткую историческую справку.

Представление о возможности видеть в позднемезозойском Охотско-Чукотском вулканогенном поясе (ОЧВП) аналог современных вулканических дуг высказывалось давно С. В. Обручевым, Е. К. Устиневым, Л. А. и Б. А. Снятковыми и др. В 1964 г. мною было опубликована схема районирования ОЧВП (Труды СВКНИИ, вып. 11), которая до настоящего времени не претерпела принципиальных изменений. В 1968 г. в сборнике «Вулканизм и тектогенез» (XXIII сессия МГК) опубликована моя статья, в которой впервые на основании палеотектонического анализа было показано, что в позднеюрское — валанжинское время на месте унаследованной («второй») подзоны внутренней зоны ОЧВП существовала структура типа современной Курило-Камчатской вулканической дуги. Позднее она получила название Тайгоносской дуги; в ряде отечественных и зарубежных публикаций были приведены палеотектонические схемы, доказывающие аналогию между позднеюрскими — валанжинскими текtonическими зонами Северо-Востока СССР и современной Курило-Камчатской системой.

В 1974 г. на IV Всесоюзном вулканологическом совещании я впервые высказал представление о том, что с позднего палеозоя до оксфорд — кимериджа на Северо-Востоке СССР, там, где в настоящее время выделяется внутренняя зона ОЧВП, существовала зона островного известково-щелочного вулканизма, аналогичная раннеюрской — оксфордской Арауканской (эвклиниарной) зоне Анд. По положению среди позднепалеозойских — среднемезозойских структур Северо-Востока эта вулканическая зона принципиально отличалась от структур типа Курило-Камчатской системы. Лишь в поздней юре, в связи с началом эпигеосинклинального орогенеза в Верхояно-Чукотской области и с заложением Анадырско-Корякской геосинклинальной системы, возникает комплекс структур, аналогичный Курило-Камчатской системе. В дальнейшем (Шило, Белый, Сидоров, 1976 г.) эта позднепалеозойская — неокомовая зона островодугового вулканизма получила название Тайгоносской андезитовой геосинклинали. Сопоставление ее с Арауканской зоной (андезитовой геосинклиналью) Анд позволило нам сделать ряд важных металлогенических выводов, в частности дать геологическое обоснование необходимости поисков месторождений меди в пределах внутренней части ОЧВП.

Таким образом, новым в построениях Л. М. Парфенова является объединение в одну структуру Удского прогиба и Тайгоносской андезитовой геосинклинали под названием Удско-Мургальской дуги. Для такого

объединения нет положительно никаких данных, поскольку Удский прогиб и Тайгоносская андезитовая геосинклиналь находятся в принципиально разном геотектоническом положении. Они разобщены пространственно: западное окончание Тайгоносской андезитовой геосинклиналии, судя по материалам В. И. Остапчука, устанавливается в нижнем течении р. Ульи, а Удский прогиб, располагаясь кулисно относительно нее, выходит в Охотское море в 450—500 км юго-западнее.

Изложенное выше делает неприемлемыми представления Л. М. Парфенова о развитии Удско-Мургальской дуги, начиная с позднего палеозоя в неизменной геотектонической обстановке.

Что касается использования петрохимических материалов для реконструкции положения сейсмофакальной зоны, то анализ всех доступных нам петрохимических материалов (Котляр и др. Петрохимия магматических формаций ОЧВП. М.: Наука, 1981; Бе-

лый, Геотектоника, 1979, № 5) свидетельствует о некорректности построений, выполненных по частным районам с ограниченным количеством данных, на которые и ссылается Л. М. Парфенов.

Как следует из предлагаемых Л. М. Парфеновым схем, юго-восточная часть Яно-Колымской системы в раннем мезозое представляла тыловой прогиб Удско-Мургальской дуги. Естественно, возникает вопрос, как увязывается это с одновременно выделяемыми севернее шельфом, океаническим дном, преддуговым прогибом, аккреционным клином и Алазейской вулканической дугой?

Параллелизация ОЧВП с меловыми — эоценовыми магматическими и молассовыми комплексами Арауканской андезитовой геосинклиналии проводится без учета историко-геологического, структурного и формационного факторов, а следовательно, не может быть признана правомерной.

УДК 551.24(571.6)

*Ю. Ф. Малышев, Л. И. Брянский, Л. П. Карсаков,
А. М. Петрищевский, Б. Ф. Шевченко*

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ СРЕДИННЫХ МАССИВОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ТИХООКЕАНСКОЙ ОКРАИНЫ

Рассмотрено глубинное строение срединных массивов северо-восточной окраины Азиатского континента, их положение в глубинной структуре переходной зоны континент — океан, построены расчетные модели

Срединные массивы северо-восточной окраины Азии характеризуются разнообразием типов. Они подразделяются на массивы с обнаженным и погруженным фундаментом, по возрасту складчатого основания (дорифейские, байкальские или герцинские), по типу и возрасту окружающих их складчатых систем (эв-, миогеосинклиналей, палеозойского, мезозойского, кайнозойского возраста), по генезису (обломки платформ, ядра роста). Пространственная группировка срединных массивов также различная: выделяются оторженцы Сибирской и Китайской платформ, иные ансамбли древних блоков, образующие дорифейские сиалические мегаблоки — Восточно-Сибирский, Чукотский, Буреинско-Ханкайский, Охотоморский [9].

Все эти классификации базируются на геологических данных и слабо подкреплены информацией о глубинном строении. Не изучено положение срединных массивов в глубинной структуре Тихоокеанской окраины. Цель настоящей работы — попытаться в какой-то мере восполнить указанный выше пробел. В соответствии с этим сформулированы задачи исследования: отражение массивов в региональных геофизических полях и их положение в глубинной структуре переходной зоны континент — океан, геолого-геофизическая типизация срединных массивов тихоокеанской окраины по особенностям их глубинной структуры, изучение глубинного строения типовых массивов с построением расчетных моделей, изучение их структурных взаимоотношений с окружающими геосинклинальными системами путем расчетных построений.

На основе решения перечисленных задач излагаются наши впечатления о роли срединных массивов в формировании тихоокеанской окраины.

Ханкайского, Буреинского и южной части Охотского массивов, высказаны предположения о роли срединных массивов в формировании современной структуры континентальной окраины Северо-Востока Азии.

В отражении срединных массивов в аномальных геофизических полях наблюдается две особенности: 1) отчетливая приуроченность массивов к трансрегиональной гравитационной ступени — Пограничной зоне, разделяющей два крупных геоблока северо-западного участка тихоокеанской окраины (континентальный и переходный); 2) неоднозначность отображения в аномальных полях отдельных массивов, усложняющая их геолого-геофизическую типизацию.

Пограничная зона (рис. 1) на большей части своего протяжения совпадает с Охотско-Чукотским вулканическим поясом и лишь южный ее отрезок проходит по восточному складчатому обрамлению Буреинского массива. Следует отметить, что на этом отрезке ступень сечет как складчатые структуры, так и поля мезозойских вулканитов. Она лучше согласуется с проявлением кайнозойской активизации — полосой впадин с цепочками базальтов — Амуро-Охотским рифтOIDным поясом по [7] и сопряжена с западным ограничением этого пояса. Срединные массивы располагаются по обе стороны Пограничной зоны: с запада — Буреинский, Охотский и Омолонский, с востока — Ханкайский, Авековский, Восточно-Чукотский.

В аномальном магнитном поле срединные массивы региона отмечаются повышенной дифференциированностью поля, хотя на отдельных массивах имеются участки (блоки) спокойного повышенного поля (Мало-Хингайский блок Буреинского массива, Северный — Ханкайского).

В аномальном гравитационном поле срединные массивы разбиваются на ряд блоков, контуры которых плохо увязываются с границами массивов на поверхности. Причем массивы (их блоки), расположенные к западу от Погранич-

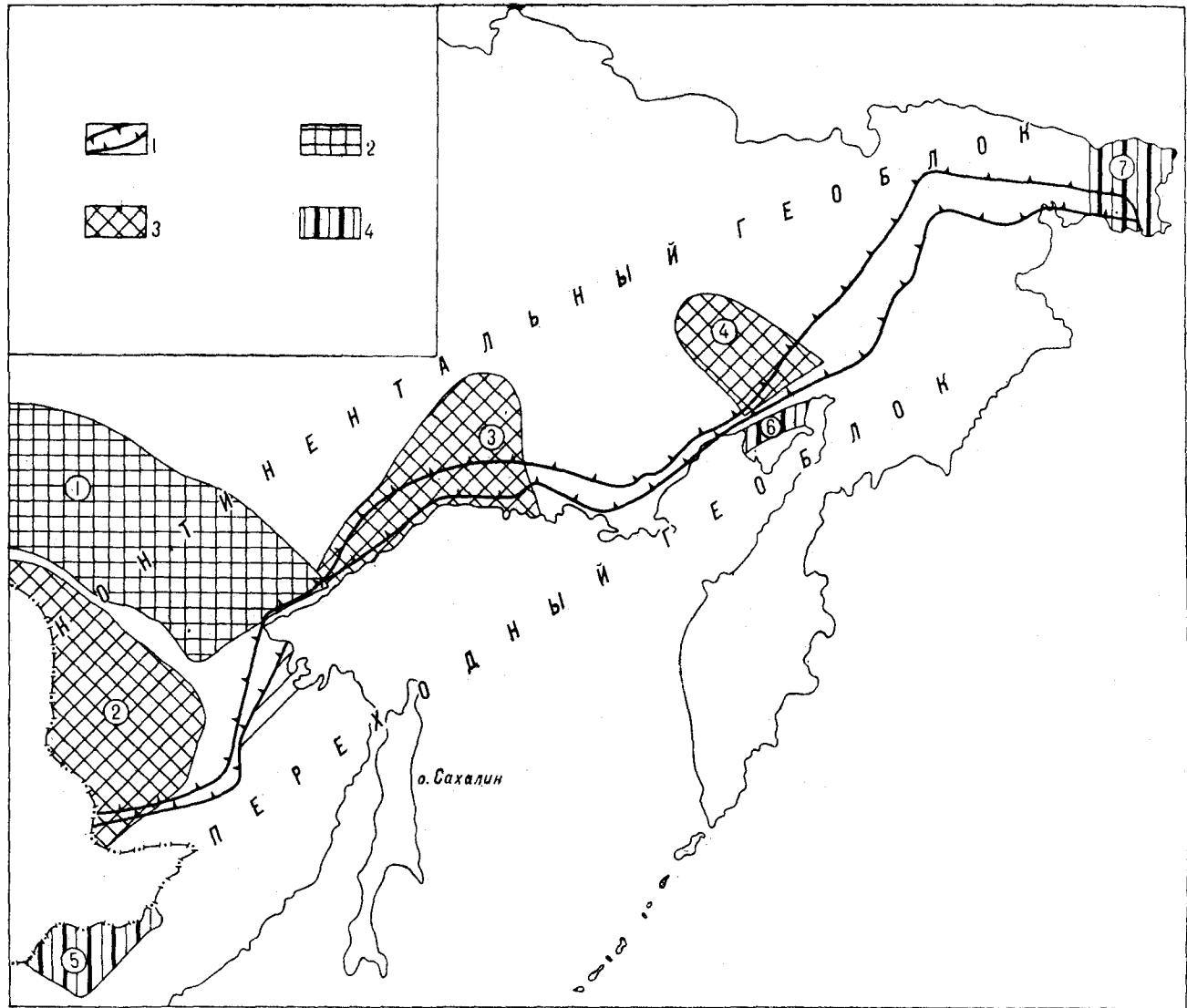


Рис. 1. Схема размещения и типы докембрийских срединных массивов северо-восточной окраины Азии.

1 — трансрегиональная Пограничная гравитационная ступень, направление стрелок в сторону уменьшения поля; 2 — Алдано-Становой докембрийский активизированный блок (1); срединные массивы: 3 — смешанного типа (состоящие из активизированных и редуцированных блоков): Буреинский (2), Охотский (3), Омолонский (4); 4 — редуцированного типа: Ханкайский (5), Авековский (6), Восточно-Чукотский (7).

ной ступени, характеризуются контрастными по интенсивности минимумами и максимумами (Буреинский, Охотский, Омолонский массивы), а массивы восточнее этой ступени (Ханкайский, Авековский, Восточно-Чукотский) сравнительно однородны по уровню в целом повышенного поля. На картах локальных гравитационных аномалий наблюдается сближение геологических и геофизических контуров срединных массивов. Это свидетельство несответствия глубинных и поверхностных контуров массивов, резкой гетерогенности их глубинной структуры, редуцированности и переработки снизу значительной части объема докембрийских сиалических масс фундамента.

На основе анализа плотностных (гравитационных) и геологических характеристик были выделены активизированные, редуцированные и ремобилизованные докембрийские сиалические блоки [5]. Согласно этой классификации к активизированным блокам можно отнести большую часть Охотского и Омолонского массивов и Северо-Буреинский блок Буреинского (прототип — Алдано-Становой блок), к редуцированным — Ханкайский и Восточно-Чукотский массивы, большая часть Буреинского массива, Ульинский блок Охотского (прототип — Ханкайский массив), к ремобилизованным * —

* Ремобилизованные блоки в работе не рассматривались.

Срединный и Ганальский выступы Камчатки, Хорский и Анюйский Сихотэ-Алиня и др.

Охотский и Омолонский массивы — представители срединных массивов с докембрийским фундаментом. Он сложен глубоко метаморфизированными в гранулитовой и амфиболитовой фациях породами, близкими по составу толщ и минеральных парагенезисов к архейским образованиям Алданского щита. Фундамент массивов с резким структурным несогласием перекрыт осадочно-вулканогенным чехлом рифей — нижнемезозойских отложений. На чехол массивов наложены поля вулканитов позднемезозойского возраста и рыхлые образования позднекайнозойских впадин.

Относительно времени консолидации фундамента Ханкайского и Буреинского массивов высказаны различные взгляды: от байкальского до герцинского геотектонических этапов. Фундамент массивов включает многочисленные непереработанные или слабо переработанные фрагменты дорифейского сиалического субстрата, представленного гнейсовыми комплексами амфиболитовой и реже гранулитовой фаций. Они образуют общие складчатые структуры с отложениями рифея, венда и кембрия. Особенностью строения этих массивов является чрезвычайно широкое распространение палеозойских гранитоидных пород, особенно в фундаменте Буреинского массива (до 80% площади). В мезозое периферические части массивов активизированы.

Геофизическая изученность срединных массивов Дальнего Востока неодинакова. Лучше других исследован Ханкайский массив (2 профиля ГСЗ, площадная гравиметрия и магнитометрия), менее Буреинский (1 профиль ГСЗ, 1 — МТЗ, гравиметрия, магнитометрия), еще меньше Охотский (гравиметрия, магнитометрия), остальные массивы изучены хуже. По этим причинам расчетные построения нами сделаны для Ханкайского, Буреинского и Охотского массивов. Они выполнены по гравитационным и магнитным аномалиям и использованы в качестве структурного каркаса при комплексной интерпретации геолого-геофизических данных.

Ханкайский массив. Проведенными расчетами [6] показана слоисто-блоковая структура массива, выраженная в слоистости его плотностных неоднородностей, которая различна в двух главных блоках — Северном и Южном, разделенных глубинным разломом Белым. Северный блок, сложенный ранне-среднепротерозойскими толщами, характеризуется ортогональной (меридионально-широтной) ориентировкой структурных элементов, ее совпадением на различных глубинных уровнях, относительно меньшей раздробленностью и уменьшением мощностью земной коры. В Южном блоке

структуре верхнего метаморфогенно-осадочного (0—5 км), среднего (5—11 км) и нижнего слоев коры дискордантна. Северо-западная ориентировка плотностных неоднородностей в верхнем слое совпадает с направлением раннепалеозойской складчатости, северо-восточная в среднем — с позднепалеозойскими дислокациями, ортогональная в нижнем — с раннедокембрийскими [6]. Мощность коры этого блока больше, чем Северного, в низах ее зафиксирован волновод [2].

Блоковая структура массива внутри двух главных блоков представлена [3] системой выступов древних пород фундамента — реликтовых блоков, разобщенных участками интенсивной переработки процессами тектоно-магматической активизации промежуточных блоков пониженной плотности. Нижняя кромка реликтовых блоков в среднем находится на глубине 10—12 км, примерно совпадая с границей Конрада, и достигает максимальных значений 15—17 км в Спасском и Вознесенском блоках. Структура промежуточных блоков рассмотрена на примере Черниговского блока [3]. Она описывается трехслойной инверсионной плотностной моделью с градиентным верхним слоем — чехол массива 2—4 км, в среднем слое — пласт древнего цоколя 1—3 км, в нижнем — разуплотненное основание. Возможны различные варианты этой модели вплоть до исчезновения среднего слоя.

Активизация массива определялась воздействием глубинных процессов в соседней Сихотэ-Алинской геосинклинальной системе. Она выразилась в редукции древней коры, гравитации фундамента массива, особенно четко проявленной по восточной окраине Южного блока, где установлено ступенчатое погружение разуплотненных пород под массив. Совокупность данных позволяет предполагать влияние северо-западных горизонтальных движений на эволюцию глубинной структуры Ханкайского массива в позднем мезозое. Они обусловили закономерное веерообразное изменение структурных планов глубинных слоев Южного блока [6]. Признаками горизонтальных движений на поверхности являются блоки вращения в краевой части массива [4], олистостромы [8] и многочисленные сдвиги в верхнем ярусе складчатой системы [11]. Ханкайский массив в этих перемещениях играл роль упора.

Глубинный разрез земной коры Сихотэ-Алинской системы представлен на рис. 2 по профилю ГСЗ Спасск — Зеркальная. По распределению центров тяжести гравитирующих масс выделяется клинообразный слой в земной коре Сихотэ-Алиня, направленный в сторону Ханкайского массива. Кровля слоя располагается на глубинах 3—12 км, подошва 15—30 км. Кровля слоя совпадает с сейсмической грани-

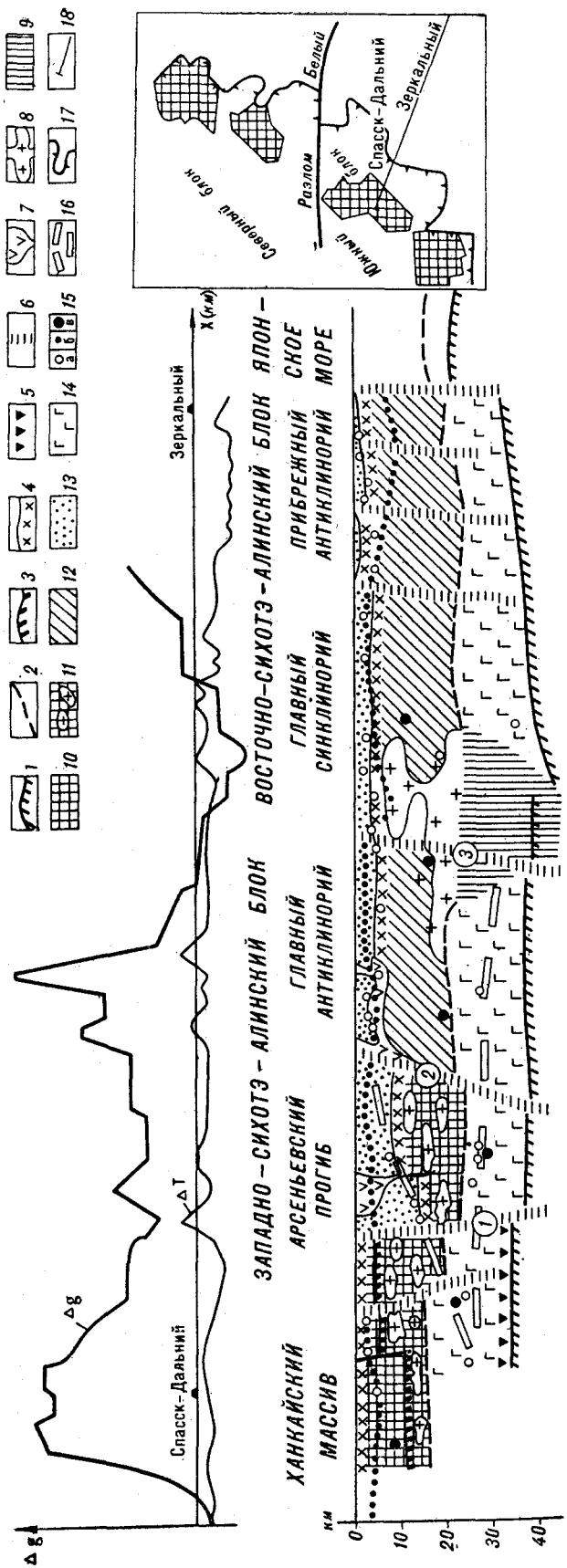


Рис. 2. Схематический геолого-геофизический разрез по линии Спасск – Зеркальный.

1 — граница Мох; 2 — граница Конрада; 3 — нижняя кромка реликтовых докембрийских блоков массива; 4 — верхняя кромка предполагаемого складчатого основания; 5 — волновод; 6 — глубинные разломы по данным ГСЗ; 7 — интрузии основного и среднего состава; 8 — интрузии гранитоидов; 9 — зона разуплотнения низов коры и верхов мантии; 10 — кристаллический фундамент массива, реликтовые блоки докембра; 11 — гранитизированный кристаллический фундамент; 12 — фундамент Сихотэ-Алинской складчатой системы; 13 — геосинклинальные комплексы; 14 — базальтовый слой по данным ГСЗ; 15 — расчетные глубины по данным гравиметрии (а), магнитометрии; (б) — скользящее окно 30 км, (в) — то же, 120 км; 16 — клинообразная глубинная неоднородность; на врезке: 17 — граница Ханкайского массива; 18 — профиль ГСЗ Спасск – Зеркальная.

цей $V_p = 6,0 - 6,2$ км/с [2] и верхними кромками намагниченных масс, рассчитанных по спектрам магнитных аномалий. В Арсеньевском прогибе намагниченные кромки располагаются выше, а в Прибрежном антиклиниории они погружены относительно плотностной и сейсмической границы фундамента складчатой системы. В первом случае они, по-видимому, отмечают подошву вулканогенных образований прогиба, а во втором — глубинные особенности вещественного состава фундамента (смену сиалических пород базитовыми). В целом кровля максимально погружена под Арсеньевским прогибом и ступенчато поднимается на восток, отмечая поверхность фундамента складчатой системы. Плотность осадочных пород уменьшается в направлении с запада на восток. Гравитационный эффект осадочных образований находит удовлетворительное объяснение, если принять градиентное нарастание плотности с глубиной, причем для Арсеньевского прогиба величина градиента $0,020 \text{ г}/\text{см}^3$ на 1 км, Главного антиклиниория $0,035$, синклиниория $0,044$, а для Прибрежного антиклиниория $0,10 \text{ г}/\text{см}^3$ на 1 км, т. е. градиент нарастает с запада на восток. Подобно этому по скоростным характеристикам можно предположить нарастание плотности в том же направлении в низах гранитного слоя. Основываясь на этих данных, в Приморье можно выделить три крупных блока — Ханкайский, отвечающий одному измененному срединному массиву, Западно-Сихотэ-Алинский, включающий Арсеньевский прогиб и Главный антиклиниорий, и Восточно-Сихотэ-Алинский, объединяющий Главный синклиниорий и Прибрежный антиклиниорий. В зоне Центрального шва отмечается интенсивный гравитационный минимум, который может быть создан телом малоплотных пород на глубине 5–20 км. Зона разуплотнения может быть продолжена в верхнюю мантию, если снизить или уменьшить погружение границы M , что по сейсмическим данным вполне допустимо [1]. Таким образом глубинная структура Сихотэ-Алиня существенно отличается от структуры Ханкайского массива.

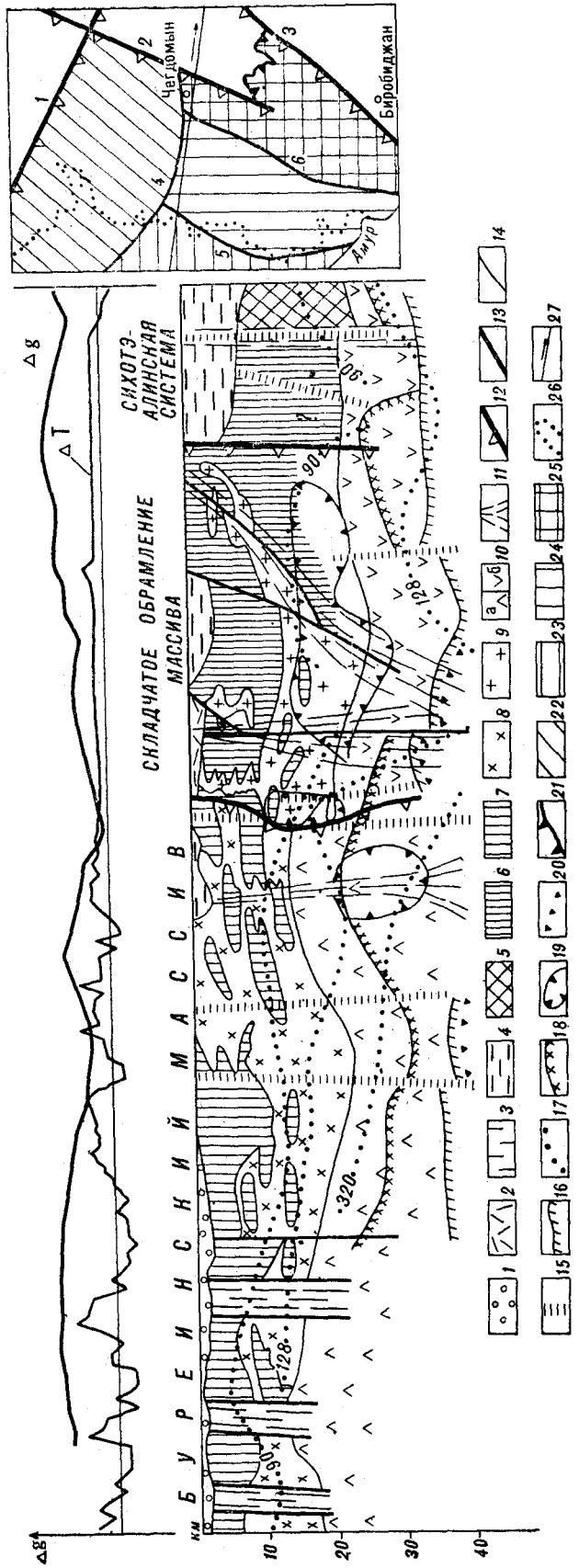


Рис. 3. Схематический геолого-геофизический разрез по линии Свободный — Комсомольск.

1 — позднемеловые — кайнозойские комплексы чехла Буреинского массива; 2 — меловые вулканические комплексы; 3 — зоны меловых грабенов Буреинского массива; 4 — мезовайские преимущественно терригенно-осадочные комплексы; 5 — мезозойские эвгеосинклинальные кремнисто-вулканогенно-терригенные комплексы; 6 — позднепалеозойские вулканогенно-кремнисто-терригенные комплексы; 7 — комплексы складчатого основания Буреинского массива; гранитоидные комплексы; 8 — палеозойского этапа активизации; 9 — позднемелового этапа активизации; 10 — комплексы пород преимущественно основного состава; а — палеозойского этапа активизации; б — позднемелового этапа активизации; 11 — зоны вулканической проницаемости и теплового воздействия в позднем кайнозое; 12 — границы крупных структурных зон (глубинные разломы); 13 — прочие глубинные разломы; 14 — границы структурных комплексов; 15 — глубинные разломы по данным ГСЗ; 16 — граница Мохо; 17 — осредненные уровни верхних кромок намагниченных масс, 320 — величина скользящего окна; 18 — области повышенных пластовых скоростей по данным ГСЗ; 20 — области относительно пониженных скоростей земной коры; 21 — геологическая граница Буреинского массива; блоки первого ранга; 22 — Северо-Буреинский, 23 — Октябрьский, 24 — Туранский, 25 — Мало-Хинганский, 26 — восточная граница Амуро-Зейской впадины, 27 — профиль ГСЗ Свободный — Комсомольск. Глубинные разломы: 1 — Южно-Тукурингский, 2 — Тастахский, 3 — Ку坎ский, 4 — Комсомольский, 5 — Западно-Туранский, 6 — Мало-Хинганский.

Буреинский массив. Глубинная структура массива — блоково-слоистая. В пределах его обнаженной части выделены три разнопостроенные блоки: Северо-Буреинский преимущественно с одно- и двухслойной плотностной структурой, Туранский с двух- и трехслойной, Мало-Хинганский с развитием всех указанных типов плотностных моделей [12]. В блоках более низкого ранга обнаружены инверсии плотностей, с которыми часто совпадают овально-кольцевые космогеологические структуры.

В распределении плотностных неоднородностей [12] намечается три глубинных уровня (4—14, 8—20 и 16—44 км). Первый уровень характеризуется преобладанием блоков с повышенной относительной плотностью ($\sigma > 2,67 \text{ г}/\text{см}^3$), второй — с пониженной плотностью ($\sigma < 2,67 \text{ г}/\text{см}^3$), третий — примерно равным их распределением. Неоднородности первого уровня связываются с распределением останцов докембрийских метаморфических пород. Их подошва подчеркивается размещением верхних кромок намагниченных тел первого спектрального уровня (при скользящем окне 90 км), созданных намагничивающим воздействием в процессе «гранитизации» (рис. 3). Локализация низкоплотных образований первого уровня коррелируется с размещением мезозойского магматизма, второго — с гранитоидами палеозойской активизации.

Северо-Буреинский блок ограничен на севере Южно-Тукурингским, на юге Комсомольским и на востоке Тастахским разломами, наклоненными к югу (первые два) и западу. Западная и восточная границы Туранского блока — Западно-Туранский и Мало-Хинганский разломы субвертикальны. Восточнее ограничение Мало-Хинганского блока — Ку坎ский раз-

лом наклонен к западу. Восточная граница палеозойской консолидации Буреинского массива проходит по Таставхскому и частично Куканскому разломам. Граница мезозойской консолидации здесь смешена к востоку к Пограничной ступени.

Глубинное распределение магматических масс этапов активизации связывается с поступлением разогретого материала с мантийных глубин окружающих геосинклиналей (см. рис. 3). В пользу этого свидетельствует: 1) характер сочленения глубинных контактов массива и складчатого обрамления, схожий с таковым для Ханкайского массива; 2) резкое погружение намагниченных тел или разрыв цепочек их кромок на нижних спектральных уровнях в приконтактовых участках массива; 3) корреляция приконтактовых участков с волноводами низов коры и верхов мантии по данным ГСЗ [10]; 4) совпадение этих участков с проявлениями мезозойских вулкано-плутонических образований кислого состава, кайнозойских базальтов; 5) неплохое соответствие областей магматической активизации массива подъемам глубинных масс, отмечаемых повышением значений пластовых скоростей низов коры и мантийными волноводами.

Охотский массив. Расчеты выполнены для южной части массива по данным гравиметрии и иллюстрируют слоисто-блочную модель земной коры. Выделено четыре структурных уровня в распределении центров масс на глубинах 2—5, 8—11, 16—20 и 30—50 км. Наиболее контрастны структуры первого и третьего уровней, которые приведены на рис. 4. На верхнем уровне преобладает субмеридиональный структурный план. К поднятиям этого уровня приурочены вулканические постройки, наложенные на структурные элементы фундамента и частично чехла. Узкие линейные поднятия и прогибы поверхности уровня совпадают с глубинными разломами. Гранитоиды располагаются преимущественно в понижениях поверхности первого уровня (Ульбейский прогиб, западное обрамление Кухтуйского выступа).

Особенностью структуры второго уровня являются северо-восточные простирации, которые наиболее отчетливо просматриваются на юге массива среди меридиональных и широтных элементов рельефа поверхности уровня. Такая ориентировка согласуется с простиранием Удско-Мургальской геосинклиналии, ограничивающей Охотский массив с юга.

Третий уровень (см. рис. 4) характеризуется ортогональным (меридиональным и широтным) расположением блоков, разделенных субширотным валообразным поднятием, отделяющим основную зону Охотско-Чукотского вулканогенного пояса от остальной части Охотского массива. Соотношение глубинных и приповерх-

ностных блоков в южной части массива структурно-инверсное (Ульинскому прогибу отвечает поднятие поверхности третьего уровня), а в северной — совпадает по знаку.

Самый нижний четвертый уровень представляет собой структуру синклинального типа с преимущественной субширотной ориентировкой структурных элементов. Погружение центральной части массива ограничено с юга, запада и востока поднятиями глубинной поверхности. Эти изменения соизмеримы с изменениями объемов земной коры в целом, а их природа, возможно, связана с глубинными процессами в обрамляющих массив геосинклиналях.

ВЫВОДЫ

1. Приуроченность срединных массивов Дальнего Востока к трансрегиональной Пограничной гравитационной ступени, разделяющей крупные геоблоки континентальной окраины, позволяет рассматривать их в качестве краевых или пограничных массивов.

2. Закономерное расположение массивов разных типов по обе стороны от Пограничной ступени — редуцированных в переходном геоблоке, активизированных и смешанного типа — в континентальном, подчеркивает вещественную природу рассматриваемой границы, отделяющей область широкого развития процессов океанизации континентальной коры (переходный геоблок) от площадей, где они распространены не повсеместно.

3. Особенности глубинной структуры срединных массивов, геологические данные по их взаимоотношениям с геосинклинальными системами свидетельствуют о существовании горизонтальных движений в верхней части разреза земной коры на стыке этих структурных элементов в мезозое.

4. Изучение ограничений срединных массивов как элементов тихоокеанской окраины указывает на миграцию Пограничной зоны к востоку в докайнозойское время, а в кайнозое — к западу.

5. Исследование глубинной структуры срединных массивов позволяет рассматривать ее как слоисто-блочную или блоково-слоистую. Особенностями структуры являются: иерархическое распределение блоков и ограничивающих их глубинных разломов, наличие структурных инверсий в рельефе глубинных слоев наряду с их конформностью, сочетание конформных структурных планов слоев с дискордантными. Структурные инверсии и дискордантность планов наблюдаются в блоках, наиболее подверженных процессам тектономагматической активизации соседних геосинклиналей.

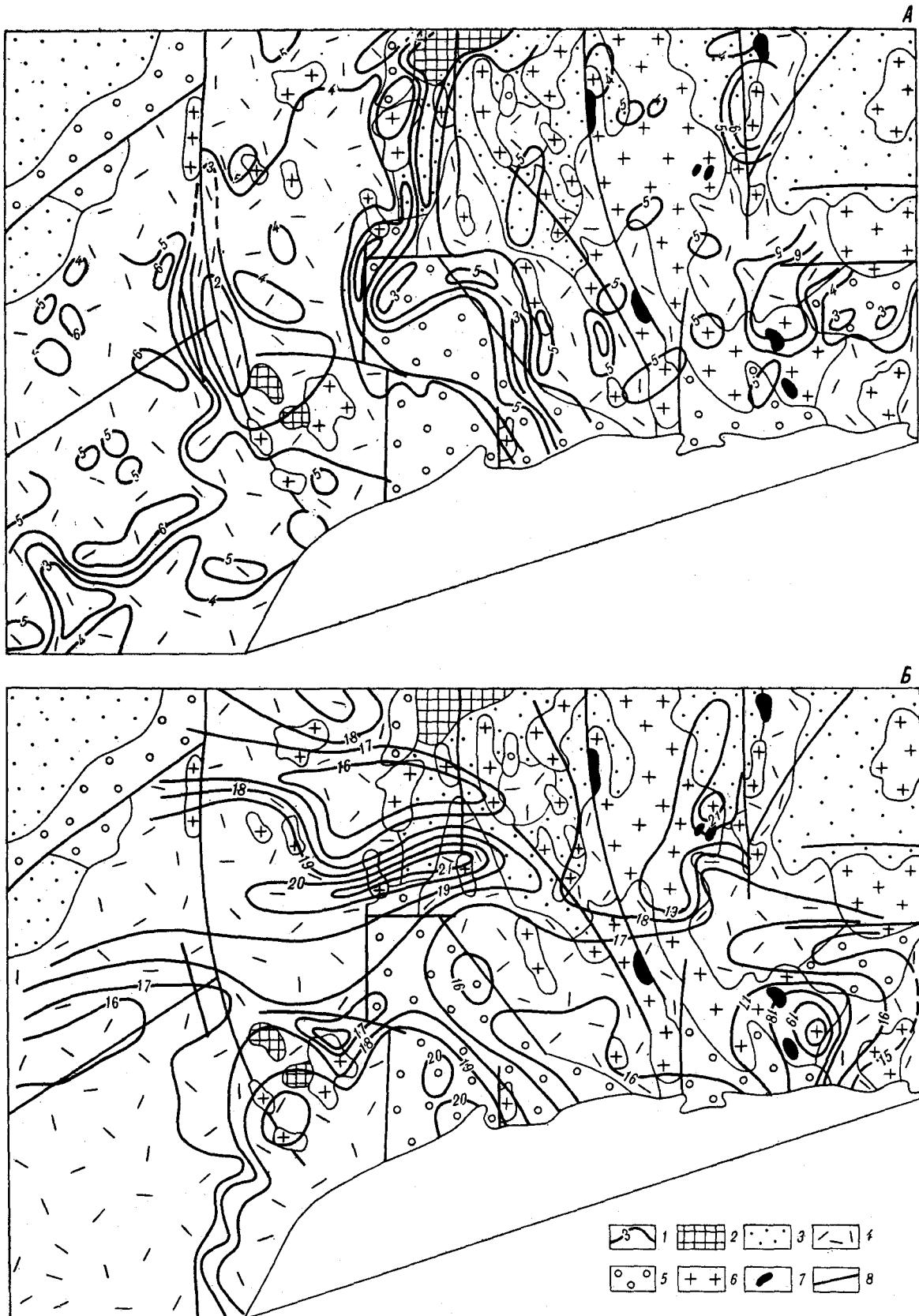


Рис. 4 Схемы изоглубин центров масс земной коры южной части Охотского массива.

А — первый уровень; Б — третий уровень; 1 — изолинии глубин центров масс, км; 2 — выходы докембрийского фундамента массива; 3 — образования чехла; 4 — позднемезозойские — раннекайнозойские вулканиты; 5 — отложения позднекайнозойских впадин; 6 — гранитоиды мезозоя; 7 — габроиды мезозоя; 8 — разломы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аргентов В. В., Оспанов А. Б., Попов А. А. Структура земной коры юго-западного Приморья.— В кн.: Геология и геофизика Тихоокеанского пояса. Новоалександровск, 1970. (Тр. СахКНИИ, вып. 25).
2. Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С. и др. Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976.
3. Брянский Л. И. Блоково-слоистая структура земной коры Ханкайского массива.— В кн.: Принципы комплексной интерпретации геологического-геофизических данных. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1979.
4. Изосов Л. А. Палеозойские вулкано-тектонические структуры Юго-Западного Синегорья (Приморский край).— В кн.: Кольцевые и купольные структуры Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
5. Карсаков Л. П., Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф. Модели глубинного строения и эволюция докембрийских блоков Дальнего Востока.— ДАН СССР, 1981, т. 256, № 1.
6. Косыгин Ю. А., Малышев Ю. Ф., Петрищевский А. М. Глубинная структура Ханкайского массива.— ДАН СССР, 1981, т. 259, № 1.
7. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. М.: Недра, 1980.
8. Мельников Н. Г., Голозубов В. В. Олистостромовые толщи и конседиментационные тектонические покровы в Сихотэ-Алине.— Геотектоника, 1980, № 4.
9. Парфенов Л. М., Карсаков Л. П. и др. Древние сиалические блоки в складчатых структурах Дальнего Востока.— Геол. и геофиз., 1979, № 2.
10. Потапьев С. В. Соотношение поверхностной и глубинной структуры земной коры Приамурья и Приморья.— В кн.: Глубинное строение литосферы Дальневосточного региона. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
11. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980.
12. Шевченко Б. Ф. Геолого-геофизические модели верхней части земной коры Буреинского массива.— Геол. и геофиз., 1981, № 7.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
11 декабря 1982 г.

УДК 551.35(265.53)

*А. А. Андреев, М. Л. Красный, Б. Г. Сапожников,
С. С. Снеговской, И. И. Хведчук*

СТРУКТУРА ДНА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ

На основе интерпретации новых геофизических данных рассмотрено строение акватории северо-западной части Охотского моря, где предполагается сочленение Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской и Сахалинской складчатых областей. Показано, что в тектонике

Взаимоотношение структурных планов Монголо-Охотской, Сихотэ-Алинской и Сахалинской складчатых систем является принципиальным вопросом тектоники обширного региона северо-восточной Азии. В то же время акватория северо-западной части Охотского моря, где предполагается сочленение этих структур, вплоть до настоящего времени оставалась практически не изученной.

В связи с этим Сахалинский КНИИ ДВНЦ АН СССР в 1980 г. провел комплексные геофизические исследования на НИС «Морской геофизик», включающие гравиметрию, магнитометрию, эхолотирование и по ряду профилей — высокочастотное сейсмическое профилирование методом центрального луча с максимумом спектра регистрируемого сигнала 200 Гц.

Гравитационное поле акватории в редукции Буге в целом характеризуется преимущественно северо-восточным простиранием аномалий, амплитуда которых не превышает 40 мГл. Характерной особенностью является наличие относительно повышенной Шантарской аномалии шириной 40—50 км, протягивающейся вдоль берега на расстояние 350 км. Аномалии сахалинского (субмеридионального) направления не прослеживаются ближе, чем на 200 км от северного побережья Охотского моря.

Гравитационные данные использовались для оценки мощности осадочной толщи. Наибольшая трудность при этом заключается в выборе регионального гравитационного фона. Этим региональным фоном в первую очередь должно служить влияние подошвы земной коры (сейсмическая граница М). В качестве опорных данных можно использовать такие границы на профилях ГСЗ 11-М и 12-М (рис. 1), пересекающих район исследования [6]. Полученные

района преобладают структуры, простирающиеся вдоль Охотского звена Катаянатаского вулканогенного пояса. Установлена ритмичность осадочных отложений плиоцен-четвертичного возраста.

гравитационные данные вдоль профиля 11-М заставляют пересмотреть представление о том, что нижнюю отражающую сейсмическую границу на этом профиле следует принимать за подошву земной коры. В самом деле, в то время как мощность осадков на профиле ГСЗ 11-М увеличивается в юго-восточном направлении, «мощность» земной коры сокращается под центральной частью профиля до 22—23 км на фоне 30 км на окончании профиля. Гравитационное влияние осадков (выше границы с $V_r = 5,9$ км/с, $\Delta\sigma = -0,3$ г/см³) и такой «подошвы» земной коры не в состоянии даже качественно описать наблюденное поле силы тяжести.

Заметим, что нижняя сейсмическая граница, принимаемая на профиле 11-М за подошву земной коры согласно [6], построена по отраженным волнам и не прослежена непрерывно на соседних участках акватории. Вместе с тем в низовьях р. Амура на тех же глубинах 23—24 км на профиле ГСЗ также наблюдаются отражающие площадки, а подошва земной коры здесь находится на глубине 35—40 км (скорость в покрывающей толще 6,2 км/с [1]). Вероятно, что и на профиле 11-М следует ожидать наличие подошвы земной коры на глубине 35 км, так как этот профиль пересекает непосредственное подводное продолжение хребта Сихотэ-Алинь.

С учетом сказанного, принимаемые в первоначальной интерпретации отражения с глубины 22—23 км, вероятно, не могут рассматриваться как отражения от подошвы земной коры.

В этой ситуации региональный фон определяется следующим образом. Вычислялось влияние осадков ($V_r = 2,5 - 2,7$ км/с, $\Delta\sigma = -0,3$ г/см³) на ПР 11-М и 12-М, которое вычиталось из

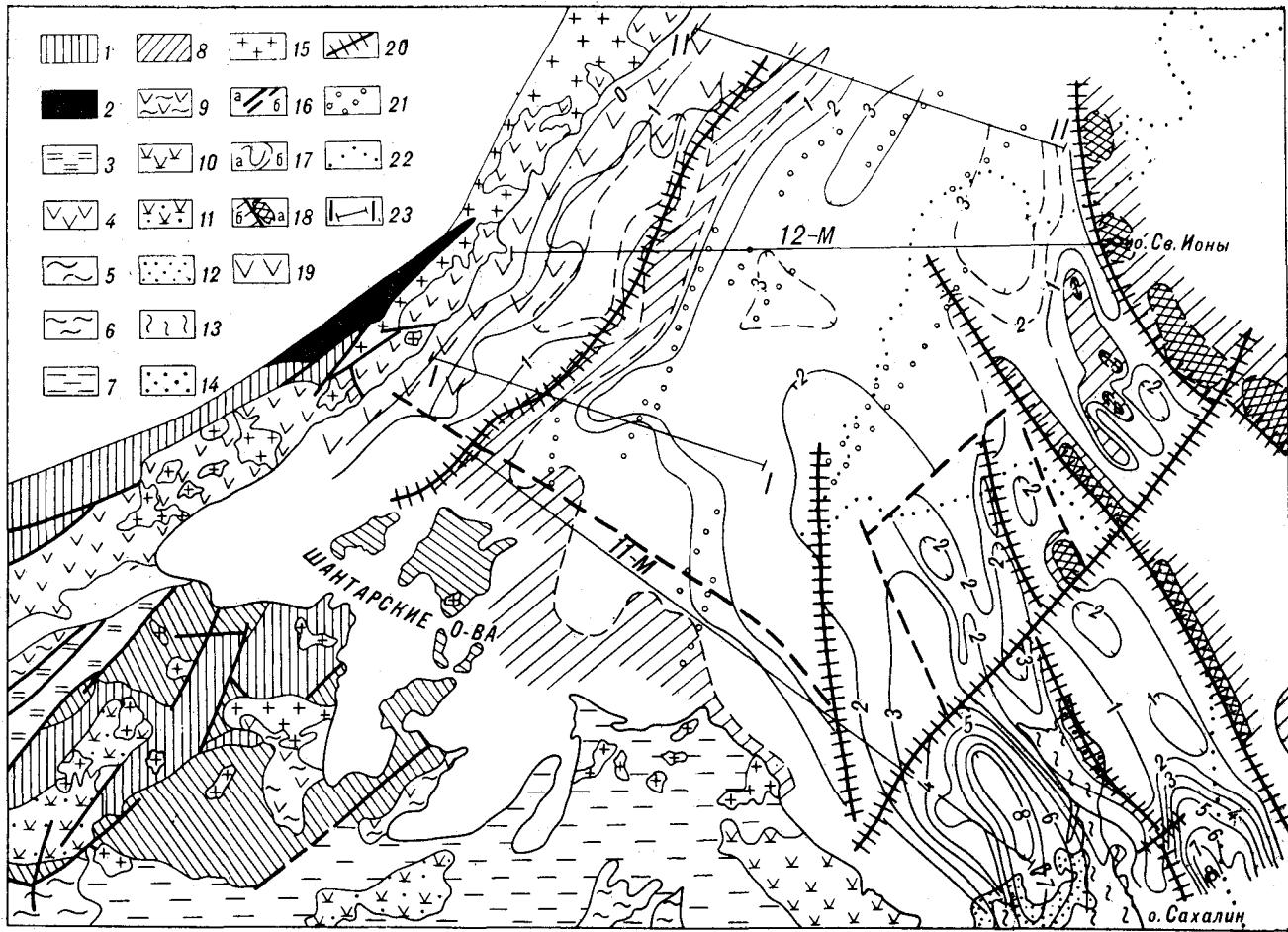


Рис. 1. Структурная схема юго-западной части Охотского моря. Континентальная часть схемы согласно [7].
 1 — становая протерозойская складчатая область; 2 — аноортозиты протерозойского возраста; 3 — терригенно-кремнисто-вулканогенные раннегеосинклинальные формации (P_1 — O); 4 — вулканогенно-терригенные формации прогибов краевых частей платформы (J_1 — K_1); 5 — флишевые позднегеосинклинальные формации (D — T_2); 6 — флишевые позднегеосинклинальные формации ((P) T — N); 7 — вулканогенно-кремнисто-терригенные раннегеосинклинальные формации ((P) T — N); 8 — терригенно-кремнисто-вулканогенные раннегеосинклинальные формации (D — T_2); 9 — вулканогенно-молассовая формация прогибов и впадин ((P) T — K (P)); 10 — наземные вулканогенные формации ((P) T — N); 11 — то же, возрасты ((P) T_1 — K (P)); 12 — лимническая фауна диплодорий (Q); 13 — молассовая формация (K_1 — Q) (о. Сахалин); 14 — палеозойские отложения на о. Сахалин; 15 — гранитоиды; 16 — разломы: установленные (a) и предполагаемые по геофизическим данным (б); 17 — изопахиты мощности осадочных отложений на акватории: установленные (a) и предполагаемые (б); 18 — выходы на поверхность dna фундамента осадочных отложений (a) и площади, где мощность осадков менее 0,5 км (б); 19 — вулканогенные образования на дне акваторий; 20 — наиболее крупные разломы земной коры акваторий, установленные предыдущими геофизическими работами; 21 — оси магнитных аномалий; 22 — изобаты 200 м; 23 — линии геофизических профилей, изображенных на рис. 2.

наблюденного поля силы тяжести. Полученные кривые использованы в качестве опорных данных для построения карты регионального фона на всей площади исследований. Для определения направления и сложности рисунка изолиний этого регионального фона использована карта мощности консолидированной коры рассматриваемой акватории [6] и сделано предположение о том, что интересующие нас изолинии на обеих картах имеют одинаковую региональную ориентировку.

Мощность осадочной толщи определена по остаточным аномалиям, представляющим разность между наблюденным полем силы тяжести и региональным полем, найденным вышеописанным образом. Очевидно, что мощности осадков вдоль профилей ГСЗ равны

таковым ($V = 2,5 - 2,7$ км/с) по сейсмическим данным.

Характерной особенностью аномального магнитного поля ΔT является резкое затухание интенсивных положительных аномалий на расстоянии 40—50 км от побережья (см. рис. 1). Эти аномалии интенсивностью до 10^{-6} Т и более отражают подводное продолжение Охотского звена Катализатского вулканогенного пояса. Шантарской гравитационной аномалии соответствует спокойное, слабо отрицательное поле ΔT . Восточнее наблюдаются положительные аномалии интенсивностью до 3×10^{-7} Т и размерами 10—30 км \times 80—100 км. Простижение этих аномалий соответствует в среднем общему простианию Охотского звена Катализатского вулканогенного пояса.

По результатам количественных расчетов наибольшие глубины верхних кромок намагниченных тел вблизи побережья составляют не более 3 км, интенсивность намагничения $16-24 \times 10^{-6}$ ед. СИ. В других частях рассматриваемой акватории верхние кромки погружаются в отдельных случаях до 10 км, а интенсивность намагничения тел находится в пределах $24-48 \times 10^{-6}$ ед. СИ.

На рис. 1 представлена тектоническая схема, построенная по результатам интерпретации гравитационных и магнитометрических данных и дополненная в юго-восточной части материалами Маргулиса Л. С. и др. [4].

Новым структурным элементом является Шантарское поднятие, в пределах которого мощность осадочных отложений не превышает первых сотен метров. Между Шантарским поднятием и поднятием Кашеварова выделяется относительный прогиб фундамента амплитудой 3 км. Являясь частью Северо-Охотской впадины, этот прогиб фундамента лежит на продолжении Среднеамурских впадин, активных вплоть до настоящего времени [8].

Структуры сахалинского простирия при продолжении на северо-восток теряют выразительность. На большей части рассматриваемой акватории намагниченные интрузивные тела в фундаменте имеют простирие, близкое к простирию материка, что свидетельствует об отсутствии влияния напряжений, сформировавших сахалинскую складчатость, на структуры Северо-Охотской мегавпадины. С другой

стороны, на рис. 1 видно, что разломы, осложняющие сахалинские структуры, продолжаясь на север, вблизи поднятия Кашеварова следуют его очертаниям.

Таким образом, в блоковом строении фундамента отражается лишь влияние тектонических напряжений, сформировавших на последних этапах тектонического развития крупнейшие морфоструктуры: Охотоморский вулканический пояс и поднятие Кашеварова.

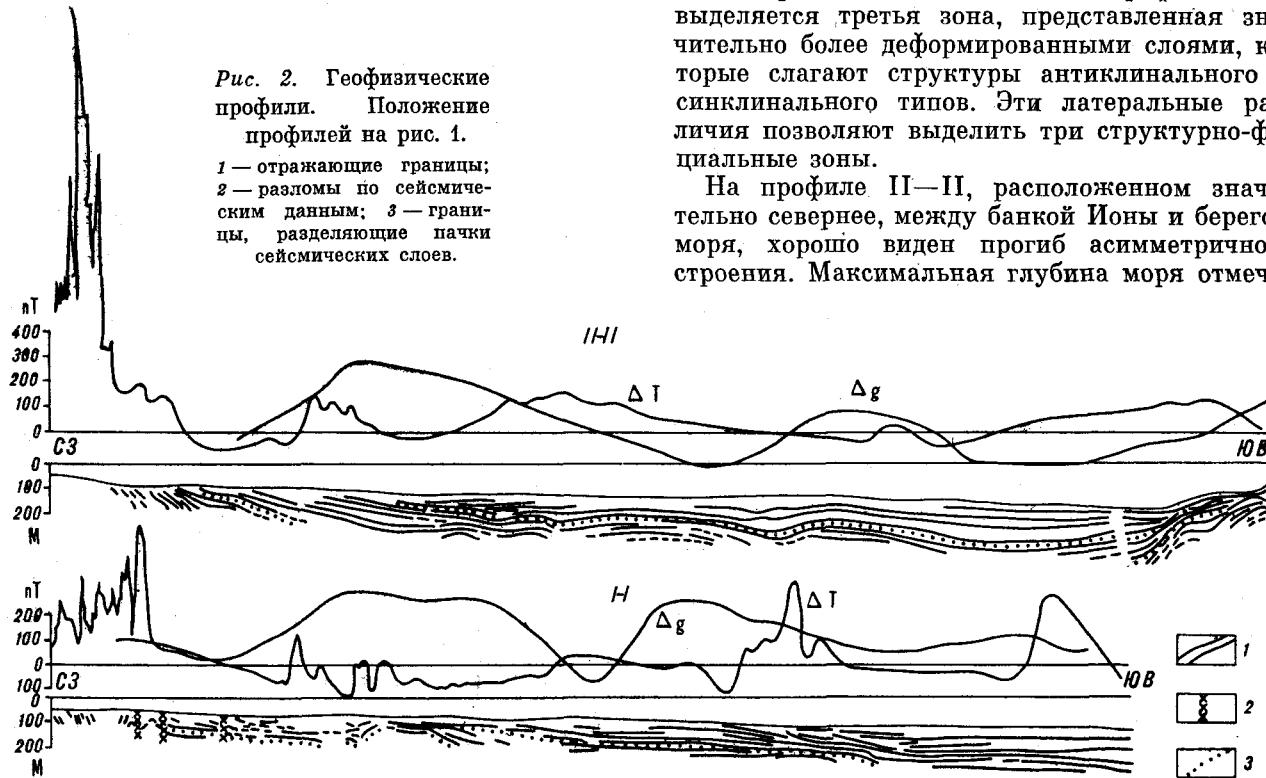
Новейшие черты тектонического развития зафиксированы во взаимоотношениях слоев на сейсмических разрезах (рис. 2).

Профиль I—I дает возможность понять взаимоотношения верхних слоев при переходе от прогиба Сахалинского залива к поднятию, приуроченному к Шантарским островам. Для них характерно общее вздымание в северо-западном направлении по мере уменьшения глубины моря; причем углы наклона сейсмических границ возрастают с глубиной. На сейсмическом разрезе выделяются три пачки слоев, последовательно выклинивающихся в северо-западном направлении.

Наряду с выклиниванием верхних слоев наблюдается изменение стиля их деформации на протяжении профиля. Если на юго-восточном участке профиля отмечается латеральная выдержанность сейсмических границ, то по мере продвижения на северо-запад прослеживание сейсмических границ становится неуверенным, выдержанность горизонтов уменьшается; на северо-западном окончании профиля I—I выделяется третья зона, представленная значительно более деформированными слоями, которые слагают структуры антиклинального и синклинального типов. Эти латеральные различия позволяют выделить три структурно-фацальные зоны.

На профиле II—II, расположеннном значительно севернее, между банкой Ионы и берегом моря, хорошо виден прогиб асимметричного строения. Максимальная глубина моря отмечена

Рис. 2. Геофизические профили. Положение профилей на рис. 1.
1 — отражающие границы;
2 — разломы по сейсмическим данным; 3 — границы, разделяющие пачки сейсмических слоев.



ется вблизи банки Ионы, осевая часть прогиба и наибольшие мощности осадочных отложений несколько смещены в северо-западном направлении.

На сейсмическом разрезе выделяются три сейсмотолщи, последовательно сменяющие друг друга в вертикальном разрезе и имеющие тенденции к выклиниванию на окончаниях профиля, причем углы выклинивания увеличиваются с глубиной.

Е. Г. Песковым и И. И. Мигович по материалам, полученным на континентальной части Дальнего Востока, высказано предположение о наличии окраинного рифтового пояса, простирающегося в пределах акватории вдоль побережья Охотского моря — от Уссурийского до Пенжинского залива [5].

Результаты проведенных геофизических работ свидетельствуют о том, что непосредственно на подводных продолжениях шовных зон,

разделяющих тектонические блоки континентальной части Дальнего Востока, в геофизических полях не проявляются структурные направления, кроме названных простираций рифтогенных структур.

На мелкомасштабных тектонических схемах видно, что вблизи Шантарских островов проходит граница двух геоблоков наиболее низкого ранга для данного региона: Амурского и Охотского [3], или, в другой терминологии, — граница между двумя плитами аналогичного ранга [2]. Поскольку система рифтогенных впадин не прерывается Шантарским разломом, разграничивающим структуры наиболее низкого ранга, то вероятно, что тектонические напряжения охватывают одновременно несколько крупных геоблоков. Эти напряжения, судя по приведенным данным НСП, обнаруживают ритмичность даже в пределах плиоцен-четвертичного времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976.
2. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979.
3. Красный Л. И. Геоблоки. — Геотектоника, 1967, № 5.
4. Маргулис Л. С., Мудрецов В. Б. и др. Геологическое строение северо-западной части Охотского моря. — Сов. геол., 1979, № 7.
5. Песков Е. Г., Мигович И. М. Окраинно-континентальная рифтовая система на северо-востоке Азии. — Геол. и геофиз., 1980, № 2.
6. Строение земной коры в области перехода от Азиатского континента к Тихому океану. М.: Наука, 1964.
7. Структурно-формационная карта северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса (в пределах СССР). М-б 1 : 1 500 000/Гл. ред. Л. И. Красный. Л.: ВСЕГЕИ, 1969.
8. Худяков Г. И. Геоморфотектоника юга Дальнего Востока (Вопросы теории). М.: Наука, 1977.

СахКНИИ ДВНЦ АН СССР
Новоалександровск

Поступила в редакцию
2 июля 1982 г.

УДК 551.242.51+551.71

Б. Л. Годзевич

СТРУКТУРА И РАЗРЕЗЫ НИЖНЕГО АРХЕЯ СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ*

Курультино-гонамский, зверевский и чогарский комплексы нижнего архея рассматриваются как единое гранулит-базитовое основание Становой складчатой системы. В пределах последнего выделяются овальные синклиниории и антиклиниории, в разрезах которых прослеживаются четыре формационно-стратиграфиче-

Обобщение результатов геологосъемочных работ при составлении мелкомасштабных карт позволило автору выявить в нижнем архее Становой складчатой системы ряд не описанных прежде синклиниориев и антиклиниориев. Анализ строения разрезов разных частей этих структур, относившихся раньше к различным сериям, позволяет по-новому подойти к стратиграфии и палеотектонике нижнего архея и наметить новые аспекты его металлогенеза.

СОСТАВ И СТРУКТУРА НИЖНЕАРХЕЙСКИХ ТОЛЩ

Гранулитовые образования с возрастом 3,6—4,5 млрд. лет [3, 11] выделены в разных частях Становой складчатой системы под названиями курультино-гонамского [2], зверевского [15] и чогарского [12] комплексов. Первоначально они картировались в виде «глыб» среди метаморфизованного в амфиболитовой фации станового комплекса. Затем выяслилось более широкое распространение их диафторированных разновидностей, которые образуют постарение-архейские поднятия, разделяющие опущенные блоки станового комплекса, возраст которого принят верхнеархейским [3]. В дальневосточной части Становой складчатой системы автор предложил выделить следующие поднятия [7]: внешнее Северо-Становое, расположение вдоль границы с Алданским кристаллическим массивом, внутреннее Чогаро-Могочинское, ограничивающее с юга крупные овальные блоки верхнего архея, и диагональные Ларбинское и Брянтинское поднятия, разделяющие эти блоки между собой. В свою очередь, каждое из под-

ских уровня. Особенности латеральных фациальных изменений толщ свидетельствуют о формировании синклиниориев на месте округлых раннеархейских прогибов (палеокальдер), а антиклиниориев на месте вулканических поднятий.

Ниятий разбито на ряд крупных блоков. Северо-Становое поднятие с запада на восток включает Верхне-Тимптонский, Сутамский, Джутдырский и Джугджурский блоки; Чогаро-Могочинское — Могочинский, Дамбукинский и Чогарский блоки; Брянтинское — Угаглинский, Верхне-Брянтинский, Улаканджинский и Сивакано-Токский блоки. В Ларбинском поднятии наиболее крупными являются северный Нижне-Ларбинский и южный Гетканский блоки (рис. 1).

В составе толщ нижнего архея распространены в разной степени диафторированные пироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы и гнейсы, гранатовые гранулиты, высокоглиноземистые гнейсы, которым подчинены кварциты, известково-силикатные и карбонатные породы. Общими вещественными особенностями выделяемых поднятий и блоков являются преобладание в их разрезах основных кристаллических сланцев, ассоциирующих с доскладчательными гипербазитами, габброидами и аортозитами, и метаморфизм пород в гранулитовой фации высоких давлений с анатексисом существенно натриевых гранитоидов [7, 8, 12]. Это позволяет объединять указанные в начале статьи комплексы в единое мафическое или гранулит-базитовое основание Становой складчатой системы, формационно отличное от более сиалического алданского комплекса.

При анализе складчатости выявляется структурное единство поднятий гранулит-базитового основания. Оно заключается в общем смятии нижнеархейских толщ в систему сопряженных синклиниориев и антиклиниориев овальной и линейной формы. В рассматриваемой части Становой складчатой системы (см. рис. 1) выделяются два крупных овальных синклиниория северо-западного простирания, которые предла-

* Печатается в дискуссионном порядке.

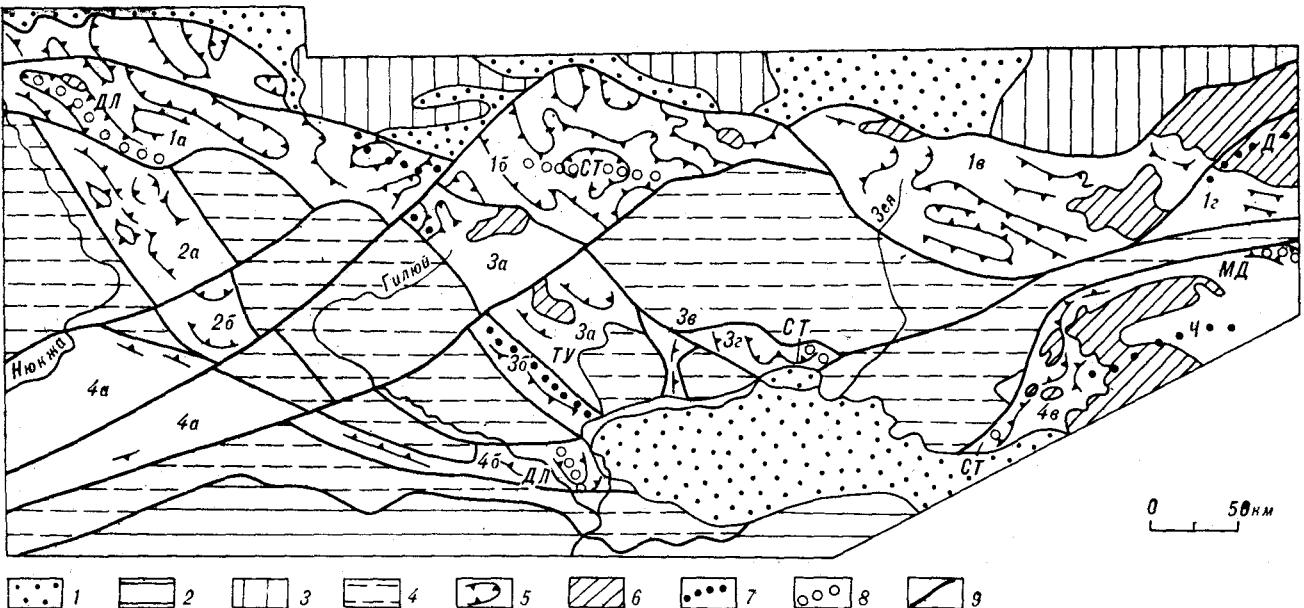


Рис. 1. Структурная схема раннего архея Становой складчатой системы.

1 — наложенные мезозойско-кайнозойские впадины; 2 — Монголо-Охотская складчатая область; 3 — Алтайский щит; 4—9 — Становья складчатая система: 4 — верхнеархейский стадовой метаморфический комплекс, 5 — нижнеархейский гранулит-базитовый комплекс с указанием преобладающих направлений простирания и падения толщ, 6 — раннеархейские метагаббройды и аортозиты; 7 — фрагменты осей антиклиниориев: ТУ — Тангракско-Угаглинского, Д — Джандинского, Ч — Чогарского; 8 — то же, синклиниориев; ДЛ — Дамбукино-Ларбинского, СТ — Сутамо-Токского, МД — Майско-Джандинского; 9 — линии главных разломов.

Блоки нижнего архея в Северо-Становом поднятии: 1а — Верхне-Тимптонский, 1б — Сутамский, 1в — Джугдышский, 1г — Джугджурский; то же, в Ларбинском поднятии: 2а — Нижне-Ларбинский, 2б — Геткансий; то же, в Брянтинском поднятии: 3а — Верхне-Брянтинский, 3б — Угаглинский, 3в — Улаганджинский, 3г — Сивакано-Токский; то же, в Чогаро-Могочинском поднятии: 4а — Могочинский, 4б — Дамбукинский, 4в — Чогарский.

гаются назвать Сутамо-Токским и Дамбукино-Ларбинским.

Сутамо-Токский синклиниорий представляет собой почти идеально замкнутый овал размером 300—400 км. Преобладающее падение его крыльев меняется от северо-восточного в Брянтинском поднятии к запад-северо-западному в Чогарском блоке и к юго-западному в Джугдышском блоке. В центре Сутамского блока фиксируется чашевидный фрагмент ядра этого синклиниория поперечником около 50 км, известный под названием Сутамской чаши [4]. Другой фрагмент ядра, погруженный к северу и срезанный разломом, наблюдается в восточной части Сивакано-Токского блока.

Дамбукино-Ларбинский синклиниорий (около 150 × 450 км) занимает центральную и западную части Верхне-Тимптонского блока, Ларбинское поднятие и Дамбукинский блок. Его ядро отвечает крупные, шириной до первых десятков километров, синклинали, установленные на западе Верхне-Тимптонского блока (Талуминская, по А. Г. Кацу) и на востоке Дамбукинского блока. В сравнении с Сутамо-Токским этот синклиниорий более сжат, осложняющие его складки имеют в плане удлиненно-ovalную форму.

Указанные синклиниории разделены Тангракско-Угаглинским антиклиниорием линейного типа. Относительно широкая северо-западная

часть его ядра представлена сложно построенным Тангракским куполом [2] с поперечником около 30 км. Юго-восточная часть прослеживается по цепочке более мелких куполов вдоль Угаглинского блока Брянтинского поднятия.

Фрагменты овальных *Джугджурского* и *Чогарского антиклиниориев* установлены в одноименных блоках. Эти структуры вытянуты в близширотном направлении и имеют видимый поперечник 70—100 км. К их ядрам приурочены крупнейшие Джугджурский и Сехтагский габбро-аортозитовые массивы. Нижнеархейские метаморфические породы почти конформно огибают края указанных массивов, образуя своеобразные антиформы облекания. Данные антиклиниории разделены субширотным *Майско-Джандинским синклиниорием* с линейно сжатой приосевой частью.

В антиклиниориях и синклиниориях сложно сочетаются разнопорядковые пересекающиеся складки с частыми изгибами осей и разнообразные по морфологии. Наиболее прихотливая амёбовидная их конфигурация устанавливается в расширенных ядрах антиклиниориев и синклиниориев (например, в Тангракском куполе и Сутамской чаше). На крыльях синклиниориев обычно усиlena сжатость крупных продольных складок, которые приобретают удлиненно-ovalную форму. Оси продольных складок образуют изгибы от меридионального направле-

ния к северо-западному, а поперечных — от широтного к северо-восточному.

Ряд данных свидетельствует о длительном многоэтапном формировании складчатой структуры нижнего архея. Так, В. Л. Дук, В. В. Балаганский и А. Н. Зедгенизов [10] в пределах Сутамского блока установили три цикла деформаций, происходивших сперва в условиях гранулитовой, а затем амфиболитовой фаций метаморфизма. В каждом из циклов они выделяют до четырех генераций складок. По наблюдениям автора статьи в других блоках смятие нижнеархейских толщ происходило по крайней мере в течение трех этапов деформаций, последовательно отвечавших сменам метаморфизма гранулитовой, амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций. На первом (раннеархейском) этапе сформировалась ортогональная система пересекающихся складок, на втором (позднеархейском) — диагональная система и на третьем (раннепротерозойском) этапе возникли преимущественно северо-западные ($320-330^\circ$) наложенные складки. Многократные разнонаправленные деформации обусловили прихотливость складчатых форм, изогнутость шарниров и в конечном счете привели к образованию весьма полого зеркала крупных (базисных) складок.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ СХЕМЫ НИЖНЕГО АРХЕЯ И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ КОРРЕЛЯЦИИ

В настоящее время разработано множество местных стратиграфических схем нижнего архея, требующих увязки (см. таблицу). В большинстве крупных блоков метаморфические образования выделены в самостоятельные серии, которые принято объединять на западе системы в зверевский или курультино-гонамский, а на востоке в чогарский комплексы. Толщи Сутамского и Джугудырского блоков первоначально сопоставлялись с иенгрской, тимптонской и джелтулинской сериями алданского комплекса. Но, учитывая их существенно базитовый состав, специфический метаморфизм в условиях сутамской фации глубинности, а также ассоциированность с габброидами и аортозитами, в последние годы эти толщи также стали включаться в курультино-гонамский комплекс [5, 6, 9]. Образования Сутамского блока И. М. Фрумкин, в частности, предложил выделить в гидатскую серию (в составе олонгринской, сеймской, нельгуйской и комусской толщ), которая, по его мнению, отвечает уровню иенгрской серии, но относится к иной структурно-формационной зоне.

Попытка унификации рассматриваемых схем сделана на III Дальневосточном стратиграфи-

Основные стратиграфические подразделения нижнего архея Становой складчатой системы

Названия блоков	Серии (толщи) и выделившие их авторы	
Верхне-Тимптон-кий (западная часть)	Курультинская (Е. П. Миронюк)	
Верхне-Тимптон-кий (восточная часть)	Зверевская Кабактинская (В. Г. Ветлужских и др.), [2]	Курультинская (А. Г. Кац)
Сутамский	Тимптонская Иенгрская (М. З. Глуховский, Г. Б. Гиммельфарб и др.)	Гидатская (И. М. Фрумкин)
Джугудырский	Джелтулинская, тимптонская (Г. Б. Гиммельфарб, Б. А. Микаилов, Л. П. Карсаков и др.)	
Джугджурский Чогарский	Джанинская (В. Н. Мошкин, Б. Л. Годзевич, В. Н. Гончаров)	
Гетканский	Зверевская (М. З. Глуховский, А. Г. Кац, Т. А. Милай)	
Могочинская	Могочинская (В. И. Шульдинер), [16]	
Дамбукинский Улаканджинский	Дамбукинская (Б. Л. Годзевич, Ю. С. Ляховкин)	
Угаглинский	Толщи «А» и «Б» (С. Т. Щитин)	
Сивакано-Токский	Нижняя, средняя, верхняя толщи (Ю. С. Ляховкин), [12]	

ческом совещании (1978 г.). Его решениями предусмотрено выделять на северо-западе Становой системы курультинскую, на юго-западе — могочинскую, в центральной части — дамбукинскую и на востоке — джанинскую серии, соответствующие примерно одному стратиграфическому уровню [14]. Однако вследствие недоучета особенностей региональной структуры нижнего архея эта схема не лишена формальности. Вместе с тем в последние годы неоднократно обращалось внимание на «поразительное сходство» различных выходов курультино-гонамского комплекса и его характерный трехчленный разрез (нижняя часть базитовая, средняя — базитово-глиноzemистая и верхняя — существенно гнейсовая), хотя региональной корреляции не производилось [6—8, 15]. Рассмотренные признаки структурно-вещественного единства гранулит-базитового комплекса Становой складчатой системы служат основанием для такой корреляции.

Сопоставление нижнеархейских толщ в разных блоках затруднено их диафторезом, фациальной изменчивостью и рассредоточенностью на огромной территории. Однако эти трудности преодолеваются путем применения некоторых корреляционных принципов. Так, литолого-петрографическая корреляция толщ, которой препятствует неравномерный диафторез, дополняется петрохимической. Соответственно нижнеархейские породы подразделяются на следующие литолого-петрохимические группы: 1) основных кристаллических сланцев с гиперстеном, клинопироксеном, амфиболом; 2) эндербитовых гнейсов с теми же минералами; 3) глиноземистых пород, включающих гранатовые гранулиты (гнейсы), высокоглиноземистые гнейсы и сланцы с силлманитом, дистеном, кордиеритом, ставролитом; 4) чарнокитовых (калиевых) гнейсов с гиперстеном, амфиболом, биотитом; 5) известковистых гнейсов и кристаллических сланцев с диопсидом, клиноцизитом и маложелезистыми амфиболами; 6) мраморов и кальцифиров; 7) глиноземистых, известковых и железистых кварцитов [9].

При определенной фациальной изменчивости в нижнеархейских толщах постоянно присутствуют основные кристаллические сланцы, эндербитовые гнейсы, глиноземистые породы, а в отдельных частях разрезов и чарнокитовые гнейсы. По соотношениям между этими постоянными компонентами, определяющими основное содержание толщ, и производится главным образом корреляция последних (принцип постоянных компонентов). Несмотря на блоковую структуру, литологически контрастные толщи мощностью более 1 км, как правило, прослеживаются на большие расстояния, что позволяет считать их регионально коррелируемыми (принцип больших мощностей). Наконец, с выявлением системы антиклиниориев и синклиниориев появилась возможность определения относительного положения разрезов разобщенных блоков по структурному принципу.

СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ НИЖНЕГО АРХЕЯ

В результате сопоставления общих разрезов крупных блоков по указанным принципам выявлено сходство их на всей рассматриваемой территории (рис. 2). В соответствии с особенностями складчатой структуры в ее пределах прослеживаются четыре формационно-стратиграфических уровня, отвечающих рангу серий. Их предлагается назвать (снизу вверх) кабактинским, зверевским, курбаликитским и комусским.

К кабактинскому уровню относится нижняя существенно базитовая бескарбонатная часть сводного разреза, выходящая в ядрах антикли-

ниориев. Она включает кабактинскую серию Верхне-Тимптонского блока, толщу «А» Угаглинского блока и курлахскую свиту джанинской серии Джугджурского и Чогарского блоков. Наиболее полный разрез установлен в Верхне-Тимптонском блоке, где он представлен нижней тангракской свитой (основные, реже ультраосновные кристаллические сланцы с линзами магнетитовых и мономинеральных кварцитов; 3,0 км) и верхней амунактинской свитой (основные кристаллические сланцы, эндербитовые гнейсы с линзами гранатовых гранулитов; 3,4 км) [2]. В других выходах обнаружены близкие по составу к амунактинской свите образования данного уровня мощностью до 2 км.

В зверевский уровень включается выплывающая базитово-глиноземистая часть разреза, фиксируемая во всех блоках. В полном объеме, наблюдаемом в Верхне-Тимптонском, Сутамском блоках и в Брянтинском поднятии, уровень имеет трехчленное строение. Нижняя и верхняя его части (соответственно сыгынахская и холдинганская, верхнеалданская* и улунчинская свиты, толща «Б» и камрайская? свита с мощностями 1,3—4,6 км) сложены гранулитами и высокоглиноземистыми гнейсами в сочетании с основными кристаллическими сланцами, эндербитовыми гнейсами, кварцитами, изредка с известково-силикатными, карбонатными и магнезиально-глиноземистыми породами. Среднюю часть уровня занимает толща (до 5,5 км) основных кристаллических сланцев и эндербитовых гнейсов с редкими пластами глиноземистых, известково-силикатных и карбонатных пород, местами имеющая более основной состав в нижней половине разреза (муравьевская и джилинданская, федоровская и иджакская, дубакитская свиты и их аналоги). Начиная со зверевского уровня, в отложениях нижнего архея характерно появление высокоглиноземистых, известковистых и карбонатных пород и повышение пестроты разрезов.

На курбаликитском уровне вновь доминируют базиты и эндербитовые гнейсы, но в отличие от кабактинского уровня здесь спорадически присутствуют известковистые и карбонатные породы, чаще встречаются пластины и линзы кварцитов и глиноземистых пород. Отложения этого уровня приурочены к синклиниорным зонам. В наиболее полных его разрезах мощностью 4,2—7,7 км (нижнесуннагинская и верхнесуннагинская свиты Сутамского блока, худурканская свита Джугдырского блока) наблюдается двучленное, а иногда и трехчленное строение, обусловленное различиями в соотношении

* Здесь и ниже под названием свит алданского комплекса имеются в виду лишь предполагавшиеся их аналоги, на Алданский щит корреляция не распространяется.

С Т Р А Т И Г Р А Ф И Ч Е С КИЕ У Р О В Н И

З В Е Р Е С Н И И КОМУССКИЙ

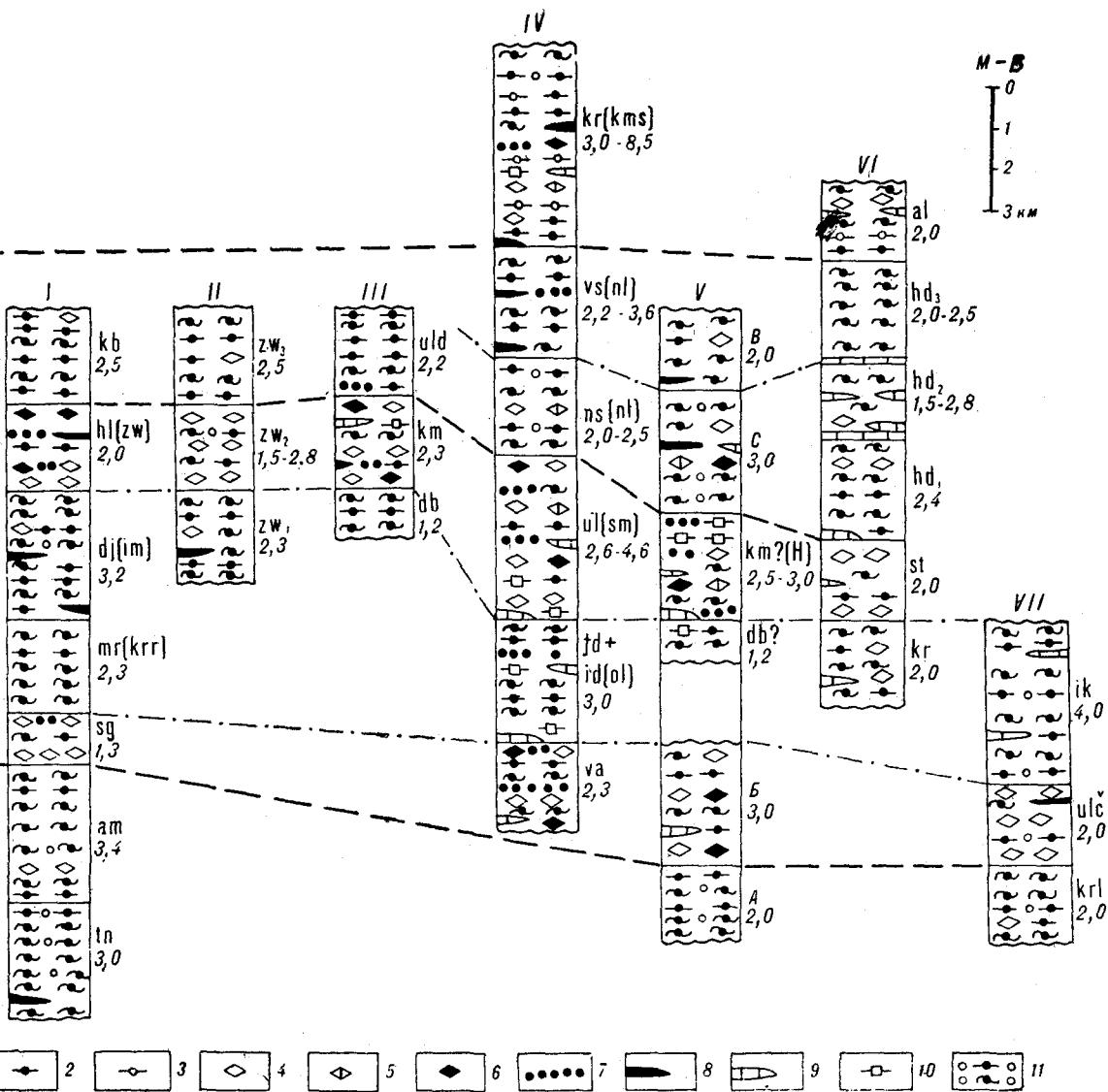


Рис. 2. Корреляция разрезов нижнего архея Становой складчатой системы.

I — Верхне-Тимптонский блок, свиты; tn — тангракская, am — амнуактинская, sg — сыгынахская, ms — муравьевская, dj — джилинданская, nl — холодниканская, kb — курбаликтская [2]; kr — карураканская, im — иманграканская, zw — зверевская (по Е. П. Миронову); II — Гетканская блок, зверевская свита, подсвиты: zw₁ — нижняя, zw₂ — средняя, zw₃ — верхняя (по М. З. Глуховскому и А. Г. Кацу); III — Дамбукинский блок, свиты, db — дубакитская, km — кампайская, uld — ульдегитская (по Б. Л. Годзевичу и Ю. С. Ляхогкину); IV — Сутамский блок, свиты: va — верхнеалданская, fd — федоровская, id — иджакская, ul — улунчинская, ns — нижнесуннагинская, vs — верхнесуннагинская, kr — кюриканская (по М. З. Глуховскому, А. Г. Кацу, Ш. Л. Абрамовичу и др.);толщи: ol — олонгринская, sm — сеймская, nl — нельгийская, kms — комусская (по И. М. Фрумкину); V — Брянгинское поднятие,толщи: A, B (по С. Т. Шитину), N — нижняя, C — средняя, B — верхняя [12]; свиты: db? — дубакитская? km — кампайская? (по Б. Л. Годзевичу); VI — Джугдырский блок, свиты: kr — кюриканная, st — сутамская, hd — худурская, al — альванарская (по Г. Б. Гимельфарбу, Б. А. Микаилову и др.); VII — Джугджурский и Чогарский блоки, свиты: krl — курелахская, ulc — ульчунская, jk — иктиандинская (по Б. Л. Годзевичу и В. Н. Гончарову). Литология: 1 — основные кристаллические сланцы, 2 — андербитовые гнейсы, 3 — чарнокитовые гнейсы, 4 — гранатовые гранулиты, 5 — магнетально-глиноzemистые породы, 6 — высокоглиноzemистые гнейсы, 7 — кварциты без магнетита, 8 — магнетитовые кварциты, 9 — мраморы и кальцифиры, 10 — известковистые гнейсы и сланцы, 11 — гранатсодержащие породы. Под индексами свит указаны их мощности в км.

шениях между гнейсами, основными кристаллическими сланцами и карбонатными породами.

Образования комусского уровня установлены в Сутамо-Токском синклиниории, в пределах ядер крупных синклиналей в центре Сутамского и на западе Джугдырского блоков. К нему в этих блоках соответственно относятся отложения, выделенные как кюриканская (ко-

мусская) и альванарская свиты мощностью 8,5—2,0 км. Данный уровень обладает наиболее пестрым кристаллосланцево-гнейсовым составом с подчиненными пластами кварцитов и карбонатных пород, в котором заметную роль играют чарнокитовые гнейсы (метааркозы?), крайне редкие в нижележащих уровнях.

Мощность сводного разреза в Сутамо-Токском синклиниории, с учетом данных разных ав-

торов, оценивается в 19,5—25,5 км, а в Дамбукино-Ларбинском — в 17—18 км. Фиксированная мощность нижнего архея Становой складчатой системы, порядка 25—35 км, согласуется с мощностью земной коры, оцениваемой по геофизическим данным в 40—48 км [1].

При общей выдержанности мощных толщ по постоянным компонентам отчетливо проявляется и их фациальная изменчивость. Она заключается в латеральных вариациях пропорций между этими компонентами, а также в появлении и исчезновении кварцитов, известковистых, карбонатных пород и других непостоянных литологических компонентов. Различаются региональная и местная фациальные изменения, которые наиболее заметны в надкабактинской части разреза.

Региональная изменчивость проявлена в масштабе антиклиниориев и синклиниориев. Ее главная особенность состоит в увеличении общих объемов основных кристаллических сланцев (метабазитов) в структурах, прилегающих к ядрам антиклиниориев, а глиноземистых и других метатерригенных пород — к ядрам синклиниориев. «Приантеклиниорными» существенно базитовыми являются разрезы восточных частей Верхне-Тимптонского, Джугдырского, Чогарского блоков, западной части Брятийского поднятия, а также всего Джугджурского блока. Мощности свит глиноземистых пород («сыгынахской», «сутамской» и их аналогов) здесь колеблются от 1,2 до 2,0 км. В их составе характерны гранатовые гранулиты (метаграваки) и сравнительно редки кварциты. В зонах ядер синклиниориев мощности глиноземистых толщ возрастают до 2,3—4,6 км, причем в них более распространены высокоглиноземистые породы (метапелиты) и кварциты. К этим же зонам тяготеют мраморы и кальцифиры, которые в основном сосредоточены в двух ареалах. Наиболее крупный из них охватывает внутреннюю часть Сутамо-Токского синклиниория (Сутамский, Сивакано-Токский, Улаканджинский блоки и соответствующие части Джугдырского и Чогарского блоков). Другой ареал приурочен к юго-западу Дамбукино-Ларбинского синклиниория, включая запад Дамбукинского, восточный край Угаглинского и юг Гетканского блоков. Отдельные линзы карбонатных пород встречаются также в приосевой части Майско-Джанинского синклиниория.

Надкабактинский разрез Сутамо-Токского синклиниория отличается в целом повышенной известковистостью и наличием своеобразных магнезиально-глиноземистых пород с сапфирином (химически близких к монтмориллонитовым глинам), не встреченных в Дамбукино-Ларбинском синклиниории.

Местная изменчивость наблюдается, главным образом, внутри синклиниориев. Она заключает-

ся в эпизодическом появлении аномальных построению разрезов, не выдержаных по простиранию. Так, при сравнении «нижне- и верхнесуннагинской» свит Сутамского блока выявляются резкие колебания на небольших расстояниях пропорции между основными кристаллическими сланцами и гнейсами, в результате чего более базитовой оказывается попеременно то та, то другая свита. В ряде частных разрезов устанавливаются аномальные раздувы мощностей (до нескольких сотен метров) карбонатных пород (например, в верховых р. Зеи, в Джугдырском блоке), известковистых кристаллических сланцев (р. Сугджар, в Сивакано-Токском блоке), кварцитов (бас. р. Улаканджи, в одноименном блоке и т. д.). По простиранию такие раздувы обычно распадаются на множество мелких пластов либо выклиниваются совсем. В ряде случаев с раздувами связаны концентрации осадочно-метаморфогенных полезных ископаемых, например корундовых пород в Верхне-Тимптонском блоке и магнетитовых кварцитов в Сутамском, Сивакано-Токском, Гетканском и других блоках. Особенности поведения аномальных разрезов по латерали позволяют связывать их с мелкой дифференцированностью бассейнов седиментации.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Таким образом, структура гранулит-базитового основания Становой складчатой системы представляется как сочетание крупных овальных синклиниориев и антиклиниориев и разделяющих их более узких структур того же ранга. Антиклиниорные зоны отличаются более базитовыми разрезами, приуроченностью к ним доскладчатых метагабброидов и анортозитов, которые вместе с метавулканитами, вероятно, входили в единую вулкано-плутоническую ассоциацию. В синклиниорных зонах повышен относительный объем метатерригенных и карбонатных формаций. Все это позволяет сделать вывод о том, что овальные синклиниории возникли на месте позднее деформированных округлых прогибов типа кальдер, распространенных на всех планетах земного типа, лишенных гидросферы [13]. Соответственно антиклиниорные зоны можно интерпретировать как межкальдерные палеовулканические поднятия, а линейный Майско-Джанинский синклиниорий — как реликт палеорифтовой зоны. К принципиально сходному выводу о палеотектонической природе курультино-гонамского комплекса впервые пришли М. З. Глуховский и Е. В. Павловский на примере Сутамского блока [4]. Рассмотренная ими структура (отнесенная к «лунной стадии Земли») оказывается фрагментом грандиозного раннеархейского структурного ан-

самбия. На овальный характер крупных бассейнов раннеархейской терригенной седиментации недавно обратил внимание А. М. Смирнов [15]. К одному из крупнейших «овалов седиментации», заложенных на мафическом основании, он отнес, в частности, алданский комплекс. Эта идея может явиться руководящей для решения пока не вполне ясного вопроса о соотношениях между гранулитовыми формациями Алданской и Становой зон.

Особенностью разреза нижнего архея является выдержанная по латерали грубая ритмичность, отвечавшая, по крайней мере, трем крупным этапам основного вулканизма, чередовавшимся с этапами вулканогенно-терригенного осадконакопления. Отсюда правомерна постановка вопроса о дальнейшей унификации стратиграфической схемы нижнего архея Становой складчатой системы. Эта схема может

быть единой для всей территории и отвечать четырем выделенным стратиграфическим уровням, либо строиться по структурно-фациальному принципу с учетом особенностей разрезов Сутамо-Токского и Дамбукино-Ларбинского синклиниориев.

Намечаемые фаильные отличия между антиклиновыми и синклиновыми зонами представляются важными в металлогеническом отношении. В пределах первых сконцентрирована железотитановая, фосфорная и другая минерализация, генетически связанная с базитами, анортозитами и гипербазитами; во вторых локализована большая часть залежей магнетитовых кварцитов, глиноземистого и кварцевого сырья. Анизотропия раннеархейской структуры предопределила также ряд особенностей последующих наложенных структур, развивавшихся во многом унаследованно [7].

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляевский А. Н. Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974.
2. Ветлужских В. Г., Кудрявцев В. А.; Соколов Н. А. Стратиграфия архея района верхнего течения р. Тимптон.— В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966.
3. Геохронология докембра Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л.: Наука, 1968.
4. Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли.— Геотектоника, 1973, № 2.
5. Глуховский М. З. Некоторые аспекты тектоники и магматизма раннего докембра на примере Алданского щита.— Геотектоника, 1975, № 2.
6. Глуховский М. З., Моралев В. М., Кузьмин М. Н. Тектоника и петрогенезис катархейского комплекса Алданского щита в связи с проблемой протофиолитов.— Геотектоника, 1977, № 6.
7. Годзевич Б. Л. Тектоника Становой складчатой области.— В кн.: Тектоника востока Советской Азии. Владивосток, 1976.
8. Годзевич Б. Л. Основные структуры и стратиграфия архея Становой складчатой области.— В кн.: Стратиграфия Дальнего Востока. Владивосток, 1978.
9. Годзевич Б. Л. Архей Становой складчатой системы.— В кн.: Геология и металлогения докембра Дальнего Востока. Л.: Наука, 1981.
10. Дук В. Л., Балаганский В. В., Зедгенизов А. Н. Последовательность деформаций в архейских образованиях Сутамского блока.— В кн.: Структурная и метаморфическая петрология раннего докембра Алданского щита. Якутск, 1975.
11. Искандерова А. Д., Миркина С. Л. и др. Новые данные радиологического изучения свинцовым методом архейских метаморфических пород и гранитогнейсов Становой области Алданского щита.— В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980.
12. Карсаев Л. П. Глубинные гранулиты. М.: Наука, 1978.
13. Климишин И. А. Астрономия наших дней. М.: Наука, 1973.
14. Кулиш Е. А. Геотектоническое положение, стратиграфия и корреляция нижнедокембрейских комплексов востока СССР.— В кн.: Геология и металлогения докембра Дальнего Востока. М.: Наука, 1981.
15. Смирнов А. М. Докембрый северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1976.
16. Шульдинер В. И. Геология и петрология архея Могочинского антиклиниория в Забайкалье. М.: Наука, 1969.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
7 декабря 1982 г.

ДИСКУССИЯ

Р. Ф. Черкасов. Основным достижением автора является наглядная схема распространения в Становом регионе амфиболитовых и гранулитовых образований (стратиграфических комплексов по Б. Л. Годзевичу), причем для последних указаны районы размещения кислых и основных пород и намечены их минерогенные различия. В статье поднимаются важные вопросы. Однако отсутствие последовательной и достаточной методики и большие объективные трудности

(сложность структуры и состава архея, слабая по сравнению с Алданом изученность Станового региона при высокой степени его постархейской переработанности) не позволили решить их доказательно. Статья интересна как проявление довольно распространенного упрощенного подхода к изучению древнейших толщ.

Главные замечания. 1. Еще до рассмотрения стратиграфии автор выделяет гигантские структуры. Однако вместо «почти идеально замкнутого овала размером

300—400 км» на рис. 1 видны лишь «фрагменты оси», удаленные от Сутама к ЮВ на 150 и 250 км. Какие-либо аргументы, указывающие на принадлежность этих фрагментов одной структуре, отсутствуют. Тем не менее эта и другие структуры используются затем для корреляции разрезов, у которых в свою очередь структурно не обосновано ни здесь, ни в других работах положение кровли и подошвы толщ, их количество и мощность. Необходимость таких доказательств вытекает из указаний автора (со ссылкой на работу В. Л. Дука и др. по Сутамскому блоку и на собственные по другим блокам) на сложность складчатой структуры, наложенность складок нескольких генераций, наличие антиформ.

2. Автор много пишет о фациальной изменчивости, однако не понятно, как он, не пользуясь надежными маркирующими горизонтами, отличал в сложноскладчатой толще латеральные изменения от изменений по стратиграфической вертикали. Поэтому введение «принципа больших мощностей» преждевременно. «Постоянные компоненты» из другого принципа оказываются, по данным автора, непостоянными: на небольших расстояниях соотношение между основными слан-

цами и гнейсами резко меняется и в результате более базитовой оказывается то одна, то другая свита.

3. Отличия курбаликитского «уровня» от кабактинского по наличию карбонатных и других пород не являются сколько-нибудь надежными, ибо указанные породы отсутствуют в большинстве разрезов, характеризующих крупные блоки (рис. 2).

4. Представление о сложной складчатой структуре и весьма пологом зеркале крупной складчатости вряд ли можно согласовать с полученной при указанном подходе гигантской мощностью гранулитовых образований.

5. Наиболее высокометаморфизованные толщи Сутама оказались в самом верху стратиграфического разреза. Конечно, это можно объяснить метаморфической зональностью. Но тогда возникнет вопрос о правомерности возрастного отрыва гранулитовых образований от амфиболитовых, которые выделены в более молодой становой комплекс. Радиологических доказательств разновозрастности не существует, ибо ни для одной пробы не получены несколькими методами одинаковые или близкие даты, как это требуется ныне.

УДК 553.26+553.44.06

А. Д. Щеглов, В. П. Уткин, В. В. Раткин

О РОЛИ СДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ В ФОРМИРОВАНИИ СТРАТИФОРМНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СВИНЦА И ЦИНКА

Показано, что стратиформные свинцово-цинковые месторождения большей частью группируются в линейные зоны по периферии крупных консолидированных блоков земной коры, где создаются условия для горизонтального перемещения горных пород.

Приуроченность подобных месторождений к сдвиговым зонам связана со спецификой их развития,

В настоящее время большинство исследователей признают многостадийный характер формирования стратиформных месторождений свинца и цинка, который выражается в наличии ранних синседиментогенных и более поздних наложенных рудных образований. Тектонические условия осадконакопления и вулканизма в морских палеобассейнах во многом определяют характер первичного накопления и последующей трансформации рудного вещества. Поэтому при изучении стратиформных месторождений весьма важно восстановить историю формирования их структуры, начиная с процессов осадконакопления.

Характерной региональной особенностью размещения стратиформных месторождений цинка и свинца в карбонатных формациях является их приуроченность к рудоносным структурам по периферии платформ, крупных срединных массивов и, реже, областей ранней консолидации. Такие месторождения хорошо известны в обрамлении Сибирской платформы, Колымского массива, на Канадском щите, а также по периферии срединных массивов Западной Европы. В геосинклинально-складчатых областях подавляющее большинство колчеданно-полиметаллических месторождений, где имеет место вулканогенно-осадочное рудоотложение, также тяготеет к краевым частям срединных массивов [11].

Формируясь вдоль окраин жестких блоков, полиметаллические стратиформные месторождения группируются обычно в пределах протяженных рудоносных линейных зон, в которых широко развиты глубинные разломы, характеризующиеся длительным развитием и повышенной активностью в период рудообразования. Такие разрывные нарушения наиболее от-

так как в условиях горизонтального сжатия закономерно возникают локальные участки растяжения — депрессионные структуры, ограниченные глубинными, проникаемыми для магматических расплавов и растворов разломами. Именно такие впадины наиболее благоприятны для подводного гидротермально-осадочного рудоотложения.

Четко фиксируются в фундаменте рудоносных карбонатных толщ и менее контрастно проявляются в них самих, что позволяет некоторым исследователям отрицать связь стратиформного свинцово-цинкового оруденения с разломами, предполагая исключительно седиментогенную природу свинцово-цинковых руд.

Известно, что важнейшим условием формирования стратиформных месторождений является конседиментационное поступление в морские палеобассейны глубинных рудоносных гидротерм [1]. Излияние на морское дно рудных растворов, в ряде случаев сопровождающееся явлениями подводного вулканизма, возможно, по-видимому, только в условиях значительного растяжения земной коры с образованием глубоко проникающих подводящих каналов (разломов). Поэтому выявление кинематики глубинных рудоносных разломов является необходимым условием познания закономерностей развития и размещения рудных месторождений, включая и стратиформные. Однако решение этой проблемы осложнено несколькими обстоятельствами. Рудовмещающие осадочные комплексы и поступавшие по открывшимся каналам вулканогенные образования часто перекрывают в рудных районах области растяжения коры и прилегающие участки и тем самым значительно затрудняют изучение строения и геодинамики глубинных разломов. Кроме того, восстановление первичного рисунка структур, сформированных в период рудообразования, осложняется последующими деформациями рудовмещающих толщ. К причинам неудовлетворительного изучения геодинамики глубинных разломов в формировании рудных месторождений, по-видимому, следует добавить и отсутст-

вие у исследователей должного внимания к этой важной проблеме.

Имеющиеся к настоящему времени данные о геодинамике глубинных разломов, развитых в пределах зон локализации стратиформных месторождений, свидетельствуют о доминирующей роли сдвиговой кинематики глубинных разломов, а во многих случаях — о сбросовых и надвиговых смещениях по ним. Сдвиговые дислокации характерны тем, что в динамике их развития наряду со сжатием проявляются напряжения растяжения, обусловливающие деструкцию коры с образованием подводящих каналов и депрессионных структур, благоприятных для формирования стратиформных месторождений. Рассмотрим некоторые примеры сдвиговых зон, развитых вдоль окраин жестких массивов и пространственно совмещенных с зонами стратиформных месторождений свинца и цинка, приуроченных, главным образом, к карбонатным породам.

Сдвиговые зоны древнего заложения отчетливо проявлены в обрамлении Сибирской платформы. Они характерны для ряда рудных зон со стратиформной полиметаллической минерализацией. Так, на востоке платформы в обрамлении Алданского щита фиксируются субмеридиональные разломы, ограничивающие Кыллахскую металлогеническую зону со стратиформными свинцово-цинковыми месторождениями в карбонатных отложениях венда. Эти разломы являются типичными левыми сдвигами [7]. Наличие конседиментационных, контролирующих пластовое оруденение локальных структур, ориентированных косо (с отклонением осей к западу) по отношению к общему направлению зоны [2], является дополнительным свидетельством синхронных с осадконакоплением тектонических перемещений типа левого сдвига. С этой же позиции находит свое объяснение фиксируемое в зоне отклонение к востоку на $10-15^\circ$ простирации складчатых структур от простирания глубинных разломов [3].

В юго-восточном обрамлении Сибирской платформы (Западное Забайкалье) располагается Прибайкальская металлогеническая зона с характерными свинцово-цинковыми (с флюоритом) месторождениями стратиформного типа. Эта зона так же, как и Каллахская, контролируется крупными разломами. На западе она отделяется от Сибирской платформы скрытым глубинным разломом, который фиксируется по геофизическим данным, а на востоке ограничена Прибайкальским глубинным разломом, заложение которого относится к раннему протерозою. Изучение линейно ориентированных приразломных структурных элементов позволяет рассматривать этот разлом как унаследованно развившийся сбросо-сдвиг с возможными

горизонтальными перемещениями в первые десятки километров [7]. По данным палеотектонического анализа Прибайкальская металлогеническая зона характеризуется неоднородным внутренним строением с чередованием конседиментационных впадин и палеоподнятий [8]. При этом рудные зоны, в которых локализуются свинцово-цинковые стратиформные месторождения с баритом и флюоритом, отвечают депрессионным структурам, сложенным карбонатными породами.

Стратиформное свинцово-цинковое оруденение в карбонатных породах известно также в обрамлении Колымского срединного массива, где оно отчетливо тяготеет к зонам глубинных разломов сдвигового характера. Так, например, Урультунский блок, в пределах которого находится большая часть известных стратиформных месторождений и проявлений полиметаллов, с северо-востока ограничен разломом Улахан, а с юго-запада — разломом Дарпир. И тот и другой представляют собой левые сбросо-сдвиги с амплитудой горизонтального перемещения в 35—45 км [6]. Характерно, что на самом Урльтунском месторождении также устанавливается сдвиговая и надвиговая природа большинства мелких разломов субмеридионального и северо-западного простириания. По данным палеотектонических построений ось сжимающих напряжений доскладчатого этапа в этом рудном районе лежит в плоскости скоистости и ориентирована в северо-западном направлении. Направление осей складчатых структур субмеридионально и отвечает модели дислокаций по типу левого сдвига. Оруденение на Урльтунском месторождении, по данным В. И. Шпикерман, контролируется конседиментационными морскими впадинами.

Другим примером стратиформных полиметаллических месторождений, приуроченных к зонам сдвиговых дислокаций, являются месторождения типа Куроко в Японии. Известно, что эти месторождения представляют собой залежи, генетически связанные с подводным кислым вулканизмом неогенового возраста. Месторождения типа Куроко располагаются в так называемой зоне зеленых туфов, которая сравнительно узкой полосой прослеживается в меридиональном направлении вдоль восточной окраины о. Хонсю и западной окраины о. Хоккайдо. Примечательно, что именно в пределах зоны зеленых туфов широкое развитие получили левые сдвиги, пространственно сгруппированные в Восточно-Японскую сдвиговую зону (рис. 1). Менее значительная концентрация месторождений типа Куроко на западном окончании о. Хонсю и на о. Кюсю пространственно совпадает с Западно-Японской сдвиговой зоной (см. рис. 1). Тектонические условия формирования зоны зеленых туфов и связанных с ней

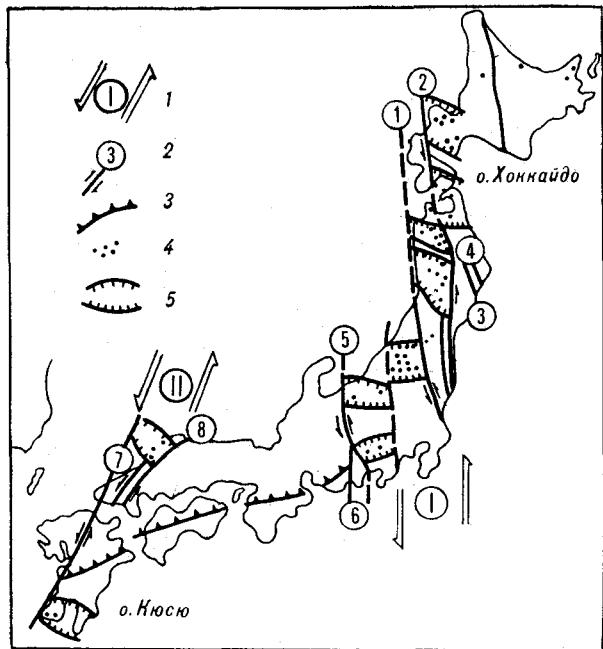


Рис. 1. Схема связи месторождений Куроко со сдвиговыми структурами растяжения.

1 — сдвиговые зоны: I — Восточно-Японская, II — Западно-Японская; 2 — частные сдвиги сдвиговых зон (цифры в кружках): 1 — Танакура, 2 — Футаба, 3, 4 — разломы зоны Китаками; 3 — Хизумэ-Кесенумма, 4 — Тоно-Такада, Чучибу-Сакари, Хитокабэ-Ирия, 5 — Итоигава-Шизуока, 6 — Акаиси, 7 — Нагато, 8 — разломы в районе западного Чугоку; 3 — надвиги и взбросы Медиана; 4 — месторождения Куроко; 5 — границы зон растяжения, насыщенные месторождениями Куроко.

месторождений типа Куроко во многом определялись динамикой развития разломов Восточно-Японской сдвиговой зоны. Эта зона представлена сдвигами меридионального простирания, рассекающими восточную окраину о. Хонсю на узкие блоки. Здесь сдвиги выявлены в зоне Китаками. На основании горизонтального смещения пермских, юрских и нижнемеловых формаций по разлому Хизумэ-Кесенумма установлен левый сдвиг с амплитудой до 30 км [12]. Левостороннее смещение по разломам Хитокабэ-Ирия и Тоно-Такада оценивается в 5—10 и 70 км соответственно. По разлому Чучибу-Сакари амплитуда левого сдвига предполагается до 20 км. Левостороннее смещение сдвигов зоны Китаками в сумме составляет 70—80 км. Сдвиги формировались в период от баррема до раннего апта [16].

К западу от зоны Китаками располагается Абукумский пояс, который ограничивается с запада разломом Танакура, а с востока разломами Футаба и Хатакава. Структурный рисунок деформаций указывает на левостороннее смещение по разломам [19]. Амплитуда левого сдвига по этим разломам оценивается в 80 и 20 км соответственно [18]. Разломы были активны в апт-туроне и в палеоцен-олигоцене.

Зона сдвига Танакура на о. Хонсю имеет ширину 3—4 км и выражена в виде зоны милю-

нитизации и катаклаза [17]. Суммарная амплитуда левого сдвига по разлому предполагается около 400 км [18]. Разлом был активен в середине мела и кайнозое.

Тектонический линеамент Итоигава-Шизуока является западным ограничением зоны Фосса Магна. Амплитуда левостороннего смещения оценивается здесь около 12 км [13]. Для детально изученного разлома Акаиси амплитуда левостороннего смещения определяется в 64 км [14]. Кимура [15] считал, что движения по разломам Итоигава-Шизуока и Акаиси были одновременны и охватывали период сеноман-олигоцен [18].

В Восточно-Японской сдвиговой зоне часть разломов была активна в раннем мелу, но наиболее значительные левосторонние смещения (около 600 км) произошли в позднем мелу-кайнозое. Сдвиговая активизация глубинных разломов в миоцене отчетливо выразилась в формировании поперечных к сдвигам структур растяжения (см. рис. 1), что привело к образованию изолированных друг от друга депрессионных просадок, в пределах которых протекал бурный подводный вулканизм и происходило образование залежей полиметаллических руд типа Куроко. Глубина моря в пределах зон растяжения была незначительной. Период активного вулканизма продолжался от раннего до среднего миоцена. В это время состав вулканических пород изменялся от андезитов к фельзитам. С последними связано образование рудных залежей.

Многие исследователи подчеркивают стратиграфический характер месторождений Куроко как свидетельство экскальационно-осадочной природы их образования. При этом отмечается присутствие в них признаков метасоматоза и заполнения открытых полостей, примером которых могут служить штокверковые руды, сопровождающие многие залежи. Несмотря на исключительное разнообразие условий залегания, минеральных ассоциаций, типов руд, механизмов рудоотложения и т. д., в основе формирования месторождений типа Куроко лежит процесс поступления рудного вещества из глубинных источников в водную среду. Конседиментационное поступление в морские палеобассейны компонентов рудоносных гидротерм было наиболее возможным на этапах приоткрытия глубоко проникающих подводящих каналов. Если учесть, что формирование структур растяжения явилось следствием латерального смещения блоков вдоль разломов, становится очевидной важная роль сдвиговых дислокаций в пространственном размещении и истории развития рассматриваемых месторождений. Пространственно-временное совмещение процессов формирования рудных залежей Куроко со сдвиговой активизацией разломов Восточно-

Японской зоны подтверждает это положение. Важно отметить, что глубинные разломы Восточно-Японской сдвиговой зоны прослеживаются на севере за пределами Японии. Их ориентировкой обусловлено меридиональное положение Татарского пролива и северного окончания Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. По-видимому, с кайнозойской активизацией Восточно-Японской сдвиговой зоны связано формирование не только зоны зеленых туфов в Японии, но и широкое проявление вулканизма на северном меридиональном отрезке Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Такое единство глубинной структуры определило синхронность проявления и сходство состава базальтоидного вулканизма в узкой зоне, прослеживающейся на тысячи километров от Сахалинского залива на севере до островов Идзу на юге. В связи с этим не лишены основания представления о том, что весьма перспективными могут оказаться поиски стратиформных месторождений типа Куроко на северном Сихотэ-Алине, прежде всего в осадочно-вулканогенных образованиях позднемелового — кайнозойского возраста.

Значение сдвиговых дислокаций в формировании месторождений колчеданоносных провинций наиболее отчетливо может быть показано на примере Рудного Алтая (рис. 2). Здесь, в краевой части жесткого массива, возникшего в ходе каледонской складчатости, в герцинскую эпоху образовались многочисленные полиметаллические месторождения, часть которых приурочена к карбонатным породам и имеет первично-пластовую форму рудных тел. Известно, что размещение месторождений в региональном плане контролируется Северо-Восточной и Иртышской зонами смятия. На основе анализа тектонофизических и петрофизических данных доказывается сдвиговая природа этих зон [5] и объясняется формирование узких протяженных структур, таких, например, как Приубинские палеодепрессии, в пределах которых наблюдается чередование поднятий и опусканий. Последние, как правило, характеризуются повышенной проницаемостью для вулканических образований (зоны растяжения) и отвечают рудным полям.

Связь стратиформных месторождений с разрывными нарушениями сдвигового типа отмечается в ряде регионов за рубежом. Так, например, на Юконе известны лентообразные сульфидные залежи в девонских отложениях, которые приурочены к синседиментогенному опусканию и ориентированы вдоль системы разломов, ограничивающих грабен (месторождение Джейсон). Продполагается, что во время осадконакопления по ним происходили подвижки и поднимались рудные растворы, которые изливались на дно моря в линейных пони-

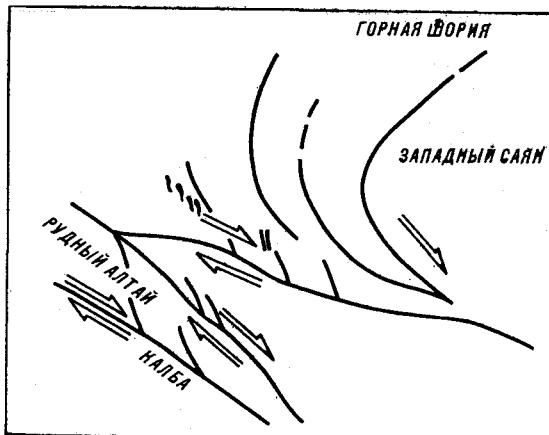


Рис. 2. Система сдвигов по глубинным разломам на Западе Алтая-Саянской складчатой области [4].

жениях прибрежных частей грабена у подошвы тектонических уступов [20]. Отчетливо устанавливаются три уровня рудообразования: два в основании разреза девонских отложений и третий в его верхней части. Оруденение представлено стратиформными залежами, сложенными галенитом, сфалеритом, пиритом, пиротином, баритом, сидеритом, кварцем и серицитом. В рудах верхней зоны в значительных количествах присутствует барит. Важно отметить, что под нижней зоной выявлен трубобобразный штокверк с галенит-сфалерит-халькопирит-пиритовой минерализацией. По специфике залегания руд на разных горизонтах разреза, приуроченности к синседиментогенным зонам разломов, а также по наличию «подводящих» штокверков в основании стратиформных руд палеозойское месторождение Джейсон напоминает месторождения типа Куроко.

В другом месторождении Канады — Пайн-Пойнт — связь полиметаллического оруденения в карбонатных породах с разрывными нарушениями вырисовывается менее отчетливо, так как крупные сдвиговые зоны, проявленные в докембрийском фундаменте, «затушеваны» в перекрывающих горизонтально лежащих карбонатных толщах. В последних разрывы отчетливо фиксируются рифовыми постройками и зонами мелкосколовой повышенной трещиноватости. В целом на этом месторождении размещение рудных тел контролируется крупными зонами тектонических нарушений, фиксируемых в докембрийском цоколе Канадского щита. Помимо этого, структурный контроль оруденения, в особенности неправильных по форме гнездообразных рудных тел, осуществляется зонами мелких смещений сколового типа. Такая картина характерна и для месторождений долины Верхней Миссисипи, где размещение рудных залежей контролируется сколовыми деформациями на их пересечении с перечными разломами.

Приведенные примеры, количество которых можно значительно увеличить свидетельствуют о пространственном и временном совпадении процессов сдвиговой активизации глубинных разломов с формированием стратиформных месторождений. Следует отметить, что в ряде регионов не только стратиформные, но и жильные рудные месторождения имеют тесную пространственную и временную связь со сдвиговыми дислокациями, которые играют решающую роль в формировании магмо- и рудоподводящих каналов и благоприятных для локализации оруденения структур. Например, развитием сдвиговых зон во многом определяются закономерности пространственного размещения рудных месторождений Сихотэ-Алиня [9, 10]. По-видимому, механизм растяжения коры, способствовавший инъекции глубинного рудного вещества при формировании стратиформных и жильных рудных месторождений, в обоих случаях можно связать со сдвиговой кинематикой глубинных разломов. На фоне мощных сдвиговых дислокаций в пределах Сихотэ-Алиня имели место не только процессы рудогенеза, но прежде всего такие грандиозные формы высвобождения глубинной энергии и вещества, как вулканизм. Расшифровка динамики растяжения коры при формировании вулканогенного пояса и жильных рудных месторождений Сихотэ-Алиня [10], по-видимому, может способствовать выявлению тектонических условий стратиформного рудогенеза и подводного вулканизма. Поэтому кратко остановимся на характеристики разрывных структур этого региона.

В пределах Сихотэ-Алиня широко развит доверхнемеловой структурно-формационный комплекс осадочных образований, представленных преимущественно нижнемеловыми терригенными отложениями, смятыми в линейные складки северо-восточного простирания. Доверхнемеловой складчатый комплекс прорван позднеальбскими кислыми интрузиями, а в позднем мелу и кайнозое в результате мощного вулканизма перекрыт вулканогенным чехлом с образованием Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Инъекция гранитоидной магмы, вулканизм и рудообразование протекали в условиях деструкции континентальной коры. Динамические условия и кинематика растяжения доверхнемелового складчатого комплекса исследовались вдоль западной границы центральной части Сихотэ-Алинского вулканического пояса, где вулканогенный чехол значительно эродирован (рис. 3, А).

Статистическим анализом массовых замеров структурных и кинематических элементов установлено, что перемещение блоков по разломам, секущим доверхнемеловой складчатый комплекс, происходило преимущественно по крутым и вертикальным разрывам полого в направле-

нии СВ 20–30° (см. рис. 3, Б, В). Система сколов со следами пологой и горизонтальной штриховки (сдвиги) расположена косо к складкам. Рудные тела и дайки среднего и основного состава, отражающие положение структур растяжения (раздвигов), ориентированы преимущественно в северо-западном направлении. Пространственное взаимоотношение статистически выявленных систем складчатых, сколовых и раздвиговых структур (см. рис. 3, В) полностью отвечает закономерностям структурного рисунка, сформированного левосдвиговыми дислокациями в условиях субмеридионального сжатия.

В процессе геологоструктурного анализа материалов геологического картирования с учетом статистически закономерных связей между генетически разнородными структурными элементами Центрального Сихотэ-Алиня была выявлена система северо-восточных и субмеридиональных сдвиговых зон (см. рис. 3), которые служили основными рудоконтролирующими структурами. Наиболее протяженная из них – Восточная, которая трассируется вдоль западной кромки Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса более чем на 700 км, совпадая почти на всем протяжении с границами металлогенических зон. Ширина сдвиговой зоны на поверхности составляет 5–15 км. По данным ГСЗ она наклонена на юго-восток под углом 60° и проникает до поверхности Мохо на глубину 55 км. В зоне локализуются итрузии основного состава, что подтверждает ее значительную глубинность. Амплитуды левых сдвигов по частным разрывам измеряются от первых метров до 3–5 км, а суммарная амплитуда в 27 км определена по смещению в плане конгломератовой толщи с остатками альт-альбских ауцеллинов. Другая, Микулинская сдвиговая зона прослеживается на 180 км в направлении СВ 20° и на поверхности выражена в виде системы крутопадающих разрывов, сопровождающихся брекчиями, рассланцеванием пород и глинистой трещин. Ширина зоны от 2 до 10 км. Это глубинный разлом, который по данным ГСЗ проникает на 42 км до поверхности Мохо. Глубинность разлома подтверждается локализацией в его пределах аномалий повышенной силы тяжести. Суммарная амплитуда левого сдвига по зоне составляет 17 км. Она определена по смещению конгломератовой толщи с альт-альбской фауной ауцеллинов. Арминская сдвиговая зона фиксируется в направлении СВ 10–15° на 200 км, косо причленяясь на севере к Центральному Сихотэ-Алинскому разлому, а на юге к Восточному. Ширина сдвиговой зоны 1–6 км. На поверхности Арминская зона представлена серией субпараллельных и ветвящихся крутопадающих разрывов. Суммарная амплитуда левого сдвига, равная

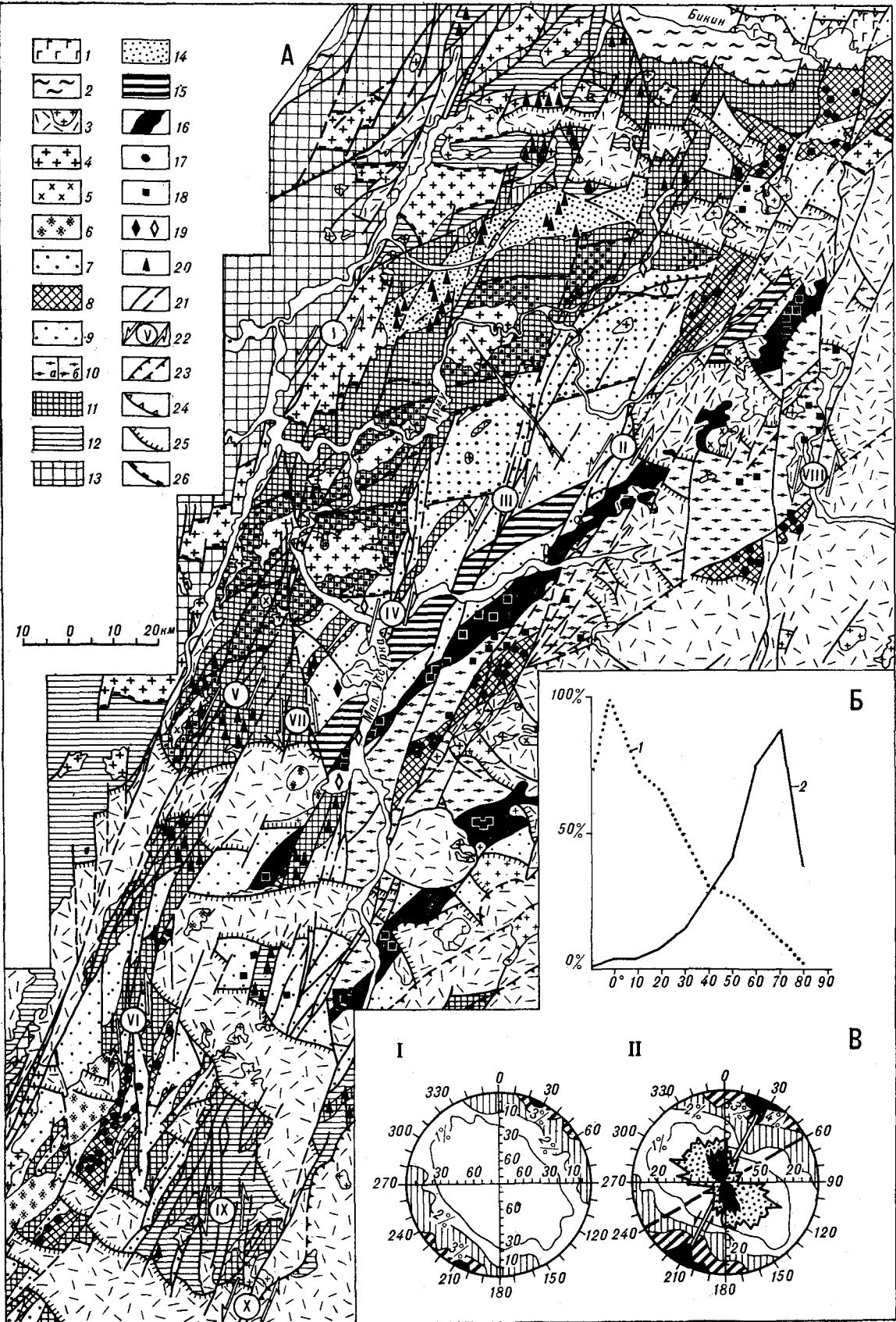


Рис. 3. А — Геолого-структурная карта Центрального Сихотэ-Алиня.

1 — неогеновые андезиты, андезитобазальты, базальты; 2 — третичные континентальные отложения; 3 — позднемеловые вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования и когматические с ними интрузии; 4—6 — меловые интрузивы: 4 — граниты, гранодиориты, 5 — диориты, габбро, габбро-диориты, 6 — сиениты, граносиениты; 7 — зоны контактового метаморфизма Сихотэ-Алинского и Приморского батолитов; 8—13 — эвгеосинклинальные и миogeосинклинальные отложения; 8 — средне-верхнебельские, охарактеризованные фауной тригонийид, 9 — гортерив-аптские, 10 — апт-альбские, охарактеризованные фауной ауцеллий (заливный кружок — площади развития нижнемелового вулканизма), 11 — берриасовые и валанжинские, 12 — триасово-юрские, 13 — палеозойско-триасово-юрские нерасщепленные; 14—16 — маркирующие толщи: 14 — туфогенно-конгломератовая ауцелловая, 15 — кремнисто-терригенные, 16 — конгломератовая ауцелловая; 17—20 — точки находок нижнемеловой фауны: 17 — альбских тригонийид (преимущественно), 18 — апт-альбских ауцеллий (преимущественно), 19 — гортерив-аптских иноцерам (незаливный ромбик указывает на находку иноцерам плохой сохранности), 20 — валанжинских ауцеллий (преимущественно); 21 — тектонические разрывы (пунктир — предполагаемые); 22 — глубинные разломы (сдвиговые зоны): I — Центральный Сихотэ-Алинский, II — Восточный, III — Микулинский, IV — Арминский, V — Параллельный, VI — Березовский, VII — Забытый, VIII — Кемский, IX — Кавалеровский, X — Высокогорский; 23 — надвиги (пунктир — предполагаемые); 24 — границы зон растяжения (раздвигов): 24 — кайнозойских депрессий, 25 — позднемеловых вулкано-текtonических структур, 26 — позднеальбских коровых скрытых раздвигов, компенсированных кислой магмой.

В — диаграмма, отражающая характер перемещения блоков оснований верхнемеловых вулканогенных образований по разрывам относительно горизонта. Цифрами обозначены кривые количественного распределения: 1 — тектонических штрихов относительно угла их погружения; 2 — смещителей со штриховкой в зависимости от угла падения. Замерено 6265 штрихов.

В — суммарные диаграммы (верхняя полусфера) погружения тектонических штрихов по центральной части Сихотэ-Алиня (I) и по всему Сихотэ-Алину в пределах Приморья (II). Замерено штрихов 3000 и 13211, соответственно. С диаграммой совмещены суммарные по Приморью розы простирации жильных рудных тел (черная) и даек среднего и основного состава (красная). Пунктирующая линия — простирание складчатой системы, двойная — доминирующее направление смещителей с горизонтальной штриховкой (сдвигов).

17—20 км, определена по смещению валанжинской туфогенно-конгломератовой толщи с остатками ауцелл и апт-альбской конгломератовой толщи с окаменелостями ауцеллинов.

Другие сдвиговые зоны, выявленные в пределах Сихотэ-Алиня (см. рис. 3, А), изучены еще недостаточно, но характер их внутреннего строения принципиально не отличается от строения Восточной, Микулинской и Арминской зон. Все они контролируют размещение рудных месторождений.

Являясь глубинными разломами, сдвиговые зоны рассекают доверхнемеловой складчатый комплекс на узкие (10—20 км) блоки, смещающие их относительно друг друга по латерали на первые десятки километров. Сдвигами смещены нижнемеловые маркирующие толщи, наиболее молодые из которых охарактеризованы позднеальбскими тригонийидами, что свидетельствует об интенсивной сдвиговой активизации глубинных разломов в позднем мелу, которая, по-видимому, эпизодически продолжалась и в кайнозое. Примечательно, что северо-восточные и субмеридиональные структуры растяжения (см. рис. 3, А) контролировали развитие позднеальбского интрузивного магматизма, позднемелового вулканизма и кайнозойских депрессий, а также связанных с ними месторождений. Синхронность сдвиговых смещений и раскрытия поперечных к ним структур, несомненно, свидетельствует о тесной связи процессов растяжения коры с латеральным смещением блоков вдоль глубинных разломов, каковыми являются сдвиговые зоны. Раскрытие поперечных к сдвигам структур происходило, по-видимому, в результате растяжения блоков (гигантский будинаж) под действием свойственных сдвигам пар латеральных сил, которым обязаны такие широко известные явления, как растяжение и расщепление пород вдоль тектонических смещителей. Идентичные процессы растяжения коры происходят, по-видимому, на всех иерархических уровнях сдвиговых дислокаций.

Деструктивная форма сдвиговых дислокаций обеспечивает вскрытие глубинных участков коры и мантии, что обусловливает поднятие корового и мантийного (в том числе и рудного) вещества на верхние уровни тектоносферы. Являясь исключительно проникаемыми структурами, зоны растяжения повсеместно характеризуются значительной концентрацией магматических тел и повышенной рудонасыщенностью (рис. 4), а также термальным метаморфизмом пород и руд, обусловленным длительным прогревом зон растяжения глубинным теплом.

Сходные условия образования характерны и для стратиформных месторождений, когда по приоткрытым подводящим каналам зон растяжения рудоносные растворы изливаются на морское дно и концентрируются в депрессионных ловушках. Однако наиболее крупные стратиформные месторождения свинца и цинка формировались, по-видимому, в более сложных условиях, когда в зонах с проявлением активных сдвиговых дислокаций сочетались два главных необходимых условия их возникновения: а — наличие глубоко проникающих каналов, обеспечивающих продвижение к поверхности как магматических расплавов, так и рудоносных растворов, и б — возникновение на участках растяжения благоприятных для концентрации и подводного рудоотложения отрицательных структур морского дна.

Окраинные части жестких консолидированных блоков различных масштабов с сиалической корой являлись наиболее благоприятными для формирования сдвиговых зон. По-видимому, именно здесь создавались необходимые условия для переплавления вещества глубинных зон, последующая эволюция которого определяет характер рудного процесса.

Возникновение и развитие сдвиговых зон в краевых частях платформ и срединных массивов не является непрерывным, оно в некоторых регионах связано с главными этапами фор-

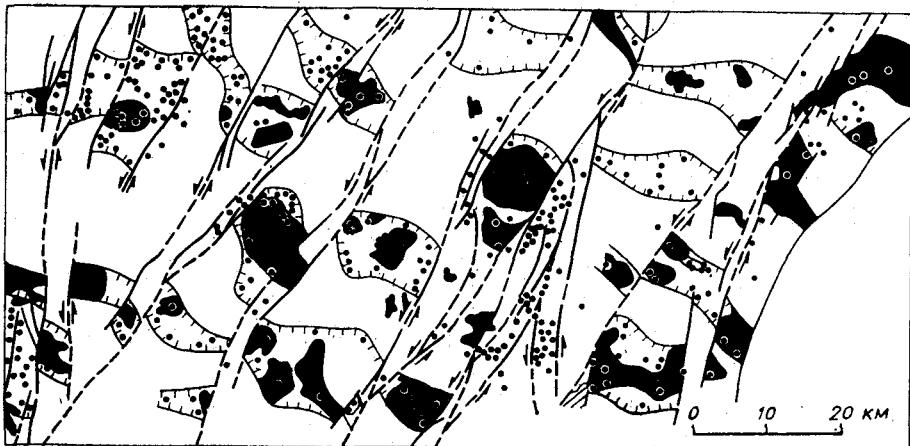


Рис. 4. Геодинамическая связь структур растяжения со сдвигами (центральная часть Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса).

1 — сдвиги; 2 — границы структур растяжения с повышенной магмо- и рудоносностью; 3 — точки рудной минерализации по данным штучного и бороздового опробования; 4 — интрузивы преимущественно кислого состава.

мирования на прилегающих территориях геосинклинальных зон, когда создаются условия для горизонтального перемещения масс горных пород. С этих позиций подобные сдвиговые зоны отвечают областям отраженной тектономагматической активизации. Развитие сдвиговых зон в одних случаях приводит к формированию вулканических поясов типа Рудного Алтая, а в других — сдвиговые зоны формируются без заметного участия магматических пород. В первом случае особенности рудоотложения и размещения месторождений определяются особенностями развития магматических процессов в пределах палеовулканических депрессий, во втором — спецификой развития карбонатного литогенеза в сочетании с особенностями развития рудоподводящих каналов и временем их функционирования в связи с процессом осадкоаккумуляции. Кроме того, не исключено, что сочетание теплого климата с поступлением значительного количества ювенильного углекислого газа и глубинного тепла на участках растяжения приводит к интенсивному карбонатоотложению и бурному росту биогерм. Последние группируются по периферии депрессионных структур, где прогибание является компенсированным. В возникающих лагунах происходит значительное повышение солености морской воды, а за счет прибойного разрушения биогерм возрастает концентрация органических соединений типа гуминовых кислот и серово-

дорода. Все это способствует отложению доломита и синхронной садке рудных компонентов, поступающих в составе глубинных гидротерм [1].

В постседиментационный этап возобновление подвижек в сдвиговых зонах создает условия для дальнейшего приоткрывания ранее сформированных рудоподводящих каналов. При этом поступающие из глубин гидротермы могут как нести собственные рудные компоненты, так и переотлагать ранние синседиментогенные рудные скопления, формируя секущие и субсогласные тела в послойных срывах.

Широкое развитие сдвиговых зон разных масштабов в периферических частях жестких консолидированных структур в районах развития стратиформных полиметаллических месторождений во многом объясняет закономерности их размещения и формирования, а также пространственную совмещенность седиментогенных и более поздних наложенных, часто метасоматических рудных скоплений.

Важная роль сдвиговых дислокаций в региональном и локальном рудообразовании, как это было показано выше, не ограничивается кругом стратиформных месторождений и должна привлечь более пристальное внимание исследователей с целью выявления новых закономерностей появления рудных месторождений в земной коре.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеенко В. А. Геохимия стратифицированных свинцово-цинковых месторождений. Ростов-на-Дону: Изд-во Рост. ун-та, 1984.
2. Давыдов Ю. В., Галлямов А. А. Структурный контроль стратиформного свинцово-цинкового орудо-
- нения сарданинского типа.— В кн.: Тектоника и полезные ископаемые Сибири. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1981.
3. Кругий В. М. Условия локализации свинцово-цинковых руд в пределах Сарданского рудного район-

на (юго-восточная Якутия). Автореф. канд. дис. М., 1981.

4. Кузнецов В. А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогенеза Горного Алтая.— В кн.: Вопросы геологии и металлогенеза Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1963.
5. Лычаков В. А. История формирования Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае.— Геол. руд. м-ий, 1980, № 6.
6. Мерзляков В. М. Стратиграфия и тектоника Омулевского поднятия. М.: Наука, 1971.
7. Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977.
8. Ручкин Г. В., Егоров И. Н. и др. Закономерности размещения и поисковые признаки свинцово-цинковых месторождений в докембрии Прибайкалья.— Экспресс-информ. Геология, методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых, вып. 11, М., 1980.
9. Уткин В. П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья.— Изв. АН СССР, Сер. геол., 1977, № 3.
10. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980.
11. Филатов Е. И. Соотношение вулканических и свинцово-цинковых металлогенических зон древних поднятий складчатых областей палеозоя.— В кн.: Проблема палеовулканических реконструкций и картирования в связи с вулканогенным рудообразованием. Киев: Наукова думка, 1981.
12. Ehiro M. The Hizume—Kesennuma fault.— With special reference to its character and significance on the geologic development.— Tohoku Univ., Inst. Geol. Pal. Contr., 1977, N 77.
13. Kawachi Y., Yamada T., Yokoyama Y. Crystalline schists of Yokokawa district (Yokokawa-gawa metamorphic rocks), north of Lake Suwa, Central Japan.— J. Jpn. Assoc. Min. Pet. Econ. Geol., 1966, 56.
14. Kimura T. A sharp bend of the Median tectonic line—Tectonic significances yielded by lateral faults.— Jpn. J. Geol. Geogr., 1959, 30.
15. Kimura T. Tectonic movements in the southern Fossa Magna, Central Japan, analysed by the minor structures in its southwestern area.— Jpn. J. Geol. Geogr., 1966, 37.
16. Kobayashi T. The Sacawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands.— J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. 2, 5, 219—278, 1941.
17. Otsuki K. Geology of the Tanakura shear zone and adjacent area.— Tohoku Univ., Inst. Geol. Pal. Contr., 1975, N 76.
18. Otsuki K., Masayuki Ehiro. Major strike-slip faults and their bearing on spreading in the Japan Sea.— J. Phys. Earth, 1978, 26, Suppl. S 537—S 555.
19. Ramsay J. G., Graham R. H. Strain variation in shear belts.— Can. J. Earth Sci., 1970, 7.
20. Winn R. D., Bailes R. S., Lu K. I. Debris flows, turbidites and lead-zinc sulfides along a Devonian submarine fault scarp. Jason prospect, Yukon territory.— Deep-Water Clastic Sediments SEPM Core Workshop N 2, Sanfrancisco, May 30—31, 1981.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
18 ноября 1982 г.

УДК 549.01+550.41+553.061.13(571.56)

B. C. Демченко

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ ДОЛОМИТОВЫХ МРАМОРОВ, ДИОПСИДОВЫХ И ФОРСТЕРИТОВЫХ КАЛЬЦИФИРОВ

Рассмотрены условия замещения доломита, диопсида и форстерита серпентином в зависимости от температуры, давления и кислотности — щелочности гидротермальных растворов в породах Дёсовского железорудного месторождения Южной Якутии. Расчетным ионно-минеральным методом определена минимальная температура серпентинизации доломита, подтверждена высокая устойчивость диопсида к серпентинизации и

Серпентиниты тесно ассоциируются с ультрабазитами. За столетнюю историю изучения серпентинитов опубликовано значительное количество работ, полная сводка которых приведена в монографии Д. С. Штейнберга, И. С. Чащухина [12]. Как главные, в них обсуждаются вопросы изо- и аллохимизма, изменения — сохранения объема, факторы метаморфизма, источники гидротерм в процессах серпентинизации ультрабазитов и минералогия серпентина. В монографии В. Н. Лодочникова [5] утверждается автометасоматический характер серпентинизации ультраосновных пород, тогда как Д. С. Коржинский [3, с. 434] связывает этот процесс с региональным или околотрещинным метаморфизмом под воздействием послемагматических растворов гранитов. В упомянутой работе Д. С. Штейнберга и И. С. Чащухина серпентинизация трактуется как гидратация безводных силикатов магния и железа, которая может возобновляться несколько раз. Ранняя серпентинизация ультрабазитов соответствует автометаморфическому процессу, а последующие стадии могут быть связаны с влиянием сторонних интрузий.

Детальное изучение серпентинизации карбонатных пород не проводилось, хотя описания серпентиновой минерализации в доломитах и в магнезиальных мраморах довольно многочисленны [6, 9, 10].

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ ДОЛОМИТОВЫХ МРАМОРОВ

Серпентинизация в карбонатной среде широко распространена в породах Южно-Якут-

показана невозможность кристаллизации диопсида в парагенезисе с серпентином. Подтверждено также, что изоморфная примесь железа в форстерите способствует понижению температуры его серпентинизации. Большое влияние на замещение доломита, диопсида и форстерита серпентином оказывает состав исходной породы.

ских железорудных месторождений. В частности, на Дёсовском месторождении в доломитовых и кальцит-доломитовых мраморах обособляются серпентиниты, серпентиновые, форстерит-серпентиновые и другие разновидности кальцифиров. Значительный объем рудных тел сложен серпентин-магнетитовыми рудами. Серпентиновые кальцифиры и серпентиниты расположены, как правило, между неизмененными мраморами и магнезиальными скарнами. Серпентин в кальцифирах представлен неравномерной вкрапленностью округлых зерен до 5 мм в поперечнике, образующих нередко гнезда анхимономинеральных серпентинитов. Реже в доломитовом мраморе обособляются жилообразные или гнездовые мономинеральные серпентиниты с вкрапленностью серпентина в экзоконтактах.

Как показывают наши исследования, серпентинизация развивается за счет существенно доломитовых мраморов, форстеритовых и диопсидовых кальцифиров с привносом магния и кремния водными растворами. В таблице 1 приведены химические составы доломитового мрамора, серпентинового кальцифира, мономинерального серпентинита и отборки серпентина, а также полученные при пересчете их по методу Барта [11] формульные коэффициенты пород.

Сравнение формульных коэффициентов пород показывает, что при развитии серпентинового кальцифира по доломитовому мрамору привнос компонентов (в формульных единицах) составляет: K—3, Na—3, Fe³⁺—7, Si—104, OH—305, вынос — Ca—3, Mg—62, Al—5, С—743. При развитии серпентинита по серпен-

Таблица 1

Химический состав (вес. %) пород и их формульные коэффициенты, полученные пересчетом по методу Барта [11]

Компоненты	1	2	3	4	Компоненты	1	2	3
						Si	Mg	Al
SiO ₂	0,90	14,40	41,89	41,23	Si	15	119	279
TiO ₂	0,07	0,05	Нет	0,12	Ti	0	0	0
Al ₂ O ₃	0,98	0,56	0,54	0,46	Al	10	5	4
Fe ₂ O ₃	0,30	1,50	0,83	1,19	Fe ³⁺	2	9	4
FeO	0,68	0,82	0,18	0,14	Fe ²⁺	5	5	1
MnO	0,04	0,07	0,10	0,09	Mn	0	0	0
MgO	19,47	15,87	42,21	42,04	Mg	241	179	419
CaO	31,66	33,36	Нет	Нет	Ca	282	279	0
K ₂ O	0,05	0,27	0,08	0,16	K	0	3	0
Na ₂ O	0,19	0,43	Нет	0,11	Na	3	6	0
P ₂ O ₅	Нет	Нет	0,02	0,11	C	1022	279	0
H ₂ O ⁺	—	5,18	13,77	14,06	O	1600	1295	988
H ₂ O ⁻	0,11	0,12	0,41	0,12	OH	0	305	612
F	0,03	0,07	Нет	Нет				
CO ₂	45,00	26,77	»	»				
S	0,09	0,11	»	»				
Сумма	99,56	99,56	100,03	99,83				

П р и м е ч а н и е. 1 — доломитовый мрамор, 2 — серпентиновый кальцифиц, 3 — серпентинит, 4 — серпентин. Анали-тики — С. П. Баталова, С. П. Славкина.

тиновому кальцифицу привносятся Mg (240), Si (160), OH (307) и выносятся K (3), Na (6), Ca (279), Fe²⁺ (4), Fe³⁺ (5), Al (1), C (279). Привнос компонентов при полной серпентинизации доломитового мрамора составляет: Mg—179, Fe³⁺—2, Si—264, OH—612, вынос—Na—3, Ca—282, Fe²⁺—4, Al—6, C—1022.

Нормативный количественно-минеральный состав пород приведен в табл. 2.

Кристаллохимические формулы серпентина:

Проба 2 (табл. 1) $(Mg_{2,87}Na_{0,10}K_{0,04})_{3,01}(Si_{1,91} \cdot Al_{0,08})_{1,99}(O_{4,76}OH_{0,24})_5(OH)_4 + aq.$

Проба 3 $(Mg_{2,86}Fe^{2+}_{0,01}Fe^{3+}_{0,03})_3(Si_{1,97}Al_{0,03})_2 \cdot O_5(OH)_4 + 0,16H_2O.$

Проба 4 $(Mg_{2,97}K_{0,01}Na_{0,01})_{2,99} \cdot (Si_{1,94}Al_{0,03}Fe^{3+}_{0,04})_{2,01} \cdot (O_{4,93}OH_{0,07})_5(OH)_4 + 0,25H_2O.$

Экспериментально система доломит — серпентин не изучалась. Принимая гидротермальную схему диссоциации карбонатов с присутствием в растворах щелочей, рассчитаем реакции серпентинизации доломита ионно-минеральным методом [2]. Этот метод применяется для гидротермальных систем, в которых состав воздействующего раствора является функцией температуры, давления и pH среды. Расчет проведен в два этапа. На первом этапе определим значения изобарно-изотермических потенциалов ре-

Таблица 2

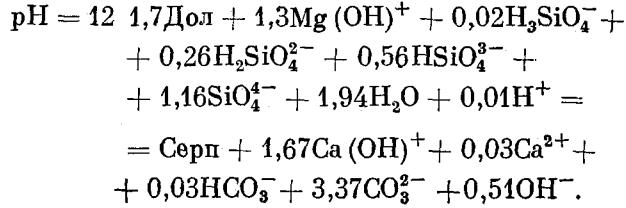
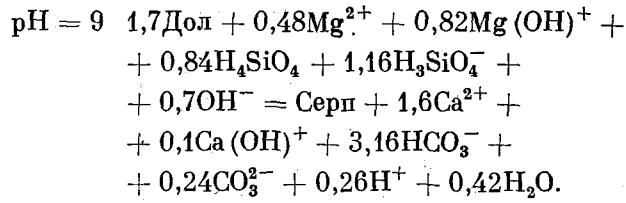
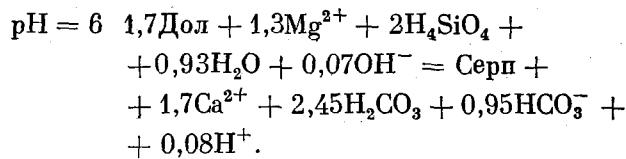
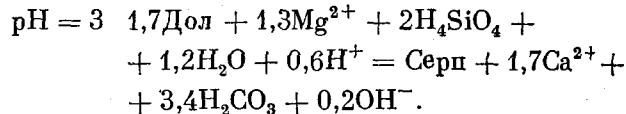
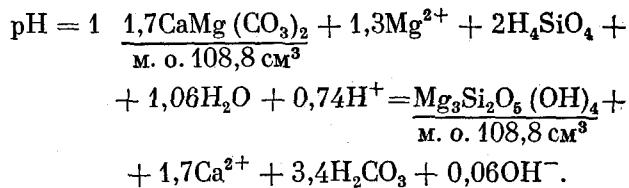
Нормативный количественно-минеральный состав пород (мол. %)

Минералы	Доломитовый мрамор	Серпентиновый кальцифиц	Серпентинит
Доломит	83,0	2,0	—
Кальцит	9,7	45,1	—
Серпентин	—	44,6	100,0
Флогопит	6,8	6,2	—
Магнетит	0,3	2,0	—
Пирит	0,1	0,1	—

акций, чтобы установить возможные пределы устойчивости новообразованного минерала (серпентина) в зависимости от температуры, давления и кислотности — щелочности среды при стандартном значении активностей растворенных компонентов ($1m$, т. е. 1 г·ион/кг H₂O для каждого компонента). На втором этапе, принимая возможные значения активности растворенных компонентов, определим поля устойчивости минералов. Все реакции рассчитываются при постоянном объеме твердых фаз.

Реакции замещения доломита (Дол) серпентином (Серп)

$$T = 100^\circ\text{C}, P = P_{\text{нас. пара}}$$



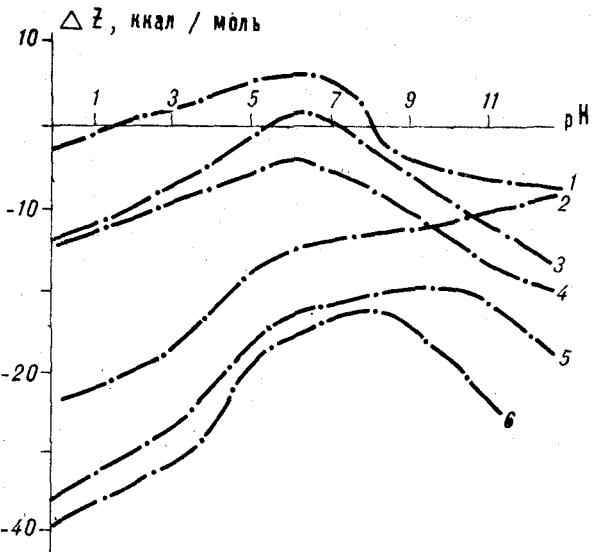


Рис. 1. Изменение стандартного изобарно-изотермического потенциала реакций замещения доломита серпентином.

1 — 100°С, $P_{\text{нас.пара}}$; 2 — 400°С, 500 бар; 3 — 200°С, 1000 бар;
4 — 200°С, 1500 бар; 5 — 500°С, 1000 бар; 6 — 500°С, 1500 бар.

Рассчитаем данную реакцию также при 200, 300, 400, 500°С и давлении 500, 1000, 1500 бар. Термодинамические константы для расчета реакции взяты из работ И. Н. Говорова [2], и Н. С. Никольского [7, 8]. Результаты расчетов представлены графиками на рис. 1, из которых следует, что при 100°С и давлении насыщенного пара серпентин устойчив только в крайне кислой области ($\text{pH} = 0—2$), либо при $\text{pH} > 8$. При 200°С, 1000 бар (кривая 3) серпентин неустойчив только в интервале $\text{pH} = 6—7$. При более высоких температурах и давлениях заме-

щение доломита серпентином по принятой реакции возможно во всем диапазоне pH.

Последующие расчеты сводятся к решению уравнений равновесия в логарифмической форме. Например, конечное решение уравнения относительно $\lg a_{\text{Mg}^{2+}}$ сводится к виду ($\text{pH} = 1$): $\lg a_{\text{Mg}^{2+}} = 1,307 \lg a_{\text{Ca}^{2+}} + 2,615 \times \lg a_{\text{H}_2\text{CO}_3} - 1,538 \lg a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - 1,151 + 0,615 \text{pH}$. Активности ионов кальция и углекислоты в приведенной реакции принимаются равными 1 м. Таким образом, приведенное равенство приобретает окончательный вид: $\lg a_{\text{Mg}^{2+}} = -1,538 \lg a_{\text{H}_4\text{SiO}_4} - 1,151 + 0,615 \text{pH}$, т. е. $\lg a_{\text{Mg}^{2+}}$ является функцией активности кремневой кислоты и pH среды.

Поля устойчивости доломита и серпентина приведены на рис. 2.

Серпентинизация подвержены также кальцит-доломитовые мраморы. Рассчитаем реакции замещения породы, состоящей из 40% кальцита (Ka) и 60% доломита серпентинитами при различных температурах, давлениях и кислотности — щелочности среды.

$$T = 100^\circ\text{C}, P = P_{\text{нас.пара}}$$

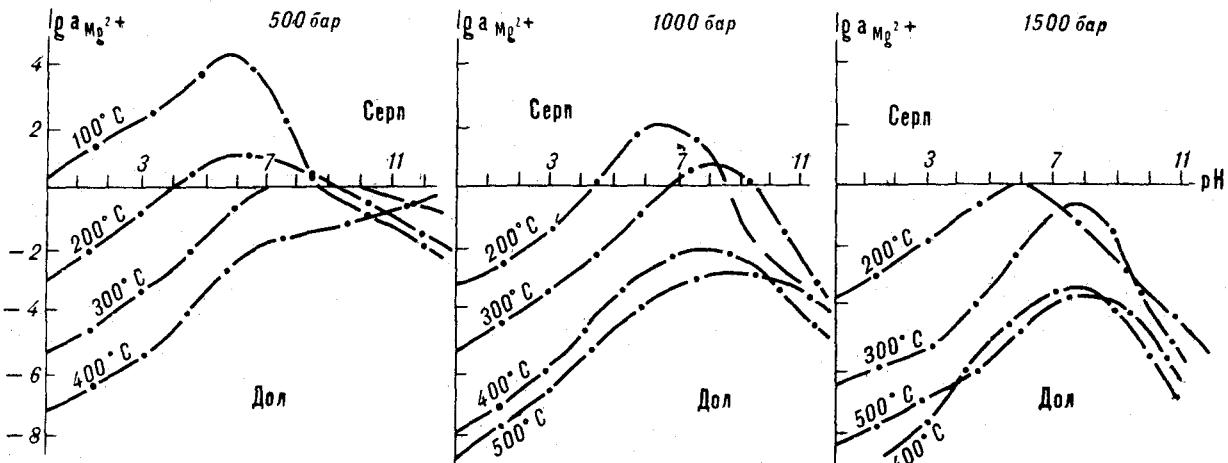
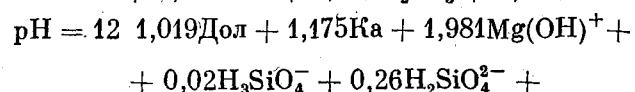
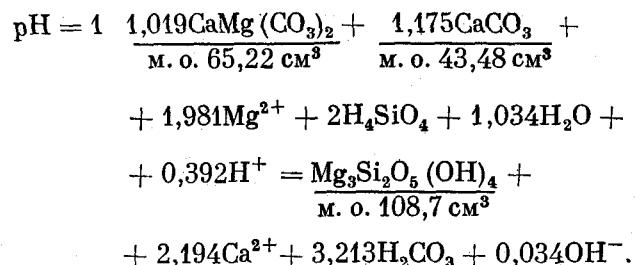


Рис. 2. Поля устойчивости серпентина и доломита. Активности растворенных компонентов: кальций — 1 м, углекислота — 0,1 м, кремний — 0,1 м.

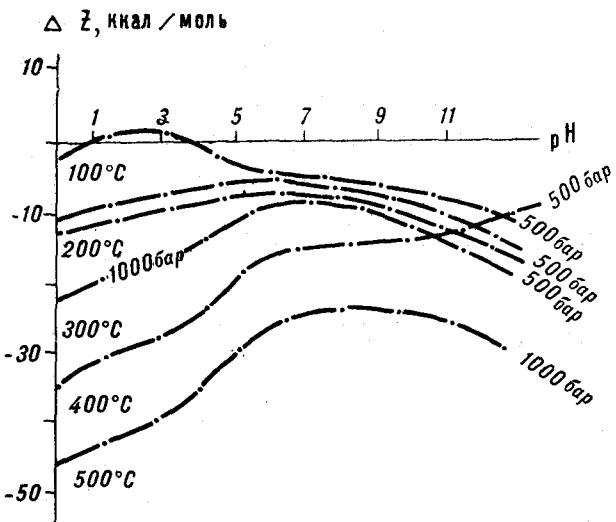


Рис. 3. Изменение стандартного изобарно-изотермического потенциала реакций замещения породы из 40% кальцита и 60% доломита серпентином.

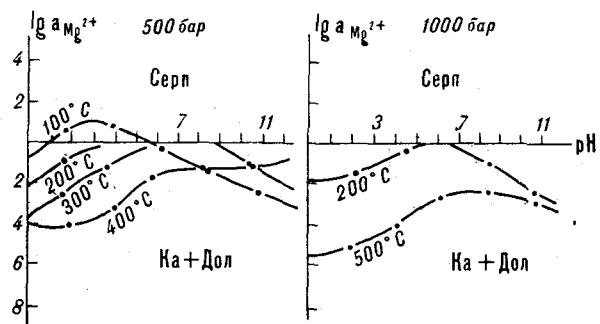
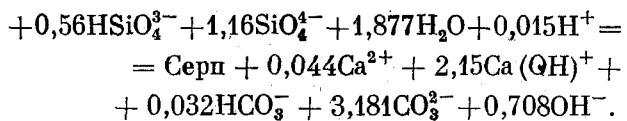


Рис. 4. Поля устойчивости серпентина и ассоциации доломита с кальцитом. Активности растворенных компонентов: кальций и углекислота — 1 м, кремний — 0,1 м.



Результаты расчетов стандартного изобарно-изотермического потенциала реакции приведены на рис. 3. Поля устойчивости Ка + Дол и Серп соответствуют графикам на рис. 4.

Анализ графиков рис. 1—4 и геологических материалов приводит к следующим выводам:

1. Кристаллизация серпентина в доломитовых мраморах при пониженных температурах возможна в кислотных или в щелочных условиях среды. В близнейтральном диапазоне значений pH располагается экстремальная область серпентинизации доломита, в которой устойчивость серпентина уменьшается.

2. При 100°C и низком давлении аподоломитовый серпентин образоваться не может, так

как для этого требуется нереально высокая активность магния.

3. Повышение температуры и давления смещает равновесие вправо, и поле устойчивости серпентина расширяется.

4. Минимальная изотерма серпентинизации доломита при повышенном давлении соответствует 200°C.

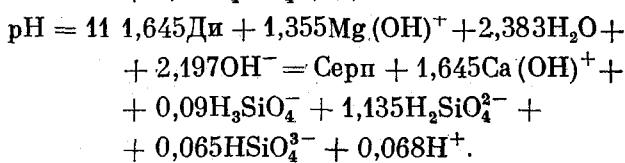
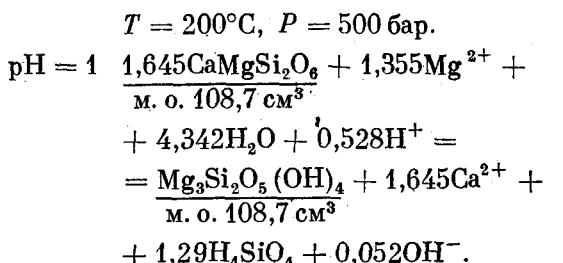
5. Присутствие кальцита в исходной породе смещает равновесие вправо и серпентин при тех же термодинамических параметрах становится более устойчивым. Кислотно-щелочной эффект ослабляется.

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ ДИОПСИДА

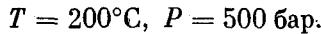
Экспериментальное изучение системы CaO—MgO—SiO₂—H₂O для ультраосновных пород проводилось Эвансом и Тромсдорфом [13]. Установлена высокая устойчивость диопсида к серпентинизации и рассчитана кривая моновариантного равновесия реакции серпентин + диопсид-тремолит = тремолит + форстерит + вода (цитируется по Д. С. Штейнбергу, И. С. Чащухину [12]), которая не удовлетворяет условиям серпентинизации диопсида в карбонатной среде.

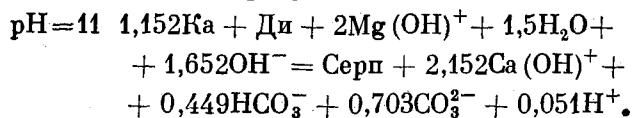
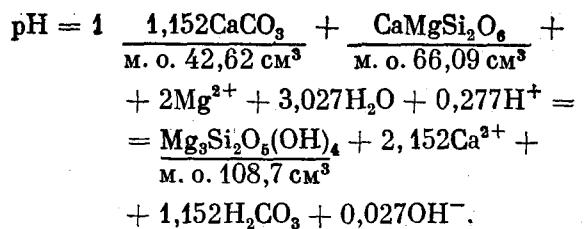
На Дёсовском месторождении замещение диопсида серпентином встречается очень редко. Оно отмечено в породах приконтактовой части аподоломитовых серпентинитов с карбонатной породой, содержащей вкрапленность или мономинеральные гнезда диопсида (диопсидовые кальцифиры). Это обстоятельство позволяет считать, что замещение диопсида серпентином происходит одновременно с серпентинизацией мраморов при подвижном поведении магния и кремния.

Реакции замещения диопсида (Ди) серпентином (Серп)



Реакции замещения породы из 40% кальцита и 60% диопсида серпентином.





Расчет реакций (рис. 5 и 6) показывает, что при низкой температуре и давлении (200°C , 500 бар) серпентин может замещать диопсид только в крайне кислотных условиях. Вероятность замещения при пониженной температуре повышается, если в породе присутствует кальцит. При высоких температурах процесс серпентинизации диопсида невозможен, что ставит под сомнение существование парагенезиса диопсида с серпентином. Как показывают расчеты, при повышенном давлении реакция сме-

щается в сторону серпентина очень незначительно.

Как видно из приведенных реакций, серпентинизация диопсида проходит с выносом кремния, а при серпентинизации породы из кальцита и диопсида вынос кремния отсутствует. Это может служить признаком зависимости серпентинизации не только от термодинамических параметров процесса, но и от состава замещаемой породы. В данном случае имеет место минимизация стандартного изобарно-изотермического потенциала процесса серпентинизации, обусловленная повышенным содержанием кальцита в породе. Все эти выводы подтверждают редко встречающиеся случаи замещения диопсида серпентином.

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ ФОРСТЕРИТА

В связи с проблемой серпентинизации ультрабазитов экспериментальное изучение систем $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ и $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ и парагенезисов с серпентином проводилось Боузеном и Таттлом [1], Писториусом [18], Релейхом и Патерсоном [19], Китахарой, Такенучи и Кеннеди [17], Такеши [21], Скарфом и Уилли [20], Джоханнесом [14, 16], Джоханнесом, Метцом [15], Э. П. Корыtkовой и Т. А. Макаровой [4]. По обобщенным данным равновесная кривая реакции форстерит + вода = серпентин + брусит протягивается от температуры 350°C при давлении 0,5 кбар до температуры 480°C при давлении 50 кбар. При этом установлено, что присутствие в системе железа снижает температуру серпентинизации на 80°C . В экспериментах Э. П. Корыtkовой и Т. А. Макаровой природный оливин состава 85% форстерита и 15% фаялита обрабатывался супензией 0,5–5,0% -ного раствора смеси NaOH и SiO_2 . Полная серпентинизация оливина с выделением магнетита произошла при температуре 250°C и давлении 500 атм через 30 суток.

В кальцифирах Дёсовского месторождения отмечено частичное замещение форстерита серпентином без выделения магнетита и реже полное замещение форстерита серпентином с выделением магнетита. При частичном замещении серпентин развивается по краям зерен или вдоль трещинок в форстерите с сохранением «ядер» форстерита в серпентиновой массе. Это может служить признаком инертного поведения магния при серпентинизации фостерита (Фор). Поэтому рассчитаем реакции замещения форстеритовых кальцифиров (40% кальцита + 60% форстерита) серпентином без привноса магния.

$$T = 100^\circ\text{C}, P = P_{\text{нac. пара}}$$

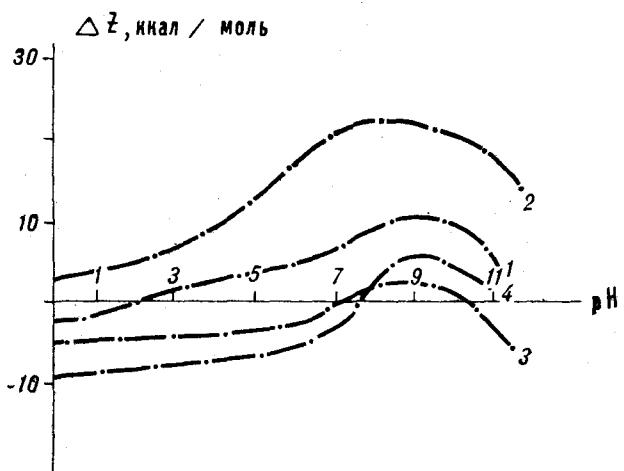
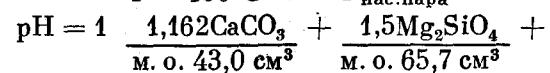


Рис. 5. Изменение стандартного изобарно-изотермического потенциала реакций замещения диопсида серпентином.

1 – 200°C , 500 бар; 2 – 400°C , 500 бар. То же, для породы из 40% кальцита и 60% доломита: 3 – 200°C , 500 бар; 4 – 400°C , 500 бар.

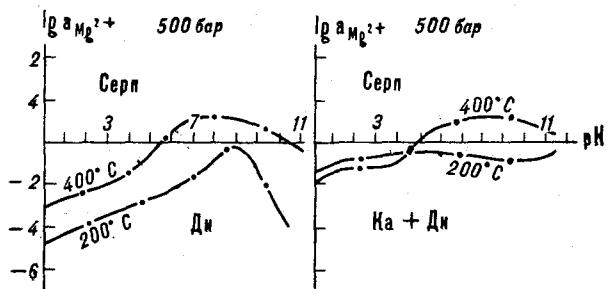


Рис. 6. Поля устойчивости серпентина и диопсида и серпентина с диопсидом и кальцитом. Активности растворенных компонентов: кальций и углекислота – 1 т, кремний – 10^{-4} т.

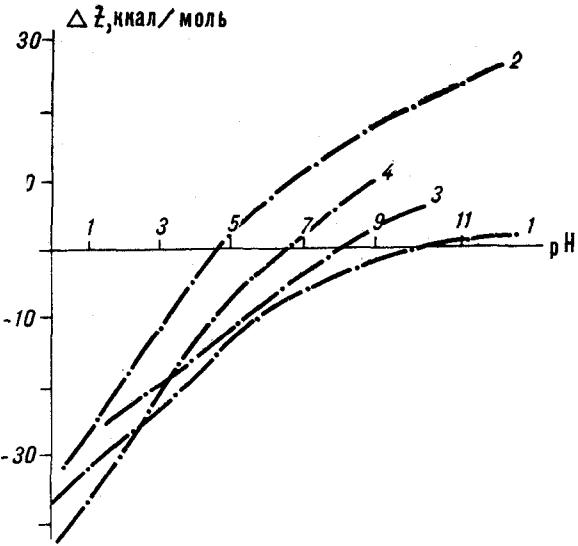
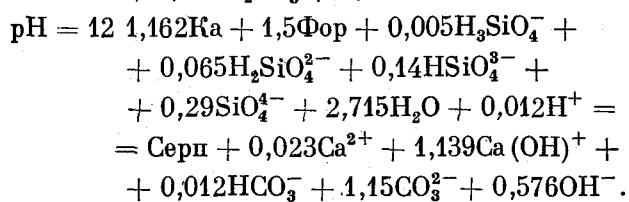
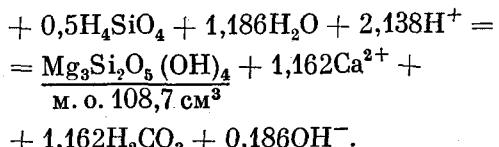


Рис. 7. Изменение стандартного изобарно-изотермического потенциала реакций замещения породы из 40% кальцита и 60% форстерита серпентином:
1 — 100°C, 500 бар; 2 — 400°C, 500 бар; 3 — 200°C, 1500 бар;
4 — 400°C, 1500 бар.



По данным графиков (рис. 7 и 8) серпентин более устойчив при низких температурах (100°C), чем при повышенных (400°C). Повышение давления уменьшает также поле устойчивости серпентина и равновесие смещается в более кислотную область.

Замещение форстерита серпентином местами сопровождается выделением магнетита. При этом происходит значительное или полное замещение форстерита серпентином с образованием своеобразного типа руд с низким содержанием (5–10% по объему) микрозернистого и пылевидного магнетита в серпентиновой массе, что может служить признаком инертного поведения железа.

Рассчитаем реакции замещения форстерита различной железистости серпентином и магнетитом без привноса магния и железа с учетом давления (500 бар), температуры и изменения объема обычным (окисным) методом.

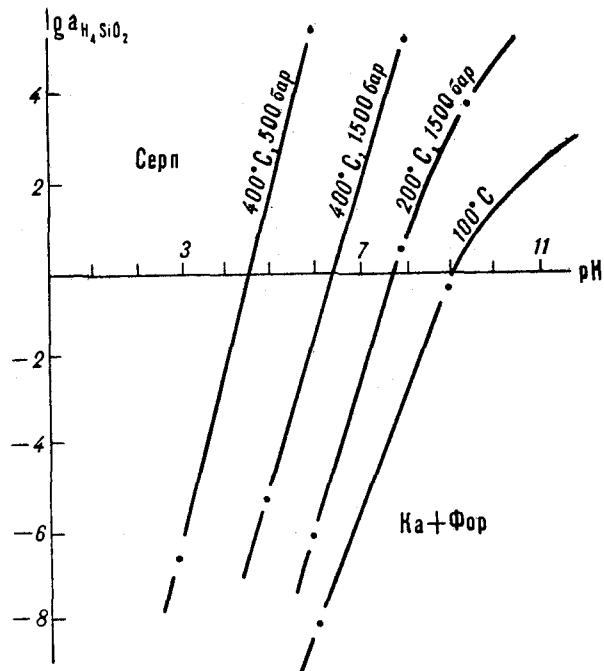
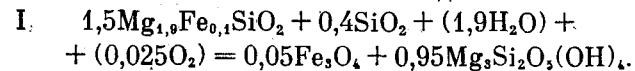
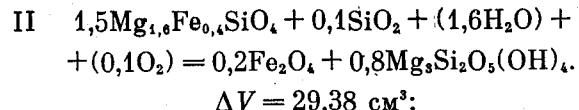


Рис. 8. Поля устойчивости серпентина и ассоциации форстерита с кальцитом. Активности растворенных компонентов: кальций и углекислота — 1,05 м.

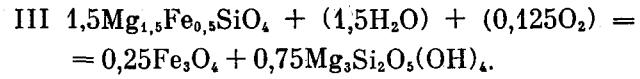
$$\Delta V = 39,6 \text{ см}^3;$$

$$\Delta Z_{200^\circ\text{C}} = -3,29 \text{ ккал/моль}; \quad \Delta Z_{300^\circ\text{C}} = \\ = 8,77 \text{ ккал/моль}; \quad \Delta Z_{400^\circ\text{C}} = 20,58 \text{ ккал/моль}.$$



$$\Delta V = 29,38 \text{ см}^3;$$

$$\begin{aligned}
 \Delta Z_{200^\circ\text{C}} = -9,29 \text{ ккал/моль}; \\
 \Delta Z_{400^\circ\text{C}} = 11,60 \text{ ккал/моль}.
 \end{aligned}$$



$$\Delta V = 25,98 \text{ см}^3;$$

$$\begin{aligned}
 \Delta Z_{200^\circ\text{C}} = -11,40 \text{ ккал/моль}; \\
 \Delta Z_{400^\circ\text{C}} = 8,65 \text{ ккал/моль}.
 \end{aligned}$$

Приведенные данные соответствуют графикам на рис. 9, недостатком которого является отсутствие информативности в отношении влияния щелочности растворов на серпентинизацию железистого форстерита.

Допустим, что процесс идет в открытой системе с привносом — выносом железа, магния и кремния. Тогда реакция замещения форстерита различной железистости серпентином и магнетитом запишется следующим образом (исходная порода состоит из 70% форстерита и 30% кальцита):

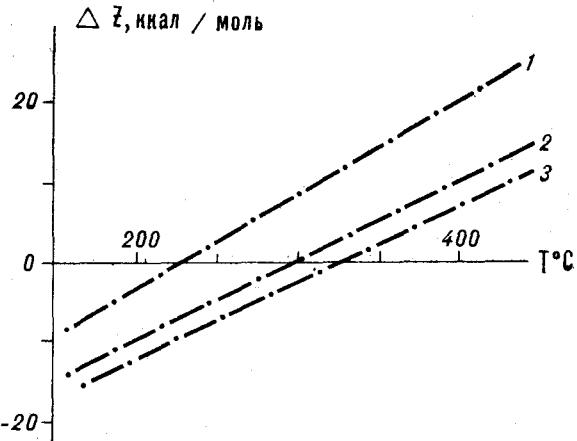
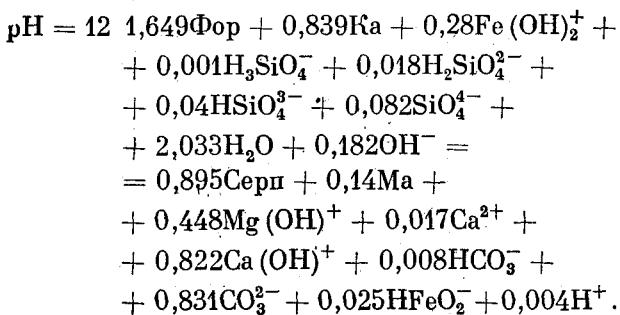
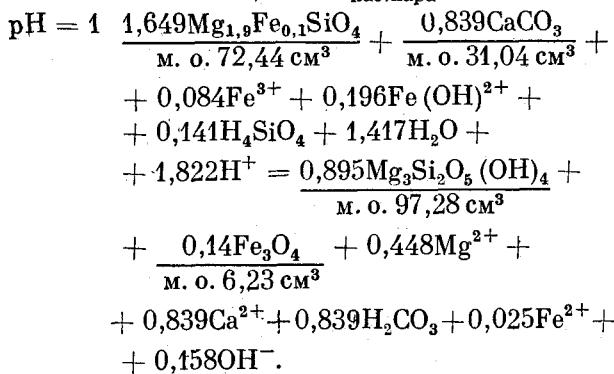


Рис. 9. Изменение стандартного изобарно-изотермического потенциала реакций замещения форстерита различной железистости серпентином и магнетитом.
 1 — $Mg_{1,9}Fe_{0,1}SiO_4$; 2 — $Mg_{1,6}Fe_{0,4}SiO_4$; 3 — $Mg_{1,5}Fe_{0,5}SiO_4$.
 Рассчитано окисным методом.

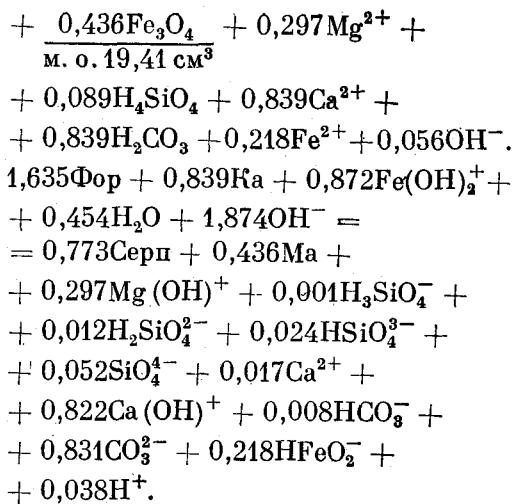
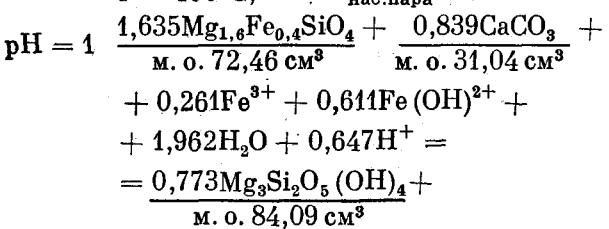
для форстерита с железистостью 5%

$$T = 100^\circ\text{C}, P = P_{\text{нас. пара}}$$



для форстерита с железистостью 20%

$$T = 100^\circ\text{C}, P = P_{\text{нас. пара}}$$



Результаты расчета реакций отражены на рис. 10. Сравнение графиков рис. 9 и 10 показывает, что различные методы пересчетов приводят к одним и тем же выводам. Примесь железа в форстерите смещает равновесие вправую сторону и расширяет поле устойчивости железистого форстерита. Замещение железистого форстерита парагенезисом серпентина с магнетитом должно происходить при более низких термодинамических параметрах, чем чистого форстерита серпентином при прочих равных условиях. При пониженной температуре и низкой железистости форстерита парагенезис серпентина с магнетитом устойчив при любых значениях pH растворов, а при повышенной

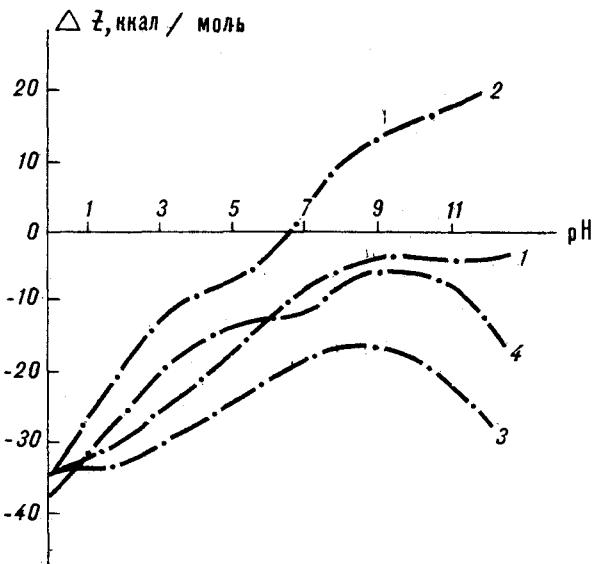


Рис. 10. Изменение стандартного изобарно-изотермического потенциала реакций замещения форстерита различной железистости серпентином и магнетитом.
 1 — $Mg_{1,9}Fe_{0,1}SiO_4$ при 100°C , $P_{\text{нас. пара}}$; 2 — при 400°C , 500 бар; 3 — $Mg_{1,6}Fe_{0,4}SiO_4$ при 100°C , $P_{\text{нас. пара}}$; 4 — при 400°C , 500 бар. Рассчитано ионно-минеральным методом.

температура только до рН около 6—7. Повышение содержания железа в форстерите способствует устойчивости парагенезиса серпентина с магнетитом при любых значениях рН растворов, при этом чем ниже температура, тем

устойчивее парагенезис. При железистости форстерита 25% его серпентинизация с выделением магнетита должна проходить без привноса кремния и соответствовать реакций гидратации оливина.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Боузен Н. Л., Татта О. Ф.* Система $MgO-SiO_2-H_2O$.—В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М.: ИЛ, 1950.
2. *Говоров И. Н.* Термодинамика ионно-минеральных равновесий и минералогия гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1977.
3. *Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов.—В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955.
4. *Корыткова Э. П., Макарова Т. А.* Экспериментальное изучение процесса серпентинизации оливина.—ДАН СССР, 1971, т. 196, № 4.
5. *Лодочников В. Н.* Серпентины и серпентиниты Ильчирские и другие и петрохимические вопросы, с ними связанные.—Тр. ЦНИГРИ, 1936, выш. 38.
6. *Маракушев А. А., Ким Мин Сёб, Ким Хак Дзе.* Фационально-парагенетический анализ месторождений талька и флогопита, связанных с докембрийскими магнезиальными мраморами Северной Кореи.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
7. *Никольский Н. С.* Термодинамика автоматометасоматического минералообразования в щелочных базитах острова Сахалин.—В кн.: Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973.
8. *Никольский Н. С.* Термодинамика минеральных равновесий базитов. М.: Наука, 1978.
9. *Сердюченко Д. П., Леонова Е. П.* Древние карбонатные породы — кальцифиры и мраморы.—В кн.: Железные руды Южной Якутии. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
10. *Смолин П. П.* Закономерности размещения промышленных месторождений талька на территории СССР и критерии локализации особо ценного талька.—В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 6. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
11. *Четвериков С. Д.* Руководство к петрохимическим пересчетам. М.: Государственное научно-техническое изд-во литературы по геологии и охране недр, 1956.
12. *Штейнбере Д. С., Чашухин И. С.* Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977.
13. *Evans B. W., Trommsdorff V.* Regional metamorphism of ultramafic rocks in the Central Alps: Paragenesis in the system $CaO-MgO-SiO_2-H_2O$.—Schweiz. mineral. und petrogr. Mitt., 1970, v. 50.
14. *Johannes W.* Experimental investigation of the reaction $forsterite + H_2O = serpentine + brucite$.—Contrib. Mineral. and Petrol., 1968, v. 19, N 4.
15. *Johannes W., Metz P.* Experimentelle Bestimmung von Gleichgewichtsbeziehungen im System $MgO-CO_2-H_2O$.—N. Jahrb. Mineral. Monatsh., 1968, v. 1.
16. *Johannes W.* An experimental investigation of the system $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$.—Amer. J. Sci., 1969, v. 267, N 9.
17. *Kitahara S., Takenouchi S., Kennedy G. G.* Phase relations in the system $MgO-SiO_2-H_2O$ at the high temperatures and pressures.—Amer. J. Sci., 1966, v. 264, N 3.
18. *Pistorius C. W. F. T.* Some phase relations in the system $MgO-SiO_2-H_2O$ at high temperatures and pressure.—N. Jahrb., Miner. Monatsh., 1963, v. 11.
19. *Raleigh C. B., Paterson M. S.* Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications.—J. Geophys. Res., 1965, v. 70, N 16.
20. *Scarf C. M., Wyllie P. J.* Serpentine dehydration curves and their bearing on serpentinite deformation in orogenesis.—Nature, 1967, v. 215, N 5104.
21. *Takeshi K.* Experimental studies on decomposition of olivine and crystallization under hydrothermal conditions.—J. Japan. Assoc. Mineral., Petrol. and Econ. Geologist., 1967, v. 57, N 5.

ДВГИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
9 марта 1982 г.

УДК 550.8.001.11 : 528

Ю. С. Салин

ОСНОВНЫЕ ГЕОМЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЕОЛОГИИ

СТАТЬЯ ТРЕТЬЯ АФФИННЫЕ И МЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Основная посылка, на которой строятся аффинные модели,— кровля и подошва стратиграфического подразделения параллельны; в качестве исходных данных используются элементы залегания. Метрические модели дают возможность проводить интерполяцию и

АФФИННЫЕ МОДЕЛИ

Модель Вернера дает возможность по данным описаний разрезов строить схему, отражающую вертикальную последовательность стратиграфических подразделений и латеральную последовательность фаций в этих подразделениях. Модель Хейтса пополняет полученную схему информацией о закономерностях пространственного поведения мощностей построенных подразделений. И ни одна из них не дает ответа на вопрос, как ведут себя границы подразделений в пространстве, какова их конфигурация. С другой стороны, остается большой класс геологических наблюдаемых данных, не использованных в упомянутых моделях. Речь идет об элементах залегания слоев и слоистых толщ. Именно эти данные и используются в аффинных моделях, именно на поставленный вопрос и должны отвечать эти модели.

Эталон нормы в аффинной модели общеизвестен: пластовые поверхности параллельны друг другу. Отношением параллельности определяется согласное залегание по Э. Брюкнеру, А. И. Косягину, А. Н. Мазаровичу, Ф. Х. Лахи, А. К. Башарину, Геологическому словарю, согласное напластование по И. Леваковскому, Б. фон Котта, Ч. Лайелю, Ф. Ю. Левинсон-Лессингу, согласное пластавование по Д. И. Мушкетову, сходное напластывание по П. де Жуванселю [14]. Так как для криволинейных поверхностей отношения параллельности не имеют смысла, подобные определения можно принять лишь для кусочно-плоских приближений дей-

экстраполяцию геологических границ, учитывающую точное положение точек наблюдения. Сплайновая модель строит поверхность с минимальной суммарной кривизной.

ствительных пластовых поверхностей. В какой области криволинейную поверхность без ущерба для решения задачи можно считать плоскостью — дело конкретных условий задачи и исходных данных. На практике сфера применимости таких приближений оказывается чрезвычайно широкой, о чем свидетельствует постоянное использование отношения согласного (в данном аффинном смысле) залегания. Например, при проведении границ картируемых стратиграфических подразделений необходимы данные об элементах залегания пластов. Как отмечал еще Энгельман в 1837 г., элементы залегания внутри подразделения «параллельны внешнему пределу своему» [20, с. 48], что и позволяет использовать их для проведения границ. Несогласной в данном случае будет поверхность, непараллельная анализируемым взаимно параллельным поверхностям.

Четкий алгоритм действий в рамках аффинных моделей излагает В. Н. Вебер [6]. На карту или профиль наносятся замеренные элементы залегания и наблюденные в обнажениях границы. Если углы падения (при построении профиля) меняются, можно условно принять, что падение от одного замера до другого остается неизменным. В точках замера a, b, c, d, e проводят перпендикуляры aa', bb', cc', dd', ee' к пласту, а между перпендикулярами пластовые границы проводятся параллельно имеющемуся в этом секторе элементу залегания (рис. 1). Если нет противопоказаний, мы всегда должны исходить из предположения о норме в аффинной модели, т. е. параллельности пластовых границ. Более того, «... мы можем вы-

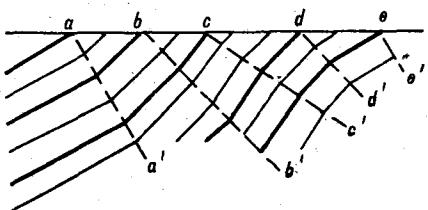


Рис. 1. Использование отношений параллельности при структурно-геологических построениях. По В. Н. Веберу [6].

равнивать падения, можем даже несколько представить точки выходов на разрезе, потому что матерьялом для составления скелета разреза служили случайные замеры залегания в случайных обнажениях, попавшихся на маршруте. Все эти произвольные поправки делаются в угоду положения о параллельности пластов...» [6, с. 130].

Рекомендации по использованию «предполагаемого параллелизма» для структурно-геологических построений содержатся в книге К. П. Калицкого [11].

Требования аффинной модели о сохранении параллельности границ могут войти в противоречие с требованием проективной модели о сохранении закономерностей площадного изменения мощностей. В. Н. Вебер [6] замечает, что в случае изменения углов падения от места к месту мощности должны меняться, если сохранять параллельность кровли и подошвы: при расходящихся падениях в глубину мощности увеличиваются, при сходящихся — наоборот (см., например, рис. 1). Это изменение может не соответствовать полученному в рамках проективной модели. В ликвидации возникших противоречий существенную помощь может оказать имеющийся в проективной модели остаток свободы в выборе положения границ стратиграфических подразделений, интервал неоднозначности решения задачи перспективной корреляции.

Но возможно, что и этот «люфт» не помогает устраниТЬ противоречие. Какую норму сохранять — проективную или аффинную? Попробуем сохранить обе. В модель Хейтса вводим ограничения: полученные закономерности пространственного изменения справедливы лишь для мощностей, замеренных в одинаковых частях складок — или только в ядрах, или только на крыльях; возможна и большая детализация частей складок. Таким образом вводится генетическая поправка: закономерное площадное изменение мощностей, сформировавшееся в «осадочной истории», не сохранилось в «структурной истории» [7, 8]. Конкретизируя эту поправку, часто говорят о раздувании мощностей слоев в замках и сокращении в крыльях и т. д.

В аффинных моделях не обязательно оперировать только плоскостями и отношением па-

раллельности. Так же как и при проективной корреляции, всегда можно подобрать такие проектирования пучком параллельных линий (в комбинации с поворотами и переносами), при которых из кровли будет получаться подошва, или же можно построить такую аффинную координатную систему, в которой граничные поверхности будут вести себя закономерно. Тогда поверхности, эквивалентные друг другу относительно данного аффинного преобразования, или поверхности, подчиняющиеся выявленной закономерности, будут по определению согласными, неэквивалентные или не подчиняющиеся — несогласными.

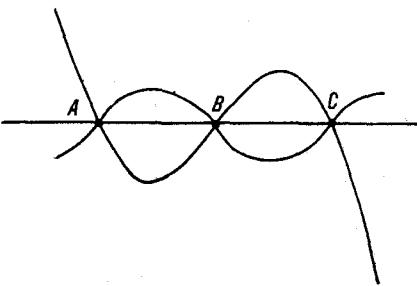
Аффинные преобразования широко используются в горной геометрии [15, 16]. Известны и алгоритмы аффинных построений в геологии — растяжения, сжатия фигуры вдоль оси, к оси, к плоскости, иногда в комбинации с поворотами и переносами [4, 5, 10, 18 и др.].

МЕТРИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

Окончательное решение задачи геологического картирования достигается в рамках метрических моделей. В самом деле, геологическая карта должна предоставлять информацию о расстояниях между интересующими нас точками, о размерах геологических тел, их ориентировке, точном положении в координатной географической системе, углах, площадях, объемах и т. д. Все эти характеристики изменяются при любых геометрических преобразованиях, кроме метрических. Единственное, что их не искаляет — параллельные переносы и повороты. Да и то относительно поворотов необходима оговорка — направление меридиана должно быть жестко закреплено в геологической ситуации, допускаются повороты геологической модели только вместе с осью север — юг.

При математическом решении задачи проведения границ в метрическом пространстве часто ограничиваются исходной информацией только о положении некоторых точек одной и той же границы. Задача построения границы по заданным точкам сводится к интерполяции, к вычислению положения промежуточных точек границы. Другими словами, используются только результаты, предоставленные топологической моделью, схемой синхронизации, — ведь прежде, чем интерполировать, надо знать, что заданные точки принадлежат *одной и той же* границе. Никакие дифференциальные, проективные, аффинные характеристики при таком подходе не используются.

Соответственно многозначным получается и решение задачи интерполяции, хотя по каким-то (обычно не упоминаемым) соображениям из



Rис. 2. Неоднозначность интерполяции: любые линии, проходящие через точки A, B, C, приемлемы.

всех возможных решений чаще всего выбирают только одно. Многозначность интерполяции очевидна на простейшем примере (рис. 2): дано положение трех точек A , B , C , требуется построить линию, проходящую через эти точки. Неспециалисты обычно говорят: изображенные на рисунке, три точки задают единственную линию — прямую. Однако в качестве решения поставленной задачи годятся и любые другие линии, проходящие через A , B , C — как изображенные на рис. 2, так и бесчисленное множество других линий. Задача может быть сделана решаемой однозначно только путем принятия дополнительных предположений, ограничивающих множество допустимых решений. Например, можно исходить из *предположения*, что все промежуточные точки находятся на прямой (линейная интерполяция), но можно выдвинуть предположения и о параболе, гиперболе, синусоиде, и т. д. (нелинейная интерполяция). При построении структурных карт в изолиниях вручную практически всегда используют линейную интерполяцию — отметки промежуточных точек рассчитывают исходя из их положения на отрезке прямой между двумя заданными точками, затем углы между отрезками как-то (как именно — неизвестно) сглаживают, из чего можно сделать вывод о стремлении к соблюдению нормы в дифференциальной модели. Обоснование выбора линейной интерполяции сводится, по-видимому, к вычислительной простоте. Более сложные предположения при работе вручную практически нереализуемы. Но принятые упрощения приводят к нежелательным деформациям: неоправданно сгущаются изолинии вдоль линии бурowego профиля, на структурной карте появляются явно привнесенные, не от фактического материала, а от метода, «ступеньки» [12].

При машинной обработке данных жесткие ограничения в вычислительной сложности устраняются, выбор приемлемых методов становится богатым. В настоящее время в геологии для интерполяции используются алгебраические и тригонометрические полиномы, гармонические и экспоненциальные функции.

При выборе интерполирующих функций геологи фактически всегда соблюдают ограничения П. К. Соболевского, хотя обычно их явную формулировку не приводят. Эти ограничения утверждают конечность, однозначность, непрерывность и гладкость функции [17]. Первое из них гласит, что значения функции z (высоты, абсолютной отметки) от любых аргументов x и y должны быть конечными; существование бесконечно высоких поднятий и бесконечно глубоких прогибов поверхности, заданной соответствующей функцией, не предполагается. Однозначность нужно понимать как отсутствие точек, где одному значению аргумента соответствовало бы более одного значения функции. Другими словами, поверхность, заданная интерполирующей функцией с таким ограничением, не может иметь вертикальных и опрокинутых залеганий. Непрерывная интерполирующая функция может построить только поверхности без разломов. У гладких поверхностей отсутствуют точки излома, где терпит разрыв с конечным скачком первая производная. Поверхность, удовлетворяющую перечисленным требованиям, П. К. Соболевский назвал топографической.

И все-таки, после наложения перечисленных ограничений множество возможных интерполирующих функций остается бесконечно большим. Например, все изображенные на рис. 2 линии отвечают принятым условиям. Проблема выбора единственной функции остается чрезвычайно острой. У В. И. Аронова [2] можно найти пример геологического обоснования выбора интерполирующей функции для построения структурных карт: «Рассмотрение некоторых разрезов и карт показывает, что иногда изменение различных поверхностей с глубиной вполне аналогично поведению гармонических функций. К таким явлениям относится, например, выполаживание структурных поверхностей с уменьшением глубины и увеличение мощности осадков на крыльях» (с. 125).

В большинстве случаев ясно только то, что различные способы интерполяции дадут в *чем-то* различные результаты. В чем заключаются эти различия, каковы характерные особенности поверхностей, построенных некоторым данным способом, в какой геологической ситуации и до каких пределов применим способ, где он будет работать хорошо, где похуже, а где и почему окажется неприемлемым — неясно. Более того, типичные черты и различия результатов, полученных разными способами интерполяции, желательно было бы изложить без премудрой математической символики, на языке слов, понятных геологу, допускающих наглядно-образные представления, — речь-то идет о геометрии поверхностей, которых геолог перевидел на своем веку столько, что у него давно

сложился устойчивый образ нормы, эталона конфигураций, причем не один, а скорее всего целый набор образов,— отдельно для платформенных, геосинклинальных, орогенных структур, карбонатных, сланцевых, вулканогенных толщ и т. д.

Ярким примером выявления особенностей разных методов интерполяции, допускающего наглядно-образные представления, является вывод Р. М. Бембеля и Р. М. Горбачевой [3] о том, что использование уравнений Лапласа приводит к построению практически вокруг каждой заданной точки антиклиналей и синклиналей. Понятно, что поверхность с таким обилием архитектурных излишеств не может соответствовать никакому из эталонов нормы.

Обычно же обсуждаемые отличия одного способа интерполяции от другого не имеют геологической специфики. В качестве достоинств и недостатков какой-либо интерполирующей функции упоминаются объем вычислений и его зависимость от количества заданных точек, удобство решения на ЭВМ, чувствительность метода к неравномерному распределению заданных точек и «краевым эффектам», точность, погрешность, сходимость. Короче говоря, анализируются чисто технические стороны интерполяции, имеющие такое же отношение к геологии, как и к геофизике, геохимии, географии, экономике и сопромату, причем некоторые из них относятся не к самой интерполяции, а к близкой задаче — аппроксимации (приближению) функций.

Аппроксимация может рассматриваться в двух вариантах; в первом — это приближение только заданных значений, тогда в качестве аппроксимирующей приемлема и функция, проходящая не точно через заданные точки, а через какие-то их ближайшие окрестности. Такая задача тоже часто встречается в геологии, если допускается, что в заданных значениях возможна ошибка. Для решения такой задачи широко применяются сглаживающие поверхности, поверхности тренда. Хотя в геологии такие задачи называют аппроксимацией, у математиков более принято другое название — интерполяция со сглаживанием [13].

Второй вариант аппроксимации — приближение некоторой аналитически заданной функции $f(x)$ другой функцией $\phi(x)$, причем в заданных точках они должны точно совпадать. Например, окружность можно приблизить кусками кубической параболы; чем больше заданных точек, через которые должна пройти кривая $\phi(x)$, чем больше отдельных кусков, тем меньше отклонения одной кривой от другой в любых промежуточных точках. Скорость приближения $\phi(x)$ к $f(x)$ по мере увеличения числа заданных точек называется сходимостью; отклонения промежуточных точек аппроксими-

рующей кривой от аппроксимируемой (во втором варианте), отклонения аппроксимирующей кривой от заданных точек (в первом варианте) характеризуют точность и погрешность аппроксимации.

Можно было бы сказать, что аппроксимация во втором варианте не используется в геологическом картировании — ведь по заданным точкам мы строим неизвестную функцию $\phi(x)$, а не приближаем какую-то известную $f(x)$. И все-таки сама постановка вопроса о том, что одна построенная $\phi(x)$ может оказаться приемлемой, а другая — нет, заставляет задуматься,— а нет ли до построения $\phi(x)$ в голове геолога хотя бы на уровне подсознания какой-то уже существующей $f(x)$, сравнение с которой и позволяет оценить пригодность одной и непригодность другой построенной аппроксимирующей функции? Такой «предсуществующей» функцией $f(x)$ будет норма, эталон всех метрических моделей данного класса, не сформулированный, однако, ни словами, ни математическими символами.

ИНТЕРПОЛЯЦИЯ СПЛАЙНАМИ

Особое место среди интерполирующих функций занимают сплайны. В настоящее время область их применения в естественных и технических науках очень широка. В практику геологического картирования, поисков и разведки сплайны внедрены в основном благодаря усилиям группы А. М. Волкова из Западно-Сибирского научно-исследовательского геологоразведочного нефтяного института — ЗапСибНИГНИ (см. библ. в работах [3, 9, 19]).

В течение многих лет чертежники использовали в качестве лекал тонкие рейки, проводя с их помощью плавные кривые через заданные точки. Эти рейки, или сплайны, закрепляют на месте, подвешивая к ним в некоторых местах свинцовые грузила. Изменяя положение точек, в которых подвешиваются грузила, можно добиться, чтобы сплайн проходил через заданные точки [1, 9, 13; 19].

Математическим сплайном называют приближенное представление деформированной оси рейки кусками кубической параболы $A + Bx + Cx^2 + Dx^3$. Куски парабол состыкованы гладко, первая и вторая производные всюду непрерывны, третья производная может иметь разрыв с конечным скачком. Заданные точки, между которыми производится интерполяция, принимаются за точкистыка. Таким образом вводится одномерный сплайн. Двумерный сплайн представляет собой обобщение введенных понятий на случай зависимости функции z от двух аргументов x и y , это некоторая поверхность в трехмерном пространстве x , y , z .

Преимуществом сплайна является его вы-

числительная простота, достигаемая за счет не-высокой (третьей) степени интерполирующего полинома. Кроме того, упоминают его достаточную гладкость, отсутствие краевых эффектов, хорошие аппроксимирующие свойства. Однако главное, особенно для геологии, в другом: линия, построенная путем сплайн-интерполяции, часто обладает минимальной кривизной по сравнению с линиями, построенными любыми другими интерполирующими функциями. Это свойство сплайна выводится с использованием понятия второй производной. Поэтому проанализируем сначала структурно-геологический смысл производных y' , y'' от функции $y = f(x)$.

Первая производная $y' = \frac{dy}{dx}$, как известно, выражает скорость изменения значений y по мере возрастания значений x ; ее величина равна тангенсу угла между осью x и касательной к линии $y = f(x)$. Если плоскость чертежа представляет собой вертикальную плоскость профиля, пересекающего некоторую граничную поверхность слоя или стратиграфического подразделения, то линия $y = f(x)$ будет линией выхода данной границы на эту вертикальную плоскость (рис. 3). Угол, который составляет касательная с осью x , будет углом падения следа данной поверхности в плоскости xy . На связь между первой производной и элементами залегания указали А. М. Волков и др. [9, 19]. Если плоскость чертежа представляет собой горизонтальную плоскость карты, то ось x может быть истолкована как направление с запада на восток, а ось y — как направление с юга на север (см. рис. 3). Тогда y' есть тангенс угла между осью x и направлением простириания, или тангенс угла между осью y и направлением падения поверхности.

Вторая производная $y'' = \frac{d^2y}{dx^2}$ выражает скорость изменения первой производной по мере возрастания значений x и, следовательно, прямо связана со скоростью изменения угла между

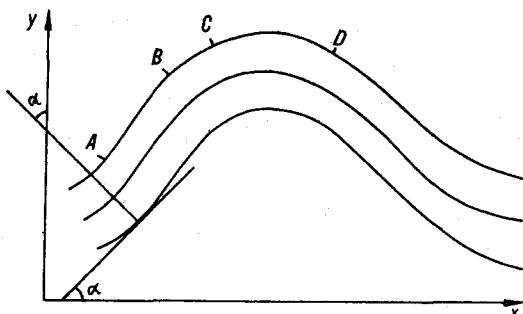


Рис. 3. Двумерное пространство.

x и y — горизонтальная и вертикальная оси; первая производная равна тангенсу угла падения α . x и y — оси запад — восток и юг — север; первая производная равна тангенсу угла α' — азимута падения.

ду касательной и осью x . Чем больше кривизна, тем быстрее меняется угол, тем больше вторая производная. Это легко себе представить наглядно (см. рис. 3). На плавном, выпрямленном участке AB наклон касательной меняется медленно, на сильно искривленном участке CD наклон касательной меняется значительно быстрее.

В 1957 г. Дж. Холлидеем была доказана теорема: среди всех функций, заданных в некоторых точках отрезка $[a, b]$ и имеющих на этом отрезке непрерывную вторую производную, кубический сплайн, для которого $y''(a) = y''(b) = 0$, минимизирует интеграл от квадрата второй производной по отрезку $[a, b]$.

Интеграл от квадрата второй производной часто дает хорошее приближение для интеграла от квадрата кривизны кривой $y = f(x)$ на отрезке $[a, b]$, поэтому свойство сплайнов, сформулированное в теореме Холлидея, часто называют свойством минимальной кривизны [1]. Физическая интерпретация сплайна — прогибание тяжелой балки, закрепленной в заданных точках [1, 3], изгибание упругого стержня, закрепленного в заданных точках [13].

Однако линия сплайна не всегда будет обладать минимальной кривизной. Так как кривизна определяется скоростью изменения угла α , а вторая производная — скоростью изменения тангенса этого угла, то при малых α вторую производную можно считать пропорциональной кривизне, так как в этом случае изменение тангенса пропорционально изменению угла. При больших углах тангенс изменяется много быстрее угла, пропорциональность нарушается, простая связь между второй производной и кривизной исчезает. Для тяжелых горизонтальных балок, не очень сильно прогибающихся (не более $\pi/3$), для упругих стержней, не слишком изогнутых, для платформенных структур с пологими падениями можно без всякого риска считать, что интеграл от квадрата второй производной приближает интеграл от квадрата кривизны, можно без всяких оговорок называть поверхность сплайна поверхностью минимальной кривизны. Для геосинклинальных толщ с крутыми падениями, резкими изгибами сплайн-поверхность может не обладать свойством минимальной кривизны.

Как можно видеть, сплайн допускает наглядно-образное представление. С учетом сделанных оговорок, линия сплайна среди всех гладких линий будет иметь минимальные отклонения от ломаной, проведенной через заданные точки, поверхность сплайна будет наиболее плавной среди всех, проведенных через заданные точки. По-видимому, именно таков эталон нормы в метрической модели. Геолог никогда не нарисует ни одной «лишней» антиклинали или синклинали, если его к этому не

вынудит наличие соответствующей экстремальной отметки в данном месте. Ничем не задокументированные осложнения складки обязательно будут срезаны в процессе построения (см. [9]). Сплайн-интерполяция представляет собой оптимальный (или во всяком случае единственно возможный на настоящий момент) компромисс между интуитивным стремлением к линейной интерполяции и недопустимостью углов, при линейной интерполяции неизбежных. Привычка не рисовать лишних изгибов укоренилась настолько глубоко, что можно даже сказать — рука сама ведет именно такую линию. Не исключено, конечно, что в дальнейшем будет разработан другой аппарат, в сравнении с которым сплайн проиграет, но пока его нет; более того, нет и подсознательной неудовлетворенности, которая толкала бы на поиски такого аппарата.

К числу недостатков сплайна относится невозможность его использования для экстраполяции. Сплайн не дает общего аналитического выражения, описывающего поверхность или линию, в которое можно было бы подставить другие текущие значения,— большие, чем самые большие из заданных, или меньшие, чем самые малые из заданных. Другими словами, сплайн не дает возможности для аналитического продолжения поверхности или линии за пределы изученного участка. В самом деле, если кусок параболы с одной стороны от крайней точки ограничен в своих расчетных возможностях первой же соседней точкой, как же его можно распространять на достаточно большое расстояние в другую сторону от крайней точки?

МЕТРИЧЕСКАЯ ИНТЕРПОЛЯЦИЯ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ТОПОЛОГИЧЕСКИХ, ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНЫХ, ПРОЕКТИВНЫХ И АФФИННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Уже на заре использования математических методов и ЭВМ для метрической интерполяции стало ясно, что учитывая только информацию о положении заданных точек, трудно построить структурную карту в изолиниях, которая бы не уступала карте, построенной вручную опытным геологом. Геолог выигрывает в этом соревновании, используя и другую геологическую информацию [12].

Естественно, возникло желание ввести эту информацию в алгоритмы машинного построения структурных карт. По В. И. Аронову [2], такая процедура называется интерполяцией с использованием косвенных данных, по А. М. Волкову и др. [9, 19] — интерполяцией с использованием априорной информации.

К числу косвенных или априорных данных отнесены элементы залегания, сейсмические профили, конфигурации других, выше- или нижележащих граничных поверхностей толщ или стратиграфических подразделений.

А. М. Волковым и др. [9, 19] предложены принципы использования элементов залегания. Представим себе произвольное залегание некоторой пластовой поверхности $z = f(x, y)$. В любой точке k (рис. 4) частные производные $\frac{\partial z}{\partial x}$ и $\frac{\partial z}{\partial y}$ полностью определяют положение касательной плоскости. Горизонтальная прямая в этой плоскости есть линия простирации; угол касательной плоскости с горизонтальной координатной плоскостью есть угол падения пласта в данной точке. Иначе говоря, две частные производные по данной пластовой поверхности в точке k полностью определяют элементы залегания пласта в этой точке — азимут простирации, азимут падения и угол падения.

П. К. Соболевский [17] формулирует это следующим образом: частные производные $\frac{\partial z}{\partial x}$ и $\frac{\partial z}{\partial y}$ всегда позволяют получить главный градиент $\frac{\partial z}{\partial n}$ в направлении наибольшего ската поверхности. И наоборот, знание элементов залегания пласта в точке k полностью определяет первые производные в этой точке по линии геологической границы на профиле $y = f(x)$ или по поверхности в трехмерном пространстве $z = f(x, y)$. Данные о первой производной позволяют резко сократить возможные варианты интерполяции: интерполяционная линия должна выйти из точки в направлении, однозначно заданном касательной.

Привлечение для интерполяции отражающих сейсмических площадок, сейсмопрофилей, конфигурации выше- и нижележащих поверхностей осуществляется путем использования элементов залегания. Отражающие площадки — те же маленькие кусочки некоторых пластовых поверхностей, как и кусочки поверхности напластования, принимаемые за плоскость в точке замера элементов залегания. Зная конфигурацию линии или поверхности, можно всегда определить ее ориентировку в любой точке, можно вычислить ее первую производную. Если исходить из предположения, что в каждой точке n неизвестной поверхности N элементы залегания те же, что и в точке i известной поверхности I , расположенной с n на одной и той же вертикальной прямой, можно по этим данным целиком построить поверхность N . Она будет иметь ту же форму, что и I . После этого достаточно задать положение какой-то одной ее точки n_j , чтобы одно-

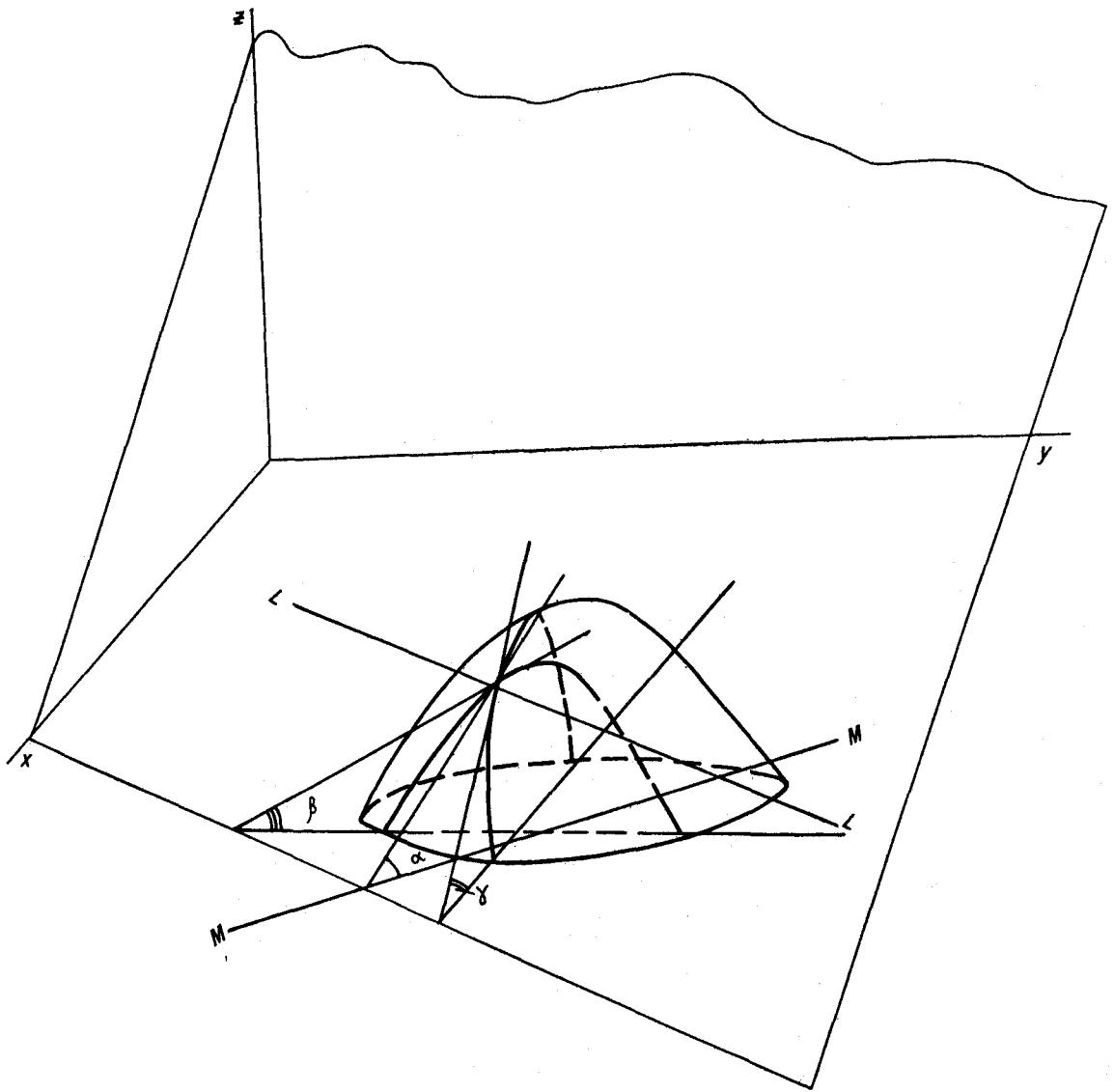


Рис. 4. Трехмерное пространство: связь между частными производными и элементами залегания.

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{\partial z}{\partial x}; \quad \operatorname{tg} \gamma = \frac{\partial z}{\partial y}; \quad LL — \text{линия простираия}; \quad MM — \text{направление падения}; \quad \alpha — \text{угол падения}.$$

значно фиксировать поверхность N в пространстве. Если расстояние точки n , чо вертикали от поверхности I равно S , можно говорить, что поверхность N получена путем переноса I в вертикальном направлении на величину S [9, 19].

При этом используется аффинное свойство параллельности касательных плоскостей к поверхностям I и N в соответствующих (расположенных на одной и той же вертикали) точках i и n' . Но взаимное соответствие точек i и n' может определяться не только их положением на одной вертикали. Если в районе отмечается смещение сводов по различным поверхностям, это можно представить как перенос в невертикальном направлении. Тогда взаимно соответствующие точки i и n' расположены на

параллельных прямых, наклоненных нужным образом.

Различные пары взаимно соответствующих точек i и n' могут располагаться и на непараллельных друг другу прямых. Так, линии переноса в случае концентрической складчатости можно представить сходящимися в некотором центре. Элементы залегания в соответствующих точках остаются одинаковыми. Но можно трансформировать и это условие. В районах развития диапировой, дисгармоничной, конседиментационной складчатости, где складки вы полаживаются в направлении вверх или вниз, разумно предъявить примерно такое требование: для неизвестной поверхности N , отстоящей в своде структуры от известной I -й, скажем, на 100 м вниз по вертикали, все пер-

ые производные в каждой точке p должны быть в два раза меньшими, чем производные в соответствующих точках i . Тогда антиклинали по поверхности I будет соответствовать антиклиналь по N (на перегибе складки первая производная равна нулю, и после деления на два это значение не изменится), но более пологая, так как на крыльях углы падения будут меньшими. Возможны преобразования первых производных в соответствующих точках i и p по любому закону, линейному или нелинейному, перенос от i к p по любой линии, прямой или кривой. Подобные преобразования предоставляют широкий простор для построения любых нужных поверхностей.

Если в предыдущем разделе была рассмотрена процедура построения поверхности по заданным точкам без учета других геологических данных, в этом разделе речь шла о построении поверхности по элементам залегания и известной конфигурации других поверхностей без учета положения заданных точек, то часто возникает более сложная задача «натянуть данную поверхность на имеющиеся отметки» [2]. Для ее решения А. М. Волковым и др. [9, 19] предложен оригинальный прием. Вводится интеграл I_1 от квадрата разности первых производных двух поверхностей. Если значения производных в соответствующих точках равны, то каждая разность равна нулю, и интеграл тоже обращается в нуль. Если форма поверхностей различна, разности ненулевые, и интеграл есть тоже какое-то число. Составляется сумма I_1 и I_2 — интеграла от квадрата второй производной строящейся поверхности. Второй интеграл, как мы знаем, отражает кривизну поверхности. Строится поверхность, минимизирующая сумму $I_1 + I_2$. Первый интеграл берется с весом ρ_1 , второй с весом ρ_2 , изменяющимися от нуля до единицы, причем $\rho_1 + \rho_2 = 1$. Если $\rho_1 = 0$, а $\rho_2 = 1$, то по заданным отметкам, без учета эталонной конфигурации строится интерполирующая поверхность сплайна, удовлетворяющая требованию минимума кривизны. Если $\rho_2 = 0$, а $\rho_1 = 1$, ситуация противоположная, — строится поверхность заданной конфигурации без учета положения имеющихся отметок. Меняя веса, можно добиться компромисса между наибольшим соответствием избранной форме и наименьшей кривизной самой поверхности. При этом могут вводиться допустимые и недопустимые отклонения поверхности от заданных отметок.

Если мы имеем конфигурацию какой-либо одной граничной поверхности, то знание законоомерностей площадного распределения мощностей, предоставляемое моделью Хейтса, позволяет построить любую другую поверхность и без всяких производных. Нет ничего проще

по каждой точке известной поверхности I — кровле некоторого стратиграфического подразделения — построить соответствующую точку неизвестной поверхности N — подошвы этого подразделения, отложив от I по направлению нормали к поверхности I величину истинной мощности подразделения в данном месте, как это делает любой геолог, даже и не слишком опытный.

При построении поверхности можно учитывать имеющиеся дифференциальные характеристики. Например, мы можем не знать ни точную конфигурацию границ, ни элементы их залегания, ни распределение мощностей, но располагать данными о положении свода антиклинали. Тогда при построении функции вводится условие о равенстве первой производной нулю в данной точке. Таким же образом можно учитывать положение точек, где равна нулю вторая производная (это выпрямленные участки кривой, или точки перегиба, как их называют в математике. Не путать с антиклинальным и синклинальным перегибами в геологии, где в нуль обращается первая производная!). Есть и другие особые точки — гиперболические или седловые точки с отрицательной гауссовой кривизной, параболические точки с нулевой гауссовой кривизной. Положение таких точек иногда бывает известно; тогда необходимо и возможно учесть их в качестве условий, накладываемых на интерполирующую функцию.

Следует учитывать и имеющиеся топологические характеристики. Например, при построении поверхности N известны некоторые точки более молодой или более древней поверхности. Можно наложить ограничения: исходная функция не должна проходить через эти точки «чужих» поверхностей, ее значение z , в точке (x_1, y_1) должно быть большим (или меньшим), чем некоторое заданное c ; наконец, можно задать интервал значений z в точке (x_1, y_1) , ограниченный снизу и сверху, и т. д.

Предложены ограничения на угол падения [9, 19]. Во многих платформенных областях пластовые поверхности имеют очень пологий наклон, и превышение некоторого предельного угла естественно считать недопустимым. Это ограничение легко вводится как верхняя граница значений первой производной. Таким же образом можно ограничить и вторую производную, и тем самым допустимую кривизну поверхности.

В результате набирается так много «косвенных» или «априорных» данных, которые надо учитывать при интерполяции, что неизбежны ситуации, когда интерполирующая функция, удовлетворяющая всем предъявленным требованиям, не построится. Тогда, если ни одно из условий отменить нельзя, надо делать вывод

о несогласии в метрической модели. Если одна заданная отметка не может быть соединена с другой заданной отметкой непрерывной линией допустимого угла падения, надо вычислять амплитуду и положение разлома, вносящего разрыв с необходимым смещением в конфигурацию линии. Если для проведения гладкой поверхности через заданные точки ее приходится недопустимо изгибать, — надо внести разлом, снимающий избыточное изгижение.

Роль «косвенных» или «априорных» данных в метрической интерполяции так велика, что правильнее говорить не об их учете при построениях в метрическом пространстве, а о подчинении им всех метрических построений, так как топологические, дифференциальные, проективные и аффинные модели более фундаментальны и предшествуют метрическим в последовательности построения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алберг Дж., Нильсон Э., Уолш Дж. Теория сплайнов и ее приложения. М.: Мир, 1972.
2. Аронов В. И. Методы математической обработки геологических данных на ЭВМ. М.: Недра, 1977.
3. Бембель Р. М., Горбачева Р. М. Об аппроксимации геологических поверхностей.— В кн.: Программы обработки геологической информации на ЭВМ. Тюмень, 1974. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 78).
4. Беспрованный П. А. О возможности использования геометрического подобия конфигурации полей в геологии.— В кн.: Матем. методы в геологии. М.: Наука, 1968.
5. Беспрованный П. А. Алгоритм выделения регионального поля с помощью аффинных преобразований.— Развед. геофизика, 1973, вып. 56.
6. Вебер В. Н. Полевая геология. М.—Петроград: Совет нефтяной промышленности, 1923.
7. Вебер В. Н. Геологическая съемка (полевая геология). М.—Л.: Георазведиздат, 1933.
8. Вебер В. Н. Методы геологической съемки (полевая геология). Л.—М.—Грозный—Новосибирск: Горгеонефтеиздат, 1934.
9. Волков А. М. Решение практических задач геологии на ЭВМ. М.: Недра, 1980.
10. Губерман Ш. А., Овчинникова М. И. О машинной корреляции пластов в разрезе скважины по геофизическим данным.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 3.
11. Калицкий К. П. Подземное картирование. Л.: Гос. научно-техн. нефтяное изд-во, 1933.
12. Кулинкович А. Е., Лапченко Ю. С. и др. Реализация алгоритмов машинной интерпретации каротажных диаграмм на ЭЦВМ.— В кн.: Автоматическая обработка и преобразование геофизической информации, № 2. М.: Недра, 1967. (Тр. Укр. НИГРИ, вып. 15).
13. Марчук Г. И. Методы вычислительной математики. М.: Наука, 1977.
14. Общая стратиграфия (терминологический справочник). Хабаровск, 1979.
15. Рыжов П. А. Геометрия недр. М.: Недра, 1964.
16. Рылов А. П., Тимофеенко Е. П. Горная геометрия. М.: Недра, 1975.
17. Соболевский П. К. Современная горная геометрия.— Социалистическая реконструкция и наука, 1932, вып. 7.
18. Фан-Юнг Р. И., Лангборт А. Е., Бендерович Л. Ю. Опыт применения математических методов для прогноза глубоко залегающих погребенных поднятий.— В кн.: Принципы тектонического анализа. Владивосток, 1977.
19. Экстремальные задачи в геологии нефти и газа. Тюмень, 1978. (Тр. ЗапСибНИГНИ, вып. 126).
20. Энгельман. Геологические мнения нашего времени (извлечение из сочинения доктора Бернгарда Котты: Geologisches Glaubenbekentniss).— Горный журнал, 1837.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
2 июля 1982 г.

Г. Л. Кириллова, А. В. Махинин

РАНГИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕЛ НАДПОРОДНОГО УРОВНЯ ОРГАНИЗАЦИИ ВЕЩЕСТВА

Среди объектов надпородного уровня организации вещества целесообразно выделять три ранга тел. К низшему рангу относятся элементарные породные ассоциации, циклиты, циклотемы, фации, градации, парагенерации, которые являются элементами, слагающими тела следующего ранга — формации. Формации предлагаются выделять в объеме свит, опираясь на среднемасштабное геологическое картирование, как на самый массовый вид исследований. Группирование формаций в надформации, ряды, комплексы формаций со-

Многие геологические науки (стратиграфия, тектоника, палеогеография, металлогения и ряд других) оперируют геологическими телами более крупными, чем тела горных пород, которые относятся к надпородному уровню организации вещества. Большинство исследователей приходит к выводу, что для надпородного уровня организации вещества должна быть введена система тел разного ранга, которые бы использовались при различных масштабах исследований и для различных целей. Целесообразно выделить и особый цикл наук об ассоциациях осадочных пород: формационную, литомологию, геостратоцикломию, учение о стадиально-зональных литомах — геогенерациях. Предлагается ввести термин свободного пользования «литома» или «литосома», подобный термину «минерал» в минералогии или «горная порода» в литологии и петрографии [5, 6]. Как и тела горных пород, литомы могут подвергаться многоаспектным исследованиям. Можно изучать их состав и структуру, цвет, генезис, рудоносность и пр. Необходимость во введении системы тел надпородного уровня и соответствующих им терминов очевидна, однако до сих пор на всех уровнях исследований и в различных науках чаще всего пользуются термином «формация».

ОСНОВНАЯ ЕДИНИЦА В УЧЕНИИ ОБ АССОЦИАЦИЯХ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД — ФОРМАЦИЯ

Исследования, проведенные в Институте тектоники и геофизики Дальневосточного научного центра АН СССР при составлении тер-

зает третий ранг тел. Выделение всех рангов тел предлагаются вести на количественной основе, подсчитывая соотношение слагающих их компонентов. Структура тела определяется взаимоотношением элементов более низкого ранга.

На картах тектонического районирования, палеогеографических, палеотектонических, металлогенических картах в зависимости от масштаба должны показываться тела разных рангов, что позволит конкретизировать металлогенические прогнозы.

минологического справочника «Геологические формации» [10], показали множественность определения термина «формация», неопределенность стратиграфического объема формаций, неразработанность вопросов строения, таксономии и иерархии подразделений формационного уровня [18] (см. таблицу). При создавшейся ситуации формация является «безразмерным» объектом, который фигурирует на структурно-формационных, тектонических и металлогенических картах, начиная с масштаба 1:2 500 000 (иногда и мельче) и кончая масштабом 1:50 000. О неопределенности объема формации уже не раз писали [3, 6, 12, 21, 24, 25], но выход из создавшегося положения до сих пор не найден. По-видимому, для выяснения соотношения породных ассоциаций разного ранга назрела необходимость введения таксономии породных ассоциаций, подобной таксономии, используемой в стратиграфии [14, 26, 27 и др.].

Естественно, что таксономию можно разрабатывать, когда имеется единица, от которой можно двигаться вверх и вниз по шкале [7]. Представляется закономерным и естественным, что такой единицей в таксономии надпородных геологических тел должна быть формация, состоящая из каких-то тел более крупных, чем породные, и в то же время слагающая тела более высоких иерархических рангов. Но тут опять возникает вопрос, какому же геологическому телу соответствует формация? Очевидно, целевой подход к формационным исследованиям значительно облегчает выбор этого объекта. Действительно, если считать основной задачей учения о геологических формациях

Иерархия подразделений надпородного уровня организации вещества

Автор, год	Соподчиненность понятий
Обручев, 1932	фация — формация — область, среда
Берг, 1945	фация — аспект — ландшафтная зона
Давыдова, Гольдштейн, 1949	г. п. — литогенетический тип — генетический комплекс — генетическая ассоциация
Наливкин, 1955	фация — сервия — нимия — формация
Страхов, 1960	г. п. — фации — фациальные зоны формаций — ряды формаций — типы формаций — группы формаций
Крашенинников, 1962	вид отложений (горная порода) — фация — генетический тип — формация
Попов, 1966	субформации — формации — комплекс формаций — семейство формаций — петрогенетический ряд формаций, петрогенетическая группа формаций
Шанцер, 1968	генетический тип — парагенетическая группа и подгруппа — парагенетический ряд
Тимофеев, 1970	литологический тип пород — фация (условия + осадок) — обстановка (комплекс фаций) — подформация (комплекс обстановок) — формация (комплекс подформаций)
Пустовалов, 1940	г. п. — парагенезис осадочных г. п. — парагенезис осадочных толщ
Белоусов, 1948, 1954	г. п. — фация — формация
Херасков, 1952	г. п. — формации — комплекс формаций — классы формаций
Рухин, 1953	г. п. — фация — макрофация — субформация — формация — ряды формаций — группы формаций
Шатский, 1955, 1960	г. п. <u>генетический тип г. п.</u> — формация — парагенезис формаций ассоциации г. п.
Теодорович, 1959	формация — формационный комплекс — формационный ряд
Хворова, 1961	г. п. — <u>литологические комплексы</u> — градации — формации породные ассоциации
Драгунов, 1965 и др.	г. п. — парагенерации — формации — парагенезы формаций
Горский, 1966	<u>литологическая фация</u> — градация — подформация — формация г. п.
Бобров, 1969	формации — <u>ряды формаций</u> — группы формаций подгруппы
Боголепов, 1970	г. п. — ассоциация пород — структурный ярус — сегмент осадочной оболочки (пласт, пачка) — (формация) — (набор формаций) — платформа, складчатая область и др.
Хайн, 1973	элементарная фация — комплекс фаций или генетический тип — субформация — формация — ассоциация
Крутъ, 1973	Надсистема формационная оболочка Внешние структурные уровни — парагенезы формаций, их ряды и звенья Уровень организации геологических формаций Внутренние структурные уровни (интрасистемы) — многослой и др. Элементы: породы (и другие минеральные массы) и их элементарные ассоциации Компоненты: минералы, породы
Цейслер, 1974	г. п. — парагенез ассоциаций пород — парагенез формаций формация — элементарная ассоциация формаций — система
Вотах, 1976	элементарных ассоциаций — региональная ассоциация формаций — слой осадочной оболочки
Леонов, 1977	г. п. — наборы пород — элементарные формации — группы формаций
Вассоевич, 1978	г. п. — парагенерации (фации) — формации — комплексы формаций (структурные этажи)
Шванов, 1980, 1982	г. п. — седиментиты — формации литома (литосома) — лиоформация или гиляция — лиоформационный комплекс или магилеация

создание основы для тектонического районирования, прогнозной оценки площадей на различные виды полезных ископаемых и палеотектонических реконструкций, то, очевидно, опираться следует на наиболее массовый вид исследований — геологическое картирование, основным объектом которого является свита. Анализ представлений различных исследователей об объеме формаций [12] показал, что большинство из них считает объем формации близким к объему свиты [15, 19, 24, 26]. Н. Б. Вассоевич полагает, что «наибольшее число шансов стать международным термином для понятия о свите имеет именно термин «формация» [5, с. 16]. В том случае, когда свита и формация понимаются как единая геостратиграфическая единица [15], стратиграфические и формационные исследования ведутся одновременно, дополняя и развивая друг друга. Стратиграфическими задачами являются расчленение и корреляция разрезов, определение возраста слагающих их пород. При этом определяются границы свит, их состав, строение, фациальная и палеонтологическая характеристика. Выделенная и описанная таким образом свита соответствует конкретной формации. Задачей формационного анализа является и типизация конкретных формаций, определение их принадлежности к абстрактному формационному типу. Поскольку одним из важных свойств формации является присутствие полезного ископаемого, то процедура типизации конкретных формаций позволяет, используя метод аналогии, прогнозировать тот или иной вид полезных ископаемых в данной формации, опираясь на весь предшествовавший опыт изучения формационного типа как в данном регионе, так и в других. Таким образом, формация — это та единица, от которой мы будем двигаться вниз по шкале, выделяя более мелкие элементы, ее слагающие, и вверх — группируя формации в более крупные ассоциации. Тела формаций могут быть показаны на структурно-формационных, тектонических, металлогенических картах масштаба 1 : 200 000 — 1 : 1 500 000. В названии формации важно отразить состав и строение, причем состав предпочтительнее представлять в количественном выражении, отражая соотношение основных типов пород. Строение формации включает понятия структуры и текстуры. Как и в петрографии, понятия эти толкуются по-разному. К. В. Боголепов [2] под структурой формаций понимает пространственное соотношение между слагающими формацию телами (пластами, пачками, линзами) горных пород. В. М. Цейслер [9] взаимоотношение слоев предлагает называть текстурой, а структура, по его мнению, характеризуется формой выделения (слой, линза, желвак и пр.) и мощностью горных пород. Однако, учитывая неод-

нозначность толкований терминов «структура» и «текстура», он предлагает на первых порах ограничиться термином «структура формаций», понимая под этим и мощность отдельных слоев горных пород и соотношение мощностей слоев, и характер распределения слоев в разрезе и на площади, и взаимоотношения между слоями горных пород, составляющих формацию. Видимо, с этим следует согласиться, так как определенные теоретические и методические разработки по вопросу строения формаций уже имеются [4, 9, 11, 12, 19, 20, 22, 23], но конкретных описаний строения формаций пока мало. Исключение составляют лишь некоторые формации циклического строения. Конструктивные предложения по описанию формы и структуры формаций содержатся в ряде последних работ [8, 9, 13, 19].

Методику и результаты формационных исследований при среднемасштабном картировании можно рассмотреть на примере изучения силурийско-девонских вулканогенно-осадочных железорудных и фосфатоносных отложений Удско-Селемджинского междуречья, слагающих северо-западное крыло Галамского синклиниория Монголо-Охотской складчатой системы.

С помощью традиционных методов геологического картирования разрез расчленен А. В. Махининым на ряд свит (толщ) и подсвит (рис. 1). Бедность отложений органическими остатками вынудила отдать предпочтение литологическому принципу расчленения разреза, поэтому формации, как правило, соответствуют свитам, реже — подсвитам.

Количественные подсчеты соотношения различных типов пород позволили конкретизировать названия формации (см. рис. 1) и избежать таких расплывчатых и однобоких определений, как «вулканогенная», «отдаленная кремнистая» и др. Процентные соотношения, указанные в скобках под названием формации, представляют собой среднее из 3—5 разрезов. За учитываемый компонент принят тот, содержание которого составляет не менее 10% объема свиты (или подсвиты). В скобках может приводиться дополнительная характеристика формации: название сопутствующего полезного ископаемого (железорудная, фосфатоносная и др.), петрографические особенности терригенных пород (аркозовая, граувакковая), главные структурные особенности (флишоидная), цвет (красноцветная, пестроцветная), а также предполагаемый генезис формации.

На рис. 1 выделено 12 формаций, указан их состав и структура, т. е. приведен тот минимум информации, который получит любой исследователь, применяя такую же методику. Этому материалу в меру имеющихся данных может быть дана та или иная генетическая интерпретация. Наиболее информативна в этом отноше-

Индекс своды	Литологический состав	Мощн.	Формации с соотношением литотипов в %	Структура формации	Циклономплекс №	Стр-ра циклономплекса	Надформация	Стр-ра надформации
D ₁ tk		900	Песчано-диабазово-яшмовая 15-20-55	Линзовиднослоистая грубая				
D ₁ op ₂		950	ЯШМОВО-ПЕСЧАНИКОВАЯ (граувакко-аркозовая) 30-70	Параллельная грубо-слоистая неравномерн. с фрагментами линзовиднослоистой в нижней части				
D ₁ op ₁		2400	ПЕСЧАНИКОВАЯ (граувакковая) 90	Параллельная прослоевая с фрагментами линзовиднослоистой				
D ₁ g ₃		550 800	Диабазово- яшмовая (железорудная) 10-80	Линзовиднослоистая грубая				
D ₁ g ₂		800 1700	ПЕСЧАНИКОВАЯ (граувакко-аркозовая) 90	Параллельнослоистая грубая, равномерная с фрагментами линзовиднослоистой грубой				
D ₁ g ₁		450 1250	Базальтово- яшмовая (железорудная) 10-80	Линзовидно вкрапленная с фрагментами неравномерной крупно-слоистой				
D ₁ gr		1250	АЛЕВРОЛИТО-ПЕСЧАНИКОВАЯ (граувакко-аркозовая) 2075	Параллельнослоистая крупная неравномерная цикличная с фрагментами линзовидной.				
S ₂ dz ₂		1000 2100	Базальтово- песчано- яшмовая (железорудная, фосфатоносная) 10-30-40	Крупнослоистая (5-10 м) цикличная				
S ₂ dz ₁		900 1800	Диабазово-кремнистая (железорудная, фосфатоносная) 25-55	Линзовидно-слоистая грубая				
S ₁ g		1900	Спилито-диабазовая 90	Массивная при незначительном проявлении линзовиднопрослоевой грубой (за счёт линз туfov), и глыбовой				
S ₁ bg		1650	СПИЛИТО-АЛЕВРОЛИТО-ПЕСЧАНИКОВАЯ (аркозовая) 25-30-45	Параллельнослоистая, грубая, относительно равномерная с фрагментами линзовидной в нижней части и глыбовой в средней части.				
S ₁ ml		1850	АЛЕВРОЛИТО БРЕКЧИЕВО-ПЕСЧАНИКОВАЯ (аркозовая) 20-30-50	Параллельнослоистая, грубая (20-200 м) неравномерная, направленно изменяющаяся вверх по разрезу, с фрагментами глыбовой и линзовидной в верхней части формации.				

ВУЛКАНОГЕННО - КРЕМНИСТО - ТЕРИГЕННАЯ 15-20-55

ЦИКЛИЧНАЯ АСИММЕТРИЧНАЯ НАПРАВЛЕННО ИЗМЕНЯЮЩАЯСЯ

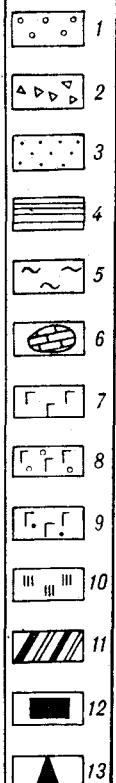


Рис. 1. Состав и строение осадочных ассоциаций различного ранга (на примере разреза северо-западного крыла Галамского синклиниория Монголо-Охотской складчатой системы, составленного по материалам А. В. Махинина).

1 — конгломераты; 2 — седиментационные брекчи; 3 — песчаники; 4 — алевролиты; 5 — пачки тонкого (1—5 см) переслаивания алевролитов и песчаников; 6 — глыбы известняков; 7 — вулканогенные породы основного состава (базальты, диабазы, спилиты); 8 — псефитовые туфы; 9 — псаммитовые

туфы; 10 — кремнистые породы (яшмы, кремни, кварциты); 11 — суббулканические интрузивные породы (диабазы, конг-диабазы, габбро-диабазы); 12 — железные руды; 13 — фосфориты.

Индексы толщ раннесибирского возраста (S_1): ml — мильканская, bg — бугалийская, lg — лагапская; позднесибирского возраста (S_2): dz₁, dz₂ — нижняя и верхняя подтолщи джилакской толщи, раннедевонского возраста (D_1): gr — гертикаанская, ig₁, ig₂, ig₃ — нижняя, средняя, верхняя подтолщи ир-галамской толщи; on — оннетокская; tk — тайканская.

ни ни самая нижняя мильканская толща, сложенная неравномерно чередующимися мощными (десятка метров) пластами песчаников и алевролитов с линзами седиментационных брекчий, диабазов, конгломератов и гравелитов. Своеобразен состав обломочного материала седиментационных брекчий. Это обломки и глыбы величиной от нескольких сантиметров до 60 м в поперечнике габбро, анортозитов, пироксенитов, щелочных гранитов. Эти породы обнажаются вокруг выступов базит-ультрабазитового комплекса предположительно нижне-палеозойского возраста, на котором они залегают трансгрессивно. В современном океане подобные отложения под названием эдафогенных описаны И. О. Мурдмаа [16]. Здесь они распространены главным образом во внутриоceanских подвижных поясах и зонах разломов, характеризующихся резко расщепленным рельефом и высокой сейсмической активностью. Сопоставление мильканской толщи с эдафогенными отложениями (если оно правомерно) дает нам возможность реконструировать палеотектонические и палеогеографические условия накопления осадков. Найдки испытываемых остатков брахиопод, криноидей и кораллов подтверждают морские условия седиментации, однако выводы о глубине бассейна, которые можно сделать, используя метод актуализма, могут быть различными. Состав и структура формации, ее взаимоотношение с подстилающими образованиями позволяют с той или иной степенью достоверности представить и механизм формирования ее.

Следует остановиться и на металлогенической специализации формаций. Четыре формации в описываемом разрезе являются железорудными, две из них, кроме того, фосфатоносны (см. рис. 1). Мощность пластов железных руд достигает 70 м,рудовмещающими в большинстве случаев служат яшмы, реже диабазы, их туфы, кремнисто-глинистые сланцы. Проявления фосфоритов связаны преимущественно с седиментационными брекчиями. Максимальная мощность пластов фосфоритов достигает 30 м, протяженность 2 км. Таким образом, если выделенные формации будут использованы для металлогенических прогнозов, к названию их необходимо прибавлять определения «железорудная», «фосфатоносная».

Итак, формации по стратиграфическому объему соответствуют свитам (реже подсвитам) и

при тектоническом и металлогеническом районировании являются основой для выделения структурно-формационных и структурно-металлогенических зон [17]. При палеогеографических реконструкциях формации характеризуют довольно крупные ландшафтные единицы, соответствующие сервиям или сочетанию сервий Д. В. Наливкина.

ЭЛЕМЕНТЫ ИЛИ ЧАСТИ ФОРМАЦИЙ

Нередко возникает ситуация, когда формуцию целесообразно представить в виде сложного тела, состоящего из ряда структурных элементов, находящихся в определенных отношениях. Таксономия геологических тел этого уровня организации вещества пока разработана слабо. Элементами или частями формаций различные исследователи считают субформации, подформации, парагенерации, фации, градации, пачки, циклиты, циклотемы, элементарные породные или породно-слоевые ассоциации и др. (см. таблицу).

Представляется, что при разработке таксономии и этого уровня следует исходить из задач крупномасштабного картирования, тем более, что недавно перед производственными геологическими объединениями поставлена задача составления и издания серии листов Государственной геологической карты масштаба 1:50 000. К сожалению, в методических указаниях по геологической съемке этого масштаба [1] раздел, касающийся формационного анализа, составлен неудачно. Предлагаемый в нем комплекс исследований ничем не отличается от такового же, используемого при среднемасштабном картировании. Автор раздела отмечал, что «поскольку формации представляют собой реальные значительные по площади и объему тела („призмы“), их целенаправленное изучение и выделение при съемке масштаба 1:50 000 возможно в большинстве случаев лишь при геологической съемке серий листов» [1, с. 307].

Известно, что одной из задач крупномасштабного картирования, в отличие от среднемасштабного, является повышение точности прогнозирования того или иного вида полезных ископаемых. При этом необходимо указать принадлежность его не только к какой-то

Номер циклита	Мощность м	Литологическая колонка	Название циклита и количественное соотношение литотипов в %
VIII	390		туфо-яшмово-песчаниковый 10-40-40
VII	200		песчано-кремнистый 50-50
VI	440		песчано-яшмовый 40-50
V	130		брекчие-песчано-кремнистый 20-30-50
IV	200		базальтово-яшмово-песчаниковый 10-20-70
III	350		брекчие-песчано-диабазово-яшмовый (железорудный) 10-10-10-70
II	140		брекчие-песчано-кремнистый 15-20-65
I	310		алевролито-туфо-песчано-яшмовый (железорудный) 10-25-25-30

Рис. 2. Строение базальто-песчано-яшмовой (железорудной, фосфатоносной) формации.

1 — яшмы; 2 — кремнисто-глинистые сланцы серые; 3 — кремнисто-глинистые сланцы красные; 4 — диабазы; 5 — туфы базальтов пемзитовые; 6 — туфы базальтов пелитовые; 7 — седиментационные брекчии; 8 — песчаники; 9 — алевролиты; 10 — руды железа. I—VIII — номера циклита.

конкретной формации (свите), а к определенной ее части. И чем яснее представляется строение формации, тем легче это сделать. Ясно, что при крупномасштабном картировании исследователь, как правило, имеет дело с телами более низкого ранга, чем формация (свита).

Естественно, если для регионального прогноза достаточно указать, что железные руды связаны с вулканогенно-кремнистыми формациями, то для более детальных металлогенических прогнозов необходимо более конкретное определение места локализации железных руд в структурном и вещественном аспекте, что позволит выделить из множества встречающихся в природе ситуаций наиболее благоприятную и указать, с какими элементами формации связаны железные руды. С целью конкретизации структурного положения железорудных и фосфатоносных пластов детально изучались разрезы продуктивных формаций, что можно проиллюстрировать на примере верхней подтолщи верхнесибирской джалякской толщи, соответствующей базальто-песчано-яшмовой (железорудной, фосфатоносной) формации (рис. 2). Базальты, песчаники и яшмы составляют соответственно в среднем 10, 30 и 40 %. Другие типы пород встречаются в ограниченном количестве: алевролиты — 5 %, седиментационные брекчии — до 3 %, гематитовые руды — до 1 %. Мощность формации возрастает с юго-запада на северо-восток от 1000 до 2150 м. В этом же направлении возрастает количество и мощность слоев песчаников. Чередование терригенных и вулканогенно-кремнистых пород создает довольно четкую цикличность и позволяет описать структуру формации как циклическую. Все циклита асимметричные, одинаковой направленности (от терригенных к вулканогенным породам), но полнота их различна. В полных циклита в основании присутствует пласт седиментационных брекчий, содержащих обломки и глыбы (до 3 м) сургучно-красных и зеленых яшм и песчаников. Всего выделено 8 циклита мощностью от 130 до 440 м. При более детальных работах может исследоваться и описываться структура каждого циклита, которая тоже может быть сложной и обладать циклическостью. Латеральная изменчивость состава и строения циклита выражается в возрастании количества и мощности слоев песчаников с юго-запада на северо-восток.

Таким образом, если при среднемасштабном картировании можно было ограничиться указанием, что базальто-песчано-яшмовая формация является железорудной, то при крупномасштабном картировании уже следует конкретизировать местоположение железных руд и показать, что они встречаются в I (алевролито-туфо-песчано-яшмовом) и III (брекчие-песчано-диабазово-яшмовом) циклита и распо-

лагаются как среди япм, так и среди туфов, что наблюдалось не только в приведенном разрезе, но и в других местах изученной территории.

Итак, элементы или части формации в виде отдельных пластов, пачек, фаций (как геологических тел), циклитов целесообразно выделять и отражать на картах масштаба 1:50 000. При детальном металлогеническом районировании с выделением рудных зон они должны конкретизировать местоположение полезного ископаемого в определенной части формации. В палеогеографическом смысле эти элементы формаций соответствуют фациям (как ландшафтным единицам) и соответствиям фаций Д. В. Наливкина.

АССОЦИАЦИИ ФОРМАЦИЙ

Группирование формаций может проводиться по различным признакам и с различными целями. Как и формации, ассоциации формаций могут образовывать конкретные и абстрактные (типовые) ряды. Последовательно продолжая принятую в начале статьи методику, рассмотрим состав и структуру всего конкретного вертикального формационного ряда (или надформации) силурийско-девонских отложений северо-западного крыла Галамского синклинария Монголо-Охотской складчатой системы (см. рис. 1). Количественный подсчет входящих в надформацию компонентов позволяет назвать ее вулканогенно-кремнисто-терригенной (15—25—55). Здесь уже фигурируют не отдельные типы пород, а их семейства или группы: вулканогенная (базальты, диабазы, спилиты), кремнистая (яшмы, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы) и терригенная (седиментационные брекчии, песчаники и алевролиты).

Описывать ее структуру сочетанием формаций сложно и громоздко. Целесообразно, види-

мо, предварительно сгруппировать формации в циклокомплексы, которые довольно четко фиксируются чередованием формаций существенно терригенных и вулканогенно-кремнистых. Выделено четыре циклокомплекса, имеющих циклическое асимметричное строение, однотипно направленно изменяющееся от терригенных формаций в нижней части циклокомплекса к вулканогенно-кремнистым в верхней. Характерна тенденция к уменьшению роли вулканогенной составляющей снизу вверх по разрезу. Таким образом, структура всей надформации (или формационного ряда) может быть описана как циклическая асимметричная направленно изменяющаяся. Структурными элементами надформации являются четыре циклокомплекса.

Вещественный состав, структура, большая мощность позволяет нам отнести рассмотренный формационный ряд к геосинклинальному типу. Количественные подсчеты дают возможность конкретизировать усредненный состав геосинклинального комплекса и попытаться отнести его к определенному абстрактному типу. Принимая за основу различные классификации, мы можем отнести наш ряд к эвгесинклинальному, миктогеосинклинальному, энсимиатическому или энсиалическому. Геологи ВСЕГЕИ в своей недавней сводке [17] описали этот комплекс в составе зон с преимущественным развитием осадочных формаций и с редуцированным развитием вулканитов. Количественные параметры, если бы они заложены были в классификациях, значительно снизили бы произвольность выбора.

Таким образом, ассоциации формаций, их ряды могут служить для сравнительного анализа довольно крупных структурных элементов: геосинклиналей, краевых прогибов, чехлов платформ и отображаться на мелкомасштабных картах. Металлогенические прогнозы для таких ассоциаций могут осуществляться на уровне поясов и провинций.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бобров В. А. Выделение формации при геологической съемке.— В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1:50 000, вып. 1. Геологическая съемка в районах развития осадочных пород. Л.: Наука, 1969.
2. Боголепов К. В. Некоторые вопросы учения о геологических формациях.— Геол. и геофиз., 1970, № 1.
3. Бутов Ю. П. К вопросу о принципах и методах классификации осадочных формаций.— Сб. геол., 1972, № 2.
4. Варновский В. Г., Власов Г. М. О структуре и принципах выделения формаций.— В кн.: Структура геологических формаций. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
5. Вассоевич Н. Б. От редактора.— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980.
6. Вассоевич Н. Б., Меннер В. В. Системные уровни организации сообществ осадочных пород.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1978, № 11.
7. Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фации и формации. Парагенезис (Уточнение и развитие основных понятий геологии). Новосибирск: Наука, 1972. (Тр. ИГИГ СО АН СССР, вып. 146).
8. Вылцан И. А. Осадочные формации Горного Алтая. Томск: Томский ун-т, 1974.
9. Геологические формации. Вопросы выделения и тектонического анализа (Материалы к совещанию). Составитель В. М. Цейслер. М.: Наука, 1979.
10. Геологические формации. Терминологический справочник. Т. 1 и 2. М.: Недра, 1982.
11. Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л.; Недра, 1974.

12. Кириллова Г. Л. О строении осадочных формаций (состояние проблемы).— В кн.: Структура геологических формаций. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
13. Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Принципы группирования тел формационного уровня (на примере верхнепалеозойских — нижнеюрских отложений хр. Джагды).— В кн.: Структура геологических формаций. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
14. Косыгин Ю. А. Тектоника. М.: Недра, 1969.
15. Леонов Г. П. Основы стратиграфии. Т. 2. М.: МГУ, 1974.
16. Мурдмаа И. О. Океанские фауны.— В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979.
17. Рудоносность и геологические формации структур земной коры. Л.: Недра, 1981.
18. Строение осадочных формаций (терминологический обзор). Хабаровск: ИТИГ ДВНЦ АН СССР, 1981.
19. Фролов В. Т. Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических исследований. М.: МГУ, 1965.
20. Фролов В. Т. Принципы выделения и классификации геологических формаций.— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980.
21. Хайн В. Е. О некоторых спорных вопросах и трудностях формационного анализа.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973.
22. Хворова И. В. Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 37).
23. Херасков Н. П. Геологические формации (опыт определения).— Бюл. МОИП, отд. геол., 1952, т. 27, № 5.
24. Цейслер В. М. Об иерархии понятий при формационном анализе.— Изв. вузов. Геол. и разн., 1974, № 11.
25. Цейслер В. М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М.: Наука, 1977.
26. Шванов В. Н. Об эмпирическом подходе в формационном анализе (описательная литология и понятие гемации).— В кн.: Типы осадочных формаций нефтегазоносных бассейнов. М.: Наука, 1980.
27. Шванов В. Н. О методах описательной литоморфии (учения о формациях).— Вестник ЛГУ, 1982, № 6.

*ИТИГ ДВНЦ АН СССР
ПГО Дальгеология
Хабаровск*

*Поступила в редакцию
15 декабря 1982 г.*

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 553.3.078: 528.7(551.6)

M. B. Сухин

О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ РОЛИ ЛИНЕАМЕНТОВ ВОСТОЧНОГО УЧАСТКА ЗОНЫ БАМ

По материалам дешифрирования сканерных космических снимков среднего разрешения с ИСЗ «Метеор — Природа» 29, 30 выделены ортогональная и две диагональные системы линеаментов, отождествляемые с разломами корово-мантийного заложения, расколами фундамента и разломами верхних структурных ярусов. В статье обращено особое внимание на линеаменты, не совпадающие с картируемыми на дневной поверхности разломами и занимающие секущее положение

по отношению к складчатым структурам региона. Они служат сквозными рудоконтролирующими линейными структурами, разделяют блоки с различной металлогенической специализацией, определяют поперечную металлогеническую зональность. К линеаментам широтного и северо-западного простириания приурочены шлиховые и геохимические ореолы и проявления эндогенной минерализации. Эти линейные структуры вызывают определенный поисковый интерес.

Многие региональные структуры, имеющие отношение к локализации оруденения, не всегда находят отчетливое геологическое выражение. В первую очередь это относится к «сквозным» линейным зонам разломов, разломам фундамента, сводово-глыбовым и блоковым структурам и их тектоническим границам. Большой частью они выделяются по косвенным признакам: геофизическим, геоморфологическим, гидрогеологическим и т. д. Дешифрирование космических снимков открывает дополнительные возможности при изучении подобных тектонических форм.

Изучение сканерных космических снимков среднего разрешения с ИСЗ «Метеор — Природа» по восточному участку зоны БАМ позволило получить новую дополнительную информацию о возможной металлогенической роли дешифрированных линеаментов. Линеаменты дешифрировались по резким, чаще прямолинейным границам участков разной интенсивности фототона и с различным фоторисунком, по спрямленным и линейно ориентированным отрезкам гидросети, по тонким (0,5—1 мм) светлым или черным полоскам или комбинациям перечисленных признаков. На местности линеаменты выражаются уступами, бороздами, ложбинами, серией седловин, коленообразных изгибов русел рек, линейно ориентированными водоразделами и т. п.

Отдешифрированная сеть линеаментов подвергнута статистическому анализу, а достоверность выделенных линейных структур проверена сопоставлением с региональными геолого-геофизическими данными. По своему значению линеаменты разделены на главные (54%) и

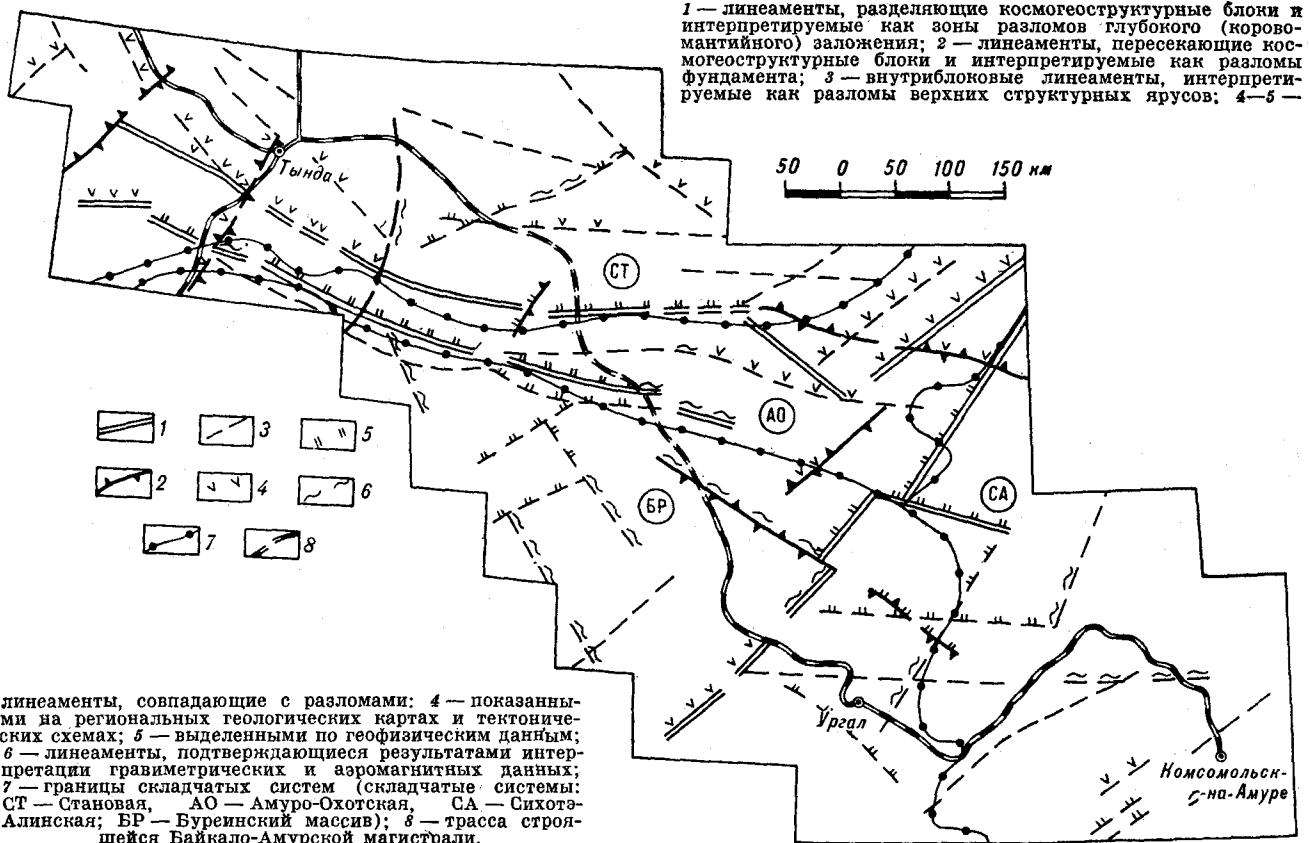
второстепенные (46%). В первой группе 31% получили геологическое подтверждение и 39% геофизическое.

По структурной роли среди главных линеаментов выделены: а) разделяющие космогеоструктурные блоки (корово-мантийного заложения); б) пересекающие космогеоструктурные блоки и интерпретируемые как следы расколов фундамента; в) внутриблочные, отождествляемые с разломами верхних структурных ярусов (рис. 1). По ориентировке в пространстве линеаменты образуют три системы: ортогональную и две диагональные. Выделение двух диагональных систем в регионе ранее не производилось. Новым является также установление значительной роли широтных линейных структур в общей системе линеаментов (26% от общего количества).

При изучении возможной связи эндогенного оруденения с линеаментами и их системами основное внимание было обращено на линеаменты, не зафиксированные на дневной поверхности и занимающие секущее положение к складчатым структурам региона. Роль этих линеаментов по отношению к эндогенному оруденению оказалась различной: они служат сквозными рудоконтролирующими структурами, ограничивают блоки с различной металлогенической специализацией, разделяют металлогенические пояса и зоны на рудные районы.

Крупнейшим линеаментом, обладающим свойствами сквозной рудоконтролирующей структуры, является линеамент, заключенный между Северо- и Южно-Тукуингрским разломами и который назван Центрально-Тукуингрским (рис. 2). Он состоит из отдельных отрезков,

Рис. 1. Схема главных линеаментов восточного участка зоны БАМ.



линеаменты, совпадающие с разломами: 4 — показанные на региональных геологических картах и тектонических схемах; 5 — выделенные по геофизическим данным; 6 — линеаменты, подтверждающиеся результатами интерпретации гравиметрических и аэромагнитных данных; 7 — границы складчатых систем (складчатые системы: СТ — Становая, АО — Амуро-Охотская, СА — Сихотэ-Алинская; БР — Буреинский массив); 8 — трасса строящейся Байкало-Амурской магистрали.

имеющих различную морфокинематическую характеристику и неодинаковую выраженность на дневной поверхности и в физических полях. На всем своем протяжении на разных участках линеамент служит границей полей распространения проявлений эндогенной минерализации, контролирует шлиховые и геохимические ореолы ртути, вольфрама, молибдена, меди. Сквозная рудоконтролирующая роль линеамента особенно отчетливо проявляется в западной его части, где он под острым углом пересекает структуры Амуро-Охотской складчатой системы и становится связующим металлогеническим звеном между несколькими рудными районами. Непосредственно к линеаменту приурочены три эндогенных месторождения.

Определенную рудоконтролирующую роль играют также широтные линеаменты, параллельные глубинным разломам Амуро-Охотской складчатой системы. Они также пересекают в отдельных случаях под острым углом ее границы и к ним обычно приурочены проявления и шлиховые ореолы ртути, свинца, вольфрама, золота. Широтные линейные структуры позволяют, кроме того, по-иному рассмотреть металлогенические связи ряда рудных районов. К этой же группе относятся линеаменты севе-

ро-западного простирания, отмеченные только в пределах Буреинского массива.

Среди линеаментов северо-восточной ориентировки наиболее существенную роль играет Верхнеселемджинский линеамент (см. рис. 2), который пересекает границы Амуро-Охотской складчатой системы и Буреинского срединного массива и служит структурным барьером, разделяющим блоки с различной металлогенической специализацией. К западу от него располагается зона преимущественно золоторудной минерализации, к востоку — оловянной с сопутствующими проявлениями свинца, цинка, меди, вольфрама, молибдена. В юго-восточном крыле линеамента несколько изолированно располагаются два золоторудных района, но западнее рассматриваемой структурной линии проявления олова в коренном залегании практически неизвестны. Более четко Верхнеселемджинский линеамент фиксирует границу распространения многочисленных проявлений молибдена, наблюдающихся в юго-восточном его крыле.

В восточном окончании Амуро-Охотской складчатой системы отдешифрированы два линеамента северо-восточного простирания, занимающие секущее положение по отношению к

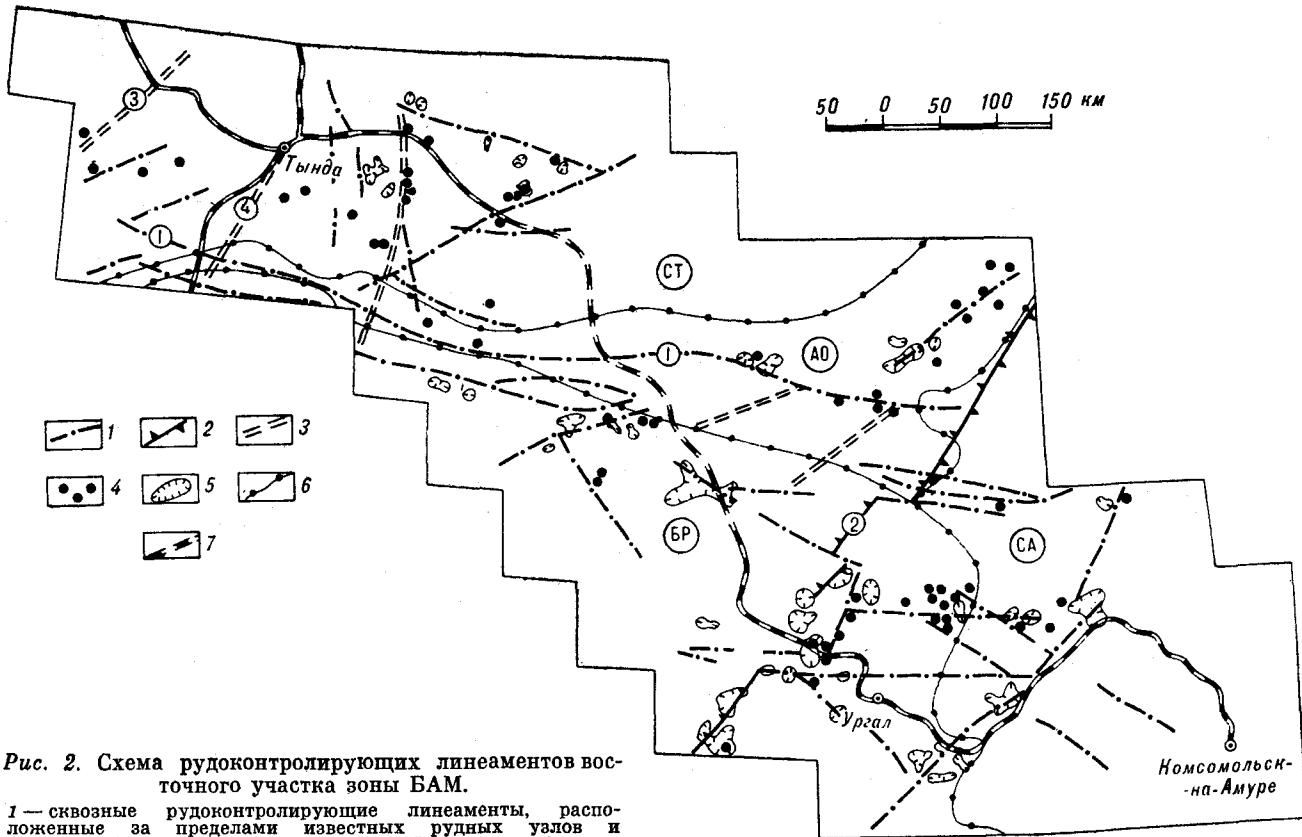


Рис. 2. Схема рудоконтролирующих линеаментов восточного участка зоны БАМ.

1 — сквозные рудоконтролирующие линеаменты, расположенные за пределами известных рудных узлов и районов (1 — Центрально-Турунгирский линеамент); 2 — линеаменты, разделяющие блоки с различной металлогенической специализацией (2 — Верхнесемеджинский линеамент); 3 — линеаменты, определяющие поперечную металлогеническую зональность (3 — Верхненюкжинский, 4 — Большеверский линеаменты); 4 — проявления эндогенной минерализации вне пределов известных рудных узлов и районов; 5 — шлиховые и геохимические ореолы за пределами известных рудоносных площадей; 6 — границы складчатых систем (СТ — Становая, АО — Амуро-Охотская, СА — Сихотэ-Алинская складчатые системы, ВР — Буреинский массив); 7 — трасса БАМ.

складчатым структурам и определяющие поперечную металлогеническую зональность в данном районе. Два этих линеамента ограничивают тектонический блок, внутри которого в виде компактной группы сосредоточены многочисленные проявления свинца и реже цинка.

Элементы поперечной металлогенической зональности, обусловленной линеаментами северо-восточного простирания, отмечены и в западной части региона, в Становой металлогенической области. Верхненюкжинский и Большеверский линейные элементы (см. рис. 2) занимают здесь поперечное к складчатым структурам положение и ограничивают блок, внутри которого расположены проявление и месторождение золота и молибдена. В следующем к востоку блоке молибденовая минерализация имеет резко подчиненное значение, проявляется в совершенно иной геологической обстановке и относится к другим формационным типам. Еще

восточнее, за меридиональным поперечным линеаментом, расположена область широкого распространения проявлений меди, свинца, молибдена, цинка, вольфрама.

Рассмотренные линеаменты лишь косвенно выражены на дневной поверхности и не могут отождествляться с реальными разломами различных категорий.

В соответствии со сложившимися представлениями о природе линеаментов [1] они в большинстве случаев понимаются как преимущественно неотектонические или унаследованно развивающиеся в новейшее время разрывы, флексурно-разрывные зоны, зоны повышенной трещиноватости и иные зоны повышенной проницаемости литосферы, т. е. как линейные структуры, могущие нести вполне определенную металлогеническую нагрузку.

Учитывая региональные масштабы описанных линеаментов, их глубинный характер, приуроченность к ним проявлений эндогенной минерализации, шлиховых и геохимических ореолов, можно предполагать, что большей частью они выполняют роль рудоконтролирующих и частично рудоподводящих «поверхностей» [2], что позволяет рассматривать зоны линеаментов как перспективные площади для первого этапа локализации поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Макаров В. И., Стрельников С. И. Некоторые общие вопросы методики и результаты изучения линеементов и кольцевых образований территории СССР.— Исследование Земли из космоса, 1982, № 2.

2. Шехтман П. А., Королев В. А. и др. Детальные структурно-прогнозные карты гидротермальных месторождений. М.: Недра, 1979.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
9 декабря 1982 г.

УДК 552.31(571.62)

[Е. В. Ялынычев], Г. С. Мирзеханов

МАГМАТИЗМ КОЛЬЦЕВЫХ СТРУКТУР ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (на примере Учуро-Майского междуречья)

Рассмотрены особенности и эволюция магматизма кольцевых полихронных разнопорядковых структур. В формировании наиболее крупных из них определяющая роль принадлежит центрам архейского вулканизма и гранитизации. В более поздние этапы раннепротерозойского протоплатформенного, позднепротерозойского — раннепалеозойского платформенного, а также в мезозойский период региональной тектономагматиче-

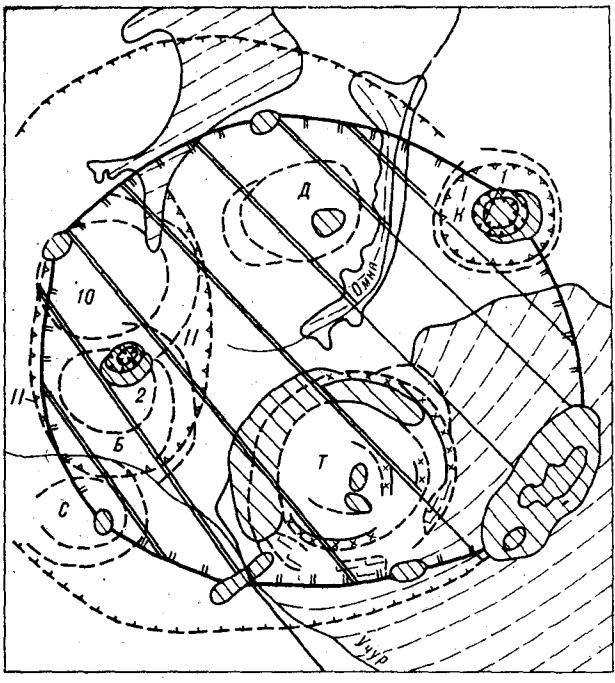
На юго-востоке Сибирской платформы в пределах восточной части Алданского щита магматические образования относятся к трем структурно-вещественным комплексам. В раннедокембрийском кристаллическом комплексе фундамента развиты формации основных метавулканитов и ультратрансформированных гранитоидов; в фанерозойском комплексе платформенного чехла — ультрабазитовая и габбро-диабазовая формации; для мезозойского этапа тектономагматической активизации характерны формации субщелочных и щелочных пород и умеренно кислых гранитоидов. Оруденение в районе связано с ультрабазитами платформенного этапа и со сложными по составу интрузиями этапа активизации. Геолого-структурное положение этих комплексов, соотношение разнодорфмационного и разновозрастного магматизма недостаточно ясное, что обусловлено слабой изученностью региона и, в частности, его тектонического строения.

В последние годы при дешифрировании космических снимков на платформе выделено множество разномасштабных кольцевых структур. Однако природа и вещественное содержание их дискуссионны [3, 6]. В Учуро-Майском междуречье (в окраинной юго-восточной части платформы) кольцевые разнопорядковые сооружения выявлены непосредственными полевыми наблюдениями, а также при анализе крупномасштабных геологических карт и геофизиче-

ской активизации кольцевые центры магматизма развивались унаследованно. Намечается смена вулканогенного магматизма плутоногенным и эволюция состава от базит-ультрабазитового к субщелочному, щелочному и далее к умеренно кислому. Сделаны выводы о возможности открытия рудоносных ультрабазитовых массивов и тел кимберлитов.

ских данных. Все они полихронны и, как установлено, имеют магматогенную природу. По результатам дешифрирования космических снимков [7] здесь выделяется наиболее крупная кольцевая структура диаметром 300—400 км, которая в данной работе не рассматривается. К структурам второго порядка относится Учуро-Омнинская кольцевая структура, в пределах которой, тяготея к внутренним концентрам и к ее ограничениям, располагаются кольцевые структуры третьего порядка: Томптоканская, Берейская, Юнская, Кондерская и другие (см. рисунок). Морфологически эти структуры представляют собой куполовидные тектономагматические поднятия. В центральных частях структур третьего порядка, на их сопряжениях выделяются структуры четвертого порядка. Диаметры перечисленных соподчиненных структур составляют соответственно 100—120, 18—20 и 4—8 км. Одноранговые структуры сложены близкими по составу и возрасту магматическими образованиями.

Наименее изучен магматизм и, в целом, природа кольцевых структур второго порядка. На территории Учуро-Омнинской структуры развиты разнородные комплексы чехла, кристаллического фундамента, в меньшей мере — мезозойские интрузивные породы. В геофизических полях Учуро-Омнинской структуре соответствует положительная слабо напряженная округлая в плане аномалия магнитного поля и внут-



Геолого-геофизическая схема Учуро-Омнинской кольцевой структуры (составлена с использованием материалов И. И. Шапочки, А. И. Кянно, С. В. Головко и др.).

1 — контуры пониженных значений поля силы тяжести; 2 — контуры положительных гравиметрических аномалий: Кондёрской (I), Берелкан-Юнской (II); 3 — поля положительных (a) и знакопеременных (b) значений напряженности магнитного поля; 4 — поля отрицательных значений магнитного поля; 5 — локальные положительные магнитные аномалии; 6 — архейский кристаллический фундамент и ориентировка осей складчатых структур; 7 — поля даек раннепротерозойских габбро-диабазов; 8 — трещинные дуговидные тела раннепротерозойских гранитоидов; 9 — границы Учуро-Омнинской структуры II порядка по аэромагнитным и геологическим данным; 10 — пограничные и внутренние концентрические разрывы структур III порядка (структурь: Т — Томптоканская, К — Кондёрская, Д — Даннская, Б — Берейканская, Ю — Юнская, С — Саянанская); 11 — структуры IV порядка — концентрическо-зональные массивы: Кондёр (1), Димовский (2).

ренне неоднородная аномалия понижения поля силы тяжести. Анализ геологических данных позволяет считать, что геофизические поля являются отражением наиболее общих особенностей архейского фундамента, в составе которого доминируют вулканиты основного состава, превращенные в гнейсограниты и гранитизированные, существенно амфиболовые кристаллические сланцы. Среди последних развиты залики архейских габброидов. Ориентировка складчатых структур в целом конформна Учуро-Омнинской мегаструктуре. Отмеченное позволяет предполагать, что кольцевые структуры второго порядка фиксируют собой обширные бессистемно расположенные ареалы палеовулканитов и метагранитоидов архея.

Структурам третьего порядка свойственны однотипные по морфологии и составу массивы мезозойских пород. Возраст их по калий-аргоновому методу — 147—110 млн. лет, что соответствует юре — раннему мелу. Примечательно, что вне кольцевых структур мезозойские интрузивные породы отсутствуют. Мезозойские магматические образования относятся к формированию умеренно кислых гранитоидов и к формированию субщелочных и щелочных пород, известной [1] под названием алданского магматического комплекса. Формация умеренно кислых гранитоидов представлена диоритовыми порфиритами, плагиопорфиритами, гранодиорит-порфиритами, диоритами. Среди образований алданского комплекса преимущественно распространены породы натровой группы диорито-сиенит-порфиров и диорито-сиенитов, реже отмечаются сиениты и сиенит-порфириты. Щелочные существенно калиевые породы в общем объеме магматических образований занимают незначительную долю, но по составу весьма разнообразны: среди них присутствуют как лейкократовые, так и меланократовые ассоциации, которые встречаются чаще. Последние представлены щелочными лампрофирами и микрогаббро (малинитами, мельтейгитами, шонкинитами, эсекситами и другими). Эти породы тяготеют к местам сочленения одноранговых структур. Обе формации характеризуются рядом общих особенностей. Становление пород этих формаций происходило на границе платформенного чехла и кристаллического фундамента. Наиболее распространены межпластовые залежи, лакколитообразные тела, реже — диапироподобные штоки, дайки. Породы обеих формаций относятся к гипабиссальным. Намечается неоднородно проявленная зональность, выражаясь в изменении петрохимических особенностей и морфологии интрузивных тел в направлении от периферии кольцевых структур к их центральным частям. В центральной части Берейканского кольцевого тектономагматического поднятия мезозойские магматические образования отсутствуют. Среди пород фундамента там развиты раннепротерозойские дайки габбро-диабазов и габбро-норитов, свидетельствующие, возможно, о скрытом на глубине гипербазитовом массиве. В пользу этого также говорят локальные повышения поля силы тяжести.

Заложение кольцевых магматогенных сооружений третьего порядка, сложенных массивами преимущественно мезозойских пород, относится к докембрию. Это однозначно устанавливается, например, для Томптоканской структуры. По ее внутренним и внешним разрывным концентрам фиксируются узкие дуговидные в плане трещинные тела раннепротерозойских, обычно субвулканических гранитоидов, а также липаритов, сиенит-порфиров, фельзитов, фельзит-

порфиров. Некоторые из этих дуговидных тел достоверно прослежены на расстоянии более 20 км. Начало формирования структур третьего порядка уже в докембрии подчеркивается также кольцевым расположением полей раннепротерозойских даек габбро-диабазов. Последние, как и гранитоиды, прорывают метаморфические образования, в том числе диафториты, и перекрываются осадочными верхнепротерозойскими породами чехла.

Магматизм кольцевых структур четвертого порядка проявлен в виде концентрическо-зональных ультраосновных массивов центрального типа. Примером таких интрузий является детально изучавшийся массив Кондёр [2, 4, 8]. Однако геолого-структурному положению его и однотипных с ним массивов не уделялось должного внимания. Сейчас достаточно определено установлено, что, располагаясь в пределах долгоживущего куполовидного поднятия, Кондёр приурочен к центральной части одноименной кольцевой структуры третьего порядка диаметром 18—20 км. Последняя тяготеет к периферическим концентрам Учуро-Омнинской структуры. Диаметр массива ультрабазитов около 6 км. Центральная его часть диаметром 5 км — «ядро структуры» — сложена дунитами. Дунитовое ядро по серии концентров облекается последовательно сменяющими друг друга кольцевыми интрузиями перidotитов, пироксенитов, косситов (магнетитовых пироксенитов). Мощность этих тел достигает первых сотен метров. Массивов центрального типа на огромной территории платформы известно немногим более 10. Выявленная приуроченность к кольцевым тектономагматическим структурам позволяет предположить их более широкое распространение. Действительно, в процессе полевых работ в пределах Учуро-Омнинской структуры выявлен аналог Кондёра — массив Димовский. Массив, вероятно, не вскрыт эрозией, слагающие его породы содержатся в ксенолитах мезозойских интрузий. Димовский массив находится на сочленении кольцевых структур третьего порядка. Это поднятие, как и Кондёрское, сложено породами фундамента, чехла и мезозойскими умеренно кислыми субщелочными и щелочными интрузивными образованиями. Помимо сходства геологической позиции и строения вмещающего поднятия, аномалии магнитного поля массивов Кондёрского и Димовского имеют сходные размеры (до 10 км в диаметре), округлые в плане формы, сопоставимые напряженности положительного магнитного поля (до 22 мэ — для Кондёра и 31 мэ — для Димовского массива). Оба массива характеризуются близкими значениями повышенного поля силы тяжести. Возбуждающие объекты Димовской и Кондёрской аномалий имеют столбообразную форму, прослеживаясь в глубину соответственно на 16

и 18 км. Диаметр «столбов» — 4—6 км. О присутствии ультрабазитового аналога Кондёра, кроме геолого-геофизических данных, свидетельствуют обломки косситов в делювиальных осыпях сиенито-диоритов на участке рассматриваемой интрузии. В шлихах из аллювия гидросети, дренирующей участок Димовского массива, отмечены оливины и хромшпинелиды. Вероятно то, что в наиболее тяжелой фракции шлихов присутствуют зерна рудного минерала, специфичного для дунитовых ядер известных массивов Алданского и Анабарского щитов. Это является прямым признаком рудносстойкой Димовской интрузии.

Установленная особенность геолого-структурного положения ультрабазитов позволяет предполагать наличие невскрытых, возможно, частично уничтоженных последующими процессами, интрузий центрального типа также и в других кольцевых тектономагматических структурах — например, в Даньской и в Томптоканской. С центральными частями этих гетерогенных структур совпадают аномалии, а в широко развитых здесь мезозойских субщелочных интрузиях отмечены ксенолиты ультрабазитов. Вопрос о возрасте ультрабазитов, который как по результатам радиогеологических определений, так и по геологическим наблюдениям [5], устанавливается в широком диапазоне (позднеархейский — домеловой), всегда был одним из наиболее спорных. Авторы все же считают возраст массивов центрального типа позднепротерозойским — предвенским (690—600 млн. лет по калий-argonовому методу). Интрузии этих пород отчетливо деформируют верхнепротерозойские терригенные отложения горизонтально залегающего чехла и перекрываются (массив Ингили) карбонатными породами юдомской свиты венда. На контактах ультрабазитов с прорывающими их мезозойскими щелочными интрузиями развиваются иногда фенитизированные породы, представляющие собой пироксен-полевошпатовые, нефелин-пироксеновые метасоматиты с щелочными амфиболами, кальцитом, апатитом, скаполитом, альбитом, микроперититами, а также карбонатиты. К гибридным образованиям относятся монцонитоидные породы и, видимо, щелочные габброиды, образующие небольшие тела обычно неправильной формы.

Особенностью ультрабазитовой формации является присутствие в ее составе кимберлитоподобных образований. Последние слагают эруптивные дайки и трубки взрыва. Значительное скопление тел кимберлитоподобных пород известно по данным В. Р. Алексеева близ Инглийского массива, однотипного с Кондёром. Трубки имеют обычно эллипсоидальные в плане очертания; размеры их по длиной оси колеблются от десятков до первых сотен метров.

Обломки и глыбы эруптивных брекчий занимают от 40—50 до 80% объема трубок; количество обломков увеличивается обычно к периферии тел. Размер глыб достигает 100 м². Представлены они кристаллическими сланцами фундамента, терригенными породами чехла, автолитами. В цементе присутствуют существенно альмандиновые ксенолиты, сходные с эклогитами. В отличие от типичных кимберлитов платформы, описываемые породы являются пироксеновыми, а не оливиновыми; не обнаружены в них также и пиропы. Кроме того, они характеризуются резко повышенным содержанием железа и титана, пониженным содержанием магния. По химизму породы являются промежуточными между собственно кимберлитами и щелочными базальтами. Радиологический возраст кимберлитоподобных пород трубок взрыва по данным В. Р. Алексеева составляет по флогопиту 759 и 1113 млн. лет.

Таким образом, в разнорядковых кольцевых структурах магматизм неоднороден и полихронен. Процессы древнего архейского вулканизма и гранитизации, охватывавшие обширные площади, играли, очевидно, определяющую роль в образовании кольцевых структур второго порядка. Становление раннепротерозойских кольцевых полей даек габбро-диабазов, а также трещинных дуговидных тел гранитоидов относится к более поздней протоплатформенной ис-

тории района и фиксирует начало развития кольцевых магматогенных сооружений третьего порядка. В условиях стабилизированной платформы формировались ультраосновные позднепротерозойские столбообразные интрузивы центрального типа — кольцевые структуры четвертого порядка. При этом для наиболее ранних проявлений платформенного магматизма характерен «взрывной» механизм внедрения, о чем, помимо кимберлитоподобных пород, свидетельствует эруптивно-брекчевое сложение дунитовых ядер, в частности, на Кондёре. В период мезозойской активизации происходило унаследованное развитие структур; ареалы магматизма расширились, однако они по-прежнему контролировались кольцевыми тектоническими элементами. Кольцевые магматогенные сооружения на разных этапах развивались дифференцированно как по составу проявлений, так и по механизму формирования. В общей истории развития района отчетливо намечается смена вулканогенного магматизма плутоногенным и эволюция состава от базитового и ультрабазитового к субщелочному, щелочному и далее умеренно кислому. Приведенная магматическая ассоциация, включающая пеструю гамму разновозрастных пород, указывает на глубинный, видимо, мантийный характер очагов, мигрирующих по вертикали.

ЛИТЕРАТУРА

1. Билибина Т. В., Дацкова А. Д. и др. Геологические формации и металлогения Алданского щита. Л.: Недра, 1976.
2. Богомолов М. А. Петрология массивов центрально-го типа с дунитовым ядром на Алданском щите. Автореф. канд. дис. М.: ИГЕМ, 1964.
3. Глуховский М. З. Кольцевые структуры юго-востока Сибири и их возможная природа.— Геотектоника, 1978, № 4.
4. Ельянов А. А. О формационной принадлежности центральных интрузивных массивов с дунитовыми ядрами.— В кн.: Геологические формации. Л.: Недра, 1968.
5. Ельянов А. А., Моралев В. М. О возрасте массивов ультраосновных щелочных пород алданской и южноверхоянской провинций.— Геол. и развед., 1973, № 10.
6. Зайченко В. Ю., Кузнецов О. Л., Попсуц-Шапко Г. П. О природе кольцевых фотоаномалий, фиксируемых дистанционными методами.— Сов. геол., 1981, № 1.
7. Кулаков А. П. Морфотектоника и палеогеография материкового побережья Охотского и Японского морей в антропогене. М.: Наука, 1980.
8. Рожков И. С. Кицул В. И. и др. Платина Алданского щита. М.: Изд-во АН СССР, 1962.

ДВИМС
Хабаровск

Поступила в редакцию
26 марта 1982 г.

С. С. Старжинский

О ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ ПО ДАННЫМ МАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

В статье рассматриваются результаты магнитотеллурических зондирований, выполненных в трех пунктах Южного Приморья. В результате интерпретации были выделены проводящие слои в земной коре на глубинах 15 и 30 км и в верхней мантии (140 км).

В 1975—1976 гг. в Приморском крае были выполнены магнитотеллурические зондирования в трех пунктах (пункт 1, с. Благодатное, пункт 2, с. Дмитриевка, пункт 3, с. Серафимовка) вдоль субширотного профиля (рис. 1). Пункты 1 и 2 расположены на Ханкайском массиве, причем пункт 1 находится в центральной части Вознесенской подзоны, а пункт 2 — в пределах Черниговского синклиниория у восточной границы Ханкайского массива [1]. Пункт 3 расположен в Прибрежной антиклинальной зоне приблизительно в 20 км от побережья Японского моря.

Для регистрации магнитотеллурического поля использовались магнитовариационные станции ГГ-42. Длина приемных линий для измерений теллурического поля составляла 500 м в пунктах 1 и 2 и 300 м в пункте 3. В пунктах 1 и 2 приемные линии ориентировались по азимуту 0°, а в пункте 3 по азимуту 30° на северо-восток, т. е. параллельно береговой черте.

Для обработки полевых наблюдений была составлена программа для ЭВМ, которая включала в себя следующие операции: устранение ли-

нейшего тренда из данных, умножение на сглаживающую функцию окна, вычисление спектров Фурье, узкополосную фильтрацию, выбор участков установившихся значений амплитуд отфильтрованных колебаний, расчет параметров поляризации магнитотеллурического поля, расчет компонент тензора импеданса по методу наименьших квадратов для групп из 4—10 колебаний с разной поляризацией магнитного поля. Полученные значения импедансов осреднялись и пересчитывались в кривые кажущегося удельного сопротивления.

Поляризация магнитного поля на всех пунктах менялась в широких пределах от квазилинейной до эллиптической и близкой к круговой. Теллурическое поле в пункте 2 имеет линейную поляризацию в субмеридиональном направлении во всем диапазоне зарегистрированных периодов. В пунктах 1 и 3 теллурическое поле имеет преимущественно эллиптическую поляризацию. Причем в пункте 1 большая ось эллипса поляризации меняет свое направление от меридионального до субширотного, а в пункте 3 она тяготеет к субширотному направлению. Из полученных кривых кажущегося сопротивления (рис. 2) были выделены продольные кривые ρ^{\parallel} , рассчитанные для пункта 3 в направлении, параллельном береговой черте, а для пунктов 1 и 2 — в меридиональном направлении, близком к генеральному простианию Ханкайского массива. Кривые кажущегося сопротивления, полученные в направлениях, перпендикулярных к выше отмеченному, были отнесены к поперечным кривым ρ^{\perp} . В пользу такого разделения кривых в пунктах 1 и 2 говорит и тот факт, что локальные структуры, выделяемые в районах расположения пунктов 1 и 2 по геологическим и геофизическим данным, тоже имеют субмеридиональное простиранние [1, 2, 7]. В пункте 1 не удалось получить устойчивых значений импедансов, необходимых для расчета кривой ρ^{\perp} . Это связано с тем, что широтная компонента теллурического поля искажена помехой, преимущественно поляризованной в этом направлении. В пункте 2 поперечная кривая смешена вниз по отношению к кривой ρ^{\parallel} , а в пункте 3 кривая ρ^{\perp} поднята по оси сопротивлений значительно выше продольной кривой.

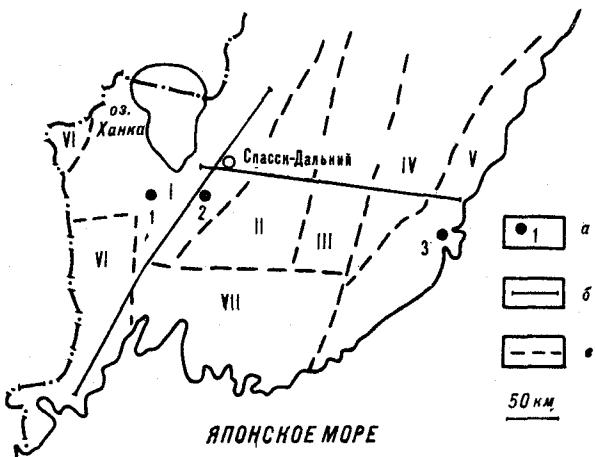


Рис. 1. Расположение пунктов магнитотеллурических зондирований.

а — пункты магнитотеллурических зондирований; б — местоположение профилей глубинного сейсмического зондирования; в — границы структурно-фаунистических зон по [1]. I — Ханкайский массив; II — Даубихинская зона; III — зона Главного антиклиниория Сихотэ-Алиня; IV — зона Главного синклиниория Сихотэ-Алиня; V — Прибрежная антиклинальная зона; VI — Западно-Приморская зона; VII — Южно-Приморская зона.

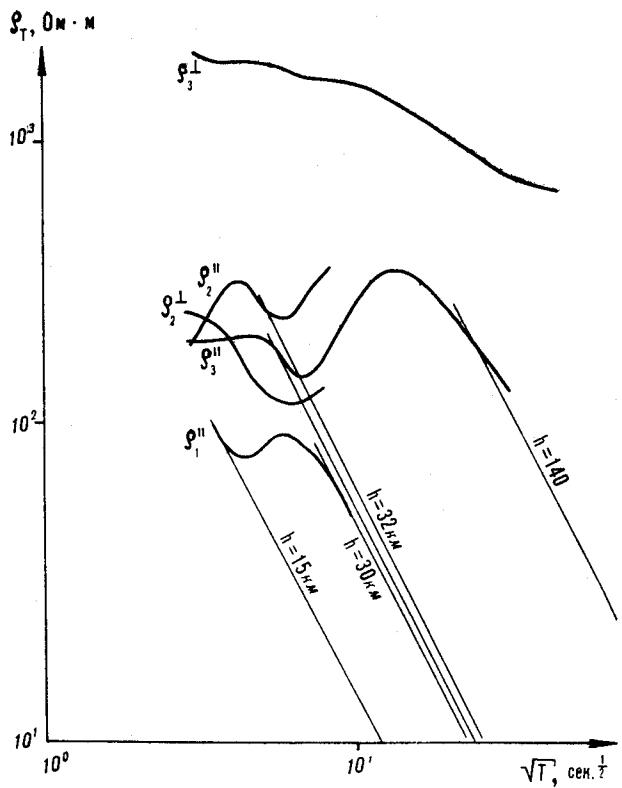


Рис. 2. Продольные (||) и поперечные (⊥) кривые магнитотеллурических зондирований. (Нижний индекс у ρ означает номер пункта.)

Так как пункт 3 располагается вблизи резкой поверхности геоэлектрической неоднородности, которая представляет собой контакт суши и моря, то для интерпретации мы воспользовались продольной кривой ρ^{\parallel} . Как известно [3], низкочастотные асимптоты продольных кривых не искажаются индукционным эффектом, проявляющимся при зондировании вблизи впадин, заполненных проводящим материалом. Учитывая же наличие поверхности неоднородности, минимум на кривой ρ^{\parallel} , расположенный левее основного максимума, может быть ложным, обусловленным неоднородностью. Глубина до проводящего слоя в верхней мантии, определенная по нисходящей асимптоте по формуле [8]

$$h \approx 0,356\sqrt{T_h},$$

где $\sqrt{T_h}$ — абсцисса точки пересечения линии h с линией $\rho_t = 1$, составила приблизительно 140 км. Чтобы показать, что минимум на кривой ρ^{\parallel} действительно ложный, необходимо выполнить магнитотеллурическое зондирование в нескольких точках вдоль профиля, перпендикулярного береговой черте. Если при этом будет наблюдаться корреляция между глубиной до проводящего слоя, определяемой по первой нисходящей ветви, и расстоянием до береговой черты, то минимум ложный. В противном слу-

чае он может быть обусловлен присутствием проводящего слоя на глубине ≈ 30 км.

Так как, согласно [2], район расположения пункта 2 характеризуется сложным геологическим строением, то для подтверждения правомочности разделения кривых кажущегося сопротивления в этом пункте на продольные и поперечные на основе геологических и геофизических данных рассчитывалась величина

$$S = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} + Z_{yx}|}.$$

Согласно [9], величина S для двумерных разрезов принимает значения 0,1—0,2. Если же $0,2 < S < 0,5$, то геоэлектрический разрез близок к двумерному. Для пункта 2 $S \approx 0,4$ в диапазоне периодов, на которых рассчитаны кажущиеся сопротивления. Следовательно, можно считать, что геоэлектрический разрез в районе пункта 2 близок к двумерному, причем направление простирации, определенное по полярным диаграммам главных импедансов Z_{xy} и Z_{yx} , отклоняется от меридионального на 10° . Таким образом, меридиональную кривую ρ_t можно считать продольной кривой ρ^{\parallel} . Кривая ρ^{\parallel} в пункте 2 может быть искажена индукционным эффектом, обусловленным Даубихинским синклиниорием, располагающимся восточнее Ханкайского массива. Мощность осадочно-вулканогенного слоя синклиниория достигает 8 км [1]. Но присутствие минимумов как на кривой ρ^{\parallel} , так и на кривой ρ^{\perp} , согласно [3], указывает на отсутствие искажений, вызванных индукционным эффектом, и свидетельствует о присутствии проводящего слоя. Глубина до проводящего слоя, определенная по нисходящей ветви кривой ρ^{\parallel} , примерно равна 31 км. Для интерпретации использовалась и кривая эффективного кажущегося сопротивления ρ_{eff} , рассчитанная по эффективному импедансу

$$Z_{\text{eff}} = \frac{1}{2}(Z_{xy} + Z_{yx}).$$

Глубина до проводящего слоя, определенная по нисходящей ветви этой кривой, составила около 32 км.

Подтверждением наличия проводящего слоя на глубине около 30 км в пункте 2 являются и результаты интерпретации в пункте 1, отстоящем от пункта 2 на расстояние около 40 км. В пункте 1 на кривой ρ^{\parallel} присутствуют две нисходящие ветви. Определенные по ним глубины до проводящих слоев составили 15 и 30 км. Небольшой объем данных, полученных в пункте 1 с помощью магнитовариационной станции «Измиран-4» и теллурической приставки в области периодов от 10^3 до 10^4 с, позволяет предполагать наличие в этом пункте проводящего слоя на глубине ≈ 140 —170 км. Таким образом, проводящий слой на глубине

≈30 км надежно фиксируется в двух пунктах, расположенных на Ханкайском массиве.

Интересно сопоставить результаты интерпретации кривых ρ^{II} в пунктах 1 и 2 с результатами глубинного сейсмического зондирования, выполненного вдоль двух профилей на территории Приморья (см. рис. 1). В пределах Ханкайского массива по результатам глубинных сейсмических зондирований удалось выделить слой пониженных сейсмических скоростей, располагающийся в основании земной коры на глубине около 30 км [1]. Мощность этого слоя 2–6 км. На глубинах 15–17 км на этой же площади выделена кровля «базальтового» слоя. Суммарная мощность земной коры не превышает 34 км. Из сопоставления результатов магнитотеллурических зондирований с результатами глубинных сейсмических зондирований следует, что слой пониженного электрического сопротивления, кровля которого находится на глубине ≈30 км, хорошо коррелирует со слоем пониженных сейсмических скоростей, располагающимся в основании земной коры. Первый слой пониженных сопротивлений, выделенный в пункте 1, может быть сопоставлен с кровлей «базальтового» слоя.

Подобная корреляция между слоями с низким электрическим сопротивлением и низкими

сейсмическими скоростями, располагающимися в пределах земной коры, обнаруживается и в других районах. Наиболее ярким примером этого, по-видимому, являются результаты магнитотеллурических зондирований, выполненных в условиях горизонтально-однородного геоэлектрического разреза восточной части плато Колорадо в США [10]. Слой мощностью приблизительно 5 км, характеризующийся пониженным электрическим сопротивлением и пониженной сейсмической скоростью, зафиксирован там на глубине около 20 км.

Ранее выполненные за пределами Ханкайского массива магнитотеллурические зондирования указывают на существование двух проводящих слоев в интервалах глубин 40–60 и 120–140 км [4, 5]. По имеющимся данным трудно сделать какие-либо заключения о рельефе кровли слоя с высокой проводимостью на глубинах 120–170 км. В то же время интересно отметить, что в Хабаровском крае на профиле Советская Гавань — Комсомольск-на-Амуре — Амгунь выявлено погружение кровли проводящего слоя, располагающегося в том же интервале глубин, по мере удаления от берега моря [6].

ЛИТЕРАТУРА

1. Аргентов В. В., Гнибиденко Г. С. и др. Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976.
2. Брянский Л. И. Блоково-слоистая структура земной коры Ханкайского массива.— В кн.: Принципы комплексной интерпретации геологического-геофизических данных. Владивосток, 1979.
3. Дмитриев В. И., Бердичевский М. Н., Кокотушкин Г. А. Альбом палётона для магнитотеллурического зондирования в неоднородных средах. Ч. 4. М.: Изд-во МГУ, 1975.
4. Копылков В. Р., Старжинский С. С., Баринов Н. Н. Результаты магнитотеллурических исследований в Приморье.— В кн.: Электромагнитные зондирования. Ч. 2. М.: Изд-во МГУ, 1976.
5. Копылков В. Р., Шауб Ю. Б. Некоторые результаты опытных магнитотеллурических зондирований в Приморье.— Геол. и геофиз., 1973, № 1.
6. Никифорова Н. Н., Ахмадулин В. А. и др. Глубинные магнитотеллурические исследования в Хабаровском крае.— В кн.: Глубинные электромагнитные зондирования Дальнего Востока. Владивосток, 1980.
7. Портнягина П. В., Аргентов В. В. О связи гравитационного поля Ханкайского массива с его глубинным строением (Приморье).— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского материка к Тихому океану. Южно-Сахалинск, 1970. (Тр. СахКНИИ ДВНЦ АН СССР, вып. 24).
8. Электроразведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1980.
9. Jones A. G., Hutton R. A multi-station magnitotelluric study in Southern Scotland.— I. Fieldwork, data analysis and results. Geophys. J. R. Astr. Soc. 1979, v. 56.
10. Landisman M., Chaipayungpr W. First results from electrical and seismic studies of low resistivity, low-velocity material beneath Eastern Colorado.— Geophysics, 1977, v. 42, N 4.

ТОИ ДВНЦ АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
12 июля 1982 г.

C. A. Баллод

ОБ ИЗМЕНЕНИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СКОРОСТЕЙ НА СЕВЕРНОМ САХАЛИНЕ

На основании сейсмокаротажа глубоких скважин уточняется скоростная модель Северного Сахалина. Путем совместной обработки скважин получены обобщенные характеристики влияния современной глубины на скорость распространения продольных волн. По сопоставлению этих зависимостей с кривыми интерваль-

Для прогнозирования геологического разреза по сейсмическим данным, поиска малоамплитудных поднятий и разрывных нарушений требуется точное знание скоростной модели среды и корреляционной связи скорости с геологическими параметрами разреза. Трудности изучения скоростей упругих волн на Северном Сахалине обусловлены их резкой изменчивостью по площади, что связано со сложными сейсмо-геологическими условиями территории [5]. В связи с этим представляет интерес анализ кривых интервальных скоростей по результатам сейсмокаротажа для получения сведений, необходимых при решении практических задач наземной сейсморазведки.

В работе [1] показано, что на Северном Сахалине в первом приближении можно принять линейный закон нарастания интервальной скорости с глубиной с коэффициентом $\beta = 0,4 - 0,5 \text{ км}^{-1}$. Здесь же описана методика первичной обработки материалов сейсмокаротажа. В настоящей работе более детально рассматривается характер изменения интервальной скорости по территории Северного Сахалина и дается оценка влияния глубины на ее значение.

Обработка интервальных скоростей из материалов сейсмокаротажа осуществлялась по следующей схеме. Поскольку на данном этапе интерес представляют региональные характеристики скоростной модели, то для исключения высокочастотной составляющей, вызванной по-грешностью вычислений и тонкой слоистостью разреза, кривые скоростей сглаживались в скользящем интервале, равном 60 м. Аппроксимация сглаженных кривых проводилась по методу наименьших квадратов двумя наиболее вероятными зависимостями [2]:

$$V = V_0(1 + \beta z); \quad (1)$$

$$V = V_0(1 + \beta z)^{1/2}. \quad (2)$$

Для Северного Сахалина, в целом, подтверждается линейное изменение скорости с глубиной (рис. 1, а). Исключение составляет южная часть рассматриваемого региона, включающая в себя Комулансскую, юг Паромайской, Катанглийскую и Дагинскую антиклинальные зоны,

на которых скоростей делается вывод о региональном доминирующем влиянии геостатического давления на кривую интервальной скорости. Показана необходимость учета полученных характеристик при определении амплитуды тектонических нарушений по интервальным скоростям.

где возрастает количество скоростных кривых с убывающим градиентом (см. рис. 1, б). Результаты оценки параметров наиболее представительного закона показаны на рис. 1, в, г. Из приведенных гистограмм видно, что V_0 обычно находится в интервале $1800 - 2200 \text{ м/с}$, а β — преимущественно от $0,3 \text{ км}^{-1}$ до $0,7 \text{ км}^{-1}$. Точность определения параметров оценена по результатам повторного каротажа некоторых скважин: $\Delta V_0 = \pm 50 \text{ м/с}$, $\Delta \beta = \pm 0,05 \text{ км}^{-1}$.

Скважины с аномально высоким градиентом скорости случайным образом распределены в пределах региона, и поэтому нет оснований для выделения выдержаных высокоградиентных зон. Однако применение метода средних скоростей вызывает определенные осложнения, поскольку преобладающие значения имеют более широкие пределы, чем предполагалось раньше [1]. В частности, при гиперболическом суммировании годографов отраженных волн, в градиентной среде эффективная скорость по сравнению со средней завышается при $\beta = 0,7 \text{ км}^{-1}$ до 40 м/с .

Другой аспект изучения скорости распространения сейсмических волн состоит в определении ее связи с геологическими параметрами среды. Ниже приведена осредненная зависимость между глубиной современного залегания пласта и скоростью в нем, т. е. дается оценка влияния геостатического давления вышележащей толщи по Северному Сахалину. Методика обработки, заимствованная из работы [4] с необходимыми изменениями, сводится к следующему.

Территория Северного Сахалина разделена на 6 равных участков с севера на юг. В пределах каждого участка и для всей территории определялись скорости в интервале 300 м с центром на фиксированных возрастных границах: наиболее молодой, разделяющей нутовскую и окобыкайскую свиты, — НОГ, и более древней по возрасту, разделяющей окобыкайскую и дагинскую свиты — ОДГ (рис. 2). Поскольку возрастные границы фиксируются в скважинах на различной глубине, то из совокупности всех факторов исключается возраст пород, а оставшиеся факторы, включая погрешность измере-

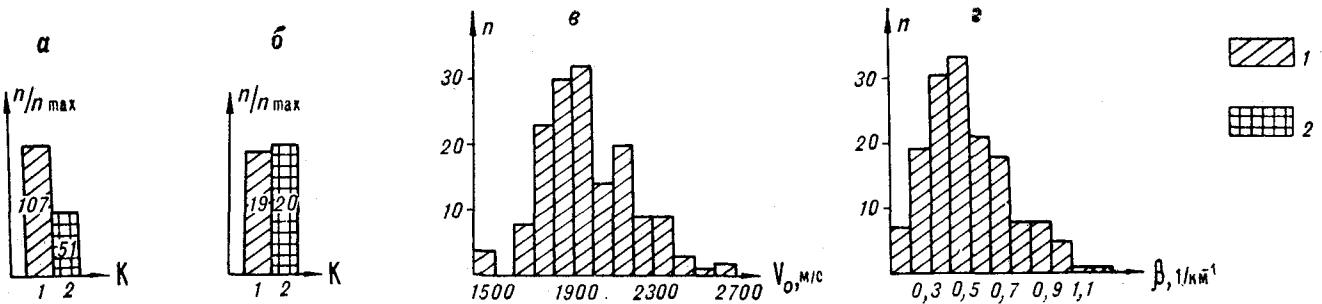


Рис. 1. Гистограммы распределения интервальных скоростей и параметров линейной зависимости для Северного Сахалина.

а — распределение линейной зависимости и с уменьшающим-

ний, дают разброс относительно искомой кривой. Полученные таким образом зависимости аппроксимировались двумя кривыми (1) и (2) (см. рис. 2), которые в данном случае характеризуют влияние геостатического давления на скорость.

Погрешности параметров V_0 и β кривых оценены по среднеквадратичному отклонению. В случае линейных зависимостей для всего Северного Сахалина они равны:

для НОГ $\Delta\beta = \pm 0,049 \text{ км}^{-1}$, $\Delta V_0 = \pm 0,118 \text{ км/с}$,
для ОДГ $\Delta\beta = \pm 0,045 \text{ км}^{-1}$, $\Delta V_0 = \pm 0,188 \text{ км/с}$.

По южной части региона:

для параболической зависимости НОГ

ся градиентом скорости для всего Северного Сахалина; б — то же, для южной части региона; 1 — число скважин с линейной зависимостью; 2 — то же, с уменьшающимся градиентом скорости; в — распределение V_0 при линейной аппроксимации; г — распределение β при той же аппроксимации.

$$\Delta\beta = \pm 0,12 \text{ км}^{-1}, \Delta V_0 = \pm 0,112 \text{ км/с},$$

для линейной — ОДГ

$$\Delta\beta = \pm 0,039 \text{ км}^{-1}, \Delta V_0 = \pm 0,172 \text{ км/с}.$$

Обобщенные кривые для Северного Сахалина, характеризующие влияние геостатического давления на скорость, линейны (см. рис. 2, а):

$$\text{для НОГ } V = 1,97 (1 + 0,42z);$$

$$\text{для ОДГ } V = 2,53 (1 + 0,22z).$$

Однако в южной части региона это влияние по НОГ описывается параболической кривой (см. рис. 2, б):

$$V = 2,14 (1 + 0,92z)^{1/2}.$$

По ОДГ характер кривых здесь определяется нечетко из-за малого числа измерений.

Влияние глубины на скорость для Северного Сахалина в целом и для южной его части такое же, как и наиболее распространенное изменение интервальной скорости с глубиной (см. рис. 1, а, б). Это подтверждает вывод, что геостатическое давление играет определяющую роль в формировании конкретного закона изменения интервальной скорости [5]. Остальные факторы (возраст пород, литология, структурная обстановка и т. д.) обычно оказывают меньшее влияние, определяя высокочастотную составляющую изменения скорости с глубиной.

Коэффициент возрастания скорости всегда меньше для более древней границы, поскольку на более литифицированные древние породы геостатическое давление влияет в меньшей степени. На рис. 2 хорошо видно, что кривые для разновозрастных границ с увеличением глубины сближаются и, очевидно, на некоторой глубине разница в скоростях для разновозрастных толщ соизмерима с погрешностью вычислений. По полученным материалам эта глубина определяется в 1,5 км.

Учет геостатического давления необходим, например, при количественной оценке амplitуды разрывного нарушения по изменению интервальных скоростей вдоль профиля. Зада-

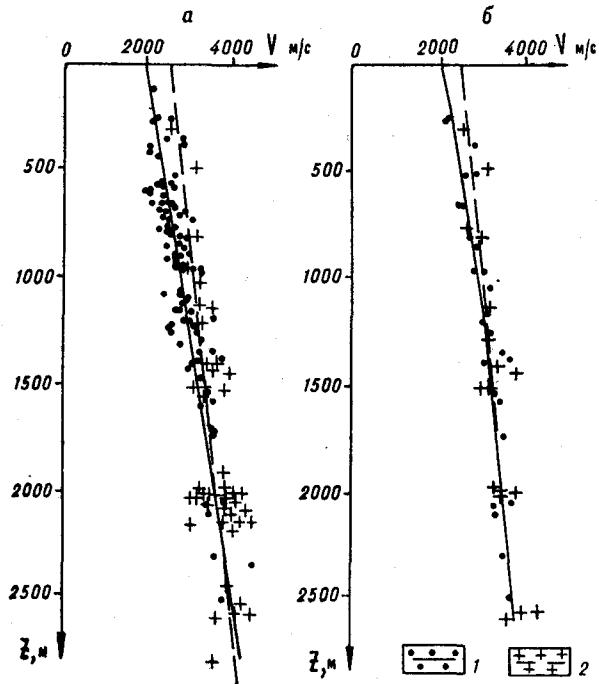


Рис. 2. Влияние геостатического давления (глубины) на сейсмическую скорость одновозрастных отложений.

а — для всего Северного Сахалина; б — для южной части региона. 1 — кривая для границы, разделяющей нутовскую и окбыкайскую свиты; 2 — кривая для более древней границы, разделяющей окбыкайскую и дагинскую свиты.

ча решается в предположении, что в смещенному крыле на той же глубине находятся породы другого возраста и другой степени литификации, что приводит к изменению интервальных скоростей. Одноименный пласт после смещения по нарушению меняет свою скорость в соответствии с полученной зависимостью. Особенно эта задача актуальна там, где динамические признаки временного разреза не позволяют идентифицировать условный горизонт до и после нарушения. Временные разрезы такого типа часто встречаются на Северном Сахалине. На качественном уровне по интервальным скоростям здесь уже оценивалась относительная гипсометрия структурных блоков (И. А. Шаблыгина и др., 1979). Ниже приведено аналитическое решение задачи в случае линейного изменения скоростей.

Если по материалам профильного наблюдения имеются кривые интервальных скоростей: $V_1(z)$ — до и $V_2(z)$ — после предполагаемого вертикального смещения пластов, то амплитуда и знак смещения определяются совместным решением уравнений $V_1(z)$, $V_2(z)$, $V_{ob}(z)$ относительно глубины, где $V_{ob}(z)$ — обобщенная зависимость скорости от глубины. При линейном изменении скоростей, опуская преобразования, решение будет иметь вид:

$$H_1 = \frac{V_1 - V_{01}}{V_{01}\beta_1},$$

$$H_2 = \frac{V_{02} + V_0\beta_{ob}H_1 - V_1}{V_0\beta_{ob} - V_{02}\beta_2},$$

где H_1 и V_1 — глубина и скорость определяемого пласта до нарушения, H_2 — глубина того же пласта после нарушения, V_{01} , β_1 , V_{02} , β_2 , V_0 , β_{ob} — начальные скорости и коэффициенты нарастания соответственно для сред до нарушения, после нарушения и для обобщенной зависимости.

Оценим величину ошибки при определении амплитуды нарушения без учета линейного изменения $V_{ob}(z)$, т. е. при $V_{ob} = \text{const}$. В этом случае (рис. 3) H_1 остается без изменения, а H_{2c} — глубина одноименного пласта после нарушения определится как:

$$H_{2c} = \frac{V_1 - V_{02}}{V_{02}\beta_2}.$$

ЛИТЕРАТУРА

- Дробот В. Д., Телегин А. Н. Изучение скоростных и волновых характеристик геологического разреза Северного Сахалина методом ВСП.— В кн.: Геологическая интерпретация сейсмических наблюдений в дальневосточном регионе. Южно-Сахалинск, 1978.
- Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн. М.: Гостоптехиздат, 1959.

ВПО Сахалинморнефтегазпром
Оха-на-Сахалине

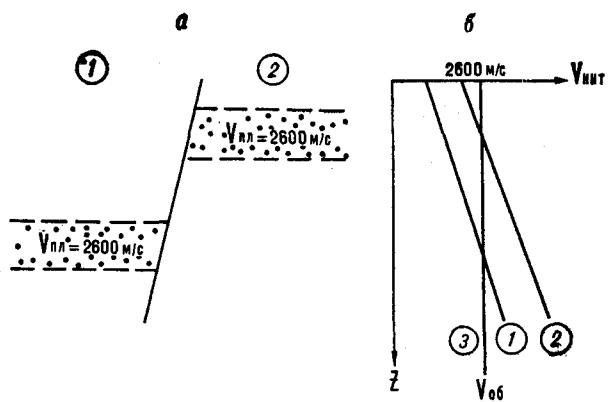


Рис. 3. Иллюстрация количественной оценки вертикального смещения пласта по значениям интервальных скоростей до и после предполагаемого нарушения. а — модель среды; б — графическое решение задачи; цифры в кружках: 1 — интервальная скорость до нарушения; 2 — интервальная скорость после нарушения; 3 — представление обобщенной зависимости постоянной скоростью.

Для типичного случая, когда $\beta_1 = \beta_2 = 0,5 \text{ км}^{-1}$, $V_{01} = 2,0 \text{ км/с}$, $V_{02} = 2,1 \text{ км/с}$, $V_0 = 2,2 \text{ км/с}$, $\beta_{ob} = 0,25 \text{ км}^{-1}$, $H_1 = 1 \text{ км}$, после подстановки имеем $H_2 = 0,7 \text{ км}$, $H_{2c} = 0,875 \text{ км}$. Амплитуда смещения занижается почти в два раза, т. е. необходимость учета влияния геостатического давления в данном случае очевидна.

Основные выводы работы сводятся к следующему.

1. Вертикальные градиенты скорости изменяются в более широких пределах, чем предполагалось раньше. Это определяет некоторые затруднения в применении метода средних скоростей.

2. Получены обобщенные характеристики влияния глубины на скорость продольных волн. Отмечается, что с глубиной снижается возможность получения скоростной аномалии от разновозрастных пород, оценен предел этой возможности.

3. Показана необходимость учета геостатического давления при определении амплитуды тектонических нарушений по интервальным скоростям. Дано аналитическое решение этой задачи для линейных зависимостей скорости от глубины.

- Справочник геофизика. Сейсморазведка. М.: Недра, 1981.
- Таллако Н. П. О влиянии глубины на величину скорости распространения упругих волн в осадочных породах.— Прикладная геофизика, вып. 63. М.: Недра, 1971.
- Телегин А. Н. Сейсмогеологические особенности Северного Сахалина.— В кн.: Вопросы геологии и нефтегазоносности Сахалина. Л.: Недра, 1973.

Поступила в редакцию
1 июня 1982 г.

М. Г. Булатов, И. К. Тузов

К ЭФФЕКТИВНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ПОИСКАХ ЛОВУШЕК НЕФТИ И ГАЗА НЕАНТИКЛИНАЛЬНОГО ТИПА НА ЮГО-ВОСТОКЕ СЕВЕРНОГО САХАЛИНА

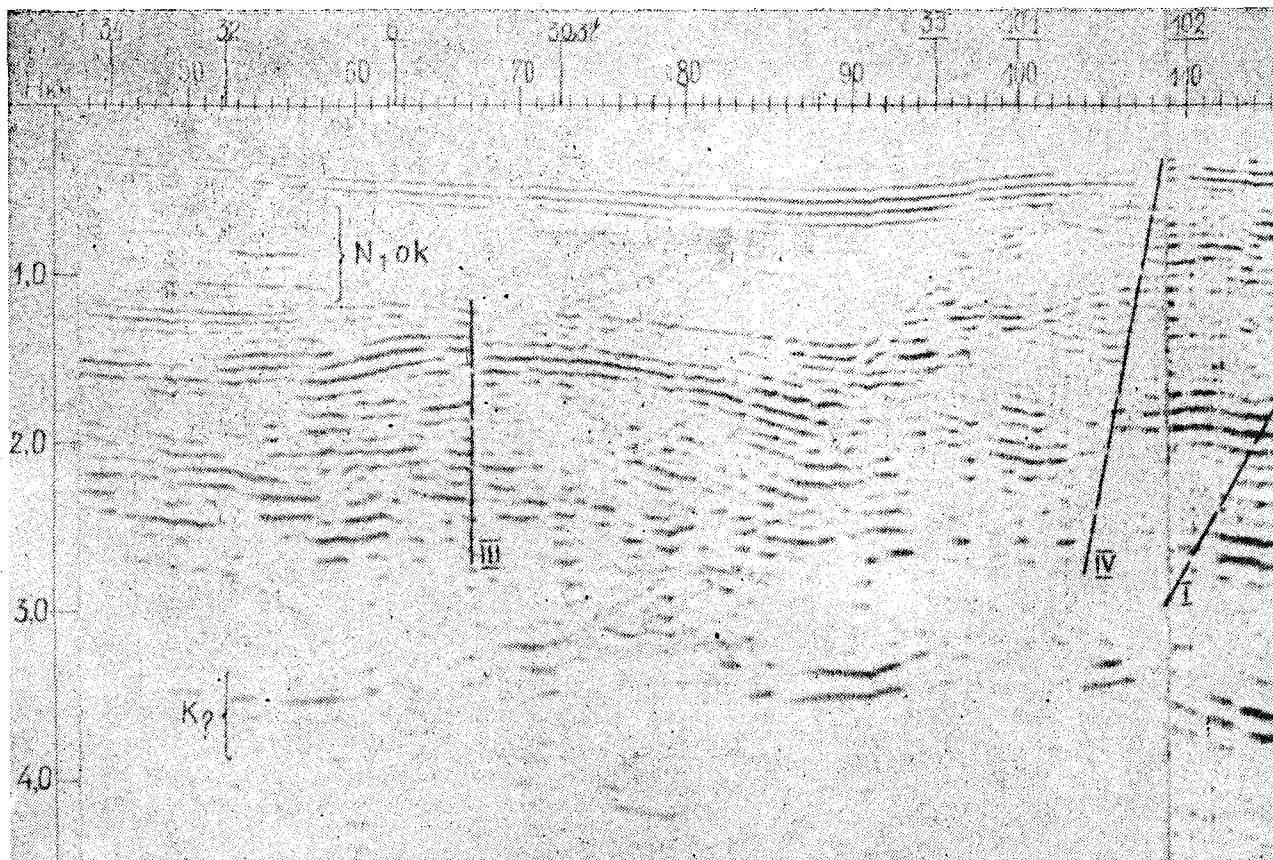
Рассмотрены возможности МОВ и КМПВ при картировании геологических границ в нефтегазоносных неогеновых образованиях. В первых вступлениях КМПВ регистрируются рефрагированные волны, преломляю-

щие горизонты отсутствуют. Решение структурных задач при поисках неантеклинальных ловушек обеспечивается регистрацией устойчивых ОВ от границ да-гинского (средний миоцен) горизонта.

Изучение структурно-тектонических предпосылок формирования ловушек нефти и газа неантеклинального типа — зон выклинивания, несогласия, перерывов осадконакопления, дизъюнктивных границ — основано на определении кинематических параметров сейсмической записи и использовании в интерпретации динамических признаков — интенсивности и формы колебаний.

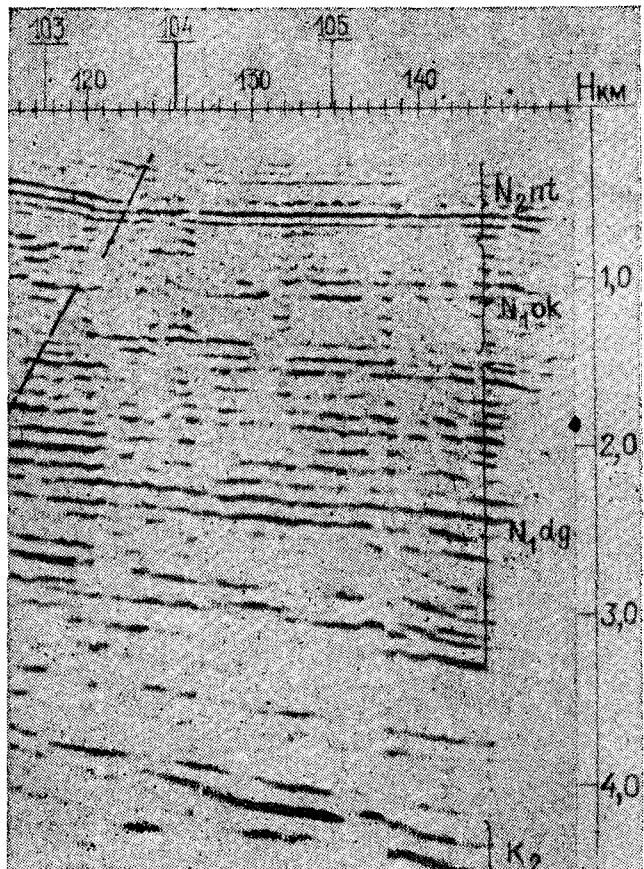
Нефте содержащий неогеновый разрез Северного Сахалина представлен тонкослоистой (песчано-алеврито-глинистой) толщей, для которой характерно локальное изменение мощности и

литологии прослоев. В сочетании с изменением поверхностных условий это существенно ухудшает динамическую характеристику и корреляцию волн. Однако и в этих условиях применение интерференционных систем приема и обработки на основе высокой кратности профилирования в МОВ позволяет решать сложные геологические задачи. Суммирование многократных наблюдений нивелирует влияние поверхностных условий и локальных изменений отражающих свойств отдельных прослоев. При этом сейсмическая граница соответствует пачке тонких слоев и погрешность изображения,



как правило, удовлетворяет решению структурных задач в нефтяной геологии.

На юго-востоке Северного Сахалина на сейсмических разрезах МОВ выделяется несколько устойчивых пакетов отражающих границ в низах нутовского (плиоцен), толще дагинского (средний миоцен) горизонтов и, в ряде случаев, в кровле мелового (?) комплекса (рис. 1). Наиболее динамически выражены и устойчивы по региону отражения в кровле дагинского горизонта, связанные с резким песчано-глинистым разделом. Обработка сейсмических записей способом дифракционного преобразования усиливает динамические параметры и, самое главное, привязывает изображение к истинным координатам плоскости разреза. Геологическая интерпретация таких разрезов позволяет конкретно выделять зоны выклинивания или несогласного залегания отложений в продуктивной толще дагинского горизонта (см. рис. 1, ик 57—67, глубины 1,2—1,5 км). Наряду с характеристикой структурных форм анализ разрезов позволяет проследить изменение тектонической активности разновозрастных отложений, получить представление о литологии разреза. Сейсмически немая толща разреза (ОК) соответствует глинистым отложениям среднего миоцена (окбыкайский горизонт).



В отдельных случаях в интервалах ее залегания выделяются интенсивные отражения, свидетельствующие о появлении песчанистых прослоев.

С различной степенью наглядности на сейсмических разрезах выделяются разрывные нарушения. Плоскость разрыва при поисках ловушек неантклинального типа является одним из основных структурных элементов, контролирующих залежь. Однако в сейсмо-геологических условиях Северного Сахалина задача их картирования остается наиболее слаборешаемой. В настоящее время не вполне однозначно устанавливается само наличие нарушения в изучаемом разрезе. Субвертикальные границы, к которым в большинстве случаев относятся разрывные дислокации осадочных пород, не участвуют в создании ОВ и не являются прямым объектом сейсмических исследований. Они выделяются по геометрическим характеристикам сейсмических (литологических) границ — изломам, смещению и перерывам корреляции. При их выделении используются также волновые особенности разреза — изменение амплитуды и спектра сигнала, наличие интерференции, появление новых волн, усиление нерегулярного шума. На рис. 1, 2 выделено несколько разрывов. Если вероятность их наличия оценивается как весьма высокая, то конкретное положение в разрезе и в плане, важное для заложения глубоких скважин, остается проблематичным. Поэтому нацеливание сейсмических работ непосредственно на выделение и картирование разрывов является необходимым. На юго-востоке Северного Сахалина сейсмический поиск неантклинальных залежей и, в частности, картирование разрывных нарушений должны основываться на регистрации динамически устойчивых отражений из кровли дагинского горизонта. Наличие таких отражений, являясь критерием качественно проведенных полевых работ, обеспечивает эффективность сложных графов обработки по схеме ОГТ и дифракционного преобразования.

Получение устойчивых ОВ, повсеместный перепад электрических сопротивлений позволили рассматривать песчанистую толщу верхов дагинского горизонта как выдержаный пре-ломляющий раздел и инициировали постановку КМПВ с целью картирования кровли нефтеносных дагинских отложений. Были отработаны встречная и нагоняющая системы гидографов на профиле длиной 9 км, позволяющие определить глубины залегания нефтеносной толщи. Дугообразная форма гидографа первых вступлений свидетельствует о постоянном, от-

Рис. 1. Динамический глубинный разрез по профилю 2 Восточно-Уйглекутской площади, Северный Сахалин, Охинская ГРЭ.

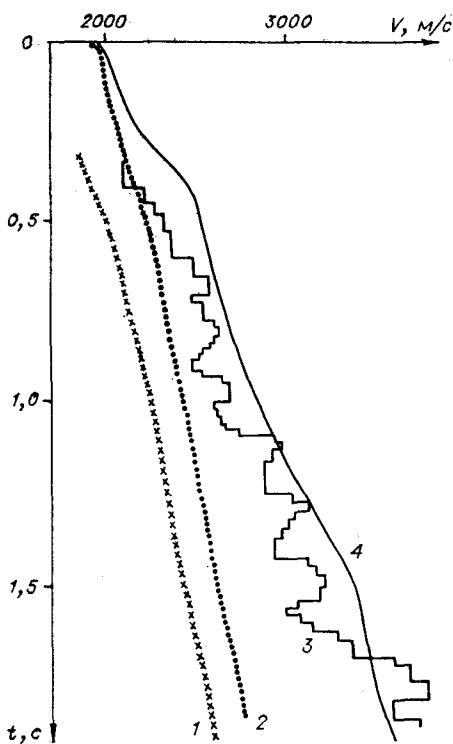


Рис. 2. Средние 1, интервальные 3 скорости по сейсмокаротажу скважин и средние 2 и истинные 4 скорости по КМПВ.

носительно равномерном увеличении скоростей сейсмических волн с увеличением времени их пробега, по мере проникновения на все большие глубины. Излом гидографов первых вступлений или смена волн, отражающие наличие

преломляющего раздела на глубинах до 2,5—3,0 км, не зафиксированы. По мнению авторов, тонкослоистая структура осадочных неогеновых образований обусловливает рефракцию, а не преломление сейсмических волн. Наряду с дугообразной формой гидографов первых вступлений об этом свидетельствует схождение временя нахождения гидографов с удалением от пункта возбуждения (равномерное увеличение кажущихся скоростей с ростом времени разностного гидографа). По временам прихода первых вступлений были просчитаны средние и истинные скорости для рефрагированных волн на основании формулы Чибисова [1]. Полученные данные удовлетворительно сопоставляются с определением скоростей по измерениям в скважинах (рис. 2). В обоих случаях отсутствуют перепады скоростей, коррелирующиеся с глубинами кровли дагинского горизонта. Таким образом, применение КМПВ для картирования границ в осадочном неогеновом разрезе неподобно. Сфера применения КМПВ ограничивается подошвой градиентной осадочной толщи, в которой выделяются преломляющие горизонты, что дает возможность картировать лишь крупные унаследованные тектонические элементы и определять глобальную структуру острова [2].

Изложенное выше позволяет сделать основной вывод: МОВ в модификации многократных наблюдений по схеме ОГТ является единственным геофизическим методом, способным решать задачу поиска ловушек нефти и газа неантклинального типа.

ЛИТЕРАТУРА

- Сейсморазведка. Справочник геофизика. М.: Недра, 1981.
- Тузев И. К. Литосфера азиатско-тихоокеанской зоны перехода. Новосибирск: Наука, 1975.

ВПО Сахалинморнефтегазпром
Оха-на-Сахалине
ИТиГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
15 декабря 1982 г.

КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 551.24

A. A. Врублевский, A. A. Заболотников, Ю. А. Косыгин

ЗАМЕТКИ О ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ ГИПОТЕЗАХ.

**ЗАМЕТКА ВОСЬМАЯ.
О НОВОЙ КНИГЕ В. В. БЕЛОУСОВА
«ПЕРЕХОДНЫЕ ЗОНЫ МЕЖДУ
КОНТИНЕНТАМИ И ОКЕАНАМИ»**

Анализируются основные положения гипотезы «базификации», развиваемые В. В. Белоусовым на примере переходных зон от континентов к океанам.

I

В 1982 г. вышла в свет новая книга крупнейшего советского тектониста В. В. Белоусова «Переходные зоны между континентами и океанами». Геологическое значение переходных зон трудно переоценить в смысле решения на основе их изучения глобальных теоретических вопросов геотектоники и размещения рудных полезных ископаемых в недрах земли. Поэтому, естественно, новая книга вызвала очень большой интерес у научных работников и производственников. В ней поставлены кардинальные вопросы общего развития земной оболочки и высказаны весьма интересные и ценные идеи в отношении различных плюансов понимания ее развития, нашедших в последнее время выражение в весьма популярной концепции «тектоники плит» и представлениях о глубоких корнях материков, свидетельствующих в пользу их стабильного положения.

В. В. Белоусовым приведены весьма весомые критические замечания в адрес исследователей, увлеченных «новой глобальной тектоникой» и делающих далеко (в смысле удаления от фактической основы) идущие выводы.

Вместе с тем В. В. Белоусов продолжает развивать свою оригинальную, но, к сожалению, очень трудно проверяемую гипотезу океанизации и предположения о связанных с ней весьма проблематичных глубинных процессах.

II

В новой работе В. В. Белоусова могут быть выделены три направления. Первое, как и следовало ожидать из прежних публикаций авто-

ра, охватывает критику дрейфа континентов, тектоники литосферных плит и других мобилистских построений. При этом автору удается поставить ряд таких вопросов и привести факты, которые противоречат этим концепциям, по крайней мере, в их современном виде. Здесь можно упомянуть пересечения магнитными аномалиями Японского желоба, идентичность состава верхнемеловых эффиузивных пород Малой Курильской дуги, п-ова Немуро и подводной горы Эримо, неоднозначность трактовки линейных магнитных аномалий, срезание временных границ, предполагаемых по магнитной геохронологии, зонами спокойного магнитного поля и многое другое.

Второе направление в работе охватывает описание структурных элементов и классификацию зон перехода от континента к океану. Следует отметить, что хотя автором впервые выделен третий тип переходной зоны (колумбийский), особенности его строения неоднократно освещались в литературе в качестве разновидности тихоокеанского (активного) типа переходных зон.

Третье направление работы объединяет постулируемые автором процессы, приводящие к формированию разного типа переходных зон. Оговоримся сразу, что если при критике мобилистских концепций В. В. Белоусов опирается на фактический геолого-геофизический материал, то в собственных построениях он допускает замену фактов гипотезами и уводит читателя в область предположений. Это видно из ряда предварительных допущений автора. Так, по его мнению, «все становится на свои места и делается простым и закономерным, если мы допустим возможность преобразования коры из континентальной в океаническую» [1, с. 76]. Основным процессом океанизации континентальной коры автор считает процесс базификации. При этом идея автора состоит в том, «что при некоторой степени нагрева мантии плотность верхних слоев астеносферы настолько падает, что между астеносферой и литосферой возникает инверсия плотностей, что ведет к погружению глыб литосферы» [1,

с. 88]. Это очень интересная, но вместе с тем и весьма спорная идея, за и против которой могут быть выдвинуты серьезные доводы. Вопрос можно было решить или стремиться к его решению, если бы гипотеза была проверяема. Но она касается недоступных бурению или неоднозначно трактуемых по геофизическим данным глубин. Кроме того, предполагаемый процесс не сопровождается поверхностными явлениями, которые можно было бы непосредственно наблюдать. В этом смысле гипотеза литосферных плит обладает некоторым преимуществом, так как использует фиксируемые на поверхности Земли явления, которые, хотя, как правило, и противоречат гипотезе, но могут наблюдаться и измеряться (например, наблюдаемые в ряде случаев особенности магнитных аномалий, некоторые наблюдения за проблематично связанными со спредингом геологическими явлениями в желобах, рифтовых долинах срединно-океанических хребтов и т. д.). Трудно представить полное расплавление вещества мантии на столь значительных участках, какими являются зоны перехода от континентов к океанам. Скорее всего астеносфера этих районов может представлять собой жесткий каркас тугоплавкого рестита, в «межзерновом» пространстве которого находится расплав. Расплав при этом может быть более легким, чем вышележащие породы литосферы, но рестит после отделения от него «легких» фракций станет еще более плотным и тяжелым, чем верхние слои, т. е. глыбы литосферы должны погружаться фактически не просто в менее плотной в среднем астеносфере, а в двухфазной среде. Отсюда погружение глыб литосферы может происходить только относительно расплава. Процесс базификации безусловно предполагает, что на больших площадях на поверхности или вблизи нее создаются такие физико-химические условия, которые приводят к разрушению и переработке огромных блоков пород, что весьма проблематично.

Серьезной проблемой при оценке точки зрения В. В. Белоусова на процесс базификации является судьба салического материала континентальной коры, погруженного в область, где по всем параметрам должно происходить его выплавление, т. е. при этом остается неясным, куда делось такое количество кислого материала в районах распространения современной океанической коры.

Высказанные сомнения, естественно, гипотетичны и стоят в ряду других непроверяемых гипотез. Просто авторам этой критической заметки они представляются одними из возможных.

Как и в ранее рассмотренных геотектонических представлениях [2], в гипотезе В. В. Белоусова допускается смешение признаковых пространств. Так, под земной корой, ограниченной снизу поверхностью Мохоровичича, вполне правомерно понимать лишь сейсмологическое (скоростное) тело. «Земные коры» другой специализации (например, петрографической или геохимической) не имеют сколько-нибудь определенных нижних границ (т. е. могут рассматриваться только как произвольные тела). Земная же кора в собственном (сейсмологическом) смысле слова характеризуется только скоростями и не может «пластически растягиваться» [1, с. 18], обладать «ступенчатой разрывной структурой» [1, с. 19]; в ней не должен также выделяться «гранитогнейсовый» слой [1, с. 29], так как это излишне усугубляет уже допущенную когда-то неосторожность с введением наименований «гранитный» и «базальтовый» слоев в коре, что привело к огромному количеству ошибок в геотектонических построениях, основанных на ошибочном буквальном «горнопородном» понимании этих терминов. Двусмысленность этих названий подчеркивалась еще Б. Гутенбергом.

Спорна, параллель между островными дугами II типа, которые «частично расположены на континентальной коре» [1, с. 29], и Аджаро-Триалетской системой «на нормальной континентальной коре» [1, с. 36], обладающими сходством в строении разрезов. Ведь кора под островными дугами молодая, а под Аджаро-Триалетской системой достаточно древняя для того, чтобы положение границы Мохоровичича и, следовательно, мощность коры могли бы значительно измениться. Вообще земную кору молодых тектонически активных областей (по мощности и строению) вряд ли можно сравнивать с земной корой сформировавшихся областей. История земной коры (история положения границы М) совершенно не адекватна истории геологического развития, реконструируемого по составу и мощностям осадочных и метаморфических толщ.

Нельзя также без достаточных доказательств говорить о совпадении границ между областями с океанической и континентальной корой и контуров спокойных магнитных зон, так как первые определяются по сейсмологическим данным, а вторые — по магнитометрическим. Неправомочно связывание мелководных условий прошлого с существованием в те же времена континентальной коры, так как данных о составе коры в прошлом не может быть получено; данные о структуре, мощности и т. д. коры, как сейсмологического тела, относятся только к современному состоянию коры. Оползневые деформации, наблюдавшиеся в осадочных толщах современных желобов, не обязательно указывают на их прогибание, а возможно лишь отражают крутизну склона, скорость поступле-

ния материала и сейсмический режим района.

В работе делается вывод, что «окраинные моря оказываются структурами в значительной степени независимыми в своем развитии от островов и глубоководных желобов» [1, с. 43]. В то же время подчеркивается, что они гетерогенны по своему строению. Отдельные участки морей отличаются по строению земной коры, по строению и составу осадочного слоя. Следует отметить, что глубоководные котловины окраинных морей, как правило, примыкают к островным дугам, и формирование осадочного выполнения их во многом определяется сносом с островной дуги вулканогенно-терригенного материала.

В работе приводится развернутая характеристика дуг I и II типов. При этом подчеркивается, как чрезвычайно существенное, поликлиническое ортогеосинклинальное развитие дуг I типа и господство вулканических построек для дуг II типа. Но это отличие является как геологическим, так и геоморфологическим, и здесь, возможно, дело не в самом существе вопроса об истории развития, а в глубине эрозионного среза, а также в степени погруженности или поднятости этих сооружений. Так, например, в Японии и на Камчатке развиты весьма древние толщи, а соединяющая их Курильская дуга состоит из действую-

щих вулканов и молодых вулканогенно-осадочных отложений. Представляется вполне возможным предположение, что Курильская дуга является только лишь погруженным участком Камчатско-Японской системы. Алеутская дуга лежит на продолжении Прибрежного хребта Аляскинского полуострова, что приводит к аналогичным мыслям. Близкая картина может быть и в случае с Идзу-Бонинской дугой, располагающейся на простирации складчатых сооружений северо-восточной Японии. Сделанные предположения, естественно, не являются единственными возможными. В частности, не исключается, что Курильская и Алеутская островные дуги не являются погруженными складчатыми сооружениями дуг I типа или континента, а лишь фиксируют глубинные разломы, соединяющие (Курильские острова) или продолжающие (Алеутские, Идзу-Бонинские, Марианские острова) эти сооружения. Не исключено также, что эти зоны могут иметь природу, существенно отличную от природы глубинных разломов.

Сделанные замечания показывают, насколько глубоко затронуты в новой книге В. В. Белоусова самые животрепещущие вопросы тектоники, и с несомненностью говорят о желательности дальнейшего продолжения дискуссии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

2. Косыгин Ю. А. Заметки о геотектонических гипотезах. Заметка вторая. Геодинамическая гипотеза Е. В. Артюшкова.— Тихоокеанская геология, 1982, № 3.

Поступила в редакцию
15 ноября 1982 г.

УДК 551.242.5.056 : 550.34

Н. К. Булин

К ВОПРОСУ О ГРАНИЦАХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

В соответствии с сейсмостатистическими данными по Тихому океану за 1896—1968 гг., области высокой сейсмичности во внутренних частях океана представляют собой широкие зоны (200—700 км), выходящие далеко за пределы гребневых участков срединных поднятий. Развивается тезис, что сейсмоактивные срединно-океанические пояса представляют собой зоны упругих жестких пород, сейсмический процесс в которых определяется прежде всего сводовым воздым-

В связи с широким проникновением в советскую геологическую науку идей тектоники плит или «новой глобальной тектоники» [13], в последнее время в СССР рассматриваемому

нием. Прогресс в выяснении природы границ литосферных плит будет определяться успехами в изучении генезиса сейсмической активности, что требует постановки работ по разбурыванию очагов зон слабых мелкофокусных землетрясений, в пределах континентальных сегментов Земли. Рассмотрены некоторые аспекты геологического и геофизического районирования ложа Тихого океана.

вопросу уделяется все большее внимание. Отдельные аспекты этой проблемы обсуждались на Всесоюзном совещании «Континентальный и океанский рифтогенез» (февраль 1982 г.,

Москва) — в выступлениях Н. К. Булина, Н. Я. Кунина, Л. П. Зоненшайна; на Всесоюзном совещании «Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы» (апрель 1982 г., Таллин) — в докладе Н. И. Николаева; и на других научных форумах. Обстоятельный анализ вопросов выделения литосферных плит приведен в статье Ю. А. Косягина [9]. Однако тема эта далеко не исчерпана. В предлагаемой статье идет речь в основном о правомерности отождествления границ литосферных плит, выделяемых по современной сейсмической активности, с дизъюнктивными границами.

Согласно концепции тектоники плит, определяющим критерием выделения и оконтуривания литосферных блоков является приуроченность эпицентров сильных землетрясений к узким зонам, которые рассматриваются как непрерывные сейсмические пояса. Б. Айзекс, Дж. Оливер, Л. Сайкс отмечают, что якобы «установлена непрерывность активных зон и показано, что кажущиеся неактивными участки сейсмически активных поясов в действительности приобретают активность в результате либо последующих землетрясений, либо пластической деформации» [13, с. 176]. Сейсмические пояса, оконтуривающие жесткие асейсмичные плиты, рассматриваются как зоны разрыва сплошности литосферы, поскольку «почти все землетрясения на срединно-океанических хребтах приурочены или к гребням хребтов, или к участкам зон разломов, расположенных между гребнями» [13, с. 141]. Эти основополагающие принципиальные положения вызывают серьезные возражения. Рассмотрим их применительно к «срединно-океаническим» сейсмоактивным поясам, которые в тектонике плит отождествляются с линейными центрами «растекания плит». Что касается сейсмофокальных поясов, соответствующих окраинно-океаническим зонам Заварыцкого — Беньофа, то структура последних пока выяснена слабо. В частности, до сих пор нет полной уверенности в том, что они представлены только одной наклонной зоной, характеризующейся моноклинальной структурой. По некоторым данным, кроме классической сейсмофокальной зоны, падающей в сторону континента, на нескольких участках отмечена фокальная зона встречного падения (в сторону океана), названная П. Н. Кропоткиным зоной Р. З. Тараканова.

Как показано Ю. А. Косягиным [9], обособление литосферных плит по цепочкам эпицентров землетрясений в большинстве случаев производится с большой «натяжкой» в связи с прерывистым характером этих цепочек. Им выделено три класса границ: сгущенные, пунктирные и рассеянные, причем «последний тип правильнее было бы отнести к нарушенным зонам (дизъюнктивным границам, настолько

расплывчатым, что их ширина может достигать многих сотен и даже тысяч километров» [9, с. 108]. По мнению автора, отождествление зон концентрации очагов землетрясений с дизъюнктивными границами вообще неправомерно. Рассмотрим последний вопрос подробнее, опираясь на сейсмотектонические данные по континентам.

Гипоцентры сильных коровых и мантийных землетрясений, в том числе в зоне Заварыцкого — Беньофа, повсеместно связаны с объемами прочных пород, отличающихся повышенными значениями скорости сейсмических волн и добротности среди (С. А. Болдырев, В. Н. Гайский, Н. Д. Жалковский, Р. З. Тараканов и другие). Что касается зон глубинных разломов, т. е. участков повышенной дезинтеграции горных пород, то, как показано, В. К. Кучаем [11], В. И. Кнауфом с коллегами [8] на примере Тянь-Шаня, с ними связаны лишь относительно слабые или средние землетрясения. По данным горно-инженерных исследований, области сильной коровой сейсмичности совпадают с участками аномально высокой тектонической напряженности, для которых характерно резкое преобладание сжимающих напряжений над растягивающими [4]. Аналогичная закономерность установлена для нескольких высокосейсмичных участков Алдано-Становой области по данным прецизионных инструментальных геодезических измерений [16]. Таким образом, в континентальных районах СССР генерация и разрядка сильных тектонических землетрясений причинно связаны с крупными объемами прочных горных пород, находящихся в обстановке интенсивного сжатия. Именно такие высоконапряженные объемы, а не узколокализованные зоны глубинных разломов, способны аккумулировать и длительное время сохранять накопленную в них потенциальную сейсмическую энергию.

В континентальной части СССР сейсмоактивность наблюдается в блоках, отличавшихся, по крайней мере с голоценового времени, преобладанием тенденций к относительному воздыманию [1]. Области такого типа, согласно классификации Л. И. Красного, являются «анастабильными блоками». В их число входят как орогенические пояса и области неоген-четвертичной активизации юга и востока СССР, так и водовые поднятия древних платформ. По представлениям Е. С. Штепелева [17], островные дуги и активные континентальные окраины, к которым приурочено 83% эпицентров сильных землетрясений, можно рассматривать как выступы геоида, т. е. блоки геоантклинального типа развития. Таким образом, преобладающая связь сильной сейсмичности с блоками геоантклинального типа характерна в Евразии для сейсмогенных элементов всех

рангов. Этот вывод, в известных пределах, по-видимому, справедлив и для океанических сегментов Земли, в которых наиболее сейсмоактивны срединно-оceanические хребты и другие поднятия, т. е. положительные формы рельефа oceanического dna.

Необходимо отметить, что кроме линейных сейсмических поясов в океанах известны сейсмоактивные зоны более сложной конфигурации, в том числе изометричные, во многом аналогичные наблюдаемым на континентах. Например, судя по карте сейсмичности [6], в Перуанской котловине существуют области концентрации землетрясений с магнитудами $M = 6,5 - 7,4$ и глубинами очагов 10—100 км, которые выделяются в виде автономных, более или менее изометричных сейсмоактивных зон с поперечными размерами до 500—700 км. Такая же картина сейсмичности наблюдается в районе поднятия Альбатрос и прилегающих к нему регионах. По-видимому, прав И. А. Резанов, утверждающий, что сейсмическая активность континентов и океанов «одинакова в пределах обоих типов структур» [14, с. 141].

Основываясь на этом предположении, можно допустить, что области концентрации сильных коровых землетрясений, установленные, в частности, на срединно-oceanических поднятиях, также представляют собой зоны упрочненных, жестких пород, а не узкие дизъюнктивные границы, по которым, в соответствии с гипотезой тектоники плит, происходят гигантские по амплитудам дифференциальные движения литосферных плит. Представление о связи сейсмических поясов исключительно с узкими линейными зонами дезинтеграции блоков литосферы (дизъюнктивными границами) противоречит известным данным о том, что области высокой сейсмичности в океанах имеют большую ширину, определяемую многими сотнями километров. Так, например, судя по карте сейсмичности [6], ширина Южно-Тихоокеанского сейсмоактивного пояса колеблется от 200 до 700 км. Представление об исключительной узости сейсмических поясов и их приуроченности в океанах якобы только к гребням срединных поднятий, или рифтовым долинам шириной 20—35 км, по-видимому, происходит от того, что основоположники тектоники плит использовали в своих построениях преимущественно мелкомасштабные схемы сейсмичности за ограниченные интервалы времени (5—7 лет). На самом деле сейсмически активными являются достаточно широкие области поднятий, в том числе далеко за пределами собственно рифтовых впадин.

Согласно исследованиям автора, срединно-oceanические поднятия представляют собой области преобладающего горизонтального скатия [1]. Что касается растягивающих напря-

жений, отмечаемых по динамическим характеристикам сейсмических волн от коровых землетрясений в непосредственной близости от рифтовых долин, то эти аномальные напряжения представляют собой реакцию высоконапряженных сейсмоактивных объемов литосферы на существование в ее верхних частях пород малой прочности — своеобразных «ослабленных полостей», являющихся естественными зонами разгрузки напряжений. С этих позиций растягивающие напряжения являются лишь следствием наличия грабенообразных впадин, выполненных неконсолидированными и малолитифицированными осадками, а не следствием «растекания плит».

Учитывая наблюдаемую на континентах преимущественную связь сильной коровой сейсмичности с блоками геантклинального типа, можно считать, что ответственным за сейсмический процесс в гребневых участках срединно-oceanических хребтов является их сводовое поднятие, а не гипотетические явления спрединга литосферных плит. С этих позиций роль и значение гребневых участков срединных поднятий в геотектоническом процессе предстают в несколько ином виде, чем это обычно считают как сторонники, так и противники концепции тектоники плит. Рассматриваемые структурные элементы (георифтогенали Г. Б. Удинцева) действительно уникальны по их геолого-геофизическим характеристикам, сопряженности с зонами глубинных разломов и по другим параметрам. Однако они являются все же лишь частными формами более крупного структурного элемента — сводово-глыбового среднего поднятия, на фоне которого они выглядят как узкие борозды или глубинные швы. Об этом говорит элементарное сопоставление их поперечных размеров: например, Срединно-Атлантический хребет занимает ~30% площади ложа океана, а его рифтовая долина — не более 1%. Немаловажно и то, что само возникновение и развитие рифтогенеза во многом (если не в главном) определяется их приуроченностью к гребневым участкам материнского структурного элемента — сводово-глыбового срединного поднятия. Единый морфоструктурный элемент (срединное поднятие) в достаточной степени искусственно делится на две части, которым «вменяется в обязанность» совершать гигантские относительные перемещения. Такой подход противоречит канонам континентальной геологии. В самом деле, разве правомерно, например, разделение достаточно древней Байкальской складчатой области на северную и южную части только на том основании, что в ее центральном районе обнаруживается фрагмент современной рифтовой системы — Баргузинская впадина?

Итак, представление о том, что сейсмические

пояса приурочены к зонам дизъюнктивных нарушений, является неправомерным. Вместе с тем, идея подразделения литосферы на узкие сейсмоактивные пояса и гораздо менее активные плиты в принципе конструктивна, она приносит и, по-видимому, еще принесет определенную пользу. Имеются, однако, нерешенные вопросы и определенные трудности в ее реализации. Рассмотрим, например, вопрос об асейсмичности океанических плит. Анализ материалов показывает, что абсолютно асейсмичных плит не существует. Редкая, но достаточно сильная сейсмичность (землетрясения с магнитудой в пределах 5,5—6,4) обнаружена, например, в центральной части Восточной котловины, в районе, расположенном в 800—1400 км южнее Алеутской островной дуги, и во многих центральных участках Тихого океана [6]. Что касается восточной части Тихого океана (восточнее 120° зап. долготы), то здесь «рассеянная» сейсмичность обнаруживается практически во всех крупных структурных элементах. В последние 5—10 лет, благодаря широкому применению высокочувствительных донных сейсмоприемников (Л. Н. Рыкунов и другие), слабая сейсмичность установлена во внутренних частях многих крупных океанических плит Атлантического, Индийского и Тихого океанов, которые ранее по данным мировой сети сейсмических станций считались асейсмичными.

Использование неоднородностей естественного сейсмического поля Земли для выделения и оконтуривания литосферных плит наиболее перспективно в сейсмоактивных регионах, где этот критерий позволяет дать достаточно точную картину блокового строения. В малосейсмичных областях («жесткие асейсмичные» плиты) информативность этого подхода невелика. В итоге при достигнутом уровне изученности сейсмичности Земли на основании критерия разной сейсмоактивности выделено весьма ограниченное число литосферных плит, большинство которых включают геологически разнородные участки земной поверхности и (или) океанического дна. Совершенно очевидно, что процедура выделения крупных литосферных плит не адекватна тектоническому районированию. Геологическая значимость выделенных плит остается не вполне ясной, поскольку, как справедливо отметил Ю. А. Косягин, «понятие литосферной плиты» не несет никакого определенного структурно-геологического или историко-геологического содержания» [9, с. 108].

Альтернативой тектонике литосферных плит, применительно к задаче геологического районирования ложа Тихого океана, являются методы анализа, реализованные, например, при составлении Геологической и Тектонической Карт масштаба 1:10 000 000 [5, 15]. На этих

картах достаточно отчетливо проступают особенности гетерогенного строения литосфера Тихоокеанского сегмента Земли, почти не наблюдаемые на классических схемах тектоники плит [13]. Следующим шагом на пути более детального тектонического районирования дна Тихого океана должно явиться широкое использование структуры океанских формаций [7], синтеза структурно-морфологического принципа с вещественной характеристикой пород [12, с. 18], а также данных геофизических исследований. Большое значение могут иметь данные о скоростных характеристиках верхней литосферы, определяемые по наблюдениям МПВ и ГСЗ. Так, анализ значений средней скорости распространения продольных сейсмических волн \bar{V}_p , величины отношения \bar{V}_p/V_s перспективен для определения вещественного состава и геологического возраста пород эфузивно-осадочной оболочки океанов [3]. Геофизические данные весьма информативны и при мелкомасштабном тектоническом районировании, о чем свидетельствует опыт работ Н. Я. Кунина и Г. И. Семеновой [10]. Несмотря на спорный характер исходной информации о мощности и скоростных характеристиках сейсмических слоев, упомянутым авторам удалось выявить совершенно новый структурный элемент — так называемую Центрально-Тихоокеанскую флексуру, которая делит ложе Тихого океана на две почти равновеликие части. Этим восполняется пробел в отношении Тихого океана, структура которого на существовавших до сего времени схемах была как бы «лишена» элементов центрально-осевой симметрии, достаточно отчетливо проявленных во всех остальных океанах.

Возвращаясь к основной теме статьи, необходимо отметить, что районирование литосферы по параметрам ее сейсмической активности остается дискуссионной проблемой, что определяется прежде всего нерешенностью вопроса о генезисе тектонических землетрясений. Это вызывает необходимость организации работ, направленных на непосредственное проникновение в очаг землетрясения с помощью глубинного бурения. Поскольку очаги сильных землетрясений ($M \geq 7$) находятся, как правило, на больших глубинах (7—30 км), пока недоступных для стандартного оборудования при бурении с полным отбором керна, то первоочередной задачей является разбуривание очагов слабых мелкофокусных землетрясений ($M \leq 3$, глубина ≤ 3 км), которые установлены во многих районах мира, в том числе на щитах древних платформ. Таким образом, для верификации постулата тектоники плит о дизъюнктивном характере границ литосферных плит необходимо прежде всего глубинное континентальное бурение.

ЛИТЕРАТУРА

1. Булин Н. К. Некоторые аспекты критики «новой глобальной тектоники». — Геол. журнал, 1980, т. 40, № 1.
2. Булин Н. К. О связи высокосейсмичных зон с некоторыми элементами строения литосферы. — Тез. докл. Всес. совещания «Проблемы неотектоники и современной динамики литосферы». Т. 1, Таллин, 1982.
3. Булин Н. К. Слои пониженной скорости сейсмических волн в литосфере океанов. — Обзор ВИЭМС. Морская геология и геофизика, М., 1982.
4. Булин Н. К. Современное напряженное состояние земной коры. — Геол. и геофиз., 1973, № 12.
5. Геологическая карта Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. М-б 1 : 10 000 000/Гл. редактор Л. И. Красный, 1970.
6. Карта сейсмичности Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана (1896—1968 гг.). М-б 1 : 10 000 000/Гл. редакторы Л. И. Красный и В. В. Федынский, 1973.
7. Кириллова Г. Л. Структура океанских формаций как основа тектонического районирования. — Тез. докл. 4 Всесоюз. школы морской геологии. Т. 3, М., 1980.
8. Кнауф В. И., Кузнецов М. П. и др. Домезозойские структуры и сейсмичность Киргизии. Фрунзе: ИЛМИ, 1981.
9. Косыгин Ю. А. Заметки о геотектонических типотезах. Заметка третья. О концепции тектоники литосферных плит. — Тихоок. геол., 1982, № 4.
10. Кунин Н. Я., Семенова Г. И. Районирование земной коры ложа Тихого океана. — ДАН СССР, 1982, т. 265, № 3.
11. Кучай В. К. Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981.
12. Научный семинар в Хабаровске. — Тихоок. геол., 1982, № 4.
13. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.
14. Резанов И. А. Происхождение океанов. М.: Наука, 1979.
15. Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли. М-б 1 : 10 000 000/Редакторы Ю. М. Пущаровский, Г. Б. Удинцев, 1970.
16. Фотиади Э. Э., Есиков Н. П. и др. Тектонофизическое районирование зоны сочленения Алданского щита и Станового нагорья по данным геодезических измерений. — Геол. и геофиз., 1982, № 3.
17. Штенгелев Е. С. Связь проявлений современной геотектонической активности с формой Земли. — ДАН СССР, 1982, т. 263, № 2.

*Поступила в редакцию
18 октября 1982 г.*

УДК 551.21.26

Г. М. Власов

О СТРУКТУРНОМ ПОЛОЖЕНИИ ЗОН АНДЕЗИТОВОГО ВУЛКАНИЗМА

Подчеркивается научное и практическое значение исследований зон андезитового вулканизма, структурное положение которых понимается исследователями

Особый интерес, проявляемый советскими и зарубежными исследователями к андезитовому вулканализму, определяется многими обстоятельствами. Остается еще в значительной степени неясным происхождение андезитов. Зоны андезитового вулканализма распространены в большинстве складчатых областей мира и образуют вокруг Тихого океана грандиозное «андезитовое кольцо». Они свойственны островным дугам, которые вместе с прилегающими к ним окраинными морями могут представлять современные геосинклинальные системы. С андезитовыми ассоциациями связаны многие рудные месторождения. С другой стороны, извержения «взрывчатых» андезитовых вулканов грозят бедствиями населению вулканических районов.

Кроме широко распространенных взглядов на андезитовые дуги как на зоны, закономерно развивающиеся в геосинклинальных системах и занимающие там определенное место, суще-

различно. Показана ошибочность некоторых представлений В. Ф. Белого, в частности, о существовании автономных андезитовых геосинклиналей.

ствуют и другие мнения, например, В. В. Белоусова [2, 3] о наложении дуг, подобных Курильской, Алеутской и другим, на складчатые структуры, об отсутствии в их развитии геосинклинальной предыстории. Цепи вулканических островов с преимущественным андезитовым вулканализмом рассматриваются В. В. Белоусовым как чисто орогенные образования и отнесены им к дугам второго типа, связанным с вулканализмом вдоль глубинных разломов. Выделяемые В. В. Белоусовым иные дуги первого типа (Японские острова, Камчатка и др.) проходят полициклическое ортогеосинклинальное развитие и превращаются в складчатые области сложного строения.

Оригинальные представления о зонах андезитового вулканализма высказал В. Ф. Белый в многочисленных ранее опубликованных статьях [4—8] и в докладе на сессии геодинамической комиссии Академии наук СССР (проходившей

в 1982 г. в г. Хабаровске), посвященной переходным зонам между континентами и океанами.

По заключению В. Ф. Белого, кроме андезитовых зон, проявляющихся в определенные стадии развития «нормального» геосинклинального процесса, существуют самостоятельные андезитовые геосинклинали, не связанные в своем развитии с эвгеосинклинальными системами. Подобные геосинклинали и краевые вулканические пояса объединяются им в автономный класс андезитовых зон [7]. Как представляет В. Ф. Белый, андезитовые геосинклинали — это узкие протяженные структуры, в основании которых лежат морские вулканиты, выше сменяющиеся островодужными и субаэральными. Характерные особенности вулканитов — отсутствие толеитовых базальтов, преобладание андезитов, часто высокоглиноземистых и субщелочных. От ортогеосинклинальных образований породы андезитовых геосинклиналей отличаются также отсутствием яшм, радиоляритов. Характерны зеленокаменные изменения, развитие формации, сходной с зелеными туфами Японских островов. За излияниями андезитов в таких геосинклиналях обычно следует эпигеосинклинальный орогенез с развитием гранитоидного магматизма и накоплением моласс.

Андезитовые геосинклинали располагаются между эв- и миогеосинклиналями. Время их заложения в Тихоокеанском поясе преимущественно палеозой, ранний или поздний мезозой, часть их в настоящее время находится еще в состоянии развития. Эволюция геосинклиналей сопровождается утолщением коры и появлением гранитного слоя, частично за счет кристаллизации магмы периферических очагов. К подобного рода образованиям В. Ф. Белый относит геосинклинали: Островную и Береговую вблизи тихоокеанского берега Канады, Тайгоносскую на северном побережье Охотского моря, Арауканскую на западе Южной Америки. Соответственно с некоторыми их различиями выделяютсяバンкуверский, тайгоносский и арауканский типы андезитовых геосинклиналей.

Казалось бы, все перечисляемые В. Ф. Белым особенности андезитовых геосинклиналей свойственны внутренним (андезитовым) вулканическим дугам, окаймляющим Тихий океан, входящим в качестве характерной структурно-формационной зоны в позднемезозойско-кайнозойские геосинклинальные системы и располагающимся между эвгеосинклинальными (внешними) и миогеосинклинальными (тыловыми) прогибами [12]. Однако В. Ф. Белый настаивает на «автономном» развитии андезитовых геосинклиналей, на ином их составе и структурном положении по сравнению с «обычными» вулканическими дугами. Главный аргумент, используемый В. Ф. Белым, это отсутствие в основании разреза выделяемых им геосинклиналей

эвгеосинклинальных образований с толеитовыми базальтами, яшмами и другими членами офиолитовой ассоциации. Это, по его мнению, указывает на отсутствие преемственности, какой-либо связи между андезитовыми геосинклиналями и эвгеосинклиналями.

Если обратиться к разрезам андезитовых зон Тихоокеанского пояса, то, действительно, в их основании обычно отсутствуют типичные для инициального магматизма эвгеосинклинальные толщи. Это и создает впечатление о независимости андезитовых зон от эвгеосинклинальных. Но впечатление это ложное. В данном случае надо учитывать стиль развития окраиноматериковых геосинклинальных систем. Эвгеосинклинальные прогибы, приуроченные к непосредственным выходам зон Заварицкого — Беньофа, развиваются раньше андезитовых зон и образуют фронтальные части геосинклинальных систем, выдвинутые в сторону океана. В дальнейшем происходит последовательное формирование тыловых зон. Зоны андезитового вулканизма (внутренние вулканические дуги) отступают от ранних эвгеосинклинальных прогибов в сторону континента, располагаясь в некотором удалении от них. Иначе и быть не может, так как андезитовые дуги, в отличие от эвгеосинклинальных прогибов, формируются не у выхода зон Заварицкого — Беньофа, а там, где эти зоны уже углубились на 120—150 км от поверхности.

Применительно к молодым позднемеловым-кайнозойским геосинклинальным системам Тихоокеанского пояса это выразилось появлением в раннем миоцене (местами в позднем олигоцена) второй, внутренней вулканической дуги, образовавшей, вместе с более ранней, позднемеловой зоной инициального магматизма, парные дуги: Малую и Большую Курильские, Восточнокамчатскую и Центральнокамчатскую, Симанто и Внутреннюю зону Северо-Восточной Японии и т. д. в пределах всего Тихоокеанского пояса [11]. Всеобщность подобного отступания андезитовых вулканических зон подтверждается авторами книги «Геологическое развитие Японских островов» [21]: «Закономерная миграция океанических поясов с континента в сторону Тихого океана сменилась обратным процессом — зарождением неогенового вулканотектонического пояса во внутренней, континентальной, а не во внешней, океанической зонах. Такая обратная миграция проявилась во всех третичных тектонических провинциях, окаймляющих Тихий океан» (с. 405). Примечательно, что начало опускания и накопления андезитов во внутренней зоне совпало с поднятием и окончанием накопления вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород во внешней зоне. Завершает оформление структур молодой геосинклинальной системы формирование тыловых седиментационных бассейнов (Западно-Камчат-

ский, неогеновые бассейны на севере о. Хонсю и др.), местами пространственно сопряженных со структурными элементами краевых вулканических поясов.

О том, что указанные особенности свойственны развитию не только молодых, но и более древних геосинклиналей, показывают многочисленные примеры. В Южном Приморье устанавливается существование в палеозое структурно-формационных зон Сихотэ-Алинской геосинклиналии в такой последовательности (от океана): 1) Вандаанская эвгеосинклинальная зона со спилито-диабазовой и флишевой формациями; 2) Дунайско-Сучанское поднятие, соответствующее внутренней андезитовой дуге; 3) Даубихинско-Цемухинская миогеосинклинальная зона; 4) Ханкайский вулканический пояс с значительным развитием кислых вулканитов. Возраст пород эвгеосинклинальной зоны — девон, миогеосинклинальной — девон — поздний палеозой, вулканического пояса — поздний палеозой — ранний триас [20]. Не менее отчетливо смещение положения и бмование возраста отложений тыловых зон геосинклиналей по отношению к эвгеосинклинальным образованиям фронтальных прогибов выражено в палеозойской геосинклиналии Японии [15].

Поступательно-возвратное перемещение текtonических процессов вообще характерно для развития геосинклиналей, что отмечалось еще Г. Штилле [22].

При этих условиях естественно, что в основании разрезов андезитовых зон отсутствуют продукты инициального магматизма с сопутствующими им кремнистыми и прочими осадочными и вулканогенно-осадочными породами: зона с этими продуктами локализуется в фронтальных, приокеанических частях геосинклинальных систем. Это, в первую очередь, и обусловило заключение В. Ф. Белого об автономности андезитовых зон, их независимости от эвгеосинклинального развития. Той же причиной объясняется и замечание В. В. Белоусова об отсутствии в андезитовых вулканических дугах проявлений геосинклинальной предыстории.

К выделению самостоятельного класса андезитовых геосинклиналей В. Ф. Белого в какой-то мере побудило описание Ж. Обуэном [24] на примере Анд «лиминарных» подвижных систем, которые по простирианию могут сменяться геосинклиналями (как это имеет место в Андах). Особенностями таких систем, отличающими их от альпийских геосинклиналей, являются: мощный андезитовый вулканизм и гранитоидный плутонизм, развитие красноцветных молассовых отложений, отсутствие флиша, олиолитов, линейной складчатости, надвигов. По этим признакам андские «лиминары» соответствовали представлениям В. Ф. Белого о намеченном им новом классе подвижных областей и были выделены им в качестве арауканского типа анде-

зитовых геосинклиналей. По заключению В. Ф. Белого [7], проблема лиминаров, поставленная Ж. Обуэном, «требует пересмотра некоторых традиционных положений в учении о геосинклиналях» (с. 112).

Однако исследования в Андах А. А. Богданова [9], Ю. М. Пущаровского, И. В. Архипова [22], М. Г. Ломизе [18, 19] и других позволили проще объяснить особенности геологии Анд, без пересмотра геосинклинальной теории и без выделения особых типов подвижных областей, не укладывающихся в обычные представления о геосинклиналях. Открытие в южной части Чили выходов подушечных спилитовых лав, кремнистых пород, гипербазитов указывает на наличие в прибрежных районах Чилийско-Аргентинских Анд эвгеосинклинальных образований. По мнению Ю. М. Пущаровского и И. В. Архипова, приокеанические части геосинклиналии могли быть уничтожены при расколах, опусканиях блоков материковой окраины и вовлечении отколотых частей в глубинный преобразующий процесс. Правда, по имеющимся данным, обнаруженные породы эвгеосинклинального облика имеют палеозойский возраст, но точное установление возраста вулканических и кремнисто-вулканогенных образований эвгеосинклиналей сопряжено с большими трудностями и частыми ошибками. При отчетливом проявлении у тихоокеанского берега Американского континента условий сжатия, обусловивших образование там узких протяженных структурно-формационных зон, палеозойская и мезокайнозойская эвгеосинклиналии могли быть в Андах пространственно сближенными и совместно «употленными» в океане при опусканиях. В таком случае отделить их одну от другой, имея лишь плохо сохранившиеся фрагменты, затруднительно.

Вторым обстоятельством, позволяющим предполагать былое проявление в Андах полного комплекса структурно-формационных зон, присущих «нормальным» геосинклинальным системам, является установление А. А. Богдановым существования в Андах краевого вулканического пояса, приуроченного к границе эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной зон. Последняя протягивается вдоль восточного края Анд и представляет, по существу, тыловой прогиб.

Таким образом, в Чилийско-Аргентинских Андах, по-видимому, представлены все зоны, характерные для нормальных геосинклиналей, именно (от Тихого океана): эвгеосинклинальная (возможно, редуцированная, вследствие большой мощности и сиалического характера земной коры основания, или погруженная сейчас в океан), андезитовая островодужная, краевой вулканический пояс и тыловой прогиб. Подтверждением этого является четкое проявление у берега Тихого океана в более южных

(Патагонские Анды) и более северных (Венесуэльские Анды) районах Анд мезозойских эвгеосинклинальных образований, представленных мощным флишем, базальтовыми продуктами подводной вулканической деятельности и кремнистыми сланцами. Уже в Перу, по данным Е. Д. Коббинга, Н. Пичлера и У. Зиля [16], проявляются на поверхности мезозойские эвгеосинклинальные толщи с подушечными базальтовыми лавами и кремнистыми сланцами, местами смятые в пережатые складки и даже с изоклинальными складками. Отсюда и заключение Ж. Обузена о переходе «лимина» Чилийских Анд в южном и северном направлениях (по простиранию Анд) в нормальные ортогеосинклинальные структуры.

Поражает синхронность геологических процессов по обе стороны Тихого океана. В Восточной Азии Тайгоносская геосинклиналь заложилась в триасе (местами, возможно, в поздней перми). Андийская геосинклинальная система максимальное развитие имела в юре, и имеются данные об унаследованном ее развитии местами, в прогибах, заложенных в средне-позднетриасовое время. Главный период развития краевых вулкано-плутонических поясов в Восточной Азии — поздний мел — палеоген. Арауканский пояс в Андах также развивался преимущественно в позднем мелу — палеогене. Имеются сведения о проявлении вулканических процессов в Арауканском поясе начиная с киммериджа, но, они, вероятно, относятся к вулканическим породам внутренней андезитовой (островной) дуги, не всегда отделимым от образований краевого пояса. В связи с явной одновозрастностью молодых структур в Андах и Восточной Азии вызывает сомнение вывод В. Ф. Белого [7], что «в палеозое и мезозое андезитовые геосинклинали развивались, в основном, в восточной части Тихоокеанского сегмента, а в кайнозое — преимущественно в западной» (с. 115).

Определенную роль в обособлении В. Ф. Белым вулканизма андезитовых геосинклиналей и краевых вулканических поясов от эвгеосинклинального вулканизма сыграло его мнение о происхождении пород андезито-базальтового ряда в этих структурах за счет исходной не толеитовой (как в эвгеосинклиналях), а высокоглиноземистой базальтовой магмы. Однако большинство данных, в частности полученных при детальном изучении извержения вулкана Толбачик на Камчатке, говорит против этого. Повышенное содержание глинозема в лавах, по этим данным, отражает орогенные условия вулканизма, благоприятствующие контаминации глубинной магмы коровым материалом. Поэтому высоким содержанием глинозема отличаются раннеорогенные вулканиты андезитовых островных дуг и позднеорогенные магматические образования краевых вулканических пояс-

сов. Несмотря на эту общую особенность магматических продуктов андезитовых островных дуг и краевых вулканических поясов, объединять их, как это делает В. Ф. Белый, в общий класс автономных зон андезитового вулканизма вряд ли правильно. Краевые вулканические пояса, образующиеся в позднеорогенный этап в более тыловых зонах геосинклинальных систем, чем островные андезитовые дуги, отличаются от последних строением земной коры, большим содержанием (до 70%) кислых дифференциатов (липариты, липаритовые и дациевые игнимбриты), субщелочных лав (трахиандезиты, трахиадциты, трахизабазальты, часто с калиевой щелочностью), специфическими контрастными базальт-липаритовыми ассоциациями, гранитными и гранит-порфировыми интрузиями. Различны в дугах и поясах также и руды.

Нельзя согласиться с утверждением В. Ф. Белого [7] об уникальности зон андезитового вулканизма — андезитовых геосинклиналей и краевых вулканических поясов, с его высказываниями о преимущественной приуроченности их к Тихоокеанскому сектору (что В. Ф. Белый рассматривает как проявление диссимметрии Земли), а также с тем, что «домеловых краевых вулканических поясов в Тихоокеанском секторе неизвестно» (с. 115), а андезитовые островные дуги являются специфическими образованиями, свойственными лишь новейшей истории Земли. Фактически, андезитовый вулканизм широко проявляется и в средиземноморских геосинклиналях, регенерированных на мощной сиалической коре, где он нередко заменил инициальный базальтовый магматизм. Краевые вулканические пояса все чаще и повсеместно описываются у границ подвижных и относительно стабилизованных областей, а также между образованиями различных тектономагматических циклов. Примером домелового краевого вулканического пояса в Тихоокеанском секторе является пермско-триасовый пояс, протягивающийся в Приморье у границы герцинских структур с Ханкайским срединным массивом и хорошо представленный в естественных обнажениях на западном берегу Амурского залива. Разновозрастные андезитовые островные палеодуги выделяются различными исследователями в большинстве складчатых областей Евразии и других континентов (Урал, Алтай, Карпаты и другие районы Средиземноморья и т. д.).

Выделяя андезитовые геосинклинали, В. Ф. Белый ссылается на пример классификации геосинклиналей М. В. Муратовым по составу развитых в них пород. Но, во-первых, классификация М. В. Муратова относится, по существу, к частным прогибам геосинклинальных систем, а не к системам в целом (для этой цели она мало пригодна). В. Ф. Белый же выделяет

по составу пород целый класс структур, одного порядка с геосинклиналями, подразделяющийся на типы. Во-вторых, классификация М. В. Муратова основана на одном признаке — составе геосинклинальных пород, в то время как В. Ф. Белый, выделяя андезитовые геосинклинали, вносит диссонанс в классификации геосинклиналей (более распространенные), сделанные по другим признакам. Это неизбежно приводит к противоречиям и ошибочным противопоставлениям. Например, в одной из наиболее «свежих» статей В. Ф. Белого [7] Курило-Камчатская дуга разделена на два отрезка. Курильские острова отнесены к зонам андезитового вулканизма автономного класса, Центрально-Камчатская вулканическая зона — к зонам андезитового вулканизма дериватного класса (т. е. к нормальным геосинклинальным образованиям). Между тем обе эти зоны составляют структурное целое (внутреннюю вулканическую дугу) и характеризуются одинаковыми геологическими разрезами, сходными петрографическим и петрохимическим составом пород, однотипной металлогенией и т. д. [13]. Уместно вспомнить, что В. В. Белоусов также обособляет участки единой зоны, относя Камчатку к дугам I типа, а Курильские острова — к дугам II типа [2]. В данном случае как В. В. Белоусов, так и В. Ф. Белый не учитывают широко распространенное явление — последовательное развитие геосинклинальных систем не только вкрест их простирания, но и по простиранию: вдоль глубинного разлома первоначально формируется «вулканический скелет» системы, который последовательно от континента в сторону океана «обрастает» плотью — осадочными породами. Поэтому формирование миогеосинклинальных отложений окраинных морей несколько застывает по отношению к вулканическим зонам [10, 12]. В Курило-Камчатской дуге подобное развитие геосинклинальной системы по простиранию устанавливается по омоложению возраста угленосных толщ, выполняющих краевой прогиб: на побережье Пенжинской губы они позднемеловые, в Тигильском районе — палеогеновые, в Крутогоровском — миоценовые, в Большерецком — плиоценовые. На дальнейшем простирании зоны краевых прогибов находится современная Северо-Охотская глубоководная впадина, опускание которой еще не компенсировано осадконакоплением. Сходная картина выявляется при рассмотрении взаимоотношений Алеутской островной дуги с Аляскинским полуостровом. Таким образом, дуги первого и второго типа являются разностадийными образованиями развивающейся по простиранию геосинклинальной системы.

Второе обстоятельство, обусловившее мнение В. В. Белоусова об отсутствии у дуг II типа, например у Курильской дуги, геосинклинальной предыстории, уже отмечалось выше.

Это — изолированное от общей системы рассмотрение дуги, недоучет того, что второй элемент этой системы, преимущественно позднемеловой, Малая Курильская (внешняя) дуга представляет эвгеосинклинальную зону с инициальным магматизмом. Внешняя дуга имеется и в системе Алеутских островов. На востоке ее звенями являются п-ов Кенай, острова Кадьяк, Семиди, Шумагина и другие, в сложении которых участвуют позднемеловые относительно глубоководные граувакко-флишевые отложения, подушечные базальтовые лавы, ультрабазиты. Недавно проявления внешней дуги были обнаружены драгированием и в западной части Командорско-Алеутской островной цепи, на океаническом склоне о. Беринга [14]. Здесь, с глубины около 2000 м, подняты из коренных обнажений обломки зеленокаменно измененных базальтов и их туфов, диабазов, габбро и других пород, характерных для эвгеосинклинальных зон. Возраст пород, определенный К-Аг методом, соответствует позднему мелу (75—96 млн. лет). Внешние дуги представлены отложениями фронтальных эвгеосинклинальных прогибов (глубоководных желобов), претерпевших инверсию, в чем можно убедиться на примере перехода по простиранию желоба Пуэрто-Рико с отложениями, не претерпевшими инверсию в складчатую зону эвгеосинклинального характера [17]. Во внешних дугах, особенно энсиматических, наблюдаются все особенности эвгеосинклинальных зон: присутствие основных лав, кремнистых пород, базитовых и ультрабазитовых интрузий, складчатость, зеленокаменные изменения вулканитов и т. д. Это самый ранний элемент геосинклинальных систем. Появление же внутренних островных дуг знаменует переход систем от собственно геосинклинального этапа к орогенному.

В молодых складчатых областях, подобных Камчатке, Японским островам и другим, происходило полициклическое развитие геосинклиналей с последовательным отступанием зон Заваричского — Беньофа и соответственно геосинклинальных систем в сторону океана [1, 15]. Современные океанические желоба действительно представляют сравнительно недавние образования, как отмечает В. В. Белоусов. Но формирование той же Камчатки связано преимущественно не с молодыми, а с более ранними палеозонами и палеожелобами. Чтобы правильно интерпретировать возрастные соотношения различных элементов геосинклинальных систем (складчатых областей), необходимо их «анатомировать», выделив образования различных циклов. Этого В. В. Белоусов не сделал, что и было третьей причиной его ошибочного выделения дуг I и II типа и скептического отношения к возможности рассматривать островные дуги с сопряженными элементами как современные геосинклинальные системы.

Подытоживая сказанное, можно заключить, что следующие высказанные В. Ф. Белым положения нуждаются в проверке, так как известные факты в той или иной степени им противоречат: 1) выделение «автономных» андезитовых геосинклиналей, независимых по развитию и отличных по составу пород от «нормальных» геосинклиналей (ортогеосинклиналей); 2) объединение островодужных андезитовых геосинклиналей и краевых вулканических поясов в один («автономный») класс структур с андезитовым вулканализмом; 3) принятие высокоглиноzemистой базальтовой магмы как исходной в структурах автономного класса; 4) преимущественное развитие структур автономного класса в Тихоокеанском сегменте Земли; 5) формирование краевых вулканических поясов в Тихоокеанском сегменте лишь с конца раннего мела; 6) разновременность развития зон андезитового вулканализма в восточной и западной частях Тихоокеанского сегмента; 7) развитие приматериковых вулканических дуг преимущественно в недавнее геологическое и в настоящее время; 8) отсутствие современных проявлений стадийности развития островных дуг, объяснение их разнообразия полигенетичностью.

Кажется, что методическими ошибками при исследованиях В. Ф. Белого были: рассмотрение отдельных геосинклинальных структурно-формационных зон без достаточного учета их принадлежности к многозональным геосинклинальным системам и неиспользование некоторых особенностей развития геосинклинальных систем (поступательно-возвратное перемещение разноэтапных зон, последовательное «созревание» геосинклинальных систем — складчатых областей по простианию).

В истории развития геосинклиналей появление андезитовых островных дуг — закономерное и многозначительное явление, отмечающее переход от собственно геосинклинального к орогенному этапу. Островные поднятия сопровождаются накоплением вокруг островных дуг граувакковых толщ и развитием обширно-

го, распространяющегося далеко в океан шлейфа туфового флиша. Это наряду с другими особенностями островодужных образований обуславливает исключительное маркирующее значение островодужных зон при палеотектонических реконструкциях, выявлении образований разновозрастных геосинклинальных систем, расчленении их на палеозоны.

Цепи андезитовых вулканов протягиваются субпараллельно выходам сверхглубинных зон Заварицкого — Беньофа там, где вертикальное расстояние от поверхности до зон составляет определенную величину (120—150 км). Это показывает непосредственную связь андезитов со сверхглубинными разломами. Как отмечает Гилл [25], средний состав андезитов соответствует составу континентальной коры, что указывает на большую роль их в развитии земной коры. При отсутствии андезитов, как, например, на Луне, кора имеет иной состав и, очевидно, другое происхождение.

Нет нужды говорить о ценности рудных и прочих ископаемых, сопряженных с андезитовыми островодужными комплексами. Выявление островных палеодуг с последовательно-дифференцированной «формацией» вулканитов и колчеданно-полиметаллической минерализацией намного увеличило рудные ресурсы Урала, где раньше основное внимание при поисках руд уделялось районам с развитием контрастно-дифференцированных вулканогенных «формаций». Вместе с этим происхождение андезитов пока является проблемой, допускающей многочисленные решения.

Все это обуславливает интерес к островодужным комплексам и необходимость уделять изучению андезитового вулканализма самое серьезное внимание. В этом отношении исследования В. Ф. Белого, несмотря на ряд ошибочных выводов, являются своевременными и ценными. Они способствуют концентрации внимания геологов на решении многих спорных вопросов, связанных с андезитовым вулканализмом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аедейко Г. П., Ванде-Кирков Ю. В. и др. Вулканогенно-кремнистые формации Камчатки. Новосибирск: Наука, 1974.
2. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. М.: Недра, 1982.
3. Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. — Сов. геол., 1960, № 10.
4. Белый В. Ф. К проблеме соотношения Восточно-Азиатской системы вулканогенных поясов и приматериковых вулканических дуг Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 2.
5. Белый В. Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана. — Геотектоника, 1974, № 4.
6. Белый В. Ф. «Андезитовые геосинклинали» — новый тип структур Тихоокеанского сегмента Земли. — В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения Тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток, 1976.
7. Белый В. Ф. Зоны андезитового вулканализма Тихоокеанского сегмента Земли. — Сов. геол., 1981, № 7.
8. Белый В. Ф. Вулканализм и структурообразование вдоль позднемезозойской континентальной окраины Северо-Востока Азии. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 6.
9. Богданов А. А. О геологии Перуанских Анд. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, т. 45, вып. 2.

10. *Власов Г. М.* История кайнозойского вулканизма Тихоокеанских окраин СССР.—Тр. 20-й сессии Международного геол. конгресса. Мехико, 1957.
11. *Власов Г. М.* Островные дуги как геосинклинальные системы.—В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Магадан, 1972.
12. *Власов Г. М., Борисов О. Г. и др.* Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации. М.: Наука, 1978.
13. *Власов Г. М., Борисов О. Г. и др.* Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях. М.: Наука, 1978.
14. *Высоцкий С. В.* Геологические комплексы зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островодужной систем.—В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979.
15. *Кимура Т.* Древняя континентальная окраина Японии.—В кн.: Геология континентальных окраин. Т. 3. М.: Мир, 1979.
16. *Красный Л. И.* Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана. Т. 2. Л.: Недра, 1978.
17. *Леонов О. К.* Об эволюции глубоководных желобов.—В кн.: Жизнь Земли, 1982, № 17.
18. *Ломизе М. Г.* Арауканский вулканический пояс (Анды).—ДАН СССР, 1973, т. 213, № 5.
19. *Ломизе М. Г.* Тектоническое развитие и вулканизм Чилийско-Аргентинских Анд.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 3.
20. *Мельников Н. Г.* История геологического развития Юго-Восточного Приморья в среднем палеозое — раннем мезозое. Автореф. канд. дис. Владивосток, 1973.
21. *Минаго М., Горай М., Фунахаси М.* Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
22. *Пущаровский Ю. М., Архипов И. В.* Тектонические аспекты Чилийских Анд.—Геотектоника, 1972, № 1.
23. *Штилле Г.* Зональное перемещение складчатости.—В кн.: Избранные труды. М.: Мир, 1964.
24. *Auboin J.* Chaines liminaires (Andines) et chaines geosynclinales (Alpines).—Internat. Geol. congr., 24 sess., sect. 3. Montreal, 1972.
25. *Gill J. B.* Orogenic andesites and plate tectonics. Springer — Verlag. Berlin — Heidelberg — New York, 1981.

ИТИГ ДВНЦ АН СССР
Хабаровск

Поступила в редакцию
10 декабря 1982 г.

УДК 550.93 : 552.3(571.6)

P. B. Умитбаев

К ПРОБЛЕМЕ ВОЗРАСТА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА *

Анализ геологических и палеофлористических данных не позволяет согласиться с мнением В. Ф. Белого о формировании Охотско-Чукотского пояса в сравнительно короткий интервал времени (апт — альб). К такому выводу он пришел в значительной мере по той причине, что исключил из вулканогенного пояса нео-

В последние годы появилось много работ, в которых на основании новых сборов органических остатков и их детального изучения обсуждаются вопросы возраста как Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в целом, так и отдельных его частей. Все их можно разделить на две группы. К первой из них относятся статьи [5, 9, 10, 13, 14, 16—18, 20, 24], в которых авторы развивают и в значительной мере детализируют представления Е. К. Устиева [22, 23] и его последователей, в первую очередь И. М. Сперанская [19], о длительной истории развития вулканогена, охватывающей по сути дела весь мел, а также, возможно, самый конец юры и палеоген. Вторая группа работ принадлежит В. Ф. Белому [1—4], который, нигде не

комовые и позднемеловые — палеогеновые поля наземных вулканитов, которые, вслед за Е. К. Устиевым, практически все исследователи включают в его состав. Это заключение проиллюстрировано конкретными примерами.

упоминая об этом, по сути дела ревизует представления Е. К. Устиева. Правда, в «Заключении» к своей монографии В. Ф. Белый пишет: «Разработанная схема формационного деления магматических образований Охотско-Чукотского вулканогенного пояса отличается от известных схем Е. К. Устиева и И. М. Сперанской не только значительно большей детальностью, но и тем, что она вскрывает не известные ранее резкие латеральные изменения общего состава изверженных пород, петрохимических свойств их отдельных групп и эволюции магматической деятельности» [2, с. 202]. Все это конечно так, однако В. Ф. Белому следовало четко сказать, что в вещественном выражении объем Охотско-Чукотского пояса он понимает существенно по-иному, нежели Е. К. Устиев и его последователи.

В самых общих чертах суть противоречий по кардинальнейшему вопросу — об объеме вулканогена — сводится к следующему. Основопо-

* Отклик на статью В. Ф. Белого «К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса», Тихоокеанская геология, 1982, № 3, а также и на другие его работы, в которых поднималась данная проблема [1—3].

ложники учения о краевых (окраинных) вулканогенных поясах — Н. С. Шатский, А. А. Богданов, Е. К. Устиеев, В. Е. Хайн, М. В. Муратов и другие — объединяли в Охотско-Чукотский пояс (их тектонотип) почти непрерывную полосу субаэральных вулканитов, протянувшуюся от Удской губы до Чукотского полуострова, т. е. примерно на 3000 км. При этом всеми подчеркивалось и подчеркивается, что «от нижележащих образований он (вулканогенный пояс.—Р. У.) отделяется резко выраженным угловым несогласием» [26, с. 71].

На первый взгляд может показаться, что так же проводит нижнюю границу образований пояса и В. Ф. Белый. Во всяком случае он пишет: «Вулканические покровы внешней зоны Охотско-Чукотского пояса резко несогласно наложены на складчатые структуры мезозоид и Омолонского срединного массива» [1, с. 6]. Однако в целом ряде конкретных случаев «неписанное правило» о проведении этой границы В. Ф. Белый нарушает, не включая в состав пояса крупные поля неокомовых субаэральных вулканитов преимущественно основного и среднего состава (см. рисунок), лежащие на структурах мезозоид резко несогласно. В значительной мере именно поэтому он приходит к выводу, «...что формирование Охотско-Чукотского вулканогенного пояса происходило в довольно узком интервале времени. Начало его относится к среднему альбу, а окончание приходится, по-видимому, на первую половину сеномана» [1, с. 62]. Правда в работе [4] В. Ф. Белый расширил диапазон формирования пояса, датировав его альбом — сеноманом.

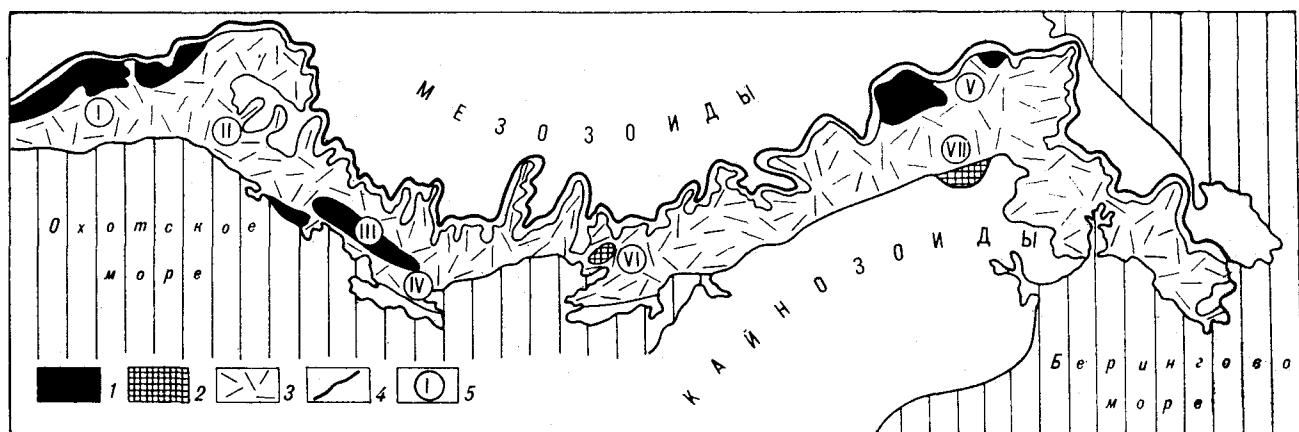
Посмотрим на конкретных примерах, как решается вопрос о нижней границе вулканических накоплений пояса геологами, занимавшимися геологической съемкой рассматриваемых ниже районов, и как ее интерпретирует В. Ф. Белый.

В Ульинском прогибе (см. рисунок) широко распространена учуликанская свита субаэральных вулканитов основного и среднего состава, неокомовый возраст которой ни у кого (в том числе и у В. Ф. Белого [1, с. 28]) не вызывает сомнения, ибо надежно обоснован обильными сборами растительных остатков [9, 13]. Списки флор приведены в таблице. Даже на обзорных геологических картах видно, что эта свита сравнительно пологого покрова залегает на самых различных сильно смятых толщах верхоянского комплекса, а в бассейнах рек Нёта и Нельбачана — и на более древних породах, вплоть до рифейских. Это ли не вполне достаточный признак резкого структурного несогласия? Кроме того, в основании учуликанской свиты залегает мощная толща конгломератов с обломками подстилающих пород и эфузивов [9, 13]. Наконец, наличие углового несогласия подтверждено полевыми наблюдениями [9]. Все упомянутые и многие другие исследователи считают, что это несогласие фиксирует завершающие этапы развития мезозоид и начало формирования Охотско-Чукотского пояса.

В. Ф. Белый [3] поступает с образованиями учуликанской свиты своеобразно. Ту ее часть, где надежные сборы неокомовой флоры отсутствуют (юго-восточная часть Ульинского прогиба), он относит к альбу и включает в состав вулканогена, а там, где возраст свиты обоснован остатками растений (северо-запад прогиба), — датирует неокомом, но считает принадлежащей к эпигеосинклинальным орогенным комплексам мезозоид.

Вслед за другими исследователями [9, 13], автор считает, что в Ульинском прогибе с учуликанской свиты повсеместно начинается разрез вулканогенного пояса.

В Охотском районе (см. рисунок) общепризнанным аналогом рассмотренной выше толщи субаэральных вулканитов основного и среднего



Объем Охотско-Чукотского пояса (по разным авторам).

1 — позднеюрские (?) — раннемеловые; 2 — позднемеловые — палеогеновые поля наземных вулканитов, не включенные В. Ф. Белым [3] в состав пояса; 3 — Охотско-Чукотский пояс по В. Ф. Белому [3]; 4 — граница пояса по Е. К. Устиееву [22], а также по [8, 10, 13, 14, 24]; 5 — районы, рассмотренные в тексте: I — Ульянский, II — Очотский, III — Примагаданский, IV — Кони и Няигина, V — Чукотский, VI — Уйканский, VII — Чинайцеевский.

Позднеюрские и раннемеловые флоры Охотского района

Название видов	Местонахождение		
	Позд- няя юра	Ранний мел	
		1	1
<i>Equisetites</i> sp.		+	+
<i>Lycopodites tenerrimus</i> Heer	+	+	
<i>Coniopteris burejensis</i> (Zal.) Sew.	cf.	+	ex gr.
<i>Cladophlebis aldanensis</i> Vachr.	cf.	+	
<i>Cl. kamenkensis</i> Thom.		+	+
<i>Cl. haiburnensis</i> (L. et H.) Brongn.		+	
<i>Cl. denticulata</i> (Brongn.) Font.	+		aff.
<i>Cl. multinervis</i> Golova			
<i>Cl. orientalis</i> Prugn.	+		
<i>Cl. williamsonii</i> (Brongn.) Brongn.	+	+	
<i>Raphaelia diamensis</i> Sew.	cf.		
<i>Ctenis anyuensis</i> Philipp.			+
<i>Ginkgo huttonii</i> (Sternb.) Heer		+	
<i>G. adiantoides</i> (Ung.) Heer			ex gr.
<i>Phoenicopsis angustifolia</i> Heer			ex gr.
<i>Czekanowskia rigida</i> Heer			+
<i>Podozamites angustifolius</i> Heer	+	+	
<i>P. sp.</i>	+	+	+
<i>Pityophyllum nordenskioldii</i> (Heer) Nath.	+	+	ex gr.
<i>P. linstromii</i> Nath.	+	+	
<i>Pityospermus grazile</i> Tur. — Ket.	+		
<i>Schisolepsis</i> sp.	+		

Приимечание. 1 — Охото-Ульбейское поднятие, сбры Е. Г. Пескова и автора (определения В. А. Вахрамеева), 2 — Ульинский прогиб, по Е. Л. Лебедеву [13].

состава является ульбериканская свита. Существовало мнение, что она имеет позднеюрско-раннемеловой возраст и является аналогом джелонской свиты Удского прогиба. Все исследователи, в том числе и В. Ф. Белый, считают, что с образований ульбериканской свиты начинается разрез Охотско-Чукотского пояса. По поводу ее возраста В. Ф. Белый [1, с. 60] пишет: «В Западно-Охотской зоне разреза (очевидно, здесь опечатка и следует читать „разрез“.— Р. У.) вулканогенного пояса начинается ульбериканская свита, которая в настоящее время по собранным в ней отпечаткам растений не может быть датирована точнее альба». Из приведенных в таблице списков флоры из ульбериканской свиты отчетливо видна ошибочность процитированного заключения. В Ульинском прогибе [13], так же как в Буреинском и Ленском бассейнах и в Северной Америке [7], подобное флористическое сообщество произрастало в неокоме, и, возможно, в начале апта.

Анализируя строение рассматриваемого района, В. Ф. Белый указывает: «В юго-западной части Охотского массива встречаются позднеюрские — неокомские отложения, в разрезах которых присутствуют андезиты, дациты, изредка липариты и их туфы» [2, с. 27, 28]. Хотя ссылка на авторов приводимых в работе В. Ф. Белого сведений отсутствует, мы догадываемся, что он имеет в виду терригенно-вулканогенные толщи, развитые в бассейне р. Ульбей

и изучавшиеся Ф. Ф. Вельдяковым, Е. Г. Песковым, автором и другими геологами. По их данным, эти толщи завершают разрез верхоянского комплекса, залегая на ранне-среднеюрских породах с фауной *Meleagrinella aff. tiungensis* без видимого перерыва (наблюдения автора по р. Асибергану, притоку р. Ульбей). Собранный в них комплекс растительных остатков (см. таблицу), содержащий такие формы, как *Raphaelia diamensis* и *Cladophlebis aldanensis*, однозначно определяет позднеюрский возраст рассматриваемых отложений и датировать их поздней юрой — неокомом, как это делает В. Ф. Белый, нет оснований.

В асиберганском разрезе позднеюрские образования несогласно перекрыты андезитобазальтами ульбериканской свиты, то есть здесь надежно обоснован возраст орогенических движений, в результате которых в Охотском районе породы верхоянского комплекса, образующие фундамент Охотско-Чукотского пояса, были смяты в складки. Он может быть датирован концом юры или началом мела. Как видно из приведенной выше цитаты, В. Ф. Белый не заметил этого важнейшего рубежа в истории развития региона.

В *Примагаданье* (см. рисунок) издавна выделялась момолтыкическая свита «палеотипных андезитов», считавшаяся раннемеловой [8, 19, 22]. Верхнюю границу свиты в отдельных слу-чаях маркирует грубобломочная угленосная толща (хасынская свита), в которой позднее была найдена предположительно позднеюрская флора [1], и момолтыкическая свита теперь датируется поздней юрой (?). Однако толща угленосных пород распространена в районе локально и обычно момолтыкическая свита постепенно сменяется сходной по составу нараулийской свитой, возраст которой на основании находок остатков растений датирован альб — сеноманом [1]. Подчеркнем, что граница между момолтыкической и нараулийской свитами во всех слу-чаях условна, ибо критерии для их разделения не выработаны.

В. Ф. Белый [1, с. 59] по поводу стратиграфии вулканитов *Примагаданья* пишет следую-щее: «До 1973 г. в качестве нижнего стратиграфического подразделения вулканогенных накоплений внешней зоны Охотского сектора принималась момолтыкическая свита. Новые данные о возрасте момолтыкической свиты, полученные в районе Хасынского угольного ме-сторождения, заставляют, однако, пересмотреть этот вопрос. В бассейне рек Армани, Хна (очевидно, Хасына, — Р. У.) и Олы вулканогенные толщи, относящиеся к момолтыкической свите, отделены от покровов нараулийской свиты крупным перерывом (конец поздней юры — средний альб)... По возрасту и условиям зале-гания момолтыкическая свита четко (!? — Р. У.) параллелизуется с образованиями орогенного

комплекса мезозоид Яно-Колымской и Чукотской системы».

В этом высказывании есть две неточности.

1. «Крупный перерыв» между покровами момолтыкической и нараулийской свит, зафиксированный хасынской угленосной толщой, свидетельствует лишь о паузе в вулканизме в Хасынской впадине. В региональном плане, как уже отмечалось выше, никаких геологических данных в пользу перерыва между этими свитами нет, ибо они слагают *единое геологическое тело*.

2. Образования орогенного комплекса Яно-Колымских мезозоид представлены типичными молассами, лишь иногда вулканогенными. Столь мощные (1—2 км) и монотонные базальт-андезитовые накопления в них отсутствуют, если конечно к ним не относить, как это делает В. Ф. Белый, учуликанскую и другие свиты, которые, как это было и будет показано, исключать из пояса нет оснований.

Следует отметить, что позднеюрский возраст хасынской свиты В. А. Самылина [18] принимает условно. Во всяком случае она пишет: «Вновь собранная коллекция не позволяет датировать хасынскую свиту моложе неокома (курсив наш.—Р. У.), а папоротники *Cladophlebis aff. aldanensis*, *C. serrulata* и формы, напоминающие *Raphaelia diamensis*, указывают на возможность (курсив наш.—Р. У.) позднеюрского возраста флоры» (с. 114). Если все же окажется, что руководящие формы папоротников определены в составе флор из хасынской свиты ошибочно, то придется вновь пересмотреть вопрос о ее возрасте и, возможно, вернуться к представлениям А. Н. Криштофовича и В. А. Зимина, датировавших свиту барем — альтом [8]. С геологических позиций такой возраст хасынской (и момолтыкической) свит представляется вполне (и более) вероятным, ибо, как уже отмечалось, вверх по разрезу они замещаются альбеноманской нараулийской свитой.

Таким образом, нет никаких оснований для исключения момолтыкической свиты наземных базальтов и андезитобазальтов из состава вулканогена. Более того, если эта свита действительно имеет позднеюрский возраст, то подтверждается мнение Е. К. Устинова, что «заложение Охотского пояса как самостоятельной геотектонической провинции относится к верхнеюрскому — нижнемеловому времени» [23, с. 165]. На полуостровах Кони и Пьягина (см. рисунок) все исследователи, в том числе и В. Ф. Белый, нижнюю границу пояса проводят в основании пьягинской серии [2]. «В этих образованиях собраны отпечатки растений: *Cladophlebis* sp., *Heilungia* sp., *Ginkgo ex gr. adiantoides* (Ung.) Heer, *G. ex gr. sibirica* Heer, *G. cf. obovata* Nath., *Phoenicopsis ex gr. angustifolia* Heer, *Araucarites* sp., *Pityolepis* sp. (определения

В. А. Самылина). Бедность и плохая сохранность растительного материала не позволяет уверенно судить о возрасте вмещающих отложений» [1, с. 51]. Вполне справедливое высказывание. Но далее следует: «В целом же этот комплекс растений сходен с комплексами иско-паемых растений из отложений второй половины раннего мела Чукотки, залегающих выше морских слоев с *Aucellina* sp.» [1, с. 51]. Так почему же не датировать пьягинскую серию хотя бы альт — альбом, а не альбом, как это делает В. Ф. Белый? Если же учесть, что приведенная флора собрана в самых верхах разреза пьягинской серии [1, с. 51], а ниже имеется еще по крайней мере 1000 м вулканитов, то с учетом налегания их на морские валанжинские толщи возраст всей серии может быть определен как готерив-альбский.

В Чукотском отрезке (см. рисунок) В. Ф. Белый из состава пояса исключил тытельвеемскую свиту, верхнюю нутесинскую подсвиту, этчикуньскую и ряд других толщ и свит наземных вулканитов, несогласно (иногда с молассой в основании) залегающих на структурах чукотских мезозоид. Основанием для этого послужило, очевидно, в основном то, что перечисленные подразделения имеют допозднеальбский возраст. Подавляющее большинство геологов, картировавших перечисленные свиты и толщи, считают, что они входят в состав Охотско-Чукотского пояса [8, 16].

Характерно, что в своих работах В. Ф. Белый почти никогда не оговаривает наличия другой точки зрения на строение рассматриваемых районов. Лишь в двух случаях нам удалось найти фразы, что «автор несет полную ответственность за интерпретацию их (в данном случае Г. Е. Некрасова и Н. Б. Заборовской.—Р. У.) фактического материала» [1, с. 46].

Из приведенных примеров видно, что В. Ф. Белый в одних случаях исключил из состава вулканогена обширные поля неокомовых и более молодых наземных эфузивов преимущественно основного состава (см. рисунок), залегающих с резким угловым несогласием на складчатых структурах мезозоид, а в других — необоснованно отнес к альбу толщи, содержащие либо неокомовую, либо «неопределенную» флору. В этом причина его заключения об альбском возрасте нижней границы вулканогических накоплений Охотско-Чукотского пояса.

Посмотрим, как решается вопрос о верхней возрастной границе вулканогенного пояса.

Наиболее молодыми — палеогеновыми — образованиями в его пределах считалась толща кайнотипных базальтов и андезитобазальтов. Единственными пунктами, где эта толща характеризована комплексом растительных остатков палеогенового или позднемелового — раннепалеогенового возраста, являются бассейны рек

Уйканы и Импвеема [1, с. 45; 4, с. 106]. В первом случае они отнесены к уйканской толще (см. рисунок), а во втором — к кыйтымской свите. Заведомо постсенонскими являются кайнотипные базальты и подстилающие их кислые вулканиты, слагающие Чинейвеемское вулканическое поле (см. рисунок), ибо они залегают на морских отложениях с турон-ранненсенонской фауной [4, с. 61; 4, с. 107]. Поскольку перечисленные вулканогенные свиты и толщи по составу и структурным соотношениям с подстилающими породами ничем не отличаются от «финальных» базальтоидов в других районах вулканогенного пояса, подавляющим большинством исследователей они включались и включаются в его состав.

Однако В. Ф. Белый относит вулканиты трех указанных районов к эпигеосинклинальным орогенным комплексам Анадырско-Корякской системы, по сути дела ничем не подкрепляя этот вывод.

Одной из кардинальных проблем биостратиграфии, касающейся не только Охотско-Чукотского пояса, является возрастная корреляция таффлористических комплексов и привязка их к подразделениям единой шкалы. Как известно, по этому вопросу у палеофитологов еще не выработано единой точки зрения [1, 12, 13, 17, 18, 25]. Не вносит ясности в эту проблему и табл. 2 в статье В. Ф. Белого [4], где проведено сопоставление сводных разрезов меловых отложений Северо-Востока и Канады. Эта таблица была бы цenna, будь она проиллюстрирована списками органических остатков, сравнение которых позволило бы проверить правильность сделанных выводов.

По-видимому, палеофитологам следует прислушаться к мнению В. А. Вахрамеева, который пишет: «В континентальных отложениях, пользуясь выпеописанным (палеофлористическим.—Р. У.) методом, можно выделить только примерные аналоги ярусов, так как аналогов зон, определяющих нижнюю и верхнюю границу ярусов, не удалось даже наметить. Нередко приходится ограничиваться выделением в континентальных отложениях подразделений, примерно одновозрастных двум-трем ярусам или даже всему отделью» [7, с. 62]. В связи с этим напомним определения возраста комплексов флор, которые в 50-е годы давал для Охотско-Чукотского пояса Н. А. Криштофович, а позднее — его ученица А. Ф. Ефимова. Они видели в поясе, по сути дела, пять флористических комплексов, примерно датировавших неоком, апт — альб, сеноман — турон, сенон — дат и палеоген [8].

В. Ф. Белый напрасно сужает и столь дробно, обычно до подъяруса, расчленяет возрастной интервал формирования континентальных толщ Северо-Востока на основании комплексов древ-

них флор. Весьма сомнительно, чтобы их «разрешающая способность» была равнозначной или даже превосходила таковую фауны аммонитов!

Есть и еще один нюанс, который противоречит построениям В. Ф. Белого — это примерно тысяча определений абсолютного возраста магматических образований Охотско-Чукотского пояса. Из них следует, что пояс сформировался в интервал времени примерно от 140 до 40 млн. лет со вспышками гранитоидного магматизма на рубежах примерно 120, 90 и 60 млн. лет [11, 15]. «Расхождение геологических и имеющихся радиологических данных требует специальных исследований» [1, с. 67]. С этим высказыванием В. Ф. Белого автор полностью согласен и думает, что прежде всего следует еще раз вернуться к анализу правильности датирования палеофлористических комплексов. Отметим, что для районов Приморья показана хорошая сходимость данных флористической и абсолютной геохронологии [6].

В заключении к своей статье [4] В. Ф. Белый пишет: «Как видно, представления о геологическом возрасте структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса почти не подверглись изменению» (с. 108). Между тем, как было показано выше и следует из других не упомянутых нами публикаций, у различных исследователей все еще не выработана единая точка зрения на объем вулканогена; палеофитологи не могут договориться о возрастной датировке тех или иных таффлористических комплексов; слабо изучены спорово-пыльцевые комплексы терригенно-вулканогенных толщ и их роль в биостратиграфии; неясно, как использовать в целях стратиграфии определения абсолютного возраста и др.

Все это указывает на то, что в деле изучения геологической сущности и возраста вулканитов Охотско-Чукотского пояса остается еще немало нерешенных вопросов.

Охотско-Чукотский вулканогенный пояс — одно из звеньев циркум-пацифической арены мезозой-кайнозойского вулканизма. По имеющимся данным, этот вулканизм развивался многие десятки миллионов лет, и, отчасти в силу этого, с ним связано формирование богатых руд благородных, редких и других металлов. Представляется, что 15 млн. лет, которые В. Ф. Белый отводит на формирование Охотско-Чукотского пояса, вряд ли может способствовать обоснованию перспектив данной геоструктуры.

В заключение остается лишь отметить, что все замечания, высказанные нами в свете обсуждаемой проблемы возраста пояса, полностью относятся и к опубликованной недавно Структурно-формационной карте Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [3].

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В. Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977.
2. Белый В. Ф. Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978.
3. Белый В. Ф. Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М-б 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. Магадан: Севвостгеология, 1981.
4. Белый В. Ф. К проблеме возраста Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— Тихоок. геол., 1982, № 3.
5. Битюцкая П. И., Братцева Г. М. и др. О возрасте меловых вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.— ДАН СССР, 1979, т. 247, № 3.
6. Бондаренко Е. И. Радиологический возраст вулкано-плутонических ассоциаций и оруденение Баджальской зоны (Приамурье).— В кн.: Закономерности формирования эндогенной минерализации Дальнего Востока. Владивосток, 1979.
7. Вахрамеев В. А., Долуденко М. П. Верхнеюрская и нижнемеловая флора Буреинского бассейна и ее значение для стратификации. М.: изд-во АН СССР, 1961.
8. Геология СССР, т. 30, кн. 1 и 2. М.: Недра, 1970.
9. Громов В. В., Лебедев Е. Л., Ставцев А. Л. Геологическое строение Ульинского прогиба.— Сов. геол., 1980, № 3.
10. Девятилова А. А., Невретдинов Э. Б., Филиппова Г. Г. Стратиграфия верхнемеловых отложений бассейна среднего течения р. Анадырь.— Геол. и геофиз., 1980, № 12.
11. Загрузина И. А. Геохронология мезозойских гранитоидов Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1977.
12. Красилов В. А. Развитие позднемеловой растительности западного Тихоокеанского побережья в связи с изменением климата и тектогенеза.— В кн.: Исследование флоры Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
13. Лебедев Е. Л. Палеоботаническое обоснование стратиграфии меловых вулканогенных образований Ульинского прогиба (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс).— Изв. АН СССР, сер. геол., 1979, № 10.
14. Невретдинов Э. Б. Новые данные о возрасте верхнемеловых вулканогенных образований левобережья р. Анадырь.— В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. С.-В. СССР, вып. 25. Магадан, 1980.
15. Ненашев Н. И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. Новосибирск: Наука, 1979.
16. Пальмский Б. Ф., Радзивилл В. Я. О взаимоотношениях нижнемеловых толщ в верховых рек Бол. Аниоя и Яблони.— В кн.: Матер. по геол. и полезн. ископ. С.-В. СССР, вып. 20. Магадан, 1972.
17. Самылина В. А. Раннемеловые флоры Северо-Востока СССР. Л.: Наука, 1974.
18. Самылина В. А. Меловая флора Омсукчана. Л.: Наука, 1976.
19. Сперанская И. М. Меловой вулканит Охотско-Чукотского пояса Северо-Востока СССР.— В кн.: Вопросы вулканитизма. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
20. Умитбаев Р. Б., Соловьев А. П. Вулкано-плутонические ассоциации Охотско-Чукотского пояса в свете новых геологических данных.— ДАН СССР, 1982, т. 262, № 3.
21. Умитбаев Р. Б., Соловьев А. П. и др. Основные черты строения и металлогенеза Охотско-Чукотской области.— Сов. геол., 1981, № 9.
22. Устинев Е. К. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., 1959, № 3.
23. Устинев Е. К. Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
24. Филатова Н. И., Дворянкин А. И., Лебедев Е. Л. Стратиграфия меловых отложений Охотско-Чукотского вулканического пояса (бассейны рек Пенжиньи, Еропола, Анадыря).— Бюл. МОИП, сер. геол., 1977, т. 52.
25. Филиппова Г. Г. Новые меловые хвойные междуручья Армань — Ола (Северное Приохотье).— Колыма, 1980, № 9.
26. Шатский Н. С., Богданов А. А. Тектоническая карта СССР и сопредельных стран в масштабе 1 : 1 500 000. Объяснительная записка. М.: Госгеотехиздат, 1957.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
15 сентября 1982 г.

УДК 551.263.037 : 084.3(571.6)

B. И. Сухов

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ КАРТА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

Обсуждается опубликованная структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Рассмотрены достоинства карты, а также спорные и не-

решенные вопросы, многие из которых являются следствием все еще неравномерной изученности пояса.

В общей структуре Тихоокеанского подвижного пояса видное место принадлежит Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу (ОЧВП) — линеаменту земной коры, вопросы строения, состава, геологической позиции и генетической

природы которого служат предметом непрекращающейся многолетней дискуссии. В связи с этим предпринятое в Северо-Восточном комплексном научно-исследовательском институте ДВНЦ АН СССР обобщение новейших материа-

лов путем составления структурно-формационной карты пояса в м-бе 1 : 1 500 000* расценивается как, несомненно, важная веха в исследовании этой сложной структуры.

Фактической основой изданной карты явились среднемасштабные геологические карты и результаты проведенных авторами тематических исследований. Карта сопровождается краткой объяснительной запиской, освещющей принципы построения и суть легенды. Основные же вопросы геологического строения пояса и формационного состава его магматических образований, проблемы тектонической позиции и происхождения пояса рассмотрены в опубликованных монографиях В. Ф. Белого (Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Недра, 1977; Формации и тектоника Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1978).

На карте изображены: а) формационный (цветом) и петрографический (крапом) состав пород ОЧВП; б) вулканические и вулканотектонические структуры пояса (контурными знаками); в) структуры мезозоид, кайнозоид и срединных массивов по возрасту складчатости (цветом) с отображением некоторых элементов их строения (осей складок и общего простирания складчатых структур) и петрографического состава магматических пород (крапом и буквенно-символами); г) разрывная тектоника с подразделением разломов на «глубинные», «надвиги», «зоны интенсивных приразломных деформаций, трещиноватости, смятия» и пр. Зарамочными элементами карты, кроме легенды, являются: схема возрастной корреляции вулканогенных формаций и основных стратиграфических подразделений пояса, схемы-врезки тектонического районирования и структурного районаирования ОЧВП.

Легенда карты двухпланова. Для изображения состава и строения собственно ОЧВП применен структурно-формационный принцип, а для отображения структур основания использованы известные принципы составления тектонических карт по возрасту складчатости. Сочетание этих принципов оказалось весьма эффективным и обусловило новизну работы.

Действительно, карта в изобразительном отношении наглядна, детальность ее в целом превышает требуемую для карт геологического содержания данного масштаба; карта высокоАИФОРМАТИВНА, позволяет судить о тектонической позиции пояса, его внутренней структуре, петрографическом составе и формационной при-

надлежности пород, о роли разломов в строении пояса и т. п. Учет новых данных позволил выделить в областях мезозоид и кайнозоид не известные ранее элементы: зоны деструкции срединных массивов с сокращенным геосинклинальным развитием, зоны регенерации геосинклинальных условий на орогенной стадии развития, «андезитовую» геосинклиналь (Тайгансскую) в качестве особого структурного элемента краевой части Корякско-Камчатской системы. Важное теоретическое и практическое значение имеет изображение структурно-формационной зональности, читаемое на карте, а в обобщенном виде отраженное на схеме-врезке структурного районирования пояса. В составе последнего относительно Анадырско-Корякской системы выделены внутренняя, внешняя и фланговые зоны. Внутренняя зона разделена на унаследованную и новообразованную подзоны, а внешняя, на секторы.

Говоря о больших достоинствах карты, нельзя вместе с тем не остановиться на некоторых спорных и нерешенных вопросах, многие из которых являются следствием еще неравномерной геологической изученности пояса.

Недостаточно ясным остается вопрос о границах и объеме пояса.

По данным авторов, пояс на всем своем огромном протяжении формировался в продолжение весьма короткого отрезка времени — с середины альба по ранний сеноман включительно. Соответственно границы пояса определяются границами распространения магматических формаций этого возраста (условный знак для обозначения границ пояса легендой не предусмотрен). Между тем в пределах принятых границ пояса имеются и более поздние вулканиты, обозначенные как «базальтоиды, кайнозойские и отчасти позднего мела» и не включенные в состав пояса.

Как известно, конфигурация ОЧВП в плане определяется Охотско-Чукотской системой глубинных разломов планетарного значения, имеющей северо-восточную ориентировку при существенной роли поперечных к ней северо-западных и близмеридиональных расколов, обусловивших образование соответствующих ответвлений пояса. Часть таких ответвлений (Балыгычан-Сугойское и др.) читается в контуре пояса, магматические же образования других остались за его пределами. Прежде всего речь идет о Березовско-Олойской зоне и ряде более мелких грабенообразных депрессий в пределах Омоловской части Колымо-Омоловского срединного массива, проявляющих тесные структурные связи с ОЧВП. Платонические и субаэральные вулканические комплексы этих структур остаются слабо изученными. Однако и имеющиеся данные свидетельствуют о широком распространении здесь несомненно позднемезо-

* Структурно-формационная карта Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М-б 1 : 1 500 000. Составлена В. Ф. Белым при участии И. Н. Котляра и А. П. Мильова. Ред. коллегия: акад. Н. А. Шило (главный редактор), П. В. Бабкин, В. Ф. Белый, М. Е. Городинский, А. А. Сидоров. Магадан, 1981.

войских магматических образований (Д. Г. Берлинблэ, М. Е. Городинский и др., 1975 г.; Г. А. Гринберг, Г. С. Гусев и др., 1981 г.), формационный состав которых аналогичен тектовому прилежащих Анадырского и Пенжинского секторов собственно ОЧВП (В. И. Сухов, 1981 г.).

Требуют также анализа возможные структурные, вещественные и генетические связи с ОЧВП Уяндино-Ясачинского вулканического пояса, следующего вдоль юго-западной границы Колымо-Омолонского срединного массива. Поводом к этому служат данные Г. А. Гринберга и др. (1974 г.) о наличии позднемеловых липаритовых вулканитов в зоне Дарпирского разлома, а также о развитии в бассейне р. Уяндина липаритовых и вулканогенно-осадочных образований с остатками апт-альбской флоры, перекрытых позднемеловыми андезитобазальтовыми вулканитами (А. Ш. Ганеев, 1973 г.).

При расшифровке внутренней структуры пояса недостаточное внимание уделено положительным тектоно-магматическим структурам («магматогенные поднятия», согласно легенде). Индикаторами таких структур, как правило, служат ареалы массового проявления гранитоидов и кислых вулканитов. По этим признакам магматогенные поднятия имеют, по-видимому, место в восточной части Западно-Охотской «фланговой зоны» и в восточной части Центрально-Чукотского сектора. Кроме того, обращает на себя внимание цепочка изометричных ареалов ранне- и позднемелового гранитоидного плутонизма за внешними границами Анадырского, Центрально-Чукотского секторов и Восточно-Чукотской «фланговой зоны». Цепочка этих ареалов занимает секущее положение относительно структур Чукотской складчатой области и, напротив, согласна границе ОЧВП.

ДВИМС
Хабаровск

Каждый из ареалов плутонизма обладает признаками структур типа локальных тектоно-магматических сводов, формировавшихся, по всей вероятности, в условиях пространственно-временной связи с вулканизмом ОЧВП.

В числе других заслуживающих внимания вопросов отметим некоторую структурную неопределенность так называемых «фланговых зон» — Западно-Охотской и Восточно-Чукотской. Логично полагать, что это равноценные другим (секторам) структурные элементы пояса, тем более, что первая из них к юго-западу сменяется Малтанским тектоно-магматическим сводом, Предджугджурской вулканогенной зоной и далее, по представлениям рецензента, находит свое естественное продолжение в других вулканогенных зонах северной и южной окраин области Становника — Джугджура.

Отмечая высокую информативность карты, все же нельзя не заметить «малоглубинный» ее характер. В связи с этим весьма полезно было бы сопроводить карту схемами-разрезами, иллюстрирующими глубинное строение пояса по геофизическим данным.

Ощущается отсутствие на карте изображения центров вулканических извержений — важного элемента вулканогенных поясов, позволяющего судить о размещении матмоконтролирующих разломов.

Неясные и спорные вопросы не умаляют больших достоинств рецензируемой карты. Составление и издание ее — существенный вклад в познание вулканогенных поясов тихоокеанских окраин. Кроме того, созданная карта может, несомненно, рассматриваться в качестве специализированной основы для металлогенических построений и, таким образом, уточнения существующих представлений о металлогеническом районировании ОЧВП.

Поступила в редакцию
23 ноября 1982 г.

УДК 551.21(571.6)(084.3)

B. Ф. Белый

О НЕКОТОРЫХ МЕТОДОЛОГИЧЕСКИХ ПОДХОДАХ К ИЗУЧЕНИЮ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЯСА

(в связи со статьей В. И. Сухова «Структурно-формационная карта
Охотско-Чукотского вулканогенного пояса»)

Рассмотрены основные принципы, использованные при составлении структурно-формационной карты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

В понимании Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП) с самого начала его выделения как самостоятельного структурного

элемента Северо-Востока Азии (СВА) достаточно определенно наметились два подхода. Согласно первому ОЧВП является характерным, но все же частным отражением крупнейшего на СВА линеамента и сопутствующих ему более мелких глубинных нарушений. Второй подход

отражает представление об ОЧВП прежде всего как о наложенном геологическом теле со сложной внутренней структурой, образованной вулканическими накоплениями.

Второй подход, который был выбран авторами Структурно-формационной карты ОЧВП, содержит, пожалуй, больше возможной для передачи картографическим методом историко-геологической информации, данных о вещественном составе и структурах. Но при этом потеря или иное выражение определенной информации совершенно неизбежны.

По-видимому, В. И. Сухову импонирует больше первый из отмеченных выше подход к пониманию ОЧВП, о чем можно судить по его замечаниям. Этот подход в такой же мере правомерен как и выбранный нами, но совмещение того и другого на одной карте вряд ли было бы достаточно эффективно.

В пределах ОЧВП и вне его имеются своеобразные ареалы массового проявления гранитоидного магматизма, на что справедливо указывает В. И. Сухов. Вопрос о их природе, действительно, остался открытым. Однако совершенно ясно, что они имеют иной характер, нежели выделенные на карте структуры под названием «магматогенные поднятия» (определенные признаки последних приводятся в объяснитель-

ной записке к карте и в других публикациях). В данном случае мы предпочли допущение некоторых пробелов заведомо неверной идентификации.

Со времени составления карты (1977 г.), несомненно, получены новые материалы, которые могут внести в нее определенные уточнения. Вместе с тем необходимо отметить, что во многих районах Олойской зоны в последние годы находками, главным образом фауны, было установлено, что вулканические поля, ранее параллелизовавшиеся с образованиями ОЧВП, в действительности имеют позднеюрский и, возможно, неокомовый возраст. Что же касается кислых вулканитов Уядинско-Ясачниковского пояса, относимых Г. А. Гринбергом к верхнему мелу, то данных радиологического возраста для этого недостаточно. Скорее эти вулканиты следует параллелизовать с калиевыми вулканитами кислого состава аскольдинской свиты Омсукчанского прогиба, залегающими под угленосной толщей.

В заключение пользуясь случаем, чтобы выразить признательность В. И. Сухову за большую и полезную работу, которую он провел как рецензент авторского макета Структурно-формационной карты ОЧВП, что значительно способствовало улучшению ее качества.

СВКНИИ ДВНЦ АН СССР
Магадан

Поступила в редакцию
18 ноября 1982 г.

УДК 553.98.061.303 : 553.55

И. П. Жабрев, М. А. Политыкина

О ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ МИГРАЦИИ УГЛЕВОДОРОДОВ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ

(В связи со статьей Е. В. Краснова и В. В. Крапивенцевой
«О роли биогенных и эндогенных факторов в происхождении нефти»)

Приводятся доказательства преимущественного латерального перемещения УВ по системам субгоризонтальных трещин (суперколлекторов) в карбонатных

В статье [3] весьма подробно рассматриваются процессы образования органического вещества (ОВ), углеводородов (УВ) и нефти в рифовых постройках. Авторы приходят к выводу, что «анализ эволюции битуминозной фракции коралловых осадков показывает, что коралловые осадки, в частности рифогенные, в целом, несомненно, обладают широкой возможностью не только продуцировать ОВ и углеводороды (в основном метановые с небольшой примесью нафтеновых и ароматических), но и сохранять

породах; указываются причины формирования фильтрационных и емкостных свойств в карбонатных породах.

их «*in situ*» благодаря ограниченной возможности миграции этих флюидов». Если к этому добавить частое наличие по соседству с рифогенными битуминозных карбонатов депрессионных фаций (типа доманика), обладающих высоким нефтегазоматеринским потенциалом, то ОВ заведомо биогенного происхождения будет более чем в достаточном количестве для образования крупных месторождений нефти и газа.

В геологической литературе бытует широко распространенная точка зрения о том, что в

связи с ранней литификацией известковых осадков существенно ограничиваются возможности миграции битумоидов и в первую очередь латеральной. Поэтому поступление УВ в крупные карбонатные тела (одной из разновидностей которых являются рифы), по мнению многих исследователей, в основном происходит за счет вертикальной миграции из подстилающих осадочных отложений или мантийных слоев по системе вертикальных древовидных трещин различного происхождения, охватывающих либо все карбонатное тело, либо только какие-то его части. Не избежали этого заблуждения (об ограниченности латеральной миграции в карбонатных телах) и авторы статьи [3]. Вместе с тем полученные в последнее время данные по геологическому строению газовых месторождений, связанных с карбонатными телами, и особенно результаты их разработки, дают несомненные доказательства преимущественного латерального перемещения УВ.

Обычно крупные объемы карбонатных пород рассматриваются только как рифовые постройки. Однако результаты поисково-разведочных работ последних десятилетий позволили открыть в карбонатных породах месторождения газа с очень большим этажом газоносности (многие сотни метров, занимающие значительную площадь (свыше 1000 км²) и не связанные с рифогенными фациями. Объем пород, содержащих единую залежь в таких месторождениях, доходит до нескольких сотен кубических километров. Для сравнения можно указать, что газовая залежь, связанная с самым крупным рифовым телом на территории СССР (Шуртанская), занимает объем пород всего в 15 км³. Таким образом, в карбонатных породах нерифового типа объем ловушки может почти вдвадцать раз превышать объем крупного рифового тела. Нам представляется, что подобного рода объекты следует выделять под названием «карбонатный массив» (иногда в литературе встречается понятие «карбонатный тренд»).

Карбонатные массивы отличаются резкой неоднородностью, обусловленной как условиями осадконакопления, так и постседиментационными процессами. Они могут включать в себя биогермы (и даже типичные рифы), а также продукты их разрушения и характеризуются чередованием тонкоотмученных и более грубых осадков. Внутри их часто устанавливаются существенные перерывы в осадконакоплении с размывом отдельных частей разреза. Естественно, что такая неоднородность создает условия для перемещения флюидов в разных частях карбонатного массива.

Большое значение для перемещения флюидов в пределах карбонатных массивов имеют системы трещин. Выше уже отмечалось, что эти системы чаще всего представляются в виде

вертикальных древовидных образований. Не отрицая возможного развития таких систем, мы хотим обратить внимание на значительное распространение в карбонатных массивах систем субгоризонтальных трещин.

Детальные исследования разреза [2] и характера отработки Оренбургского газоконденсатного месторождения позволяют сделать определенные выводы о путях перемещения флюидов в карбонатных массивах. Рассматриваемое месторождение приурочено к артинско-среднекаменноугольной продуктивной толще, сложенной ритмично переслаивающимися карбонатными породами различного состава, типа и генезиса с крайне маломощными (до 0,5 м) прослоями мергелей и реже глин. Для карбонатов характерна чистота химического состава (содержание нерастворимого остатка менее 1%). В разрезе выделяются пять генетических групп: хемогенные, биохемогенные, биогенные, обломочные и вторично измененные.

Формирование фильтрационных и емкостных свойств карбонатных пород определяется двумя ведущими факторами: первичным — седиментационным и вторичным, связанным с постседиментационным преобразованием пород. Устанавливаются: 1) закономерная смена вверх по разрезу преимущественно биогенного карбонатонакопления хемогенным, 2) смещение во времени хемогенного карбонатонакопления в восточном направлении, 3) накопление в артинский век более тонких осадков, 4) усиление анизотропии разреза за счет постседиментационного интереса представляет трещинообразование. Установливается трещины трех систем: две субвертикальные и одна субгоризонтальная. Трещины первых двух систем в основном выполнены новообразованными минеральными породами, последняя чаще открытая. Субгоризонтальная система трещин обусловила образование плитчатой текстуры: тонко- (до нескольких миллиметров) и толстоплитчатых (до 40 мм) разностей.

Различия по проницаемости в пределах Оренбургского карбонатного массива составляют 6—7 порядков. Наибольшую проницаемость имеют плитчатые разности, превосходящие минимум на три порядка матричную, которая в среднем составляет $7,3 \times 10^{-15}$ м². Зоны развития этих коллекторов, число которых в разрезе карбонатного массива составляет 14, выделяются также по значительным поглощениям бурового раствора при проводке скважин. Мощность зон — порядка 1—4 м.

Эти зоны рассматриваются нами [1], как суперколлекторы, т. е. как пласти (либо пропластки), обладающие проницаемостью на несколько порядков выше проницаемости вмещающих пород. Они широко развиты по всему карбонатному массиву, но максимальное их развитие при-

урочено к сводовым участкам, что позволяет предполагать тектоническую природу субгоризонтальных трещин:

При разработке месторождения суперколлекторы освобождались от газа в первую очередь и даже при незначительных суммарных отборах заполнялись контурной пластовой водой. Следовательно, перемещение флюидов в массиве имеет в основном латеральный характер, значение же субвертикальных трещинных систем на перемещение пластовых флюидов оказалось практически близким к нулю.

Зоны, сходные с Оренбургскими суперколлекторами, высокая проницаемость которых обусловлена субгоризонтальной трещиноватостью, обнаружены и в других палеозойских массивах юго-востока Восточно-Европейской платформы (Карачаганакском, Астраханском). Частота встречаемости таких зон находится

в прямой зависимости от степени дислоцированности карбонатного массива.

Представления о ведущей роли субвертикальных трещинных систем при перемещении флюидов в карбонатных массивах должны быть пересмотрены. Если в процессе добычи газа (извлечение его из залежи) системы субгоризонтальных трещин (суперколлекторов) являются основными проводящими путями, то и в процессе формирования залежи (наполнение) их роль также должна быть решающей. Таким образом, представление об ограниченных возможностях латеральной миграции УВ в карбонатных породах не подтверждается данными детального изучения связанных с ними газовых месторождений. Поэтому вывод [3] о подчиненной роли латеральной миграции не находит своего подтверждения при детальном изучении карбонатных массивов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жабрев И. П., Политыкина М. А., Участкин Ю. В. Суперколлекторы Оренбургского газоконденсатного месторождения.—Геол. нефти и газа, 1979, № 6.
2. Жабрев И. П., Политыкина М. А., Кан В. Е. Особенности литологии коллекторов Оренбургского газоконденсатного месторождения.—Обзорная информация. Серия геология и разведка газовых и газокон-

денсатных месторождений, вып. 2. ВНИИЭгазпром. М., 1982.

3. Краснов Е. В., Крапивенцева В. В. О роли биогенных и эндогенных факторов в происхождении нефти (на примере Тихоокеанского региона).—Тихоок. геол., 1982, № 4.

Геологическое управление
Мингазпром СССР Москва
Волгоуралнигаз Оренбург

Поступила в редакцию
15 декабря 1982 г.

ХРОНИКА

МЕЖДУНАРОДНАЯ ВСТРЕЧА ГЕОЛОГОВ, ИЗУЧАЮЩИХ РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В сентябре 1982 г. в г. Тбилиси состоялся VI симпозиум Международной ассоциации по генезису рудных месторождений (МАГРМ). Впервые симпозиум МАГРМ был проведен в нашей стране. МАГРМ является авторитетной международной организацией, объединяющей исследователей, изучающих рудные месторождения разных генетических типов. В задачу этой организации входят обмен научной информацией по геологии и генезису рудных месторождений; обсуждение наиболее актуальных проблем рудной геологии с целью выявления основных генетических признаков рудных образований, которые могли бы служить основой для поисковых работ. В связи с тем, что о деятельности МАГРМ геологи Дальнего Востока информированы не очень широко, целесообразно привести некоторые сведения об этой организации.

Международная ассоциация по генезису рудных месторождений (МАГРМ) была создана по инициативе социалистических стран в 1963 г. и официально утверждена в Дели на XXII сессии Международного геологического конгресса в Индии (1963 г.). Она имеет устав и руководящий орган (Совет МАГРМ).

Советские геологи с момента основания ассоциации принимают в ее работе активное участие. Видные советские ученые (академики В. И. Смирнов, Д. С. Коржинский, члены-корреспонденты АН СССР В. А. Жариков, Л. Н. Овчинников и др.) входили в состав руководящих органов ассоциации и возглавляли ее комиссии и рабочие группы. В настоящее время Президентом ассоциации является член-корреспондент АН СССР А. Д. Щеглов.

Международная ассоциация по генезису рудных месторождений проводит свои съезды (симпозиумы) один раз в четыре года между Международными геологическими конгрессами. Симпозиумы МАГРМ сопровождаются экскурсиями на представительные рудные месторождения стран-организаторов симпозиума. Доклады, зачитанные как на основных заседаниях, так и на заседаниях рабочих групп и комиссий, публикуются.

Симпозиумы ассоциации созывались в следующих странах: Чехословакии (Прага) — 1963 г.; Англии (Сент-Эндрюс) — 1967 г.; Японии (Токио — Киото) — 1970 г.; Болгарии (Варна) — 1972 г.; США (Солт-Лейк-Сити, штат Юта) — 1978 г.

Шестой симпозиум МАГРМ проходил в СССР с 30 августа по 18 сентября 1982 г. С 30 августа по 5 сентября и с 13 по 18 сентября было проведено пять экскурсий на различные рудные объекты нашей страны, в том числе на месторождения Большого и Малого Кавказа (Грузия, Армения, РСФСР), Узбекистана и Киргизии.

В работе VI симпозиума МАГРМ приняло участие более 760 человек, в том числе 262 зарубежных специалиста из Австралии, Австрии, Алжира, Англии, Болгарии, Бразилии, Венесуэлы, Венгрии, ГДР, Голландии, Дании, Западного Берлина, Италии, Индии, Испании, Канады, Мексики, Норвегии, Португалии, Польши, США, ФРГ, Финляндии, Франции, ЧССР, Швеции, Швейцарии, ЮАР, Японии. После долгого перерыва в

работе симпозиума участвовала делегация геологов КНР во главе с академиком Гоу Венкио.

В качестве гостей Академии наук СССР для участия в работе симпозиума были приглашены шесть выдающихся геологов-рудников из разных стран: проф. Богдан Богданов (Болгария), доктор Мирослав Штемпрук (ЧССР), академик Чен Года (КНР), проф. Джон Ридж (США, бывший Президент МАГРМ), проф. Дацио Тадеу (Португалия), проф. Такешি Накамура (Япония).

Среди участников симпозиума были известные советские и зарубежные ученые: академики В. И. Смирнов, Н. А. Шило, В. А. Кузнецов, Г. Н. Щерба, Г. А. Твалчелизде, члены-корреспонденты АН СССР В. А. Жариков, Л. Н. Овчинников, В. Л. Барсуков, Н. А. Лаверов и др.; проф. Р. Бойл (Канада), проф. Ф. Нобл (США), проф. В. Караматов (Югославия), доктор В. Милев и доктор Р. Доков (Болгария), проф. Я. Бернард (ЧССР) и многие другие. В работе симпозиума приняли участие геологи Дальнего Востока — представители научных и производственных организаций Хабаровска, Владивостока, Благовещенска, Магадана, Кавалерово.

Открытие симпозиума состоялось 6 сентября 1982 г. в Большом зале Грузинской филармонии. На открытии с содержательным вводным докладом «Металлогенез Кавказа» выступил академик Академии наук Грузинской ССР Г. А. Твалчелизде.

Научные заседания VI симпозиума МАГРМ проходили в аудиториях Дворца шахмат с 7 по 12 сентября. Они включали многочисленные доклады (112) по трем главным научным проблемам: «Рудообразующие гидротермальные системы», «Связь рудообразования с гранитоидным магматизмом», «Математические методы анализа геологической информации при изучении рудных месторождений» (тезисы всех докладов были опубликованы и разданы участникам совещания).

Впервые во время работы симпозиума параллельно с основными заседаниями были организованы заседания рабочих комиссий и групи МАГРМ.

Активно работали следующие комиссии и рабочие группы. 1. Комиссия по тектонике рудных месторождений и ее рабочая группа по структурам рудных полей и месторождений. 2. Комиссия по парагенезисам. 3. Комиссия по рудообразующим флюидам во включениях. 4. Комиссия по флюоритовым и баритовым месторождениям. 5. Комиссия по марганцу. 6. Рабочая группа по скарнам. 7. Рабочая группа «Генезис как основа поисков».

Кроме того, в рамках симпозиума МАГРМ действовала Комиссия МСГН по экспериментальной петрологии.

В большинстве докладов содержался новый, интересный фактический материал по различным вопросам генезиса рудных месторождений.

Одна из научных проблем, которая рассматривалась на симпозиуме, — «Связь рудообразования с гранитоидным магматизмом», наиболее близка геологам Дальнего Востока, так как непосредственно затрагивала вопросы, близкие их научным и производственным ин-

тересам. По этой проблеме были заслушаны доклады ученых многих стран, освещавшие общие и частные вопросы. К последним, например, относились интересные доклады китайских геологов, посвященные связи вольфрамового месторождения Сихуашань с гранитоидами (Гоу Венкю) и рудных месторождений с мезозойскими гранитоидами Южного Китая (Чень Юй-Чуань). В ряде докладов освещались вопросы связи молибден-порфировых месторождений с магматизмом; в частности, норвежские геологи С. Олеруд, Д. И. Сандстад, П. М. Ален представили интересный доклад об открытии молибденового месторождения порфирового типа в рифтовой зоне грабена Осло, где оруденение связано с многофазной интрузией биотитовых гранитов пермского возраста. Этот доклад был интересен не только новым конкретным фактическим материалом по магматизму и оруденению, но и освещением структурной позиции месторождения, отчетливо приуроченного к рифтовой структуре. Важно отметить, что при рассмотрении региональных вопросов связи оруденения с магматизмом обычно освещались конкретные факторы контроля, которые практически не рассматривались с позиций представлений «тектоники плит». Как известно, последнее было характерно для «рудных» докладов на XXVI МГК в Париже (1980 г.) и V симпозиуме МАГРМ в США (1978 г.). Геологи, изучающие рудные месторождения, недолгое время проявляли интерес к новой глобальной тектонике и не взяли ее на вооружение. Содержательными были заседания рабочих комиссий и групп, в особенности комиссии по марганцу, рудообразующим флюидам, тектонике рудных месторождений и др.

В короткой информационной заметке нет возможности перечислить содержание всех докладов и научных сообщений: они будут изданы в ФРГ и Советском Союзе.

В целом, в научных докладах, произнесенных на основных заседаниях симпозиума, а также заседаниях рабочих комиссий и групп, был отражен современный уровень исследований рудных месторождений.

Важным итогом симпозиума является признание большинством геологов практического значения исследований в области генезиса рудных месторождений и необходимости подчинения работ в этой области задачам прикладной геологии. Это особенно было подчеркнуто в дискуссии на заключительном заседании симпозиума, в которой приняли участие академики В. И. Смирнов, Н. А. Шило, Г. Н. Щерба, Г. А. Твалчрелидзе, проф. Ридж и др. На заключительном заседании симпозиума по поручению геологов скандинавских стран выступил проф. Гунар Каутский, который пригласил участников симпозиума и всех членов МАГРМ на следующий VII симпозиум МАГРМ, который состоится в 1986 г. в г. Луллео (Северная Швеция). Предполагается, что VII симпозиум МАГРМ будет организован шведскими геологами с экскурсиями на рудные месторождения Швеции, Норвегии и Финляндии. Это приглашение с удовлетворением было принято.

Симпозиум прошел в деловой, очень дружеской обстановке на высоком научном уровне. Успешному проведению симпозиума способствовала огромная организационная работа, проделанная грузинскими геологами под руководством Тамаза Джанелидзе, директора КИМСа Мингео СССР; Ираклия Гогитидзе, начальника Грузгеологии Мингео СССР; академика Георгия Твалчрелидзе, директора Геологического института АН ГССР. Большую работу выполнили ответственные секретари Оргкомитета А. Твалчрелидзе (КИМС) и В. Баскина (ИГЕМ АН СССР).

А. Д. Щеглов

Пена 1 р. 80 к.

Индекс 70985