

ISSN 0207-4028

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ

5

1991

**ТИХООКЕАНСКАЯ  
ГЕОЛОГИЯ**

ВСЕСОЮЗНЫЙ НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

*Журнал основан в 1982 г.*

*Выходит 6 раз в год*

**СЕНТЯБРЬ-ОКТЯБРЬ**

**№ 5, 1991**

**СО Д Е Р Ж А Н И Е**

Наталин Б. А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР . . . . .	3
Васильев Б. И. К проблеме возникновения Тихоокеанско-Африканской асимметрии Земли . . . . .	24
Брянский Л. И. Плотностная структура коры и верхней мантии центральной части Азиатской окраины: проблемы и результаты регионального гравитационного моделирования . . . . .	39
Свалова В. Б., Шарков Е. В. Формирование и эволюция задуговых бассейнов Альпийского и Тихоокеанского поясов (сравнительный анализ) . . . . .	49
Цзан Шаосянь, Ян Цзюньлян. Распределение внутриплитных землетрясений в Северном Китае и их физическое объяснение . . . . .	56
Кириллова Г. Л. Кайнозойские осадочные бассейны Восточно-Китайского моря: строение и эволюция . . . . .	64
Зинкевич В. П., Данюшевский Л. В., Каменецкий В. С., Константиновская Е. А., Магакян Р. Г., Селиверстов В. А., Портнягин М. В. Геология и петрохимия вулканических пород Тумрокского выступа (Восточная Камчатка) . . . . .	84
Петренко И. Д., Большаков Н. М. Структурная позиция и возраст золотосеребряного оруденения Южной Камчатки на примере Мутновского месторождения . . . . .	100
Шило Н. А., Карташов И. П., Патык-Кара Н. Г., Шумилов Ю. В. Теория перигляциального россыпеобразования . . . . .	112
Зимин С. С., Зимин П. С. Растворы водорода в металлах — главные источники этого элемента в недрах Земли . . . . .	122
Путинцев В. К., Бурдэ А. И., Стрельников С. И. Геологическая изученность Дальнего Востока — состояние и перспективы . . . . .	131
Ивашов П. В. Биогеохимическая индикация руд . . . . .	138

*КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ*

Уфимцев Г. Ф. Экваториальный ороклин тектонического рельефа Земли . . . . .	145
---	-----

*КРИТИКА И ДИСКУССИИ*

Резанов И. А. О месте заложения Алданской сверхглубокой скважины . . . . .	152
Школьник Э. Л., Батурин Г. Н. О генезисе фосфоритов о. Науру . . . . .	154

*НЕКРОЛОГ*

Иннокентий Константинович Туезов (1926 — 1991) . . . . .	158
--	-----

**PACIFIC GEOLOGY**

ALL — UNION SCIENTIFIC JOURNAL

Appears from January 1982

Periodicity 6 issues in a year

SEPTEMBER-OCTOBER

N 5, 1991

C O N T E N T S

Natal'in B. A. Mesozoic accretion and collision tectonics of the Far East south of the USSR . . . . .	3
Vasiliev B. I. The problem of origination of the Earth's Pacific-African asymmetry . . . . .	24
Bryansky L. I. Density structure of the crust and upper mantle of the Asia margin central part: problems and results of regional gravitational modelling . . . . .	39
Svalova V. B., Sharkov Ye. V. Formation and evolution of the backarc basins of the Alpine and Pacific belt (comparative analysis) . . . . .	49
Shao-Xian Zang, Jun-Liang Yang. Distribution of focal depths for intraplate earthquakes in North China and its physical explanation . . . . .	56
Kirillova G. L. Cenozoic sedimentary basins of the East China Sea: structure and evolution . . . . .	64
Zinkevich V. P., Danyushevsky L. V., Kamenetsky V. S., Konstantinovskaya Ye. A., Magakyan R. G., Seliverstov V. A., Portnyagin M. V. Geology and petrochemistry of the Tumroksky block volcanic rocks (East Kamchatka) . . . . .	84
Petrenko I. D., Bolshakov N. M. Structural position and age of gold — silver metalization of South Kamchatka as exemplified by the Mutnovsky deposit . . . . .	100
Shilo N. A., Kartashov I. P., Patyk-Kara N. G., Shumilov Yu. V. The theory of periglacial placer-formation . . . . .	112
Zimin S. S., Zimin P. S. Hydrogen solutions in metals — main sources of this element in the Earth's entrails . . . . .	122
Putintsev V. K., Burde A. I., Strelnikov S. I. The state of geological investigation of the Far East and its prospects . . . . .	131
Ivashov P. V. Biogeochemical indication of ores . . . . .	138

BRIEF COMMUNICATIONS

Ufimtsev G. F. The equatorial orocline of the Earth's tectonic relief . . . . .	145
---	-----

CRITICISM AND DISCUSSIONS

Rezanov I. A. The location of the Aldan superdeep well . . . . .	152
Shkolnik E. L., Baturin G. N. Genesis of the phosphorites of Nauru Island . . . . .	154

NECROLOGY

Innokenty Konstantinovich Tuezov (1926—1991) . . . . .	158
--	-----

NOVOSIBIRSK  
N A U K A  
SIBERIAN BRANCH

УДК 551.24(571.61)

*Б. А. Натальин*

## МЕЗОЗОЙСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ И КОЛЛИЗИОННАЯ ТЕКТОНИКА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА СССР

Структурная эволюция складчатых систем включает два главных этапа деформаций — субдукционный и коллизионный. Анализ складчатых систем юга Дальнего Востока показывает, что структурные формы каждого из этих этапов могут быть диагностированы. Охарактеризованы структурные стили каждого из этапов.

Широкий спектр структурных стилей субдукционного этапа ограничен с одной стороны чешуйчато-надвиговыми структурами, а с другой — меланжем. В разновозрастных аккреционных комплексах юга Дальнего Востока либо доминирует один из структурных стилей, либо наблюдается их зональность.

Мезозойские коллизионные деформации в изученном регионе были обусловлены приращениями жестких блоков к зонам субдукции под острым углом. Примечательно, что в большинстве случаев жесткие блоки, заклинивающие зоны субдукции, являлись частями Азиатского континента, а не чужеродными микроконтинентами. Кинематические особенности коллизионных деформаций запечатлены в разнообразных структурных парагенезисах, указывающих на пластическое и хрупкопластическое сдвиговое течение по простиранию складчатых систем.

В Южном Сихотэ-Алине складки и надвиги, наложенные на структурные формы субдукционного этапа деформаций, морфологически идентичны коллизионным структурам других складчатых систем. Вместе с тем региональный тектонический анализ не позволяет предполагать их связь с коллизией. Эти структуры, по-видимому, возникли в результате смены в раннемеловое время режима субдукции на режим трансформного смещения океанической плиты вдоль восточной окраины Азии.

**Введение.** Складчатые пояса континентов являются результатом столкновения континентальных плит друг с другом или континентальных плит с островными дугами. Процессы столкновения сопровождаются магматическими и метаморфическими событиями и, обычно, интенсивными деформациями. В общей истории складчатых систем эти события являются наиболее поздними и поэтому ярче всего выражены в современной структуре. Именно потому результаты процессов коллизии мы знаем значительно лучше, чем то, что было создано более ранними, но не менее впечатляющими и значительными для структурообразования в земной коре процессами субдукции и аккреции.

Многочисленными исследованиями показана широкая изменчивость характера коллизии в разных орогенических поясах. По сути дела, каждый пояс имеет свою собственную историю. Хорошо известны примеры фронтального столкновения континентальных масс, в которых приближающийся совместно с субдуцирующей океанической литосферой микроконтинент испытывает надвигание, иногда с предварительной обдукцией океанической коры, и коренным образом меняет структурный план субдукционного этапа развития. В других типах фронтального столкновения структурный каркас, сформировавшийся на субдукционном отрезке истории орогена, не меняется и прилегающий континентальный блок или островная дуга погружаются в зону субдукции. Сближение при фронтальном столкновении может компенсироваться выскальзыванием блоков и их трансляцией по сдвигам в разные стороны от зоны максимального сжатия. В геологической истории Земли были широко распространены случаи косоугольного столкновения.

Можно предполагать существование столь же широкого спектра структурных стилей субдукции, и поэтому список вопросов, поставленных М. П. Ковардом и А. С. Рисом на конференции по коллизионной тектонике [49], можно существенно расширить, если рассматривать историю развития орогена в целом.

Рассмотрим данные о геологических структурах юга Дальнего Востока, которые имеют отношение к данной проблеме.

**Тектоническое районирование.** Традиционные подходы к тектоническому районированию территории с выделением платформ, складчатых систем, срединных массивов и составляющих их тектонических элементов второго порядка хорошо описывают особенности тектонических элементов и их пространственных взаимоотношений. Вместе с тем они часто оказываются непригодными для иллюстрации взаимоотношений тектонических элементов и истории их образования, если методом тектонического анализа служит концепция тектоники плит. Создание новых принципов тектонического районирования — не столь уж сложная задача. Главным сдерживающим фактором здесь является отсутствие адекватной информации в области стратиграфии, петрологии, геохимии, структурной геологии, недостаток которой стал особенно остро ощущаться теперь. Именно поэтому предлагаемая схема тектонического районирования с большей детальностью характеризует те тектонические элементы, природа которых ясна или в достаточной мере вероятна. Большая часть этих структур имеет мезозойский возраст, поскольку мезозойские движения в основном были ответственны за формирование современной структуры юга Дальнего Востока.

Основные тектонические единицы, показанные на схеме тектонического районирования (рис. 1, см. вкладку) комплексы горных пород, которые можно использовать как индикаторы геодинамических режимов прошлого. Это известково-щелочные и родственные им вулканиты и интрузивные образования, которые можно рассматривать в качестве реликтов магматических дуг конвергентных субдукционных границ, терригенные комплексы преддуговых прогибов, окраинных морей и пассивных континентальных окраин, аккреционные комплексы (или клинья) ископаемых субдукционных границ, магматические и осадочные комплексы рифтогенных структур, осадочные комплексы зон внутриплитного прогибания, осадочные и магматические комплексы коллизионных зон.

Наряду с ними на схеме показаны тектонические элементы, определенные более широкими понятиями. Те из них, в пределах которых пока невозможно достаточно уверенно вычленить комплексы-индикаторы геодинамических режимов, но где в сложных тектонических соотношениях присутствуют отложения преддуговых прогибов, аккреционные комплексы, мелкие блоки (террейны) различной тектонической природы, определены как аккреционные системы. Крупные тектонические элементы, характеризующиеся сложной, но не расшифрованной геологической историей и образованные главным образом кристаллическими породами, определены как блоки.

Пространственные, временные и другие типы соотношений комплексов-индикаторов и, прежде всего, комплексов конвергентных субдукционных границ послужили основой для геодинамических реконструкций. Тектонические элементы конвергентных субдукционных границ позволяют выделить три полных латеральных ряда, маркирующих положение зон мезозойской субдукции: триасово-юрскую южной окраины Сибирской платформы (Монголо-Охотскую), раннемеловую Хингано-Охотскую и поздний мел — палеогеновую Восточно-Сихотэ-Алинскую.

Активной континентальной окраине вдоль южной границы Сибирской платформы [31—33] в современной структуре соответствуют следующие тектонические элементы (с севера на юг): Южно-Алданская система асимметричных впадин, выполненных юрскими континентальными осадочными породами (тыловые прогибы); Становой пояс многофазных интрузий преимущественно гранодиоритового состава с изотопными дати-

ровками от 200 до 70 млн лет (магматическая дуга); система преддуговых прогибов и аккреционный комплекс, которые слагают основной объем Монголо-Охотской складчатой системы. Становой плутонический пояс к востоку сменяется поясом раннемезозойских известково-щелочных вулканитов, которые относятся к Удско-Мургальской островной дуге, одной из наиболее протяженных субдукционных структур Востока СССР [31]. С юга комплексы активной континентальной окраины ограничиваются Монголо-Охотской сутурой, которая отделяет их от разнородных жестких блоков, обычно включаемых в Буреинский массив, и структур Баджальской аккреционной системы.

Хингано-Охотская активная континентальная окраина [24, 25] существовала в раннем мелу — начале позднего мела. Она включает магматическую дугу, подчеркнутую цепочкой вулканических зон, протягивающихся от Малого Хингана до Охотского моря, и аккреционный комплекс, образованный, главным образом, раннемеловыми турбидитами, отлагавшимися в глубоководном желобе. Амурская сутура является юго-восточной границей комплексов Хингано-Охотской активной континентальной окраины. Более молодой Центрально-Сихотэ-Алинский левый сдвиг смещает Амурскую сутуру на 200—250 км. К югу от сутуры располагаются аккреционные структуры Центрального и Южного Сихотэ-Алиня.

В позднем мелу — палеогене восточная окраина Азии в пределах рассматриваемой территории также обрамлялась активной континентальной окраиной. Магматическая дуга этой окраины представлена Восточно-Сихотэ-Алинским вулканоплутоническим поясом, а преддуговой прогиб и аккреционный клин этой дуги располагаются восточнее и обнажены на о. Сахалин [31, 32]. Сеной-палеогеновая активная окраина унаследовала позицию более ранней апт-альбской островной дуги.

Охарактеризованные структуры отражают последовательный рост Азиатского континента, который обуславливался не только аккрецией, связанной с субдукцией океанической литосферы, но и причленением континентальных блоков (Аньюйский, Хорский), ранее, по-видимому, значительно удаленных от Азиатского континента. Вместе с тем в формировании современной структуры региона и в «заклинивании» охарактеризованных выше зон мезозойской субдукции главную роль сыграли сдвиговые смещения частей Азиатского континента [25]. Эти перемещения были обусловлены двумя главными процессами. Первый из них характеризуется выскальзыванием блоков к востоку из зоны сжатия, возникшей в раннем мелозе между Сибирским и Сино-Корейским кратами после закрытия разделявшего их позднепалеозойского океана. Второй процесс заключался в скольжении блоков вдоль Тихоокеанской окраины Азии, за счет косо (по отношению к окраине) движения океанических плит в мезозойском Тихом океане.

Сдвиговые смещения объясняют аномальные тектонические позиции некоторых тектонических единиц юга Дальнего Востока. В настоящее время накоплено значительное количество данных, свидетельствующих о том, что основу Центрального и Южного Сихотэ-Алиня слагает юрский (самаркинский) аккреционный комплекс, который на крайнем юго-востоке сменяется раннемеловым (таухинским) аккреционным комплексом [46]. Вместе с тем, в отличие от охарактеризованных выше латеральных рядов тектонических элементов активных континентальных окраин, эти аккреционные комплексы не сопряжены с какими-либо иными комплексами и, прежде всего, с магматическими дугами. Крайние северные выходы юрских гранитоидов, которые можно было бы отнести к магматической дуге, располагаются на Корейском полуострове [50]. Отсюда зона юрского известково-щелочного магматизма протягивается в Юго-Восточный Китай. Таким образом, можно предполагать, что аккреционные структуры Сихотэ-Алиня, возможно, были смещены к северу по отношению к родственной им магматической дуге. Эти сдвиговые смещения нарушили тектоническую зональность Сихотэ-Алиня — раннемеловой

аккреционный комплекс обнажается в виде узкого клина, зажатого внутри юрского аккреционного комплекса.

Вдоль восточной окраины Ханкайского массива почти на 400 км протягивается позднепалеозойский вулканоплутонический комплекс, по многим параметрам сходный с магматическими дугами субдукционных границ литосферных плит [32]. Особенности строения пермских отложений позволяют наметить восточнее этого пояса реликты преддугового прогиба, но структур, которые можно было бы отнести к позднепалеозойскому аккреционному клину, до сих пор здесь не выявлено. Таким образом, и в этом случае можно предполагать нарушение тектонической зональности позднепалеозойской активной континентальной окраины за счет сдвиговых смещений.

Между восточной частью Монголо-Охотской сутуры, аккреционным клином Хингано-Охотской активной континентальной окраины и восточной границей Буреинского массива располагается Баджальская аккреционная система. Она характеризуется эшелонированными структурами, треугольной общей формой и сходной формой структурных элементов второго порядка. Этот тектонический элемент обычно включают в состав Сихотэ-Алинской складчатой системы [2, 20, 37], однако нам представляется более верным мнение о его самостоятельности [1].

По данным средне- и крупномасштабного картирования здесь выделена серия свит и толщ палеозойского (главным образом каменноугольно-пермского) и триасово-юрского возраста [6, 7].

В северо-восточной части Баджальской аккреционной системы располагается несколько купольных структур, сложенных метаморфическими породами, возраст которых трактуется в широких пределах. По вещественному составу эти породы близки к неметаморфизованным палеозойским отложениям. В пользу того, что метаморфизм и куполообразование являются относительно поздними событиями, свидетельствуют находки в метаморфических породах позднепалеозойско-раннемезозойских радиолярий [39].

Среди пород, отнесенных к карбону и перми, широко распространены основные вулканиты, кремни и известняки. Триасово-юрские отложения в основном имеют терригенный состав, но и в них встречаются линзы кремнистых пород.

Возраст каменноугольных и пермских толщ базируется на находках фауны в известняках. Недавними исследованиями в южной части выходов комплекса (Е. К. Шевелев, ПГО Дальгеология, устное сообщение) установлено, что тела известняков, а также кремней и основных вулканитов представляют собой олистолиты, заключенные в терригенном матриксе с примесью туфогенного материала среднего и кислого состава. В кремнистых породах были обнаружены каменноугольные, пермские и триасовые конодонты, мезозойские радиолярии. Возраст матрикса оценен как юско-раннемеловой, хотя прямых данных пока не получено.

Мы полагаем, что в Баджальской аккреционной системе присутствуют образования аккреционных клиньев и, возможно, преддуговых прогибов. Необходимо отметить, что, как и в случае с Центральным и Южным Сихотэ-Алинем, в пределах восточной части блоков Буреинского массива до сих пор не установлены проявления триасово-юрского магматизма (исключая лейкограниты предположительно триасового возраста), которые можно было бы отнести к магматической дуге, связанной с Баджальскими аккреционными структурами, т. е. и здесь можно предполагать их значительные перемещения по сдвигам.

Уже на ранних стадиях исследования отмечалась неоднородность строения Буреинского массива. Обычно его подразделяют на Гонжинский, Мамынский (или Октябрьский), Туранский и Малохинганский блоки. Существует широкий спектр представлений о времени консолидации Буреинского массива — от раннедокимбрийского [41, 42] до позднепалеозойско-раннемезозойского [6, 38].

Перечисленные блоки сложены в основном кристаллическими породами, среди которых резко преобладают гранитоиды. Внедрение гранитоидов осуществлялось неоднократно. Выделены позднедокембрийско-раннепалеозойские, раннепалеозойские, позднепалеозойские и триасовые интрузивные комплексы. Особое внимание следует обратить на наличие двуслюдяных гранитов, отнесенных к раннепалеозойскому циклу внедрения, и позднепалеозойских гранитов, широко распространенных в Туранском блоке и сходных с S-типом. Первые, возможно, отражают какие-то ранние коллизионные процессы, а вторые позволяют предполагать обстановку магматической дуги близ субдукционной границы.

Надежные изотопные датировки метаморфических пород в пределах массива пока отсутствуют, но обнаружение фаунистически охарактеризованных отложений нижнего кембрия и региональные корреляции вещественного состава позволяют предполагать докембрийский возраст этих пород. Вместе с тем среди метаморфических пород обнаружены остатки палеозойской (не древнее девона) флоры [9]. Вещественный состав метаморфических пород изменчив, что в совокупности с особенностями распространения магматических образований и особенностями строения неметаморфизованных осадочных отложений позволяет предполагать независимое геологическое развитие блоков в доюрское время.

В пользу этих представлений свидетельствует существование фаунистически охарактеризованных силурийских, девонских и каменноугольных сложнодислоцированных терригенных, карбонатных и вулканических пород основного и среднего состава, распространенных в центральной части массива между Туранским и Мамыньским блоками. Тектоническая зональность этих отложений пока не ясна, но вещественный состав позволяет предполагать существование здесь аккреционных структур. На схеме они показаны в качестве Норско-Сухотинской аккреционной системы.

Сочленение Мамыньского и Гонжинского блоков скрыто под покровом юрских и более молодых отложений, но у западной границы Мамыньского блока обнажается крупный (120 км<sup>2</sup>) массив интенсивно расщепленных гипербазитов и основных пород. Еще одно тело серпентинитов вскрывается среди юрских отложений [7]. Узкая изогнутая полоса магнитных аномалий указывает на более широкое развитие ультраосновных пород под покровом молодых отложений. Можно полагать, что Мамыньский и Гонжинский блоки разделены сутурой, возраст которой, к сожалению, пока не известен.

Несколько мелких линз серпентинитов описаны также на границе Туранского и Малохинганского блоков [7].

Несмотря на то, что в нашем распоряжении пока нет достаточных данных для восстановления геодинамической истории Буреинского массива, мы предполагаем: существование в пределах массива по крайней мере двух сутурных зон, скорее всего палеозойского возраста; наличие палеозойских аккреционных комплексов в центральной части массива; многоэтапную раннюю историю, например, для Туранского блока; значительные перемещения блоков после позднего палеозоя. Последнее предположение базируется на отсутствии позднепалеозойских аккреционных структур, которые могли бы быть связаны с магматической дугой позднепалеозойского возраста Туранского блока, и широком распространении в пределах массива левых сдвигов северо-восточного простирания [5, 52].

Ханкайский массив также имеет гетерогенное строение [23]. Вещественный состав пород позволяет предполагать существование Кабаргинской и Спасской сутур (см. рис. 1), разделяющих соответственно Матвеевский и Нахимовский, Нахимовский и Гродековский блоки.

Среди прочих тектонических элементов следует отметить раннемеловой Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс, протягивающийся вдоль южной стороны Монголо-Охотской сутуры и связанный с коллизией блоков Буреинского массива с Сибирским кратоном. Параллельно ему, но уже севернее Монголо-Охотской системы протягивается



Удско-Зейский асимметричный прогиб, выполненный раннемеловыми и, возможно, верхнеюрским отложениями. Это типичный передовой прогиб, сформированный перед фронтом надвигов структур Монголо-Охотской системы на Сибирскую платформу. Совместно с Умлекано-Огоджинским поясом он может рассматриваться в качестве латерального ряда коллизионных зон.

Другие показанные на схеме тектонические элементы дополнительных пояснений не требуют.

Особенности коллизионной и субдукционной тектоники юга Дальнего Востока мы рассмотрим прежде всего через призму различий структурных стилей аккреционных комплексов и специфических структур, созданных в процессе коллизии.

**Монголо-Охотская аккреционная система.** Как уже отмечалось, система сложена осадочными комплексами преддуговых прогибов и аккреционным клином активной континентальной окраины, существовавшей в раннем мезозое на южной границе Сибирской платформы. Преддуговые прогибы выполнены триасово-юрскими турбидитами. Палеозойские отложения, среди которых широко распространены породы, сформировавшиеся в океанических условиях, рассматриваются как аккреционные комплексы.

Дислокационная структура системы существенно различна в двух ее сегментах: Тукурингра-Джагдинском, противостоящем жестким блокам Бурейнского массива, и Галамском, располагающемся восточнее. В Галамском сегменте хорошо сохранены структуры, сформированные на субдукционном этапе развития, а в Тукурингра-Джагдинском они практически полностью переработаны коллизионными деформациями.

**Аккреционные структуры.** В Галамском сегменте Торомский и Удской преддуговые прогибы характеризуются сравнительно простыми дислокациями, хорошо выражены в современной структуре, а слагающие их терригенные триасовые и юрские отложения с угловым несогласием залегают на палеозойских образованиях. Ульбанский прогиб, сложенный юрскими турбидитами, обладает сложной структурой. Среди терригенных пород здесь описаны линзы среднеюрских кремней и зеленокаменно измененных основных вулканитов [19]. Возможно, что прогиб в целом или какая-то его часть представляет собой осадочное выполнение глубоководного желоба, которое совместно с отторженцами океанической коры вовлечено в аккреционный комплекс.

Структурный стиль аккреционных структур Галамского сегмента рассмотрим на примере палеозойского комплекса, изученного в северной части сегмента [28].

В процессе средне- и крупномасштабного геологического картирования здесь были палеонтологически охарактеризованы отложения широкого возрастного диапазона — от кембрия до перми. Структура их представлялась в виде ритмичного чередования терригенных и вулканогенно-кремнистых пачек [34, 35] за исключением, пожалуй, линз известняков с кембрийской и ордовикской фауной, которые рассматривались как олистолиты в силурийских отложениях [14].

Детальное структурное исследование показало, что палеозойский комплекс имеет чешуйчато-надвиговую структуру. В строении его принимают участие три ассоциации пород: терригенные слоистые, вулканогенно-кремнистые и олистостромы.

Ассоциация терригенных пород представлена преимущественно кварц-полевошпатовыми песчаниками. Присутствуют пачки ритмичного чередования песчаников и алевропелитов с признаками синседиментационных деформаций, подводно-оползневые горизонты с включениями кремней.

В вулканогенно-кремнистую ассоциацию входят разноцветные яшмы, кремнисто-глинистые сланцы, мелкозернистые граувакки, кремнекlastические брекчии, основные вулканиты с шаровой отдельностью.

Горизонты олистостром помимо олистолитов песчаников, кремней и вулканитов, характерных для описанных выше ассоциаций, включают

глыбы рифейских, вендских и кембрийских известняков, анортозитов, габброидов, пироксенитов и щелочных гранитов [14].

Каждая ассоциация слагает самостоятельные тектонические пластины и чешуи, разделенные зонами вязких разломов, параллельных слоистости внутренних частей пластин. Зоны разломов характеризуются интенсивным будинажем, транспозиционными структурами, рассланцеванием. При микро- и макроскопических исследованиях отмечается нарастание степени деформаций к контакту пластин. В тех случаях, когда контактируют основные вулканиты и массивные песчаники, можно видеть, что песчаники деформированы значительно интенсивнее, чем вулканиты. Это указывает на различную степень литификации пород в момент деформаций и характерно для субдукционных комплексов.

Мелкие ранние складки в терригенных породах имеют субгоризонтальные шарниры, а в кремнистых породах они часто наклонены под углами 30—40°. Формы складок в кремнях часто указывают на правосторонние смещения в плоскости регионального залегания. На основании этого можно предполагать более раннее образование складок в кремнях в основании аккреционного клина в условиях косой субдукции.

Сходным структурным стилем обладают юрские отложения Ульбанского прогиба с редкими линзами среднеюрских кремней и кремнисто-глинистых сланцев, изученные нами на побережье Охотского моря (Ульбанский залив). Здесь юрские проксимальные турбидиты слагают пакеты тектонических пластин, каждая из которых обладает хорошей сохранностью внутренней структуры. Пластины разделены сравнительно узкими зонами интенсивных деформаций, которые обычно приурочены либо к подошве мощных горизонтов песчаников, либо к пачкам тонкоритмичных турбидитов с высокими значениями отношений алевропелит/песчаник. В этих зонах наблюдаются рассланцевание и разлинзование пород, будинаж, мелкие асимметричные складки с субгоризонтальными шарнирами и дуплексовые структуры. Кинематический анализ в большинстве случаев указывает на южную вергентность движений по этим разломам, хотя в изученном районе широко распространены более поздние крупные складки с крутыми шарнирами, влияние которых трудно учесть и соответствующим образом скорректировать результаты кинематического анализа более ранних структур.

Примечательной особенностью ранних структур является то, что на участках с выдержанными залеганиями направления омоложения разреза довольно устойчивы и редко меняются при переходе через разделяющие пластины послонные зоны разломов. Это указывает на чешуйчато-надвиговый стиль строения, в котором складки имеют подчиненное значение.

Таким образом, структурный стиль аккреционных комплексов Галамского сегмента — это пакет тектонических пластин и чешуй со сравнительно слабо нарушенной внутренней структурой. Следует отметить различия в объеме океанического материала, который значителен в палеозойском комплексе и ничтожен в мезозойском. В Тукурингра-Джагдинском сегменте структуры субдукционного этапа практически не выявлены и не изучены из-за сильной вторичной переработки.

**Коллизионные структуры.** В Галамском сегменте они представлены сравнительно простыми складками и хрупкими разломами, которые можно наблюдать в мезозойских отложениях Торомского и Удского прогибов. Аккреционные структуры долины р. Галам в процессе коллизии были переориентированы, приобрели субвертикальные залегания и местами были запрокинуты в северном направлении. Помимо структур, отражающих поперечное сжатие сегмента, следует обратить внимание на образование сдвиговых структур. Правосторонние сдвиговые смещения предполагаются для Улигданского разлома [15], ограничивающего с севера Галамский сегмент. Система крупных левых сдвигов северо-восточного простирания бассейна р. Тором смещает границы Торомского прогиба с амплитудой в первые десятки километров.

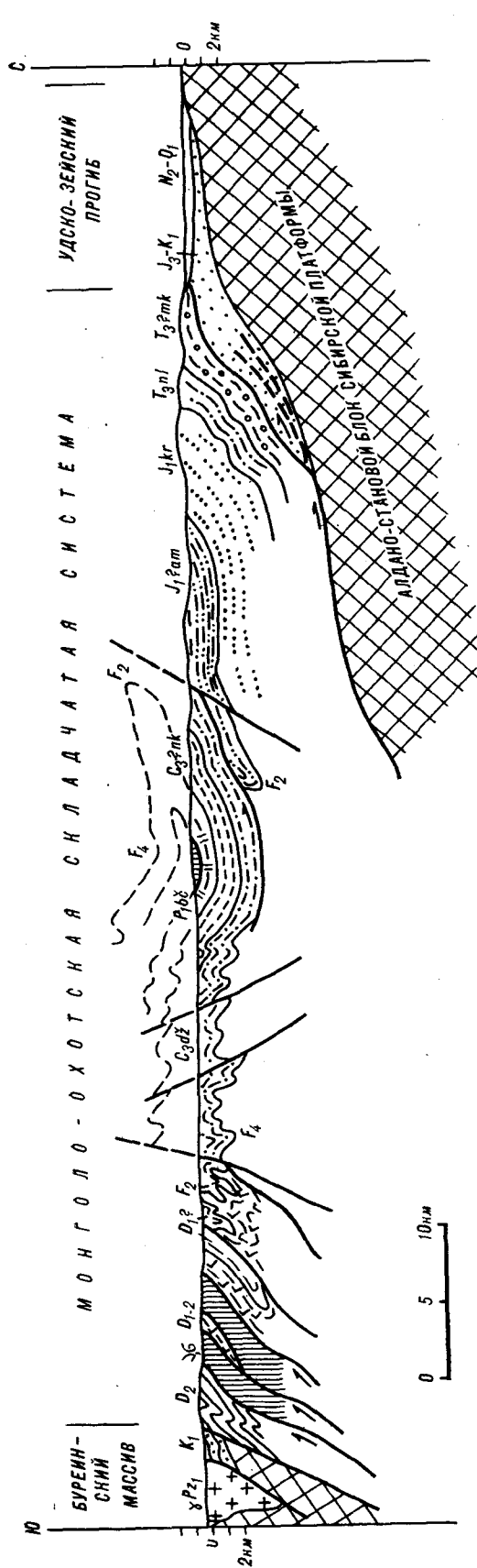


Рис. 2. Геологический разрез вдоль долины р. Дурда, отражающий строение Тукурингра-Джаджинского сегмента и его соотношение с раннекембрийскими комплексами Сибирской платформы.

Исследования на побережье Ульбанского залива показали, что сдвиговые смещения во многом определяют современную структуру юрских толщ Ульбанского прогиба. Здесь широко распространены крупные складки с крутыми шарнирами, в которые вовлечены чешуи и пластины более раннего этапа структурной эволюции. Перемещения, по-видимому, осуществлялись параллельно общему простиранию структур и имели левосторонний характер.

В Тукурингра-Джаджинском сегменте, зажатом между жесткими континентальными массами, коллизионные деформации проявились более интенсивно. История их сложна и включает шесть основных этапов деформации, которые обозначены индексами от  $D_2$  до  $D_7$  [24]. Основную структурообразующую роль сыграли деформации этапа  $D_2$ , в процессе которых сформировалась система субширотных лежачих и опрокинутых изоклиальных складок и надвигов с северной vergentностью. Эти деформации сопровождались зеленосланцевым метаморфизмом. Возникшая сланцеватость параллельна осевым поверхностям складок, и, поскольку складки изоклиальные, она обычно параллельна слоистости. На больших площадях северной части сегмента залегания слоистости и сланцеватости субгоризонтальны, и это отражает покровное строение данного района.

Наиболее крупные складки первого этапа коллизионных деформаций намечаются по соотношению разнофациальных комплексов (рис. 2). Центральная часть сегмента представляет собой крыло лежачей антиформы, ядро которой сложено полосчатыми габбро-амфиболитами,

микроварцитами и основными металауканитами. Корни прокровов и опрокинутых на север складок располагаются вдоль южной границы зоны, где залегания сланцеватости имеют крутые падения. По ширине района с лежащими складками и пологими залеганиями сланцеватости амплитуду надвигания структур Тукурингра-Джагдинского сегмента на Сибирскую платформу можно оценить в 50 км. Вместе с тем движение масс к северу в первый этап коллизионных деформаций (этап  $D_2$ ) представляет собой всего лишь составляющую более значимого перемещения вещества по простиранию Тукурингра-Джагдинского сегмента. На это указывает повсеместное развитие линейности растяжения, которая подчеркнута игольчатыми минералами в метаморфических породах, минеральными агрегатами, возникшими вокруг зерен в метапесчаниках, деформированными гальками в конгломератах. Линейность параллельна шарнирам опрокинутых и лежащих изоклинальных складок и ориентирована по простиранию сегмента. В конгломератах нижнеюрских турбидитов соотношение осей галек 1 : (2—4) : : (10—15). Эти цифры дают возможность оценить соотношение надвиговой и сдвиговой составляющих движения в этап деформаций  $D_2$ . Изложенное позволяет предположить такую модель образования основных структур коллизионных деформаций, в которой сдвиг в условиях сжатия, обусловленный движением блоков Буреинского массива к северо-востоку, привел к выжиманию структур Тукурингра-Джагдинского сегмента на Сибирскую платформу [25].

Возраст деформаций этапа  $D_2$  оценивается как конец средней — начало поздней юры. Верхнеюрские отложения не обладают сланцеватостью и сопутствующими метаморфическими преобразованиями. Перед фронтом выжимающихся из зоны сдвига к северу Монголо-Охотских структур сформировался Удско-Зейский передовой прогиб, выполненный верхнеюрско-нижнемеловыми осадками (см. рис. 2).

Последующие этапы коллизионных деформаций имели меньшее структурообразующее значение. По складкам и взбросам этапа  $D_4$  устанавливаются обратные, по сравнению с предыдущим этапом, движения — с севера на юг. Амплитуды перемещений вряд ли превышали первые километры.

По структурам этапа  $D_5$  вновь фиксируются малоамплитудные перемещения с юга на север. Повсеместно проявленные структуры этапа  $D_7$  связаны с левыми сдвигами северо-восточного простирания.

**Хингано-Охотская активная континентальная окраина.** Коллизионная и субдукционная история активной континентальной окраины изучалась в ее преддуговом регионе. Здесь выделено три тектонических комплекса, различающихся вещественным составом и структурными особенностями: хабаровский, амурский и киселевско-маноминский (см. рис. 1, 3).

Стержневым тектоническим элементом является амурский комплекс, сложенный терригенными отложениями (нижний мел-сеноман), среди которых установлен широкий спектр турбидитовых фаций, обладающих единым структурным стилем [25]. Амурский комплекс параллелен Хингано-Охотскому вулканоплутоническому поясу и широкой полосой протягивается вдоль долины р. Амур.

Хабаровский комплекс располагается северо-западнее амурского и, помимо нижнемеловых терригенных пород, включает известняки, вулканы и кремнистые породы позднепалеозойского, триасового и юрского возраста, обладает хаотической структурой. Возраст кремней в нем датируется пермью и триасом. В настоящее время трудно сказать, протягивается ли этот комплекс вдоль всей Хингано-Охотской активной континентальной окраины. Данные пока имеются только для окрестностей г. Хабаровск и хр. Вандан (см. рис. 1).

Южнее амурского комплекса можно выделить киселевско-маноминский комплекс. Детали его строения недостаточно ясны, но важно, что структурно он сопряжен с амурским комплексом и, в отличие от хабаровского комплекса, входящие в его состав кремни датируются юрой [18, 44], а в районе села Киселевка — даже началом раннего мела (данные С. В. Зябрева, ИГиГ ДВО АН СССР).

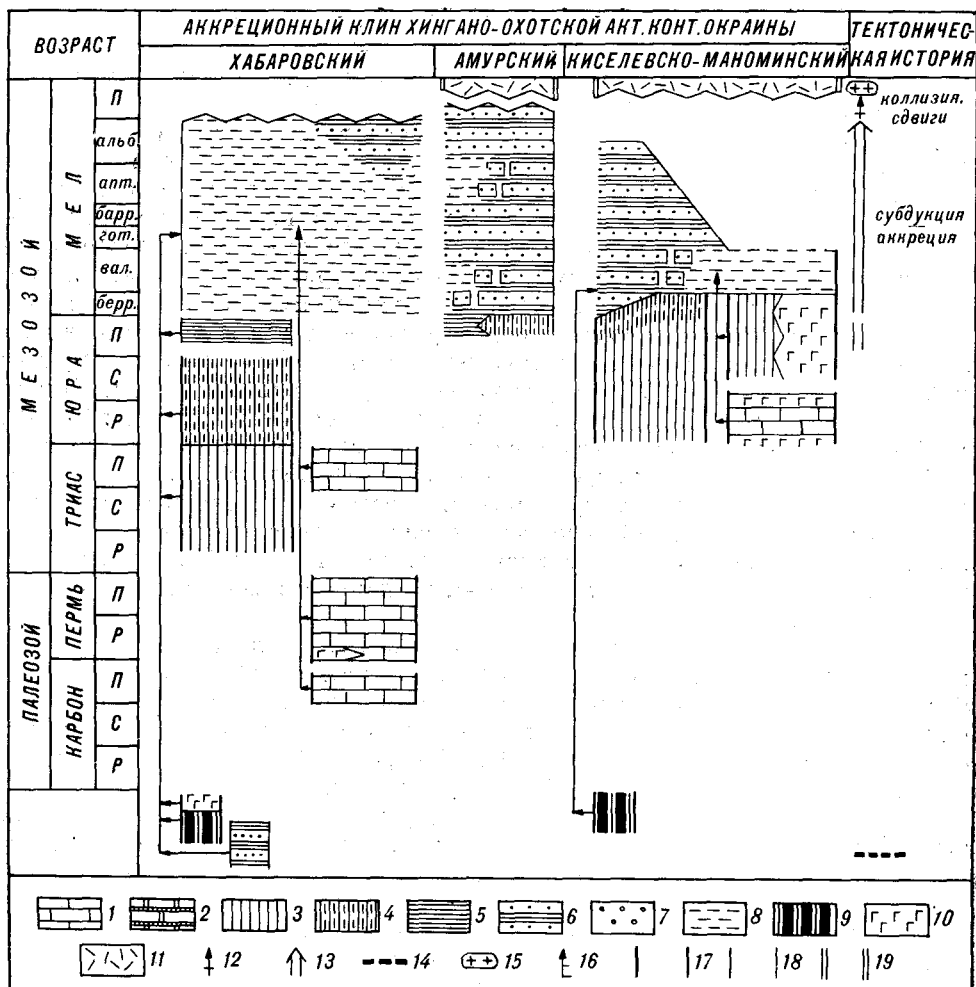


Рис. 3. Строение и история формирования аккреционного клина Хингано-Охотской активной континентальной окраины.

1 — известняки рифовые и мелководные; 2 — глубоководные известняки, переслаивающиеся с кремнями; 3 — ленточные кремни; 4 — кремнисто-глинистые сланцы и кремнистые аргиллиты; 5 — глинистые сланцы и алевролиты; 6 — переслаивание песчаников и алевролитов; 7 — грубообломочные породы; 8 — матрикс олистостром и меланжа; 9 — габброиды и гипербазиты; 10 — основные вулканиты; 11 — вулканиты среднего и кислого состава; 12 — возрастной интервал коллизационного этапа; 13 — возрастной интервал субдукционного этапа; 14 — метаморфические процессы; 15 — гранитоидный магматизм; 16 — возраст и тип пород, слагающих включения в олистостромах и меланже; 17 — породы океанического происхождения; 18 — породы, отлагавшиеся на континентальных окраинах; 19 — породы, перекрывающие аккреционный комплекс.

**Аккреционные структуры.** Амурский комплекс характеризуется многоэтапными деформациями [25]. На ранней стадии был сформирован пакет тектонических пластин и чешуй, в котором наиболее интенсивные деформации были приурочены к разделяющим пластины надвигам. Внутренние части пластин этими деформациями практически не были затронуты.

Поверхности разломов субпараллельны слоистости крыльев. Они подчеркнуты расслаиванием и разлинзованием пород, приурочены к пачкам глинистого состава или тонкоритмичным турбидитам. Здесь же присутствуют складки с субгоризонтальными шарнирами. Асимметричность складок в большинстве случаев указывает на движения, направленные к юго-востоку.

Горизонты олистостром, обнаруженные на разных стратиграфических уровнях, приурочены к зонам наиболее крупных послонных срывов (рис. 4), и это может быть истолковано как свидетельство синседиментационного характера ранних деформаций.

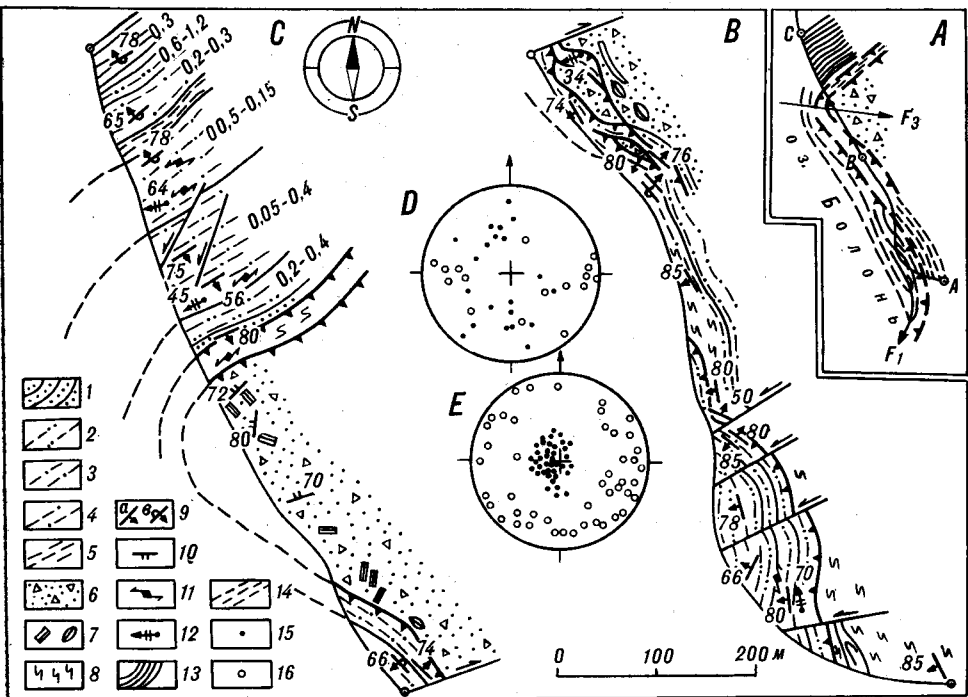


Рис. 4. Строение раннемеловых толщ амурского комплекса на юго-восточном берегу оз. Болонье.

А — олистострома с включениями внутрибассейнового материала приурочена к подошве раннего послонного надвига, подчеркнутая зоной интенсивно деформированных тонкоритмичных турбидитов. В высшем крыле надвига присутствует ранняя синклиналиальная изоклиналиная складка  $F_1$ . Зона послонного надвига и складка  $F_1$  вторично деформированы в асимметричную левостороннюю складку  $F_2$  с крутым шарниром, порожденную поздними сдвиговыми смещениями по простиранию. В, С — детали строения южной и северной частей обнажения. D — ориентировка мелких складок  $F_1$ , E — ориентировка мелких складок  $F_2$ . 1 — слоистые песчаники; 2 — ритмично-слоистые турбидиты с низкими значениями отношения алевропелит/песчаник; 3 — ритмично-слоистые турбидиты с высокими значениями отношения алевропелит/песчаник; 4 — ритмично-слоистые турбидиты с высокими значениями отношения алевропелит/песчаник; 5 — алевропелиты; 6 — олистострома; 7 — крупные олистолиты; 8 — зона интенсивных деформаций; 9 — залегания слоистости (а — нормальные, б — опрокинутые); 10 — залегания сланцеватости; 11 — кинематика смещений по мелким структурным формам; 12 — ориентировка шарниров складок  $F_2$ ; 13, 14 — усл. обозн. к А: 13 — участки с хорошей сохранностью слоистости, 14 — зона интенсивных деформаций; 15, 16 — условные обозначения к D и E: 15 — шарниры складок, 16 — полоса осевых поверхностей.

Как и в Ульяновском прогибе, в пакете чешуй чаще всего наблюдается одинаковое направление омоложения разреза, что отражает угнетенное развитие крупных складок в процессе деформаций.

Охарактеризованный этап развития амурского комплекса, по-видимому, был обусловлен субдукцией океанической плиты под Хинганско-Охотскую активную континентальную окраину, и если это так, то амурский комплекс формировался в передовой части аккреционного клина, главным образом, за счет осадочного выполнения глубоководного желоба.

Хабаровский комплекс состоит из тектонических линз и чешуй, а также обломков, размеры которых варьируют в широких пределах. Чешуи и линзы сложены триасовыми кремнями, кремнисто-глинистыми сланцами ранне-среднеюрского возраста, основными вулканитами и габброидами, верхнекаменноугольными, пермскими и верхнетриасовыми известняками, метаморфическими сланцами и метапесчаниками неизвестного возраста, титон-валанжинскими алевролитами и песчаниками (см. рис. 3). Все эти породы погружены в интенсивно рассланцованный матрикс, сформировавшийся как по слоистым песчано-глинистым породам, так и по тонкообломочной олистостроме. В матриксе обнаружены радиолиты конца раннего готерива — раннего баррема [26].

Чешуи, пластины и линзы ограничены зонами скольжения, поверхности линз отполированы, покрыты штрихами и бороздами скольжения. Внутренняя структура их нередко весьма сложна и дисгармонична одно-

родно ориентированной сланцеватости матрикса. В многоэтапно деформированных метаморфических породах обнаружены структурные формы, не встречающиеся в неметаморфизованных разностях.

По времени формирования как единой тектонической единицы хабаровский комплекс оказывается синхронным амурскому. Сравнительно простой чешуйчато-надвиговой структуре амурского комплекса противостоит меланжевая структура хабаровского комплекса, которая по целому ряду признаков сопоставима с меланжем течения, описанным М. Клоосом [48].

Если сопоставлять все это с современными моделями зон субдукции [51], то амурский комплекс отвечает фронтальной зоне (зона offscraping) аккреционного клина, где в близповерхностных условиях формировалась чешуйчато-надвиговая структура, главным образом, за счет осадочного выполнения глубоководного желоба. Хабаровский комплекс отвечает внутренней, более глубинной зоне (зона underplating), где пластическое течение насыщенного водой терригенного материала, затягиваемого субдуцирующей плитой, привело к диспергированию, разобщению и перемешиванию компетентных литифицированных пород, залегающих на более глубоких уровнях погружающейся плиты, а также и пород, слагающих нависающую плиту.

**Коллизионные структуры.** Коллизионные деформации в преддуговом регионе Хингано-Охотской окраины были многоэтапными [25]. На ранней стадии коллизии произошла переориентировка ранних складок и надвигов в амурском комплексе и сланцеватости матрикса хабаровского комплекса. Они приобрели крутые падения и в некоторых случаях оказались опрокинутыми в северо-западном направлении, после чего вдоль плоскостей крутопадающей слоистости стали происходить левосторонние сдвиговые смещения. Необходимо отметить специфичность этого процесса, результаты которого существенно отличаются от сдвиговых структур, например, Центрально-Сихотэ-Алинской сдвиговой системы [10, 43]. Впервые, нам не удалось обнаружить каких-либо крупных мощных зон разломов, характерных для других районов проявлений сдвиговой тектоники. Зоны скольжения, дискретные на уровне обнажений, равномерно рассеяны на всей площади выходов амурского комплекса. Они имеют небольшую мощность, подчеркнуты расланцеванием и разлинзованием и так же, как надвиги субдукционного этапа развития, приурочены к пачкам глинистых пород или тонкоритмичных турбидитов. Для этих зон не характерны зеркала и борозды скольжения, однако приразломные складки, общая структура зон скольжения (соотношения зон скольжения второго порядка), асимметричные формы линз делают ясными представления о кинематике смещений.

Сдвиговой формацией был охвачен весь объем амурского комплекса. На это указывает повсеместно развитый будинаж. Будины имеют асимметричные формы, которые в совокупности с ориентировкой длинных осей будин по падению и их взаимным расположением свидетельствуют об обусловленности будинажа левосторонними сдвиговыми смещениями.

На поздней стадии сдвиговых деформаций слоистость, все перечисленные структурные формы, а также ранние надвиги были вовлечены в крупные (сотни метров) складки с крутыми шарнирами. Они также имеют асимметричную форму, отражающую их связь с продолжающейся сдвиговой деформацией.

**Центральный и Южный Сихотэ-Алинь.** Как уже отмечалось, здесь установлено два разновозрастных аккреционных комплекса: юрский, который распространен на большей части территории, и раннемеловой, слагающий узкий клин в восточной части Приморья (см. рис. 4). Наряду с ними здесь присутствуют и комплексы иных тектонических типов, значение которых нам хотелось бы обсудить.

В Южном Сихотэ-Алине среди пород юрского аккреционного комплекса располагается узкий, нарушенный меловыми сдвигами Украинский блок, который можно рассматривать как чужеродное образование. С за-

пада блок ограничен Центрально-Сихотэ-Алинским левым сдвигом, а с юго-востока и северо-запада — погружающимися к северо-западу надвигами.

Наиболее древними породами Окраинского блока являются метаморфизованные ультраосновные породы, амфиболиты, кристаллические сланцы и кварциты [8, 23, 45]. Они стратиграфически перекрываются пермскими песчаниками с обломками подстилающих пород, алевролитами и известняками, триасовыми и юрскими алевролитами и песчаниками. Среди юрских пород присутствуют туфы и лавы щелочных базальтов. Строение пермско-юрских отложений резко отличается от строения одно-возрастных пород смежных тектонических элементов. Обилие и состав фауны, литологические особенности пород свидетельствуют об образовании пермско-юрских отложений в мелководных условиях.

Тектоническая природа Окраинского блока и его структурные соотношения с юрским аккреционным комплексом не вполне ясны. Уникальность разрезов пермско-юрских отложений и отсутствие переходных фаций можно использовать как признак значительного перемещения блока, предшествовавшего сочленению с юрским аккреционным комплексом. Возможно, его следует рассматривать как аккретированный терреин или же, что с нашей точки зрения более предпочтительно, как часть какой-то более древней, чем юрский аккреционный комплекс, структуры Азиатского континента, смещенной в северном направлении по левосторонним сдвигам.

Некоторые исследователи предполагают, что Окраинский блок является частью Ханкайского массива, однако различия в строении разрезов слишком существенны, хотя пермские фаунистические сообщества этих структур близки друг другу [8]. Совмещение Окраинского блока со структурами восточного обрамления Ханкайского массива и юрским аккреционным комплексом произошло в раннем мелу до отложений аптальбских угленосных терригенных пород сучанской свиты и одновозрастных им морских отложений соколовской свиты Партизанского прогиба, наложенного как на Окраинский блок, так и на структуры Ханкайского массива.

В Северном Сихотэ-Алине, в восточном крыле Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, в пределах узких клиньев метаморфизованных габброидов обнаружены пермские алевролиты, содержащие остатки флоры [20]. Резкий контраст вещественного состава этих пород с синхронными породами обрамления, где они представлены кремнями и известняками с кораллами и фузулинидами, усиливается принадлежностью флоры к ангарской провинции. Эти блоки также можно рассматривать как инородные для юрского аккреционного комплекса.

Чужеродными блоками в юрских аккреционных структурах Сихотэ-Алиния, вероятно, являются метаморфические породы Хорского клина и Анюйского купола. Для подобного предположения особенно важны структурные соотношения в Анюйском куполе, где слюдяные кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты конформно перекрыты пологозалегающим тектоническим покровом основных вулканитов, гипербазитов и кремней, литологически сходных с триасово-юрскими отложениями джаурской свиты (данные получены в результате наших совместных работ с М. Формом, П. Монье, В. С. Приходько и А. А. Врублевским). Присутствие ксенолитов метаморфических пород в раннемеловых высокоглиноземистых гранитоидах и пологие залегания вулканогенно-кремнистых и терригенных пород в Анюйско-Хорском междуречье позволяют предполагать широкое распространение кристаллических пород континентального происхождения на глубине и покровное (шарьяжное) налегание на них пород океанического генезиса.

Юрский аккреционный комплекс включает широкий спектр пород с возрастным диапазоном от девона до низов раннего мела (рис. 5). В тектонических линзах и чешуях, в олистолитах, залегающих среди терригенных пород средне-позднеюрского возраста, установлены [8, 20, 45]



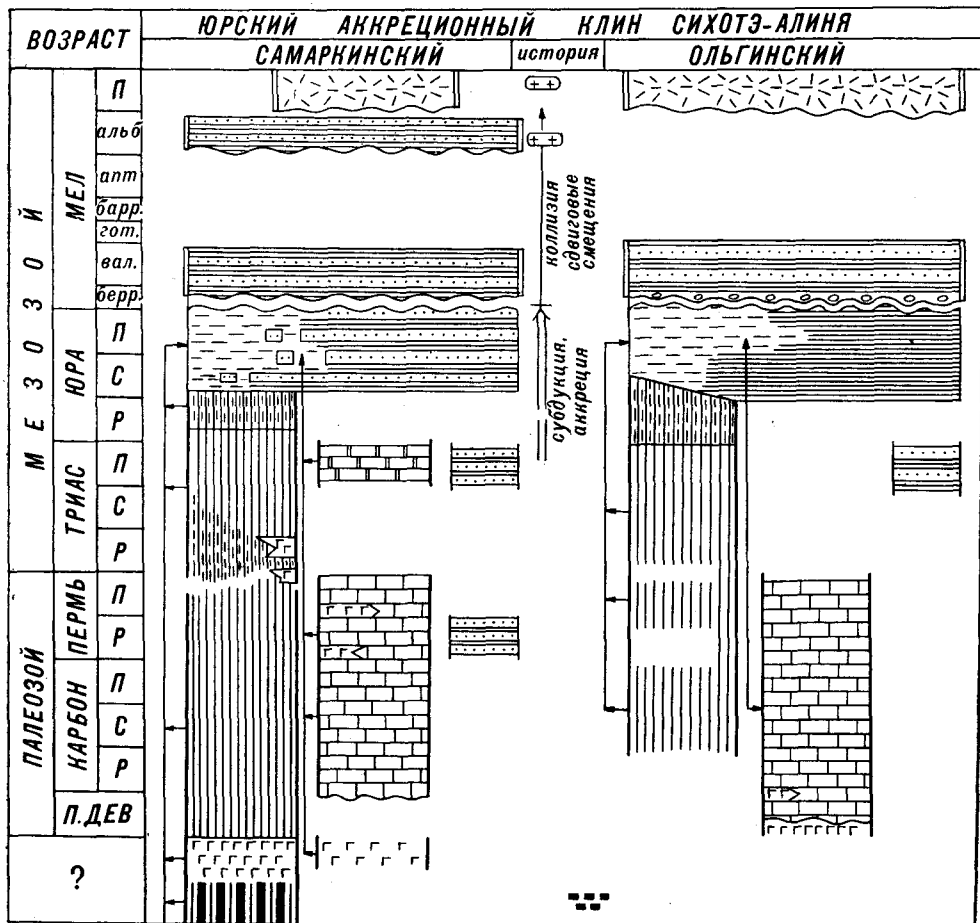


Рис. 5. Строение и история формирования юрского аккреционного клина в Центральном Сихотэ-Алине. Усл. обозн. см. на рис. 3.

каменноугольные, пермские и триасовые известняки, девонские, каменноугольные, пермские и триас-нижнеюрские кремни и кремнисто-глинистые сланцы, терригенные породы пермского, триасового и юрского возраста. Здесь же установлены тектонические пластины и включения гипербазитов, габброидов, амфиболитов и кристаллических сланцев. Возраст перекрывающих офиолиты кремней определен как позднедевонско-раннепермский [45].

Берриас-валанжинские отложения перекрывают юрский аккреционный комплекс с угловым несогласием [8, 23, 45]. Готерив-барремские отложения здесь неизвестны, а в основании альбских также фиксируется угловое несогласие. В пределах юрского аккреционного комплекса широко распространены позднеальбские гранитоиды, в том числе и высокоглиноземистые [11].

Восточнее юрского аккреционного клина протягивается широкая полоса нижнемеловых турбидитов, в которой разрез всего нижнего мела непрерывен [6, 23]. Среди них иногда отмечаются линзы кремней, кремнисто-глинистых пород и спилитов, однако раннемеловая макрофауна обнаружена только в терригенных породах. В апт-альбских отложениях восточной части пояса присутствуют лавы и туфы среднего состава [23, 29]. Для комплекса характерна чешуйчато-надвиговая структура. Его также прорывают позднеальбские гранитоиды.

Имеющиеся данные пока сложно интерпретировать однозначно. Апт-альбские отложения восточной части полосы нижнемеловых пород, возможно, принадлежат Восточно-Сихотэ-Алинской [30, 31, 41] или Самар-

Рис. 6. Строение и история формирования раннемелового аккреционного комплекса Южного Сихотэ-Алиня. Усл. обозн. см. на рис. 3.

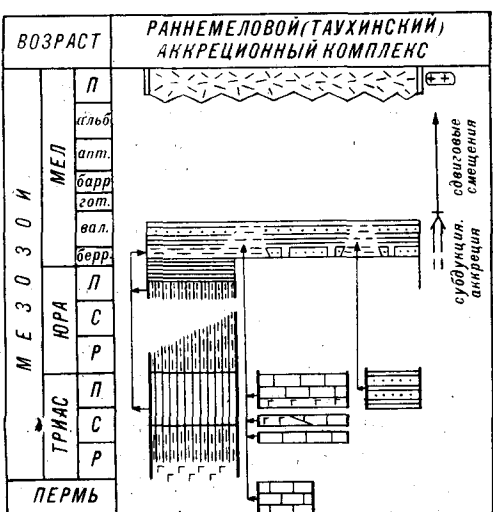
гинской [40] вулканической дуге, предугуговые элементы которой располагаются на о. Сахалин. Тектоническая природа других отложений может быть истолкована двояко. Присутствие линз кремней и вулканитов не исключает предположения об аккреционной природе комплекса. С другой стороны, образование нижнемелового прогиба на востоке Сихотэ-Алиня можно связать со столкновением микроконтинента, фрагменты которого обнажаются в Аюйском куполе, с юрским аккреционным комплексом.

Раннемеловой аккреционный комплекс Южного Сихотэ-Алиня обнажен в сравнительно небольших выходах среди более молодых образований. Общей характеристикой комплекса (рис. 6) является то, что верхнепалеозойские и триасовые известняки, триасовые кремни, юрские кремнисто-глинистые отложения, терригенные породы верхнего триаса и основные вулканиты залегают здесь в виде включений среди пород валанжинского возраста [8, 16, 22, 45—47]. В отличие от юрского аккреционного комплекса в раннемеловом комплексе пока не обнаружено пермских кремней.

Существуют некоторые различия в строении аккреционного комплекса, которые нам представляется важным подчеркнуть. Комплекс можно подразделить на две части: силинский и высокогорский подкомплексы. В обнажающемся на западе силинском подкомплексе включения известняков имеют главным образом позднепалеозойский возраст. Здесь известны также находки триасовых известняков, которые переслаиваются с кремнями и содержат остатки норийских галобий [8]. Верхнетриасовые известняки, переслаивающиеся с кремнями, известны и в юрском аккреционном комплексе как в Южном Сихотэ-Алине, так и в Северном [4]. Это глубоководные отложения, в которых практически нигде не обнаружено остатков макрофауны. Они развиты в основном вдоль восточной стороны выходов юрского аккреционного комплекса.

В высокогорском подкомплексе подобных пород не описано, но здесь широко распространены рифогенные известняки позднего триаса, содержащие уникальные для триасовых отложений юга Дальнего Востока фаунистические сообщества (двустворки, кораллы, фораминиферы), отличающиеся от сообществ смежных структур и сходные с альпийской фауной [12, 17]. Палеобиогеографический анализ, проведенный М. Тамурой [53], подтвердил это более широкой корреляцией и показал, во-первых, сходство фауны триасовых известняков высокогорского подкомплекса с фауной из сходных пород зоны Санбосан Японии, а во-вторых, выявил уникальность расположения названных комплексов на восточной окраине Азии. Ближайшие сообщества такого типа обнаружены в провинции Юньнань на крайнем юге Китая и на ряде островов Индонезии. На Дальнем Востоке это один из наиболее резких контрастов фаунистических сообществ, позволяющий предполагать тысячекилометровые перемещения пород, входящих в состав раннемелового аккреционного комплекса Сихотэ-Алиня и зоны Санбосан Японии.

Юго-восточнее раннемелового аккреционного комплекса среди вулканитов Восточно-Сихотэ-Алинского пояса обнажаются аккреционные структуры (ольгинский комплекс), которые, в отличие от тектонического райо-



нирования, предложенного А. И. Ханчуком с соавторами [45], мы сопоставляем с юрским аккреционным комплексом (см. рис. 5). Здесь вновь широко распространены включения верхнепалеозойских и даже верхнедевонских рифовых известняков, каменноугольных, пермских, триасовых и юрских кремней и кремнисто-глинистых сланцев. Примечательно, что комплексы конодонтов в каменноугольных кремнях отличаются от комплексов конодонтов в известняках, тогда как пермские комплексы сопоставимы [36]. Значение этого факта пока трудно оценить. Карбонатные разрезы карбона и перми непрерывны [13], тогда как в кремнистых фациях такие разрезы не установлены [30]. Таким образом, можно предполагать аккрецию палеозойской океанической коры, имеющей разное строение, но пока трудно высказать достаточно определенные соображения о механизме смещения пород с разными фаунистическими комплексами в сравнительной узкой зоне.

Другой важной особенностью ольгинского комплекса является широкое распространение терригенных пород верхнего триаса с фауной бореальных двустворок [3]. Эти породы ограничивают с юго-востока тетический верхний триас высокогорского подкомплекса и являются веским доводом в пользу предположения о вторичном сдвиге тектонической зональности Сихотэ-Алиня за счет меловых сдвиговых смещений.

Берриас-валанжинские отложения перекрывают ольгинский комплекс с несогласием [22, 23].

**Аккреционные и коллизионные структуры.** Уже накоплено много данных о члшуйчато-надвиговом, а местами покровном строении аккреционных структур Центрального и Южного Сихотэ-Алиня [8, 20—22, 45, 47]. Вместе с тем многие детали строения и структурной эволюции остаются неясными, и пока трудно провести четкую грань между структурами субдукционного и коллизионного этапов развития.

В деформационной истории выделено три крупных этапа: а) образование конседиментационных надвигов; б) образование чешуйчатых надвигов и складок с крутыми осевыми поверхностями; в) левосторонние сдвиговые смещения по разломам субмеридионального и северо-восточного простираний.

Среди исследователей, изучавших дислокационную структуру Сихотэ-Алиня, весьма популярны идеи о ведущей роли гравитационных сил в образовании конседиментационных надвигов, благодаря которым оказались совмещенными тектонические пластины триасовых и юрских кремней и вулканитов или глыб палеозойских и триасовых известняков с терригенными породами юрского и раннемелового возраста. Этот процесс параллелизуется с олистостромообразованием, поскольку олистолиты в истинных олистостромах имеют сходный состав. Не отрицая возможность этого процесса, хотелось бы отметить, что собственные наблюдения в раннемеловом аккреционном комплексе позволяют нам предполагать существование здесь структурных соотношений, которые свойственны меланжу течения и структурам, например, хабаровского комплекса. Рассланцованный матрикс, отполированные поверхности включений кремней, вулканитов и известняков, формы включений, отражающие течение вещества в процессе деформации, отсутствие рассланцевания в нижнемеловых отложениях, структурно подстилающих меланж, — это то, что служит основой нашего предположения.

Закономерностями образования конседиментационных покровов, вызванных гравитационным сползанием, трудно объяснить метаморфизм офиолитов в юрском аккреционном комплексе. Повышенные давления, предполагаемые по минеральным ассоциациям [45], можно связать с метаморфизмом на относительно больших глубинах, связанным с процессом субдукции, а среди механизмов, ответственных за вывод метаморфических пород на верхние структурные уровни и их пространственное совмещение со слабо или неметаморфизованными породами, механизм меланжа течения [48] нам представляется наиболее реальным.

Наряду с меланжевыми структурами и олистостромами, которые свойственны аккреционным клиньям субдукционных границ, в Центральном и Южном Сихотэ-Алине присутствуют аккреционные чешуйчато-надвиговые образования, отдельные пластины которых характеризуются ненарушенной внутренней структурой. Примером их является многократное повторение триасовых кремней, ниже-верхнеюрских кремнисто-глинистых сланцев и верхнеюрских терригенных пород в районе о. Дальнегорск [21]. Пространственную зональность этих разных структурных стилей аккреционных комплексов определить пока затруднительно.

Кинематический анализ аккреционных структур Сихотэ-Алиня пока не проведен. В юрском аккреционном комплексе предполагается юго-восточная вергентность структур, а в раннемеловом — северо-западная [8, 45, 47], однако не вполне ясно, о каких структурах идет речь — аккреционных или коллизионных.

Складки и послонные срывы с юго-восточной вергентностью наблюдались нами в пластинах кремней из долины р. Анюй в северной части Центрального Сихотэ-Алиня. Такая направленность движений для субдукционного этапа представляется нам наиболее реальной. Что касается северо-западной вергентности структур в раннемеловом аккреционном комплексе, то она скорее всего отвечает структурам коллизионного этапа.

Расшифровка коллизионной истории Сихотэ-Алиня представляет большой интерес. С одной стороны, здесь, возможно, удастся получить доказательства того, что формирование юрского аккреционного комплекса по крайней мере в Центральном Сихотэ-Алине завершилось столкновением с микроконтинентом, фрагменты которого обнажаются в Анюйском куполе и Хорском клине. С этим столкновением можно связать образование покрова гипербазитов, метавулканитов и микрокварцитов поверх кристаллических пород ядра Анюйского купола, внедрение раннемеловых высокоглиноземистых гранитоидов, несущих ксенолиты метаморфических пород и, возможно, раннемелового флишевого бассейна, располагающегося в восточнее юрского аккреционного комплекса.

Микроконтинент прилежался к зоне субдукции под очень острым углом. Линейность растяжения в метаморфических породах ядра Анюйского купола и перекрывающем их офиолитовом покрове ориентирована почти по простиранию структур Сихотэ-Алиня. Кинематический анализ структур, связанных с метаморфизмом и покровообразованием, показывает, что коллизия не изменила структурного каркаса конвергентной границы — перемещаясь в северном направлении, микроконтинент погружался в зону субдукции.

Совершенно иной тип геологических событий завершил формирование раннемелового аккреционного комплекса. Уже отмечалась необычность для восточной окраины Азии северо-западных направлений движений, определяющих современную структуру этой тектонической зоны. Региональный тектонический анализ с учетом структур Сахалина и Японии не позволяет предполагать коллизию с раннемеловой зоной субдукции какой-либо крупной континентальной массы, способной корнным образом перестроить направления движений на конвергентной границе. Эшелонирование тектонической зональности в Южном Сихотэ-Алине, косое столкновение тектонических элементов Центрального и Южного Сихотэ-Алиня с Хингано-Охотской активной континентальной окраиной, широкое распространение левых сдвигов как в рассматриваемом регионе, так и вдоль всей восточной окраины Азии позволяют высказать предположение о том, что перемещение океанических плит в мезозойском Тихом океане, ориентированное под острым углом к восточной окраине Азии, по-видимому, вызывало как одновременное существование субдукции океанической литосферы и сдвиговых смещений в тылу конвергентной границы, так и смену режима субдукции сдвиговой трансляцией океанической литосферы вдоль окраины континента. При этом преддуговые элементы как наиболее податливые были подвержены этой деформации в большей степени.

Кинематика движений плит была такова, что сдвиговые смещения осуществлялись в условиях сжатия и, соответственно, сопровождалась образованием надвиговых структур. Предполагаемый механизм вполне приемлем для Южного Сихотэ-Алиня, особенности дислокационной структуры которого уже давно позволили сделать вывод о тесной связи складко- и надвигообразования с левосторонними сдвиговыми смещениями [43].

**Заключение.** Анализ субдукционной и коллизионной истории мезозойских тектонических элементов юга советского Дальнего Востока, с одной стороны, показывает возможность идентификации геологических структур этих этапов в общей истории орогенов, а с другой, — обнаружил широкий спектр структурных стилей каждого из этапов развития и столь же большое разнообразие механизмов структурообразования.

В аккреционных комплексах четко обособляются два структурных стиля. Первый характеризуется регулярной чешуйчато-надвиговой структурой, приуроченностью основных деформаций к зонам послыстных разломов и хорошей сохранностью первичных структур во внутренних частях пластин и чешуй. Примером этого структурного стиля являются палеозойский аккреционный комплекс долины р. Галам, мезозойские ульбанский и амурский комплексы.

Второй структурный стиль — это соотношения разнотипных пород, характерные для меланжа. Включения в нем нередко обладают тектоническими и метаморфическими структурами, образовавшимися до их вхождения в меланж. Такие структуры могли формироваться в той же самой зоне субдукции, но на более ранней, чем образование меланжа, стадии (например, метаморфизм и милонитизация пластин офиолитов в юрском аккреционном комплексе Сихотэ-Алиня), а могут иметь и «досубдукционный» возраст и являться отторженцами нависающей плиты (примером здесь, возможно, являются метаморфические породы, обнаруженные в хабаровском комплексе).

В преддуговых тектонических элементах Хингано-Охотской активной окраины охарактеризованные структурные стили обладают четкой зональностью, которая легко может быть интерпретирована понятиями о зонах *offscraping* и *underplating*. В других местах такой зональности, возможно, и нет (Сихотэ-Алинь), а аккреционный комплекс в целом обладает некоторым промежуточным структурным стилем. В чем причина таких различий? Игруют ли здесь роль скорость движения океанической плиты, ее мощность и возраст, мощность осадочного выполнения глубоководного желоба? Ответы на эти вопросы пока не ясны.

Среди мезозойских структур юга Дальнего Востока отсутствуют примеры фронтальных столкновений. Во всех случаях ведущую роль в структурообразовании играла сдвиговая составляющая сближения. Любопытно также то, что только для Анюйского микроконтинента можно допустить отсутствие былой связи с Азиатским континентом. Во всех остальных случаях (Монголо-Охотская сутура, Амурская сутура) зоны субдукции закрывались смещавшимися по сдвигам блоками того же самого континента, к которому принадлежала зона субдукции. Зона субдукции, существовавшая вдоль южной окраины Сибирской платформы, закрывалась жесткими блоками Буреинского массива, которые являлись частями Центрально-Азиатского пояса и в триасе и ранней юре выдавливались из зоны максимального сближения Сибирского и Сино-Корейского кратонов [27]. Зона субдукции Хингано-Охотской активной континентальной окраины раннемеловой Азии закрывалась главным образом смещавшимися по сдвигам вдоль окраины континента юрским аккреционным комплексом Сихотэ-Алиня.

Жесткость блоков, закрывавших указанные зоны субдукции, была главной причиной, ответственной за тип деформации. Большие объемы кристаллических пород в блоках Буреинского массива обусловили однородное пластическое сдвиговое течение горных пород Тукурингра-Джагдинского сегмента. Более податливые структуры Сихотэ-Алиня при столкновении с зоной субдукции вызвали хрупкопластические деформации,

продукты которых хотя и имеют довольно однородное распределение в региональном плане, на уровне обнажений распределены дискретно.

И, наконец, поздние складчатые и надвиговые структуры раннемелового аккреционного комплекса Сихотэ-Алиня, строго говоря, нельзя назвать коллизионными, ибо коллизии как таковой здесь не было. Субдукционные структуры были вторично деформированы, по сути дела, за счет смены режима субдукции на режим трансформного смещения океанической плиты вдоль континента. Тем не менее эти события имели существенное значение, вполне сопоставимое с коллизионными. После них произошло значительное изменение структурного плана, и раннемеловой аккреционный комплекс превратился в фундамент магматической дуги позднемеловой активной континентальной окраины.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бакулин Ю. И., Косыгин Ю. А. Основные проблемы геологии Приамурья // Тихоокеан. геология. — 1983. — № 1. — С. 3—10.
2. Бельтенева Е. Б., Золотов М. Б., Оницимовский В. В. и др. Геотектонические структуры Хабаровского края и Амурской области, их развитие в мезозое и кайнозое // Мезозойский тектогенез. — Магадан, 1974. — С. 97—104.
3. Бурий И. В., Жарникова Н. К., Полуботко И. В. Карнийские отложения Ольгинского района Приморья // Новые данные по детальной биостратиграфии фанерозоя Дальнего Востока/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1984. — С. 62—71.
4. Волохин Ю. Г., Бурий Г. И., Руденко В. С. Мезозойская кремневая формация Сихотэ-Алиня // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. — М.: Недра, 1989. — С. 95—105.
5. Вольский А. С. Геологическое строение и история развития Верхнего Приамурья: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук/ВСЕГЕИ. — Л., 1983.
6. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области масштаба 1 : 500 000: Объяснительная записка/М. В. Мартынюк, А. Ф. Васькин, А. С. Вольский и др. — Хабаровск, 1983.
7. Геология СССР. Т. XIX. Хабаровский край и Амурская область. Часть 1. Геологическое описание. — М.: Недра, 1966.
8. Голозубов В. В., Мельников Н. Г. Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алиня/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1986.
9. Змиевский Ю. П. О находке палеозойской флоры в метаморфизованных отложениях междуречья Туюн-Ниман (Туранский выступ Бурейнского массива) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. — Хабаровск, 1990. — С. 95.
10. Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. — Владивосток, 1972.
11. Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. — М.: Наука, 1967.
12. Кипарисова Л. Д. Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. — М.: Недра, 1972. (Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия; Т. 180).
13. Киреева Е. А., Никитина А. И., Бурий Г. И. Палеозойские рифогенные комплексы // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. — М.: Наука, 1989. — С. 68—89.
14. Кириллова Г. Л., Магинин А. В. Ранги геологических тел однородного уровня организации вещества // Тихоокеан. геология. — 1983. — № 3. — С. 73—80.
15. Кириллова Г. Л., Турбин М. Т. Формации и тектоника Джагдинского звена Монголо-Охотской складчатой системы. — М.: Наука, 1979.
16. Красилова В. А., Парняков В. П. Рудоносная тетюхинская свита — олистостромовый комплекс // Докл. АН СССР. — 1984. — Т. 277, № 3. — С. 669—671.
17. Краснов Е. В., Пеженина Л. А., Пунина Т. А. Палеозойские и мезозойские рифогенные комплексы Сихотэ-Алиня. Условия образования // Тихоокеанская окраина Азии. Геология. — М.: Наука, 1989. — С. 89—96.
18. Кузьмин С. П., Шевелев Е. К. Новые данные о строении и возрасте киселевской свиты (Нижнее Приамурье) // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания. — Хабаровск, 1990. — С. 175—177.
19. Майборода А. А., Шаруева Л. И. Формационный и вещественный состав юрских отложений западной части Ульбанского прогиба (Приохотье) // Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока/ДВНЦ АН СССР. — Владивосток, 1979. — С. 27—36.
20. Микститы Сихотэ-Алинской складчатой системы/ДВО АН СССР. — Владивосток, 1988.
21. Михайлов В. А., Волохин Ю. Г., Парняков В. П., Олейник Л. М. О возрасте и объеме горбушинской серии Прибрежной зоны Сихотэ-Алинской складчатой области // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 4. — С. 70—77.

22. Михайлов В. А., Врублевский А. А., Юшманов Ю. П. Строение и условия становления покровных структур Прибрежной зоны (Приморье) // Там же.— 1987.— № 1.— С. 83—91.
23. Назаренко Л. Ф., Бажанов В. А. Геология Приморского края. В 3-х частях/ДВГИ ДВНЦ АН СССР.— Владивосток, 1986.
24. Натальин Б. А., Попоко Л. И., Чеботов С. А. Тектоника Западно-Джагдинской зоны Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология.— 1985.— № 2.— С. 49—64.
25. Натальин Б. А., Алексеенко С. Н. Структура нижнемеловых отложений фундамента Среднеамурской впадины // Там же.— 1989.— № 1.— С. 37—46.
26. Натальин Б. А., Забрев С. В. Строение мезозойских толщ долины р. Амур: Путеводитель геологической экскурсии/ДВО АН СССР.— Хабаровск, 1989.
27. Натальин Б. А., Борукаев Ч. Б. Мезозойская тектоника юга Дальнего Востока // Вестник ДВО АН СССР.— 1990.— № 2.— С.
28. Натальин Б. А., Попоко Л. И. Палеозой Галамского сегмента Монголо-Охотской складчатой системы // Тихоокеан. геология.— 1991.— № 2.— С. 81—89.
29. Олейников А. В. Стратиграфия средне-верхнеальбских отложений бассейна р. Самарги (Северное Приморье) // Там же.— 1989.— № 2.— С. 67—77.
30. Панасенко Е. С., Руденко В. С., Рыбалка С. В. О взаимоотношении кремнистых и терригенных отложений в Приморье по результатам изучения радиолитрий и конодотов // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания.— Хабаровск, 1990.— С. 118—119.
31. Парфенов Л. М., Натальин Б. А. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии в мезозое и кайнозое // Докл. АН СССР.— 1977.— Т. 235, № 5.— С. 1132—1135.
32. Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Войнова И. П., Попоко Л. И. Тектоническая эволюция активных континентальных окраин на северо-западе Тихоокеанского обрамления // Геотектоника.— 1981.— № 1.— С. 85—104.
33. Парфенов Л. М., Натальин Б. А., Попоко Л. И. Тектоника восточной части Монголо-Охотской складчатой системы и природа сопряженных с ней зон мезозойской тектономагматической активизации Алдано-Становой области // Тихоокеан. геология.— 1983.— № 2.— С. 26—33.
34. Роганов Г. В., Григорьев В. Б. К стратиграфии палеозоя восточной части правобережья р. Уды (Западное Прихотье) // Палеозой Дальнего Востока/ИТИГ ДВНЦ.— Хабаровск, 1974.— С. 99—110.
35. Роганов Г. В., Кисляков С. Г. Средний палеозой Удско-Селемджинского междуречья и задачи его дальнейшего изучения // Палеозой Дальнего Востока/Там же.— С. 86—89.
36. Рыбалка С. В. Комплексы конодотов карбона и перми из кремней и известняков Приморья // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока: Тез. докл. IV Дальневосточного регионального межведомственного стратиграфического совещания.— Хабаровск, 1990.— С. 105—106.
37. Салуи С. А. Тектоника и история развития Сихотэ-Алинской геосинклинальной складчатой системы.— М.: Недра, 1978.
38. Сигоров Ф. Ф. Тектоническая природа Буреинского массива: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук.— Хабаровск, 1983.
39. Сидоров Ю. Ф., Кириллова Г. Л. Новые данные о возрасте метаморфических толщ Сихотэ-Алинской складчатой системы // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 3.— С. 110—112.
40. Симаненко В. П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алия и Сахалина // Там же.— 1986.— № 1.— С. 7—13.
41. Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1976.
42. Тектоническое районирование и структурно-вещественная эволюция Северо-Востока Азии.— М.: Наука, 1979.
43. Уткин В. П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения.— М.: Наука, 1980.
44. Филиппов А. Н. Мезозойские вулканогенно-осадочные формации Бикинской зоны (Сихотэ-Алия). Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук.— Хабаровск, 1988.
45. Ханчук А. И., Панченко И. В., Кемкин И. В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алия и Сахалина в палеозое и мезозое/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1988.
46. Ханчук А. И., Голозубов В. В., Кемкин И. В., Панченко И. В. Аккреционные комплексы и геодинамическая эволюция Сихотэ-Алинского региона // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы северо-западной Пацифики.— Хабаровск, 1989.— С. 68—69.
47. Юшманов Ю. П. Консидерационные тектонические покровы Прибрежной зоны Восточного Сихотэ-Алия на примере Дальнегорского рудного района // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 3.— С. 99—107.
48. Cloos M. Flow melanges: numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California // Geol. Soc. Am. Bull.— 1982.— V. 93.— P. 330—345.
49. Coward M. P., Ries A. C. Introduction // Collision tectonics.— Geological Society Special Publication No 19. Blackwell Scientific Publication, 1986.— P. XI—XII.
50. Geology of Korea/Ed. Lee, Dai-Sung/— Seoul: Geological Society of Korea, Kyohak-Sa, 1987.

51. Moore J. C., Cowan D. C., Karig D. E. Structural styles and deformation fabric of accretionary complexes // *Geology*.— 1985.— N 1.— P. 77—79.
52. Natal'in B. A., Parfenov L. M., Vrublevsky A. A. et al. Main fault system of the Soviet Far East. Major crustal lineaments and their influence on the geological history of the continental lithosphere // *Phil. R. Soc. London*.— 1986.—A. 317.— P. 267—278.
53. Tamura M. The distribution of Japanese Triassic bivalve faunas with special reference to parallel distribution of inner Arcto-Pacific fauna and outer Tethyan fauna in Upper Triassic // *Pre-Cretaceous Terranes of Japan*.— Osaka, 1990.— P. 347—360.

*ИТuГ ДВО АН СССР*  
*Хабаровск*

*Поступила в редакцию*  
*24 января 1991 г.*

---



УДК 551.1

*Б. И. Васильев*

## К ПРОБЛЕМЕ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ТИХООКЕАНСКО-АФРИКАНСКОЙ АСИММЕТРИИ ЗЕМЛИ

В свете новых геолого-геофизических материалов рассмотрены основные закономерности геологического строения и эволюции структур Тихоокеанского сегмента Земли, подчеркнута их специфика и существенное отличие от структур диаметрально противоположного Африканского сегмента. Коренное различие этих сегментов определяет глобальную асимметрию Земли, возникшую на ранней стадии ее развития. Наиболее вероятной первопричиной образования Тихоокеанской впадины и окружающего ее подвижного пояса является возникновение системы Земля — Луна.

### ВВЕДЕНИЕ

Даже при беглом взгляде на глобус или карту полушарий обращает на себя внимание резкая неоднородность поверхности нашей планеты: на одной стороне ее находится огромная впадина Тихого океана, а на другой — древний Африканский континент. Это поверхностное различие, которое Г. Н. Каттерфельд [12] назвал антиподальностью Земли, имеет глубокие корни и очень древнюю историю, восходящую к начальным стадиям развития нашей планеты. По существу, Земля разделена на два полушария — Тихоокеанское и Африканское, имеющие различную геологическую историю.

На неоднородность оболочек Земли первым обратил внимание В. И. Вернадский [6, 7], который писал, что «...геологические оболочки и геосферы должны быть сплошными в связи с формой нашего геоида. Если они реально не являются таковыми, то это должно быть следствием какого-то геологического явления. Это — область дисимметрии. Нарушение начинается в биосфере и продолжается до подгранитной тяжелой оболочки» [7, с. 114]. Термин «дисимметрия», т. е. нарушение симметрии, применял и Н. С. Шатский, который писал: «Кроме обычного нормального развития складчатых зон, существует иная область — Тихоокеанская, подчеркивающая дисимметрию планеты... [27, с. 17], — и далее. — ...именно в этом заключается истинный генетический смысл дисимметрии земной коры...». Н. А. Шатский считал, что эта «глубокая дисимметрия» обусловлена наложением структур Тихоокеанского пояса на «нормальный процесс развития складчатых зон, который выражается в серии каледонид, герцинид и альпид».

Представления о глобальной дисимметрии Земли получили дальнейшее развитие в трудах Н. П. Хераскова, О. Л. Эйнора, П. Н. Кропоткина, А. Л. Яншина, В. Е. Хаина, Л. И. Красного, А. А. Богданова, Б. А. Петрушевского, А. П. Виноградова и особенно Ю. М. Пуцаровского, который посвятил этой проблеме ряд работ, начиная с 1960 г. Ему принадлежит первенство в выделении Тихоокеанского тектонического сегмента земной коры [18] и его всесторонняя характеристика, а также исторический обзор представлений по этой проблеме [19].

Однако, после появления на свет гипотезы литосферных плит или плитотектоники внимание к глобальной дисимметрии (или асимметрии по Ю. М. Пуцаровскому) Земли значительно ослабело, поскольку в рамках этой гипотезы для нее места не нашлось. Более того, наличие этой

дисимметрии является фундаментальным фактором, противоречащим концепции плитотектоники.

В 1990 г. нами закончено составление геологической карты Тихого океана в масштабе 1 : 10 000 000. Работа над картой, обобщившей все имеющиеся геологические данные по бурению, драгированию, геологическому строению островов и атоллов Тихого океана, а также анализ этой карты позволили выявить или восстановить ряд закономерностей, на которые либо не обращалось внимания, либо им не придавалось должного значения, особенно в последнее время. Этот стройный ряд взаимосвязанных закономерностей побуждает вновь вернуться к коренной проблеме строения Земли — ее Тихоокеанско-Африканской асимметрии и попытаться выяснить первопричину этой асимметрии. Рассмотрим кратко эти закономерности.

## ТИХООКЕАНСКИЙ ПОЯС

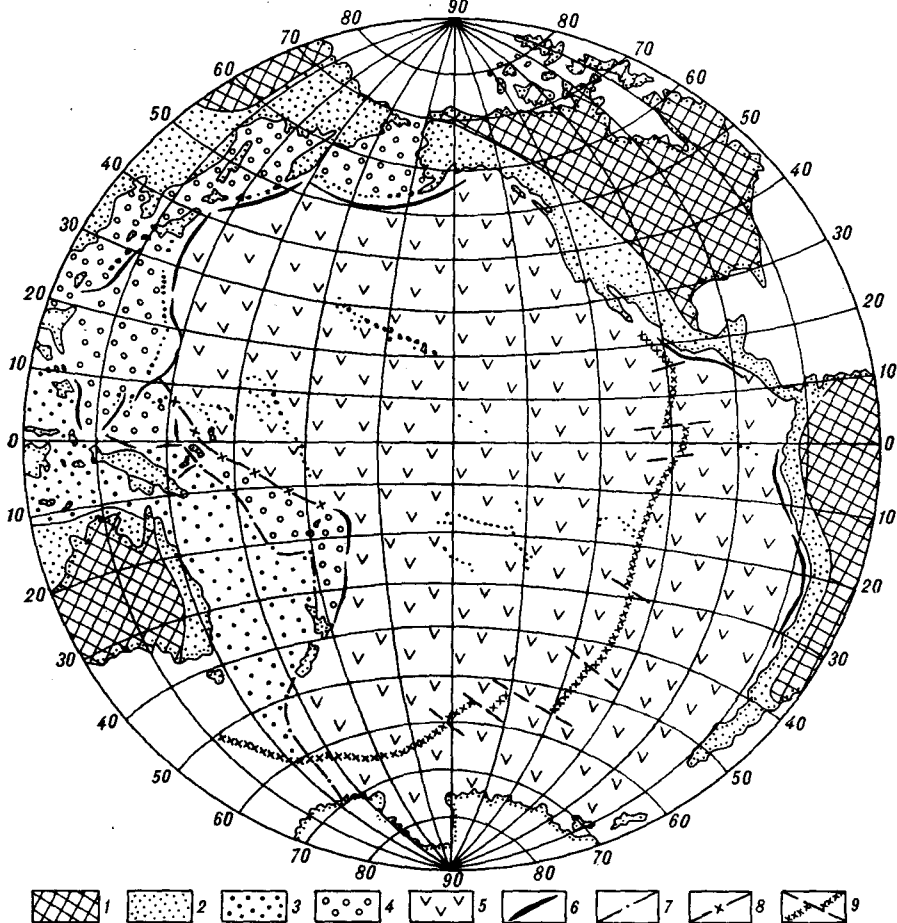
Тихоокеанский сегмент образован огромной мегавпадиной Тихого океана, занимающей одну треть поверхности нашей планеты, и окружающим ее поясом (см. рисунок), для которого существует несколько определений — подвижный, складчатый, тектонический, рудный и др. Каждая из дефиниций отражает определенные закономерности строения пояса, но не является обобщающей. Это относится и к понятию «тектонический», которое, тем не менее, представляется наиболее подходящим, однако мы будем применять еще более широкое определение — Тихоокеанский пояс, которое вмещает все аспекты его строения — и геоморфологию, и тектонику, и магматизм, и рудогенез.

Поскольку Тихоокеанский пояс, в отличие от мегавпадины, довольно хорошо изучен, то основные закономерности строения Тихоокеанского сегмента были выявлены именно здесь. Наиболее полно они изложены в работах П. Н. Кропоткина и К. Я. Шахварстовой [15], в уже упомянутых работах Ю. М. Пуцаровского и в двухтомной монографии «Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана» под редакцией Л. И. Красного и К. М. Худолея [11].

Тихоокеанский пояс представляет собой систему специфических тектонических структур, расположенных в кольцевой зоне между Тихоокеанской мегавпадиной и древними платформами. Внутренней границей пояса являются глубоководные желоба или подошвы континентальных склонов (там, где желобов нет), внешней границей можно считать обращенные к Тихому океану края древних платформ. Там, где этих платформ нет, внешняя граница пояса становится неопределенной.

Древним фундаментом Тихоокеанского пояса *повсеместно* служат докембрийские образования, присутствующие во всех его звеньях, в том числе в островных дугах, что убедительно показано в работах А. М. Смирнова [24] и В. И. Шульдинера [29]. Это же следует из анализа геологической карты. Крайне важными являются результаты изучения изотопов свинца, стронция и ниобия, показавшие наличие архейской (3,6 млрд лет) континентальной коры под Курильской островной дугой, Японией, Марианской дугой и некоторыми другими морфоструктурами [9].

Из этого следует вывод о заложении Тихоокеанского пояса на дорифейском основании в результате дробления и последующей переработки континентальной коры древних платформ, что уже неоднократно отмечалось многими исследователями. Однако вопрос о времени его заложения остается дискуссионным. В. И. Шульдинер [29] считает, что «...оформление структурного плана Тихоокеанского пояса произошло к началу среднего рифея, и именно этот момент следует рассматривать как время рождения пояса» [29, с. 14]. Этот вывод он аргументирует дискордантным наложением среднерифейских тектонических структур пояса на раннерифейские платформы в Северной Америке, в Австралии и на востоке Азии. К этому же выводу пришел и М. И. Волобуев [9], который считает, что самый ранний этап деструкции континентальной коры, ознаменовав-



Тектоническая схема Тихоокеанского сегмента.

1 — древние платформы; 2 — складчатые и складчато-глыбовые структуры Тихоокеанского пояса; 3, 4 — котловины окраинных морей (3 — Тихоокеанской зоны перехода, 4 — Индо-Австралийской зоны перехода); 5 — Тихоокеанская мегавпадина; 6, 7 — глубоководные желоба (6 — Тихоокеанской зоны перехода, 7 — Индо-Австралийской зоны перехода); 8 — пассивная граница Тихоокеанской мегавпадины; 9 — осевая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия.

ший заложение Тихоокеанского пояса, имел место примерно 1870 млн лет назад, что соответствует возрасту новообразованной континентальной коры юго-западной Японии.

Однако, А. М. Смирнов [24] считал, что первые фрагменты Тихоокеанского пояса возникли значительно раньше — в начале позднего архея. Они представляли собой, по его терминологии, эвгеосинклинали, заложившиеся на консолидированном основании, окружавшем Тихоокеанскую мегавпадину. Ю. М. Пуцаровский [19] указывает на существование Тихоокеанского пояса «по крайней мере в позднем докембри», а Тихоокеанскую мегавпадину он считает первичной неоднородностью Земли. Такого же мнения придерживается и Ю. А. Косыгин [14].

Дальнейшее развитие Тихоокеанского пояса шло путем расширения, с одной стороны, за счет дробления древних платформ и вовлечения их в геосинклинальный процесс, с другой — за счет присоединения к нему краевых частей Тихоокеанской мегавпадины, о чем свидетельствуют выделенные Н. А. Богдановым [5] талассогеосинклинали. Однако внутренние границы пояса в течение всего времени его существования были более или менее постоянными, что, в частности, отмечается Ю. А. Косыгиным: «Пространственное совпадение зоны палеозойских талассогеосинклиналей, а также выступов докембрийского или несколько более молодого кристаллического фундамента с островными системами свидетельствует о

стационарном положении талассогеосинклинального пояса, по крайней мере, с палеозоя, а, следовательно, о стационарном положении Западно-Тихоокеанской границы между областями распространения гипергенной оболочки континентального и океанического типов. Стационарное положение восточного ограничения Тихого океана подтверждается строением и историей развития складчатых сооружений западной окраины Американского континента» [14, с. 383]. Это заключение, основанное на большом фактическом материале, позволяет сделать вывод о том, что развитие Тихоокеанского пояса происходило *почти исключительно* за счет континентов, которые, несмотря на наличие мощной сиалической коры, оказались более податливыми, чем Тихоокеанская мегавпадина с ее тонкой «океанической» корой. К этому вопросу мы еще вернемся.

После своего формирования, в течение рифея и всего фанерозоя Тихоокеанский пояс постоянно являлся ареной интенсивных тектонических движений, природа которых трактуется по-разному. Странники классической геосинклинальной теории (Г. М. Власов, Н. П. Васильковский, Ю. М. Пушаровский и др.) рисуют этот процесс как последовательное наращивание континентов прилегающими к ним складчатыми зонами. По их представлениям зона перехода между океаном и континентами является современной геосинклиналью. Эта концепция опровергается повсеместным распространением докембрийского фундамента, о чем уже шла речь.

Вторая точка зрения предполагает постоянное существование в пределах Тихоокеанского пояса геосинклинальных условий, начиная с докембрия, и их постепенное отмирание в сторону океана, чем и объясняется омоложение складчатых структур в этом направлении.

Такая точка зрения отражена в работе Н. А. Беляевского и Б. А. Петрушевского: «Существует мнение, что в Восточной Азии происходило постепенное перемещение во времени зон большой подвижности к востоку, по направлению к Тихому океану. В действительности это лишь кажущееся явление, обусловленное тем, что на западе раньше прекращались геосинклинальные условия развития, тогда как на востоке они продолжали сохраняться» [4, с. 16].

Наконец, третья точка зрения предполагает более сложное развитие Тихоокеанского пояса, обусловленное чередованием эпох сжатия и растяжения, в связи с чем геосинклинальный «процесс шел не прямолинейно, а сопровождался переработкой ранее сформировавшихся структур и возникновением на месте сиалической коры участков коры симатического типа» [24, с. 199]. Для Дальнего Востока и Северо-Востока СССР этот процесс проанализирован М. С. Марковым с соавторами [17].

Рассматриваемый механизм является, по существу, периодической тектономагматической активизацией, которая «представляет собой несколько парадоксальный процесс, потому что направлена против общей, несомненно существующей тенденции в развитии континентальной земной коры от обстановки повсеместной подвижности ко все большему распространению областей спокойных режимов» [2, с. 229]. Примером позднекайнозойской активизации могут служить почти все морфоструктуры внутренней части Тихоокеанского пояса.

Периоды усиления тектонической активности в Тихоокеанском поясе, характеризовавшиеся дроблением коры и заложением геосинклиналей, отвечают геотектоническим циклам, которые имеют планетарный характер. Каждый цикл, продолжительностью в среднем около 200 млн лет, начинается общей трансгрессией и заканчивается регрессией. Однако тектонические циклы в Тихоокеанском сегменте асинхронны по отношению к циклам Африканского сегмента, что признается почти всеми исследователями.

Причины глобальной тектонической цикличности не установлены, однако многие считают, что они связаны с явлениями космического характера. Так, Г. И. Тамразян пишет: «Земля в своем развитии была бы полностью лишена периодичности (а осадконакопление — какой-либо

циклически), если бы она не находилась в сложном взаимодействии с окружающим космосом. Никакие внутренние процессы (в том числе накопление эндогенной энергии в Земле) не могут обладать циклическостью. Процессы в ней имели бы однонаправленный характер (в сторону ослабления или усиления их), но они отнюдь не отличались бы периодичностью, которая была бы им противопоказана» [26, с. 19]. Связь периодической смены эпох растяжения эпохами сжатия с космическими причинами предполагали А. М. Смирнов [24] и многие другие исследователи.

Суммируя изложенное, подчеркнем следующие особенности Тихоокеанского пояса.

1. Тихоокеанский пояс представляет собой кольцевую систему специфических тектонических структур, опоясывающую Тихоокеанскую мегавпадину.

2. Заложение пояса произошло в докембрии в результате раздробления и переработки древних платформ, окружавших Тихоокеанскую мегавпадину. Более точно время заложения пояса не установлено.

3. Развитие пояса происходило путем периодического усиления и ослабления тектономагматической активности, интенсивность которой во времени постепенно затухала по направлению к Тихоокеанской мегавпадине и в настоящее время сосредоточена в зоне перехода.

4. Циклическость тектономагматических процессов в Тихоокеанском поясе не совпадает по времени с таковыми в Африканском сегменте Земли.

5. Причины тектонической циклическости, по-видимому, имеют космический характер.

## ТИХООКЕАНСКАЯ МЕГАВПАДИНА

Рассмотрим теперь основные черты строения и развития Тихоокеанской мегавпадины.

До сравнительно недавнего времени представления о строении ее фундамента базировались только на геофизических данных, которые, как известно, не поддаются однозначной геологической интерпретации. Тем не менее, еще в 1938 г. Р. Штауб предполагал, что «на дне Тихого океана залегают громадная жесткая масса, играющая роль инертной преграды для подходящих к ней с запада и востока горных цепей, вынуждая последние огибать кругом океан» [28, с. 247—248]. Специфику Тихого океана подчеркивал и А. Д. Архангельский, который писал, что дно Тихого океана располагается «на некотором низшем уровне соответственно большему удельному весу при преобладании сима» [1, с. 325].

Первая крупная сводка по геологии дна Тихого океана была опубликована в 1970—1974 гг. в многотомном издании «Тихий океан», а в 1978 г. вышел в свет уже упоминавшийся двухтомник под редакцией Л. И. Красного и К. И. Худолея.

Выполненные в последние 15 лет геологические исследования позволили существенно дополнить представления о геологическом строении Тихоокеанской мегавпадины и, в частности, выделить здесь три геологоструктурных этажа.

К первому этажу относятся метаморфические породы, установленные в желобе Муссау и зонах разломов Кларион и Элтанин, в Курило-Камчатском желобе, на вале Зенкевича, а также в виде ксенолитов в лавах вулканов на Гавайских островах, о. Таити, островах Самоа и др.

В подавляющем большинстве случаев породы *первого* геологоструктурного этажа представлены апогарцбургитовыми серпентинитами со следами пластических деформаций, а также амфиболовыми и эпидот-амфиболовыми кристаллосланцами, эпидотовыми амфиболитами, пироксен-плагиоклазовыми метаморфитами и хлорит-тальковыми породами. В ксенолитах лав гавайских вулканов к этому этажу относятся дуниты, лерцоциты, верлиты, гранатовые перидотиты и гранатовые пироксениты. Все они по химическому составу отвечают примитивным толеитам, что свидетельствует об их генетическом единстве.

Таким образом, рассматриваемый метаморфический комплекс первоначально состоял в основном из толеитовых базальтов и продуктов, оставшихся после их выплавления, — гарцбургитов, которые, видимо, слагают интрузивные тела.

Можно предположить, что этот комплекс представляет собой нижнюю часть разреза земной коры меланократового типа, сформировавшейся в пределах Тихоокеанской мегавпадины в результате длительного многостадийного полициклического развития, заключавшегося в частичном плавлении мантийного вещества и последующих преобразованиях возникших при этом продуктов.

Скудость информации не дает возможности охарактеризовать этот основной по продолжительности этап геологического развития Тихоокеанской мегавпадины. Можно лишь предполагать, по аналогии с Камчаткой, что в это время здесь была сформирована мощная (35—40 км) меланократовая кора, характеризующаяся латеральной и вертикальной неоднородностью, что отражается в составе перекрывающих ее мезо-кайнозойских вулканогенных образований. В состав первого геолого-структурного этажа входят и породы кислого состава, но они имеют резко подчиненное значение.

Возраст рассматриваемого этажа большей частью может быть определен лишь косвенно, по соотношению метаморфических пород с более молодыми породами второго геолого-структурного этажа, имеющими мезозойский возраст (по-видимому, с триаса). Не исключено, что самые древние породы первого этажа имеют докембрийский возраст.

По-видимому, меланократовая кора в пределах Тихоокеанской мегавпадины образовалась в результате переработки древней континентальной коры. Подтверждением этому служат результаты изучения изотопного состава свинца, стронция и ниобия в изверженных породах Французской Полинезии, Самоа, Гавайских островов, островов Общества, Маркизских, плато Онтонг-Джава и др., дающих значение возраста субстрата, из которого они выплавлялись, до 3,5 млрд лет [9]. Такой же возраст (3,5 млрд лет) имеют лерцолиты, встречающиеся в виде ксенолитов в лавах гавайских вулканов [31].

По мнению А. М. Смирнова [25], фундамент Тихого океана может сопоставляться с катархейской кабактинской серией основных кристаллосланцев, ультрабазитов и эклогитоподобных пород, залегающих в основании разреза на юге Алдано-Станового щита, а также с самыми низами серии раггат Антарктического платформы. Не отрицая в принципе правомерность таких сопоставлений, следует, однако, подчеркнуть еще раз специфичность Тихоокеанской мегавпадины, заставляющую подходить к сравнению ее с континентами с большой осторожностью. Более вероятно, на наш взгляд, предположить, что здесь метаморфический фундамент был окончательно сформирован позднее, чем на континентах, — в протерозое и даже в палеозое.

*Второй этаж* отделен от первого структурным несогласием, на что указывают значительно меньшая степень метаморфизма и отсутствие следов пластического течения, а также наличие прожилков габброидов в серпентинитах. В составе второго этажа выделяется два подэтажа, генетически связанных между собой.

Нижний подэтаж образован комплексом расслоенных интрузий, которые установлены практически на всех крупных морфоструктурах. Он включает кумулятивные образования — плагиоклазовые верлиты, вебстериты, ортопироксениты и троктолиты, слагающие нижнюю часть разреза. Верхняя часть представлена массивными породами — оливинowymi габбро-норитами, габбро, габбро-диабазами и их метаморфизованными разновидностями — метагабброидами и аподиабазовыми эпидотовыми амфиболитами.

Верхний подэтаж генетически связан с нижним, на что указывает комагматичность пород, слагающих эти подэтажи, которые синхронно образовались из общих магматических очагов. В то же время, он существ-

венно отличается от нижнего подэтажа по условиям формирования: его слагают, в основном, пиллоу-лавы базальтов, туфы, брекчии и туфогенно-осадочные породы с подчиненным количеством субвулканических и гипабиссальных интрузивных пород — долеритов, габбро-долеритов, диабазов и др., аналогичных развитым в нижнем подэтаже.

Вулканогенные образования почти сплошным чехлом покрывают ложе Тихоокеанской мегавпадины, образуя «второй океанический слой», мощность которого на большей части этого огромного пространства составляет 2—3 км. Лишь под крупными подводными возвышенностями она увеличивается в 2—3 раза. Подавляющее большинство вулканогенных пород отвечает по составу толеитам и субщелочным базальтам, несколько различающимся в разных регионах. Реже, главным образом, в верхней части подэтажа, встречаются породы щелочной натриевой серии, дифференцированной от щелочных и субщелочных базальтов до пантеллеритов и трахириолитов (желоб Волкано).

Формирование вулканогенной толщи происходило, в основном, в мелководно-морских условиях, на что указывают структуры и текстуры пород, характер их вторичных изменений, а также прослой туфов, туфолав, лавобрекчий и туфогенно-осадочных пород, иногда с окатанным материалом. По-видимому, излияния происходили в пределах шельфового моря с архипелагом вулканических островов, с которых сносился вулканокластический материал. Как это ни покажется невероятным, но такую палеогеографическую обстановку в период формирования рассматриваемой вулканогенной толщи приходится допускать для всей огромной Тихоокеанской мегавпадины.

По составу, строению и геолого-структурному положению рассматриваемая вулканогенная толща очень сходна с трапшовой формацией континентов, на что уже неоднократно указывалось многими исследователями [16, 22 и др.]. В то же время, она отличается от трапш континентов огромной площадью распространения, низким гипсометрическим положением, составом подстилающего субстрата и некоторыми геохимическими характеристиками. Эти отличия не позволяют отождествлять рассматриваемую толщу с трапшами континентов, как это делают некоторые исследователи, и обуславливают необходимость выделения ее в качестве самостоятельной формации — талассотрапшовой.

Условия формирования второго геолого-структурного этажа Тихоокеанской мегавпадины были весьма специфичными и во многом загадочными. Во-первых, поражает огромная площадь распространения этого этажа — практически вся Тихоокеанская мегавпадина; во-вторых — синхронность начала его образования на всей этой площади (триас(?) — юра), в-третьих — сравнительно небольшие латеральные вариации химического состава пород, слагающих этот этаж, отвечающего примитивным толеитам внизу, переходящим в субщелочные разности вверху разреза. Излияния сопровождалась внедрением даек и силлов долеритов и габброидов, особенно многочисленных в нижней части толщи. Такие интенсивные площадные излияния должны были происходить по густой сети трещин, что возможно только в условиях растяжения литосферы.

Излияние и внедрение огромного количества основной магмы в сравнительно короткий промежуток времени — это проявление грандиозных событий планетарного характера, которые, несомненно, привели к существенному преобразованию литосферы и рельефа Тихоокеанского сегмента Земли.

Как уже отмечалось, вулканогенные породы верхнего этажа формировались, в основном, в мелководных, местах — в субаэральных условиях, т. е. лавы изливались на поверхность морского дна или суши.

Возникает вопрос — чем была сложена эта поверхность? Сейчас во всех изученных разрезах эффузивные образования подстилаются генетически связанным с ними дайковым комплексом и комплексом расслоенных интрузий нижнего подэтажа. Но породы этих комплексов не могли формироваться в поверхностных условиях, над ними должна была на-

нижнего и верхнего подэтажей сингенетичны. Значит эта вскрыша, через которую по трещинам изливались базальты, должна была состоять из более древних образований. Очевидно, ими являлись, в основном, породы первого геолого-структурного этажа — метаморфические сланцы и серпентиниты, для которых мы, таким образом, тоже должны допустить очень широкое площадное распространение — практически в пределах всей Тихоокеанской мегавпадины.

Таким образом, намечается следующая последовательность событий:

1. Триас — начало юры (?) — образование на месте теперешней Тихоокеанской мегавпадины огромного свода, сложенного меланократовой корой (первый геолого-структурный этаж), мощность которой могла достигать 35—40 км.

2. Растрескивание этого свода в результате растяжения и грандиозные по масштабам площадные трещинные излияния базальтов, вначале примитивных толеитов, затем субщелочных базальтов в пределах всей Тихоокеанской мегавпадины. Формирование вулканогенной толщи («второй слой») сопровождалось разогревом подстилающего ее субстрата за счет высокого теплового потока и экранирующего влияния этой толщи, что привело к возникновению магматических камер и формированию комплекса расслоенных интрузий. Постепенно эти полосы расширялись, соединялись друг с другом и в конце концов образовали почти сплошной слой («третий океанический слой»).

Вскрышей служили метаморфические породы первого этажа, которые интенсивно перерабатывались магматическими процессами. Этим объясняется сходство химического состава пород первого и второго геолого-структурных этажей, несмотря на большой разрыв во времени их образования. Таким образом, расслоенные интрузии — это не только продукты мантийных внедрений, но и результат переплавления пород первого этажа. Возможно, очаги лав верхнего подэтажа имеют такое же происхождение, т. е. располагались в низах меланократовой коры первого этажа (если допустить ее мощность в 40—50 км, что вполне вероятно).

Поскольку первый этаж был гетерогенным, то и образовавшиеся за счет его переработки породы второго этажа несколько различаются по составу в латеральном и вертикальном направлениях.

3. В середине юры началось опускание свода, обусловленное прекращением действия факторов, вызвавших его появление, постепенным остыванием литосферы и действием гравитации (собственного веса). Это привело к образованию впадин, линейных разломов и проявлению вулканизма центрально-трещинного типа.

*Третий геолого-структурный этаж* (поздний юра — кайнозой) был сформирован двумя синхронными процессами — вулканизмом и осадконакоплением, протекавшими в разных регионах Тихого океана и в разные временные интервалы по-разному. Различия в характере и интенсивности тектонических движений обусловили все многообразие морфоструктур Тихоокеанской мегавпадины, а различия в составе субстрата и разноглубинности вулканизма — разнообразие слагающих их пород.

Остановимся на основных этапах геологической истории этого периода.

После завершения формирования талассотрапшовой формации (юра) в пределах Тихоокеанского талассократона еще некоторое время существовали наземные и мелководно-морские условия. Снос материала происходил в окружавшие его геосинклинальные трюги. В поздней юре началось формирование впадин и заполнение их мелководными осадками.

В барреме, наряду с продолжением прогибания и осадконакопления, началась первая фаза позднемезозойского вулканизма, которая проявилась почти повсеместно (в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) породы этой фазы достоверно не установлены). Вулканизм продолжался в апте, в основном, в виде внедрения силлов (вторая фаза), а затем в кампане — маастрихте. В результате мелового вулканизма бы-



ли сформированы горные массивы и гряды в большей части Тихоокеанской мегавпадины, сохранившиеся в рельефе и представляющие собой сейчас подводные возвышенности, плато, островные гряды, подводные горные системы и отдельные горы (подводные возвышенности Обручева, Шатского, Хесса, Манихики и Магеллана, горные системы Маркус-Уэйк, Срединно-Тихоокеанские горы, горная система Лайн, горы Гейш, Картографов, Математиков и др.).

В это же время образовались внутриформационные лавовые потоки и туфовые прослой в осадочных отложениях впадин. Извержения носили, в основном, центрально-трещинный характер и происходили преимущественно в субаэральных мелководно-морских условиях.

По составу продукты мелового вулканизма отличаются большим разнообразием — от толеитовых базальтов до трахитов и риолитов с закономерным возрастанием щелочности вверх по разрезу, что связывается с увеличением глубинности магматических очагов.

Кайнозойский вулканизм наиболее интенсивно проявился в восточной части Тихоокеанского талассократона, где он по характеру был сходен с юрским «базальтовым потопом». Здесь он также имел площадное распространение и толеитовый состав, но излияния и внедрение даек происходили, в основном, по системе трещин, параллельных осевой зоне ВТП.

В палеогене сформировалась цепь Императорских гор и началось формирование вулканических сооружений Гавайского поднятия, Каролинских и Маршалловых островов, островов Гилберта, Тувалу и др., а также базальтовых покровов в Западно- и Восточно-Каролинских впадинах и на вале Эаурипик.

В неогене и плейстоцене вулканизм проявился, главным образом, на ВТП, а также в перечисленных выше и некоторых других островных системах. Продукты кайнозойского вулканизма также очень разнообразны по составу — от примитивных толеитов на ВТП до трахитов и риолитов (о. Пасхи и др.).

Осадочная фация третьего геолого-структурного этажа довольно детально изучена по данным бурения и сейсмопрофилирования. Она залегает практически горизонтально, нивелируя неровности рельефа подстилающего фундамента, осложненного в ряде мест горстами и грабенами. Мощность толщи обычно изменяется от 200 до 500 м, в среднем составляет около 300 м. У подножья подводных гор она обычно уменьшается, иногда до полного выклинивания. Местами мощность осадочной толщи достигает 1200 м. Самый древний возраст ее базальных слоев, вскрытых бурением, — верхняя юра (скв. 800). Мощность и состав осадочных отложений определяются, в основном, климатической зональностью и связанной с ней биологической продуктивностью водной массы, а также рельефом и источниками сноса.

Анализ мощностей и фаций осадочных отложений Тихого океана в совокупности с геоморфологическими и палеонтологическими данными свидетельствует о значительных опусканиях, проявившихся в этом регионе начиная с поздней юры. Опускания носили блоковый характер, причем время, скорость и амплитуда опускания отдельных блоков были различными.

Наиболее ранние опускания произошли в западной приэкваториальной части мегавпадины, где в основании осадочной толщи вскрыты среднеюрские отложения (скв. 801). Суммарная амплитуда опускания местами достигает здесь 6 км.

Подводя итог изложенному, можно сделать следующие выводы:

1. Тихоокеанская мегавпадина является глобальной геоморфоструктурой первого порядка, образовавшейся на ранней стадии развития Земли.

2. В течение всей своей истории она была тектонически активной и, в то же время, играла роль жесткого массива по отношению к окружающему ее поясу.

3. Земная кора Тихоокеанской мегавпадины имеет, в основном, мафический состав.

4. Опускания в пределах мегавпадины и образование в ее пределах океанических котловин начались в юре и продолжаются в настоящее время, являясь отражением глобального процесса океанизации. Однако вполне вероятно, что периодические крупноамплитудные поднятия и опускания здесь имели место и в прошлом, что следует из анализа палеобиогеографии окружающих ее континентов [11].

### ГИПОТЕЗЫ ОБРАЗОВАНИЯ ТИХООКЕАНСКО-АФРИКАНСКОЙ АСИММЕТРИИ

Итак, Тихоокеанская мегавпадина и окружающий ее пояс образуют Тихоокеанский сегмент Земли, который является отражением глобальной асимметрии планеты. Подобная планетарная асимметрия свойственна также Луне, Марсу и Меркурию.

По мнению Ю. М. Пуцаровского с соавторами [21], эта асимметрия вызвана эндогенными факторами. Они считают, что «на ранних стадиях формирования литосферы упомянутых здесь планет возникли огромные депрессионные формы, занимающие примерно 1/3 их поверхности. Такое явление можно связать с некоторым дефицитом вещества, возникающим вследствие образования первозданных материков. Впоследствии этот дефицит компенсировался базальтовыми излияниями» [21, с. 41]. Такие же представления еще раньше высказывал А. П. Виноградов, который считал, что «океан и материки были заложены на планете одновременно и асимметрично вследствие неоднородности земного шара» [8, с. 25].

По мнению Ю. А. Косыгина: «Остается неясным вопрос о существовании в архее Тихоокеанского пояса и разделяемых им полусфер с совершенно различным составом и строением гипергенной оболочки. Представляется более естественным связывать эти элементы с первичной неоднородностью планеты, чем допускать грандиозные и маловероятные события, столь резко изменившие лик ранее однородной Земли. Трудно что-либо высказать о возможной природе предполагаемой первичной неоднородности Земли. Скорее всего, ее можно связывать с существенными неправильностями формы Земли до приобретения ею фигуры гидростатического равновесия» [14, с. 387].

Из приведенных цитат видно, что гипотеза первичной неоднородности Земли практически ничем не обоснована и никак не объясняет закономерности строения и развития Тихоокеанского сегмента Земли, охарактеризованные выше. Действительно, как мог образоваться «дефицит вещества» в Тихоокеанском полушарии при образовании материков в Африканском, и как он мог «компенсироваться» базальтовыми излияниями? «Существенные неправильности формы Земли до приобретения ею фигуры гидростатического равновесия» должны были бы сформировать такие же «неправильности», а не строго закономерную асимметрию Земли с кольцевой мегаструктурой в Тихоокеанском полушарии.

Не дают удовлетворительного ответа на интересующий нас вопрос и гипотезы океанизации, развиваемые В. В. Белоусовым, И. А. Резановым, В. В. Орленком и другими исследователями. Как известно, согласно этим представлениям на месте Тихоокеанской мегавпадины до мезозоя существовала древняя платформа, которая затем опустилась. Даже если принять эту точку зрения, то все равно остается неясной первопричина, приведшая к образованию глобальной асимметрии Земли. В концепции плитотектоники, как уже упоминалось, эта проблема не рассматривается.

Таким образом, ни одна гипотеза, основанная на эндогенных процессах саморазвития Земли, не дает ответа на вопрос о причинах возникновения ее планетарной асимметрии, что вынуждает обратиться к «грандиозным и маловероятным событиям, столь резко изменившим лик ранее однородной Земли».

Одним из таких событий, причем совсем не «маловероятным», могло быть образование системы Земля — Луна. Этому вопросу посвящено огромное количество научных публикаций, число которых с каждым годом увеличивается.

Гипотеза образования Луны в результате отделения ее от Праземли, выдвинутая Дж. Дарвином в 1879 г., получила дальнейшее развитие в работах В. Пиккеринга [33], Д. Визе [34], А. Е. Рингвуда [23] и многих других исследователей.

Интерес к этой проблеме особенно усилился после получения образцов, доставленных с Луны.

Дж. О'Киф и Г. С. Юри [32] произвели математическую проверку гипотез образования Луны с учетом всей совокупности данных о массе, строении, химическом составе, термодинамике, поле тяготения и других известных параметрах Земли и Луны. Результаты всестороннего анализа убедили этих ученых в справедливости рассматриваемой гипотезы — разделении прежде единого тела на Землю и Луну. Две другие гипотезы (об одновременном образовании Земли и Луны и о захвате Луны гравитационным полем Земли), по их заключению, не могут удовлетворительно объяснить практическое отсутствие у Луны металлического ядра.

Кроме того, породы, доставленные с Луны, указывают на явный недостаток в ее коре золота, платины и других благородных металлов. Оба эти факта, по мнению авторов, могут найти объяснение только в модели возникновения Луны путем разрушения единого небесного тела.

Довольно широкое распространение получила и ударная гипотеза, выдвинутая группой американских астрофизиков во главе с А. Камероном [30]. Согласно этой гипотезе, на ранней стадии существования Протоземли она столкнулась с планетой размером с Марс (0,12 массы Земли). В результате удара было выброшено большое количество вещества, наиболее летучая часть которого диссипировала в космическое пространство, а часть осталась на орбитах спутников Земли, образовав впоследствии Луну. Варианты столкновения были рассчитаны на быстродействующей ЭВМ, и на основании этих расчетов был создан компьютерный фильм, показывающий все временные стадии этого процесса.

Перед столкновением сближающиеся тела теряли свою сферическую форму, вытягиваясь навстречу друг другу. Затем последовал удар, направленный под некоторым углом, благодаря чему Земля приобрела после столкновения соответствующую скорость вращения. Ударная волна вызвала резкое повышение температуры, вследствие чего вещество обеих планет расплавилось, затем оба тела слились. Большое количество материала было выброшено в виде обломков различного размера за пределы системы, но примерно один процент всей массы остался в поле притяжения «обновленной» Земли. Через некоторое время этот рой соединился, образовав Луну.

Как показывают компьютерные расчеты, Луна образовалась главным образом из вещества силикатных оболочек столкнувшихся планет, а их металлические ядра слились. Это объясняет разную плотность Земли и Луны и различия в их химическом составе. При столкновении Земля оказалась проплавленной до ядра, что определило ее дальнейшую геологическую историю, отличную от истории других планет, в том числе сходной с ней по массе Венеры.

Механизм образования Луны в результате аккреции вещества мантии Земли, тем или иным способом выброшенного на орбиту спутника Земли, принимается и А. Рингвудом. В своей книге [23] на основании тщательного и всестороннего сравнительного анализа геохимии Земли и Луны, он пришел к выводу о том, что «геохимические данные *однозначно требуют* (курсив А. Е. Рингвуда) чтобы Луна тем или иным способом произошла из мантии Земли после формирования ядра» [23, с. 258].

Таким образом, гипотеза образования Луны из вещества Земли является научно обоснованной, а логика возражений против нее, по мнению Д. Визе «не слишком отличается от знаменитого спора о возрасте

Земли в прошлом столетии, когда Кельвин, используя классические законы излучения черных тел, с математической точностью „доказал“, что Земля совсем молодая, несмотря на достоверные геологические факты, подтверждающие ее очень древний возраст» [34, с. 38].

Только эта гипотеза удовлетворительно объясняет, как на Земле образовалась Тихоокеанская кольцевая мегаструктура, в принципе сходная с кольцевыми структурами второго порядка диаметром 2—4 тыс. км, многие из которых возникли в результате метеоритной бомбардировки Земли на ранних стадиях ее развития [13].

Происхождение ряда таких структур как на Земле, так и на Луне в связи с их «многокольцевым» строением объясняется эндогенными процессами, близкими к механизму образования крупных кальдер [10]. Не отрицая в принципе возможность такого процесса для Тихоокеанской мегавпадины, отметим, что он является, скорее всего, вторичным, развившимся в результате метеоритного удара или отделения Луны, инициировавших этот процесс. Выброс или отделение вещества земной коры и верхней мантии обусловил существенно мафический состав вторичной земной коры, сформировавшейся в Тихоокеанской мегавпадине в последующие этапы ее развития. Однако различия в составе верхней части литосферы (гипергенной оболочки по Ю. А. Косыгину) Тихоокеанского и Африканского полушарий были значительно снивелированы двумя процессами. Первый из них — выброс огромного количества материала и перераспределение его по всей поверхности Земли (в случае «ударного» варианта гипотезы). Второй процесс — поступление в Тихоокеанскую мегавпадину терригенного и вулканогенного материала, сносившегося с окружающих континентов, количество которого должно быть весьма значительным. С раннего мела, т. е. за 120 млн лет, в Тихоокеанской мегавпадине накопилось в среднем около 350 м осадков. Если экстраполировать эту скорость осадконакопления на 4,5 млрд лет, что, конечно, весьма условно, то суммарная мощность осадочной толщи составит примерно 13 км. Конечно, такой расчет нельзя считать корректным, поскольку мы практически не имеем прямых свидетельств доюрской геологической истории Тихоокеанской мегавпадины. Однако исходя из предлагаемых концепций, можно полагать, что на ранних стадиях развития снос материала в Тихоокеанскую мегавпадину был значительно более интенсивным, чем в мезозое — кайнозое, и поэтому полученную цифру надо считать сильно заниженной.

Этот материал в периоды тектономагматической активности неоднократно подвергался плавлению и метаморфизму, в результате чего произошло «разбавление» ультрамафитового субстрата и формирование современного состава коры, в которой преобладают мафические породы, но встречаются и породы кислого состава.

Благодаря отрыву коры и верхней части мантии Тихоокеанская мегавпадина превратилась в «теплую отдушину» Земли, что спасло ее от участи Венеры. Здесь постоянно существовал и продолжает существовать активный тектонический режим, сходный с геосинклинальным. Видимо, можно считать Тихоокеанскую мегавпадину планетарной геосинклинальной зоной, которая испытала длительный и сложный путь развития, так и не завершившийся до сих пор образованием сиалической коры.

Тектономагматическая активность здесь никогда не прекращалась, однако интенсивность ее периодически усиливалась и ослабевала, отражая определенную цикличность. Непосредственному изучению в пределах мегавпадины доступны лишь геологические образования последнего мезозойско-кайнозойского цикла. Однако имеются и реликты предыдущего цикла (породы первого геолого-структурного этажа). Есть все основания считать, что в пределах Тихоокеанской мегавпадины проявились и более ранние тектономагматические циклы синхронные начиная с докембрия соответствующим циклам ее континентального обрамления.

В то же время, по отношению к этому обрамлению Тихоокеанская мегавпадина, начиная с докембрия, проявляет себя как жесткий массив,

что дало основание Фербриджу охарактеризовать ее как талассократон. На жесткость рассматриваемой мегаструктуры указывали Ю. А. Косыгин [14], В. В. Белоусов [3], Ю. М. Пуцаровский [19], А. М. Смирнов [24] и многие другие исследователи. Здесь мы встречаемся с еще одним феноменом Тихоокеанской мегавпадины: с одной стороны, она в течение всей своей геологической истории чрезвычайно активна, а с другой — ведет себя как жесткий массив. Объясняется это тем, что жесткость рассматриваемой мегаструктуры обусловлена не наличием толстой консолидированной сиалической коры, как на континентальных платформах, а наоборот, очень небольшой мощностью этой коры и близповерхностным расположением подстилающего ультрамафического субстрата, играющего роль жесткого массива. При такой трактовке понятия «талассократон» оно может быть применено к Тихоокеанской мегавпадине.

Образование мегавпадины повлекло за собой и образование обрамляющего ее подвижного пояса. Причиной этому послужили тектонические процессы, протекающие на границе двух разнородных сред, заключавшиеся в раздроблении древних платформ, особенно интенсивном в При тихоокеанской зоне, превратившейся в Тихоокеанский пояс.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный нами в процессе составления геологической карты анализ строения Тихоокеанской мегавпадины и ее обрамления с учетом новых данных позволил существенно дополнить и уточнить представления о ее происхождении и эволюции.

По нашим представлениям, она образовалась примерно 4,5 млрд лет назад в результате редкого события космического характера, вероятнее всего, в связи с возникновением системы Земля — Луна либо в виде отделения Луны от Праземли, либо как следствие столкновения с крупной планетой. Это обусловило специфику Тихоокеанской мегавпадины: ее изометричную в плане форму, существенно мафический состав коры, высокую тектономагматическую активность и наличие концентрически построенного подвижного пояса, который образовался в результате дробления краев древних платформ и последующего полициклического геосинклиналино-орогенного развития.

Многочисленные повторения тектономагматических циклов имело место и в пределах Тихоокеанской мегавпадины, однако близость ультрамафического субстрата обусловила ее «жесткость» по отношению к окружающему ее поясу. В таком смысле ее можно рассматривать как талассократон.

За 4,5 млрд лет в пределы Тихоокеанской мегавпадины с материков поступило большое количество терригенного и вулканогенного материала, который наряду с ультрамафическим субстратом подвергался плавлению и метаморфизму, что в конечном счете привело к некоторому нивелированию состава Тихоокеанской коры, вплоть до появления пород кислого состава.

Рассматриваемая гипотеза объясняет и другие закономерности строения и развития Тихоокеанского сегмента. Нам представляется, что разработка ее может открыть большие возможности при создании глобальной тектонической теории. Преимущество гипотезы перед другими заключается в возможности проверки геологическими и астрономическими методами с привлечением современного математического аппарата.

Естественно, эта гипотеза не может претендовать на универсальность и должна считаться, в основном, попыткой объяснения первопричины образования Тихоокеанско-Африканской асимметрии Земли. В этом свете лучше вернуться к термину «дисимметрия», применявшемуся В. И. Вернадским и Н. А. Шатским, означающему нарушение симметрии, поскольку он является более информативным.

Дальнейшая эволюция Земли должна рассматриваться в сочетании этой гипотезы с другими, основанными на влиянии эндогенных факторов.

К ним, в первую очередь, относится гипотеза океанизации, согласно которой образование океанических котловин, начавшееся в юре и продолжающееся в настоящее время, знаменует собой новый этап развития Земли.

Возникновение глобальной системы срединно-океанических хребтов; наложившихся на более древний структурный план — еще одно редкое событие [20], связанное, скорее всего, с расколом литосферы в результате расширения Земли.

Поднятые в этой статье проблемы еще далеки от окончательного решения и требуют дальнейших исследований. В этом отношении Тихоокеанский сегмент Земли таит в себе неисчерпаемые возможности.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Архангельский А. Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. Ч. 1.— М.; Л.: ГОНТИ, 1941.
2. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники.— М.: Недра, 1975.
3. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники.— М.: Недра, 1989.
4. *Беляевский Н. А., Петрушевский Б. А.* Основные проблемы геологии зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана // *Тектоника Советского Дальнего Востока и прилегающих акваторий.*— М.: Наука, 1968.— С. 15—29.
5. *Вогданов Н. А.* Талассогеосинклинали Тихоокеанского кольца // *Геотектоника.*— 1969.— № 3.— С. 3—16.
6. *Вернадский В. И.* Избранные сочинения. Т. 1.— М.: Изд-во АН СССР, 1954.
7. *Вернадский В. И.* Химическое строение биосферы Земли и ее окружения.— М.: Наука, 1965.
8. *Виноградов А. П.* Введение в геохимию океана.— М.: Наука, 1967.
9. *Волбуев М. И.* Плюмботектоника Курило-Камчатской и Японской островных дуг // *Тез. докл. III Тихоок. школы по морской геологии и геофизике.* Т. 1.— Владивосток, 1987.— С. 23—35.
10. *Волчанская И. К., Сапожникова Е. Н.* Как образовался Лунный рельеф // *Природа.*— 1980.— № 8.— С. 76—83.
11. *Геология Тихоокеанского подвижного пояса и Тихого океана.* Т. 1, 2/Под ред. Л. Н. Красного и К. М. Худолея.— Л.: Недра, 1978.
12. *Каттерфельд Г. Н.* Лик Земли.— М.: Географгиз, 1962.
13. *Кольцевые структуры Земли.*— М.: Недра, 1989.
14. *Косыгин Ю. А.* Тектоника.— М.: Недра, 1983.
15. *Кропоткин Н. П., Шагаарстова К. Я.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1965.
16. *Макаренко Г. Ф.* Вулканические моря Земли и Луны.— М.: Недра, 1983.
17. *Марков М. С., Пуцаровский Ю. М., Тильман С. М. и др.* Тектоника Востока Азии и дальневосточных морей // *Геотектоника.*— 1979.— № 1.— С. 3—21.
18. *Пуцаровский Ю. М.* Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры // *Геотектоника.*— 1967.— № 5.— С. 90—102.
19. *Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли.— М.: Наука, 1972.
20. *Пуцаровский Ю. М.* Мировая рифтовая система — редкое событие в геологии // *Тихоокеан. геология.*— 1986.— № 6.— С. 98—101.
21. *Пуцаровский Ю. М., Козлов В. В., Сульди-Кондратьев Е. Д.* Тектоническая асимметрия Земли и других планет // *Природа.*— 1978.— № 3.— С. 32—41.
22. *Резанов И. А.* Геология об условиях возникновения жизни // *Изв. АН СССР. Сер. геол.*— 1989.— № 11.— С. 111—113.
23. *Рингвуд А. Е.* Происхождение Земли и Луны.— М.: Недра, 1982.
24. *Смирнов А. М.* Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса.— М.: Наука, 1976.
25. *Смирнов А. М.* «Континентальные» породы Тихого океана // *Тихоокеан. геология.*— 1982.— № 4.— С. 15—21.
26. *Тамразян Г. И.* Геологическая цикличность — отражение космического бытия Земли. Теоретические и методологические вопросы седиментационной цикличности и нефтегазосности.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988.
27. *Шатский Н. С.* Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений // *Изв. вузов. Геол. и разведка.*— 1960.— № 11.— С. 9—78.
28. *Штауб Р.* Механизм движения земной коры в приложении к строению земных горных систем.— М.; Л.: ГОНТИ, 1938.
29. *Шульдинер В. И.* Докембрийский фундамент Тихоокеанского пояса и главные этапы становления континентальной земной коры // *Тихоокеан. геология.*— 1982.— № 3.— С. 13—22.
30. *Cameron A. G. W., Ward W. R.* The origin of the Moon // *Lunar Science.*— 1976.— N 7.— P. 120—122.

31. *Morioka N., Kigoshi K.* Lead isotopes and age of Hawaiian lherzolite nodules // *Earth and Planet. Sci. Lett.*— 1975.— V. 25.— P. 116—120.
32. *O'Keefe J. A., Urey H. C.* The deficiency of siderophile elements in the Moon // *Phil. Trans. R. Soc. London. Ser. A.*— 1977.— V. 285.— P. 569—575.
33. *Pickering W.* The Place of Origin of the Moon — the volcanic problem // *J. Geol.*— 1907.— V. 15, N 1.
34. *Wise D. U.* An origin of the moon by rotational fission during formayion of the earth's core // *J. Geophys. Res.*— 1963.— V. 68.— P. 1547—1559.

ТОИ ДВО АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
20 августа 1990 г.

---

*Л. И. Брянский*

## **ПЛОТНОСТНАЯ СТРУКТУРА КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АЗИАТСКОЙ ОКРАИНЫ: ПРОБЛЕМЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ РЕГИОНАЛЬНОГО ГРАВИТАЦИОННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ**

Приведены результаты сейсмогравитационного моделирования по двум профилям: р. Вилюй — р. Уля — Охотское море и Датун — Джанхоу (КНР). Исследованы уровни приведения расчетных полей силы тяжести этих моделей к исходным, оказавшиеся существенно отличными от средних уровней приведения для юга Дальнего Востока СССР. Высказано мнение о глобальном характере этих вариаций, связанных с латеральным изменением плотности верхней мантии.

Впервые построена схема плотностных неоднородностей верхов мантии данного региона на основе анализа уровней приведения для всех моделей по опорным профилям.

Рассматриваемая территория от южного окончания Верхояно-Колымского складчатого пояса на севере до Северо-Китайской платформы на юге является наиболее изученным сейсмическими методами сегментом Восточной окраины Азиатского континента. В пределах советской части этого региона проведено почти 5000 км профильных работ методами ГСЗ и МОВЗ. На территории КНР рассмотрен протяженный профиль ГСЗ Датун — Джанхоу [17] длиной около 550 км, который в первом приближении дает представление о структуре земной коры северо-востока Китая. Существующая сеть опорных сейсмических профилей позволяет перейти к площадному изучению распределения плотности в коре и мантии на основе построения региональной гравитационной модели [4].

Проблема изучения плотностной структуры земной коры по данным локального моделирования обсуждалась нами ранее, в том числе в [4]. Гравитационное моделирование выполнялось на единой методологической основе. Это позволило не только провести сопоставление и корреляцию результатов по площади, но и наметить пути построения региональной гравитационной модели, т. е. решения проблемы весьма сложной и пока слабо затронутой в теории гравитационного моделирования.

В данной работе приводятся результаты двумерного гравитационного моделирования по двум геотраверсам (рис. 1), позволившим существенно расширить изученную территорию к северу и югу. Кроме того, представлена авторская концепция построения региональной модели, которая не беспорозна, но тем не менее позволяет предложить первую для данного региона схему распределения плотности в верхах мантии.

Чтобы читателям был понятен принцип регионального моделирования, кратко охарактеризуем принятую методику локального моделирования — построения двумерных гравитационных моделей.

Геофизические данные показывают, что наиболее устойчиво повсеместно выделяются только две близгоризонтальные границы раздела в верхней литосфере — консолидированной коры и Мохоровичича. Данные сверхглубокого бурения, СОСОРР, МОВ — ОГТ свидетельствуют о том, что структура консолидированной коры весьма сложно определяется как вещественным составом, так и геологическими свойствами. Агрегативность (термин, введенный Н. Я. Куниным [15]) земной коры, а также



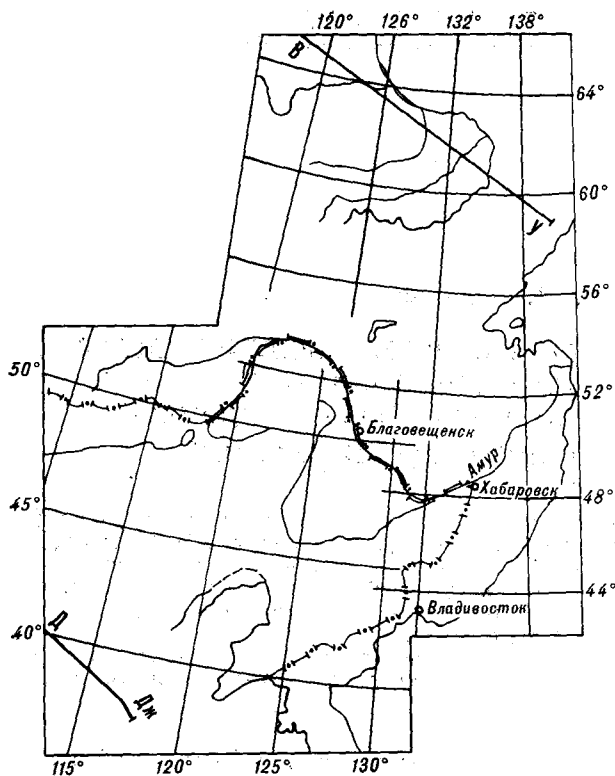


Рис. 1. Схема размещения профилей Виллой — Улья (ВУ) и Датун — Джанхоу (ДДж).

весьма слабая изученность ее геометрии и скоростных характеристик Дальнего Востока не позволяют выходить за рамки самых общих модельных представлений о распределении плотности в пределах консолидированной коры.

Для простоты примем, что плотность в консолидированной коре увеличивается с глубины (по линейному закону) и определяется следующими параметрами:  $\sigma_{\phi}$  — плотностью на верхней кромке консолидированной коры,  $\sigma_m$  — плотностью мантии и  $\Delta\sigma_m$  — перепадом плотности на границе

Мохо. В случае постоянства параметров по латерали реализуется самая простая, стандартная плотностная модель земной коры. Задача моделирования состоит в нахождении плотностных аномалий — отклонений от стандартной плотностной модели. Следует подчеркнуть, что выявленные в ходе моделирования локальные плотностные аномалии слабо влияют на общий региональный уровень расчетного поля модели. Тем не менее, несмотря на закрепленные параметры  $\sigma_{\phi}$ ,  $\Delta$  и  $\sigma_m$ , для каждой гравитационной модели характерен свой индивидуальный уровень приведения [4], постоянная разница между расчетным и исходным полями силы тяжести. На рис. 2 показан характер распределения уровней приведения для основных локальных моделей. Можно рассчитать средний уровень приведения — некоторую норму (по терминологии [6]), которую при заданной стандартной модели определяет принятая плотность мантии. В работах [4, 5 и др.] было показано, что величина уровня приведения в большей мере зависит именно от плотности мантии, чем от других плотностных параметров.

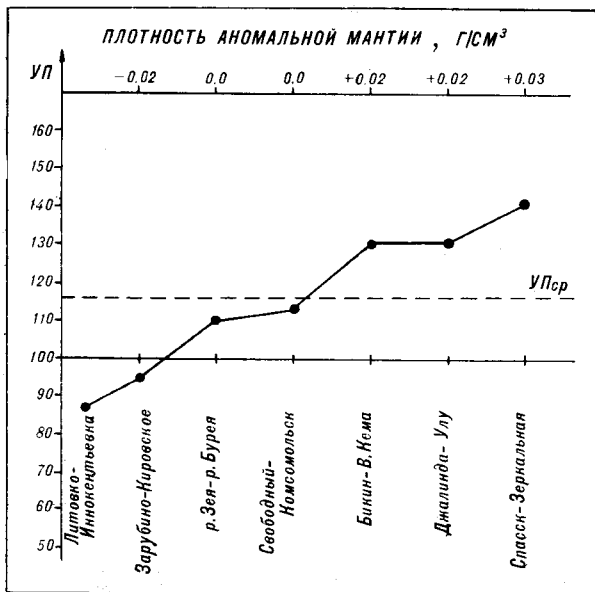
Допустим, что колебание уровней приведения локальных моделей действительно связано только с вариациями плотности мантии относительно ее стандартной величины в указанном слое. Эти вариации легко вычислить, если глубину до нижней кромки слоя мантии принять постоянной.

На рис. 2 приведены расчетные аномальные плотности мантии, если глубина до нижней кромки указанного слоя составляет 60 км. Максимальный разброс плотности —  $\mp 0,03$  г/см<sup>3</sup>. Если мощность мантийного слоя увеличить за счет опускания его нижней кромки, то почти пропорционально уменьшаются аномальные плотности.

Мощность мантийного слоя выбирается достаточно произвольно, но существуют косвенные подтверждения в пользу его малой мощности. Во-первых, по данным МТЗ [10] в самых верхах мантии выделяется высокопроводящий слой. Во-вторых, Ю. Ф. Копничевым [13] установлено, что в тектонически активных регионах непосредственно под границей М

Рис. 2. Диаграмма изменения уровней приведения локальных гравитационных моделей.

УП — уровень приведения в условных единицах.



существует слой с сильным поглощением короткопериодных поперечных волн. Такой слой установлен, например, подо дном окраинных морей, где нами [5] также фиксируется существенное разуплотнение.

По данным [19], тектонически активные регионы юго-востока советского Дальнего Востока и северо-востока Китая характеризуются существенно более низкими скоростями  $V_s$  верхней мантии (от 4,4 до 4,2 км/с) по сравнению с районами стабильного режима, такими как, например, Сибирская платформа ( $V_s = 4,5$  км/с). Этим обстоятельством, в частности, объясняется большая пластичность верхней мантии активных регионов, которая, возможно, определяет и плотностную аномальность верхнемантийного слоя. Дополнительное подтверждение дают результаты томографии [20].

Таким образом, мы склоняемся к мысли о том, что именно верхнемантийный слой является гравиактивным, определяющим флуктуации уровня приведения. При этом остается открытым вопрос как о поведении подошвы этого слоя, так и о гравитационном влиянии литосферы в целом, и для его изучения требуются независимые опорные данные. Предложенная модель может рассматриваться как самое первое приближение. Тем не менее, хочется обратить внимание на важность полученных оценок, которые долгое время, возможно, останутся единственными. Следует также обратить внимание на крайне незначительные величины полученных плотностных аномалий. Учет более глубоких горизонтов литосферы связан с моделированием еще более слабых плотностных аномалий, вероятно, весьма недостоверных при данном уровне изученности региона.

Таким образом рассматривается региональная гравитационная модель при принятом допущении о взаимно однозначном соответствии между уровнями приведения локальных моделей и плотностью мантии в слое от границы Мохо до глубины 60 км. В рамках принятой модели вычисленный средний уровень приведения обеспечен достаточным статистическим материалом и является опорной характеристикой исследуемого региона.

В последние годы получена дополнительная информация, которая не учтена на рис. 3. Речь идет прежде всего о сейсмогравитационном разрезе по линии р. Вилюй — р. Улья — Охотское море. Профиль р. Вилюй — р. Улья — восточное окончание геотранверса Березово — Усть-Мая выполнен в варианте МОВЗ [8]. Пока это единственный на восточной окраине Азии разрез на всю мощность литосферы. Расположение профиля, пересекающего кратонную часть континента и обрамляющие ее мезозоиды, является уникальным и позволяет проследить поведение уровня приведения от области с типично континентальной корой до окраинных морей — зоны сочленения континента с океаном, где тип коры приближается к переходному.

Рассмотрим тектоническую ситуацию региона, охарактеризованного данным профилем. Сибирский кратон — холодная (в геотермическом по-

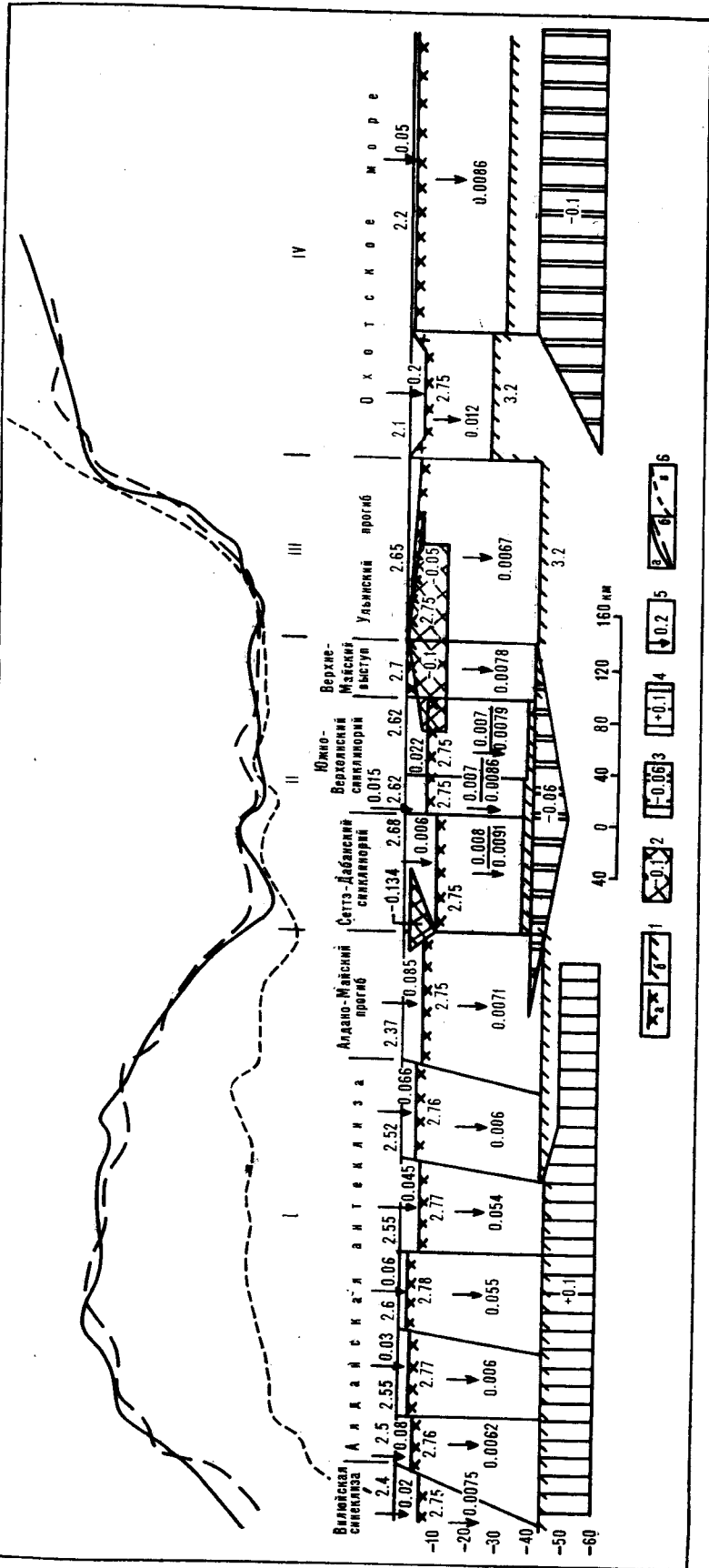


Рис. 3. Сейсмогравитационная модель по профилю Вильуй — Улья — Охотское море.

1 — близгоризонтальные сейсмические границы раздела земной коры (а — консолидированной коры, б — Мохоровичича); 2 — локальные разуплотнения в коре, —0, 1 — дефицит плотности, г/см<sup>3</sup>; 3 — относительные разуплотнения в мантии; 4 — относительно уплотненная мантия; 5 — вертикальный градиент плотности, г/(см<sup>3</sup>.км); 6 — кривые поля силы тяжести (а — исходная, б — расчетная от модели, в — расчетная от модели без учета региональных магнитных отклонений плотности от стандартной). Главные структурные элементы: I — Сибирская плита; II — Верхонно-Колымская складчатая область; III — Охотско-Чукотский вулканический пояс; IV — Охотское море.

нимании), стабильная, по В. В. Белоусову [3], область, в то время как мезозойский складчатый пояс представляет собой тыловую часть тектонически активной зоны сочленения континента с океаном. Вилуйская синеклиза, Алданская антеклиза и Алдано-Майский прогиб — структурные элементы юго-восточного выступа Сибирской плиты. Образования платформенного чехла этих структур представлены терригенно-карбонатными и угленосно-карбонатными породами. По данным Г. Д. Бабаяна [1, 3], терригенно-карбонатные породы рифея — силура имеют плотность 2,5—2,7 г/см<sup>3</sup>, девона — кайнозоя — 2,3—2,4 г/см<sup>3</sup>. Кристаллический фундамент юго-восточного выступа платформы, вероятно, сложен протерозойскими или архейскими породами. Наиболее древние породы фундамента Алданского щита имеют плотность 2,75—2,90 г/см<sup>3</sup>.

Сетте-Дабанский перикратонный прогиб — пограничная структура между платформой и складчатым поясом — продолжение на юг Приверхоянского прогиба [2]. В пределах хр. Сетте-Дабан закартированы кембрийские, ордовикские, синийские, девонские и нижнекаменноугольные толщи. По данным Ю. Я. Ващилова [7], эти породы характеризуются плотностью 2,61—2,75 г/см<sup>3</sup>. Он считает, что для всего разреза кембрийских карбонатно-сланцевых толщ средняя плотность равна 2,68 г/см<sup>3</sup>.

Южно-Верхоянский синклиниорий, который представляет собой южное замыкание Верхояно-Колымской складчатой области, сложен терригенными пермскими и триасово-юрскими отложениями. Ульинский прогиб выполнен меловыми вулканитами, преимущественно андезитодацитового состава, что определяет относительно высокую средневзвешенную плотность — 2,65 г/см<sup>3</sup> по оценкам Л. Ф. Мишина. По его данным [16], вулканиты имеют моноклинальное залегание. Их мощность монотонно нарастает с запада на восток, где они продолжают в пределах шельфа Охотского моря.

Фундамент Ульинского прогиба, вероятно, гетерогенный и представлен в основном породами Охотского срединного массива. Возможно, определенную роль в его строении играют также терригенные толщи верхоянского комплекса Южно-Верхоянского синклинория. Ульинский прогиб наложен на восточную часть Верхне-Майского выступа Охотского массива.

Архейские образования фундамента Ульинского прогиба обнажаются также в пределах Кухтуйского выступа. Здесь преобладают гнейсы и амфиболиты, затронутые гранулитовой фацией метаморфизма [16]. Их плотность колеблется в пределах 2,72—3,0 г/см<sup>3</sup>. Кварцево-полевошпатовые и биотит-полевошпатовые гнейсы имеют среднюю плотность 2,66 г/см<sup>3</sup>.

Структура земной коры Охотского моря в настоящее время изучена достаточно хорошо [9], однако подробно на этом вопросе мы останавливаться не будем, так как кора Охотского моря в данной работе анализировалась в основном на предмет учета ее бокового гравитационного влияния на поле континентальной, прилегающей к морю, части профиля. Сочленение структур континента и Охотского моря не вполне ясно. По характеру магнитного поля можно предположить, что вулканиты Охотско-Чукотского пояса продолжают в акваторию на 30—110 км, где они по системе разломов граничат с песчано-глинистыми осадками Охотской впадины. Мощность этих осадков колеблется от 2 до 6 км.

К юго-востоку от Охотской впадины располагается Охотский свод (плита), слабо перекрытый чехлом (менее 0,5 км) преимущественно палеоген-неогеновых отложений. Только на крыльях свода мощность осадков увеличивается до 1—2 км.

Результаты моделирования (см. рис. 3) показывают сложное строение коры и мантии Верхояно-Колымской складчатой области и прилегающего к ней Ульинского прогиба. Помимо локальных тел разуплотнения под Сетте-Дабанским синклиниорием и Охотским массивом в верхней части разреза земной коры здесь отмечается существенное понижение значений

вертикальных градиентов плотности относительно стандартных в низах коры Верхояно-Колымской складчатой области, что, возможно, свидетельствует о «сиализации» коры этого региона. Кроме того, локальная линза разуплотненной мантии фиксируется непосредственно под поверхностью Мохоровичича.

Подо дном Охотского моря в верхах мантии также выявлено разуплотнение, которое коррелируется здесь с повышенным тепловым потоком.

В ходе моделирования было установлено, что при принятой стандартной плотности мантии  $3,2 \text{ г/см}^3$  происходит «перекос» уровня приведения: расчетное поле модели в западной части профиля под юго-восточным краем Сибирской платформы в целом оказалось опущенным по отношению к исходному полю силы тяжести (см. рис. 3). Для получения постоянной и близкой к средней величины уровня приведения по всему профилю потребовалось ввести слой в верхах мантии под выступом Сибирской плиты с избыточной ( $+0,1 \text{ г/см}^3$ ) плотностью относительно стандартной. Таким образом, установлена региональная плотностная аномалия, величина которой резко выходит за пределы принятого до сих пор интервала  $\pm 0,03 \text{ г/см}^3$ . Кроме того, под типично платформенной структурой получается инверсионный плотностной разрез мантии: до глубины 60 км — плотность  $3,3 \text{ г/см}^3$  ( $3,2 + 0,1$ ) и далее —  $3,2 \text{ г/см}^3$ .

Материалы ГСЗ по линии Усть-Мая — Березовый [8] не выявили инверсных скоростных слоев в литосфере выступа Сибирской платформы на указанной глубине. Величина скачка плотности на инверсионной плотностной границе  $0,1 \text{ г/см}^3$  в несколько раз превышает возможные реальные значения.

Таким образом, значительное отклонение здесь уровня приведения от среднего скорее всего объясняется сменой самого среднего уровня в связи с изменением общей геодинамической обстановки при переходе от районов активного (или в недавнем времени активного) эндогенного режима к стабильным платформенным условиям. В этих условиях плотность мантии  $3,3 \text{ г/см}^3$  является вполне приемлемой в качестве стандартной, типичной для платформенной литосферы.

Рассматриваемый профиль в своей западной части выходит за пределы района «действия» принятой стандартной модели, и, по определению [5], здесь происходит смена вида стандартной модели.

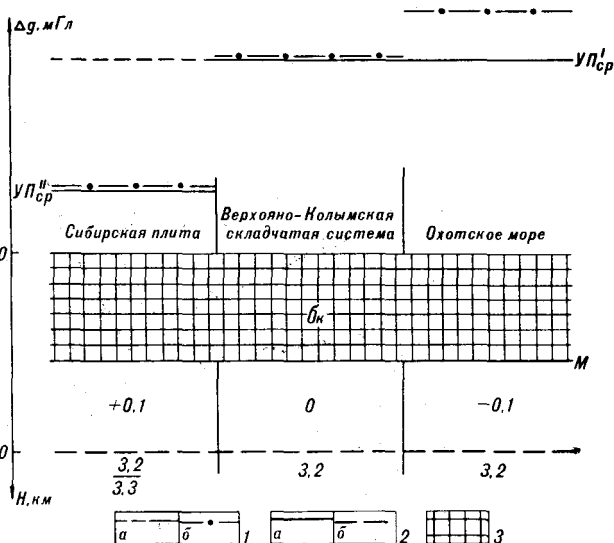
Таким образом, в направлении от окраинных морей (см. рис. 3) в глубь континента происходит увеличение плотности верхов мантии. Это увеличение, вероятно, постепенное, хотя мы и аппроксимируем его при моделировании ступенчатым изменением от блока к блоку.

Дальнейшие исследования показали, что существует и поперечная к этому направлению зональность верхов мантии по ее плотности. Эту тенденцию можно установить по результатам моделирования на профиле Датун — Джанхоу.

Профиль расположен в северной части Северо-Китайской платформы. Сейсмический разрез (рис. 4, см. вкладку) подтверждает идею о трехслойном строении коры с верхним, промежуточным и нижними слоями [17]. Выделяется три близгоризонтальные границы  $K_1$ ,  $K_2$  и  $M$ . Морфология подошвы осадочных образований впадин при данном масштабе исследований не отражается на характере гравитационного поля и при гравитационном моделировании не учитывалась.

Моделирование выполнено так же, как в предыдущем случае, с использованием стандартной плотностной модели нулевого приближения [5]. Влияние промежуточного инверсионного слоя учтено введением слоя с постоянным дефицитом плотности. По данным моделирования, в восточной, прибрежной части разреза выделяется линза разуплотненной мантии, которая коррелирует с характерным изгибом линий равных скоростей. Зафиксирована также структура разуплотнения в коре, которая, вероятно, обусловлена гранитизированным куполом консолидированной коры.

Рис. 5. Принципиальная модель поведения регионального поля силы тяжести по линии Вилуй — Улья — Охотское море. 1 — тенденция поведения уровня приведения (а — постоянная величина  $УП_{ср}^I$ , рассчитанная на рис. 2 при условии  $\sigma_m = 3,2$  г/см<sup>3</sup>, б — предполагаемое глобальное изменение от континента к океану,  $УП_{ср}^I$  — принятый уровень приведения для Сибирской плиты при  $\sigma_m = 3,3$  г/см<sup>3</sup>; 2 — близгоризонтальные границы литосферы (а — Мохоровичича, б — нижняя граница верхнемантийного слоя); 3 — земная кора,  $\sigma_k$  — ее средневзвешенная плотность.



Анализ полученных результатов показал, что уровень приведения данной модели существенно отличается от среднего, рассчитанного для южной части Советского Дальнего Востока. Для его уравнивания необходимо ввести разуплотнение верхов мантии на  $0,44$  г/см<sup>3</sup>.

По-видимому, плотность мантии  $\sim 3,15$  г/см<sup>3</sup> — величина слишком малая для континентальных районов. По данным Д. Фэн [18], плотность мантии этого региона составляет  $3,25$ — $3,27$  г/см<sup>3</sup>. Однако, если выполнять моделирование со стандартной плотностью мантии  $3,25$  г/см<sup>3</sup> (см. рис. 4), то получим для данной модели уровень приведения, не совпадающий с вычисленным средним. Не исключено, что и в данном случае имеет место смена вида стандартной модели по значению  $\sigma_m$ . К сожалению, редкая сеть профилей не позволяет утверждать это с уверенностью.

Приведенные результаты моделирования свидетельствуют о том, что мы столкнулись с ситуацией, когда уровень приведения конкретной модели трудно привести к среднему приемами, которые в таких случаях использовали. Особенно наглядно это видно для профиля р. Вилуй — р. Улья — Охотское море. На рис. 5 показан генерализованный разрез коры и верхов мантии, который обеспечивает уравнивание уровня приведения. Из рисунка следует, что уровень приведения для Сибирской плиты определяется аномальной плотностью:  $\Delta\sigma_k = (\sigma_k + 0,1) - \sigma_m = \sigma_k + 0,1 - 3,2 = \sigma_k - 3,1$ .

Следовательно, введение слоя аномальной мантии с избыточной плотностью  $0,1$  г/см<sup>3</sup> эквивалентно уменьшению значения стандартной плотности на эту же величину. Поскольку величина  $3,1$  г/см<sup>3</sup> совершенно нереальна для плотности мантии платформенной части континента (мы не имеем в виду локальные разуплотнения), требуется ввести другую норму по плотности мантии, о чем мы уже говорили.

В настоящее время значения плотности мантии, определенные по эмпирическим зависимостям  $\sigma = f(V)$  или по ксенолитам, в силу известных причин являются весьма приблизительными. Величина ошибки определения, очевидно, превышает в несколько раз те плотностные мантийные аномалии, с которыми мы имеем дело.

Однако, как мы уже отмечали, абсолютная величина стандартной плотности мантии мало влияет на результаты локального моделирования. Поэтому проблема смены одной стандартной плотности на другую — это пока в значительной мере вопрос установления тенденции латерального изменения плотности мантии, а не абсолютных значений плотностей.

Если для региона активного эндогенного режима эта норма принята нами  $3,2$  г/см<sup>3</sup>, то для стабильного региона Сибирской платформы ее величина должна быть не менее  $3,3$  г/см<sup>3</sup> [14]. Соответственно резко по-

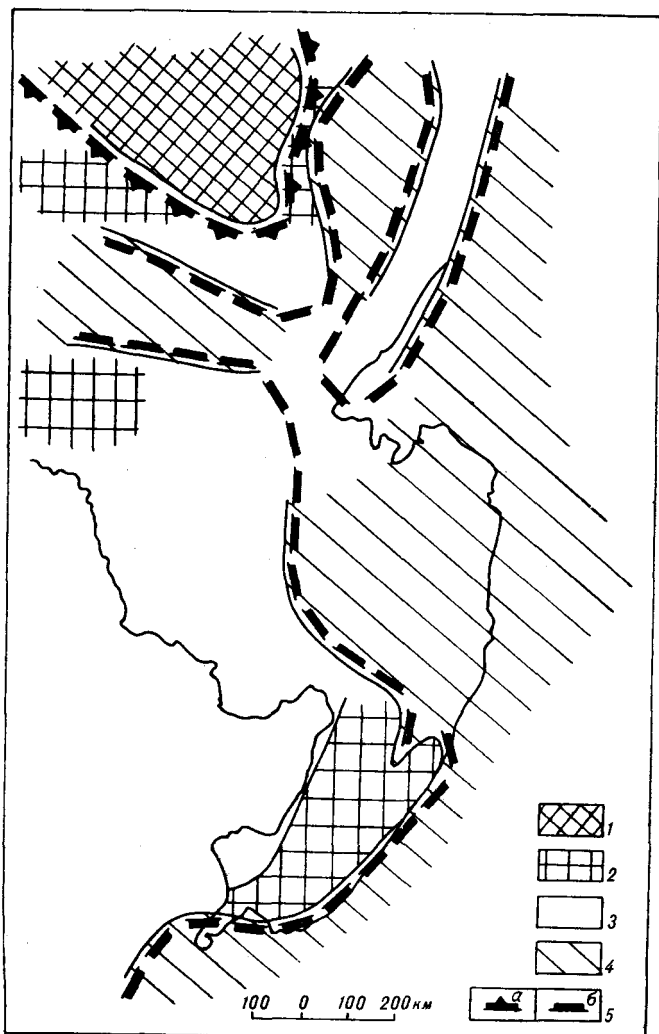


Рис. 6. Схема распределения плотности верхов мантии юга Дальнего Востока СССР. Плотность  $\sigma_M$ , г/см<sup>3</sup>: 1 —  $\sigma_M \geq 3,3$ ; 2 —  $3,2 < \sigma_M < 3,25$ ; 3 —  $\sigma_M = 3,2$ , стандартная, 4 —  $\sigma_M < 3,2$ ; 5 — границы районов мантии разной плотности (а — относительно повышенной, б — относительно пониженной плотности).

низится для этого участка профиля значение уровня приведения против среднего, принятого для всей остальной рассмотренной территории.

До сих пор мы рассматривали некоторые колебания плотности мантии по отношению к стандартной в ее самом верхнем слое. Однако в том случае, когда возникает ситуация смены вида стандартной модели по  $\sigma_M$ , мы имеем дело с мантийным горизонтом ниже поверхности 60-километровой глубины, который уже не региональный, а глобальный уровень приведения и может быть установлен только при планетарном гравитационном моделировании.

Таким образом, проблемы локального и планетарного моделирования смыкаются на региональном уровне. К сожалению, в каком бы направлении мы ни двигались в своих исследованиях к региональной модели — от локальной, как показано в этой работе, или от планетарной, как это делают [11, 12], всегда остается неопределенность, связанная с существенной неточностью определения плотности мантии, которая в рамках предложенной методики накладывает главное ограничение на решение проблемы регионального моделирования.

В результате корреляции плотностных неоднородностей мантии, которые выявились при региональной увязке уровней приведения, а также с учетом крупных локальных мантийных неоднородностей, таких как Баджальская, Алданская Верхояно-Колымская [5], составлена схема распределения плотности верхов мантии (рис. 6). Граница изучения мантии условно ограничена глубиной 60 км.

На схеме видно, что типично континентальная (платформенная) по плотности мантия установлена только в пределах юго-восточного выступа Сибирской плиты, который окаймляется аномальной мантией резко пониженной плотности Алданского щита и Верхояно-Колымской складчатой области.

Подо дном окраинных морей фиксируется линза разуплотненной мантии, прослеженная на юг до Бахайского залива (см. рис. 5). Линза местами проникает под континент. Наиболее глубокое проникновение в глубь континента зафиксировано по профилю Литовко-Иннокентьевский. Залив аномальной мантии, вероятно, занимает большую площадь нижнего Приамурья.

За исключением выступа Сибирской платформы вся рассматриваемая территория характеризуется мантией относительно низкой плотности. Только в районе Приморья она несколько выше стандартной, приближаясь по величине к плотности мантии на северо-востоке Китая.

Представленное распределение плотности мантии получено для условий достаточно жестких ограничений (распределение аномальной мантии в ее самых верхах, наличие нижней ограничивающей поверхности аномального слоя на глубине 60 км, методика стандартного моделирования). Но это первая схема распределения плотности верхов мантии в данном регионе. Можно оспаривать принятые значения стандартных плотностей, но тенденция изменения плотности от окраинных морей в глубь континента совпадает с существующими представлениями, данными о граничных скоростях и тепловом потоке, слоях проводимости в верхней литосфере.

По мере накопления дополнительной независимой информации предложенная модель сможет уточниться. Не исключено, что некоторые мантийные плотностные аномалии не подтвердятся, поскольку окажутся коровыми. В других случаях может измениться по глубине местоположение аномального мантийного слоя. Да и морфология этого слоя скорее всего также сложная. Если такой дополнительный опорный материал будет получен, то не возникнет принципиальных трудностей и для усложнения гравитационной модели.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бабаян Г. Д. Тектоника и нефтегазоносность Вилюйской синеклизы и прилегающих районов по геофизическим и геологическим материалам.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1973.
2. Бабаян Г. Д., Мокшанцев К. Б., Уваров В. Ф. Земная кора восточной части Сибирской платформы.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1978.
3. Белоусов В. В. Эндогенные режимы: взаимодействие верхней мантии и коры // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм.— М.: Наука, 1989.— С. 36—46.
4. Брянский Л. И. Построение региональной гравитационной модели юга Дальнего Востока // Тихоокеан. геология.— 1987.— № 5.— С. 86—93.
5. Брянский Л. И. Стандартные гравитационные модели земной коры (на примере юга Дальнего Востока СССР)/ДВО АН СССР.— Владивосток, 1988.
6. Бурьянов В. Б., Гордиенко В. В., Завгородняя О. В. и др. Геофизическая модель тектоносферы Европы.— Киев: Наук. думка, 1983.
7. Вацилова Ю. Я., Зимникова Т. П., Шило Н. А. Петрофизика поверхностных и глубинных образований северо-востока Азии.— М.: Наука, 1982.
8. Глубинное строение слабосейсмичных районов СССР/Отв. ред. И. Л. Нерсесов.— М.: Наука, 1987.
9. Гнибиденко Г. С., Хведчук И. И. Основные черты геологии Охотского моря // История и происхождение окраинных и внутренних морей. 27-й Международный геол. конгресс. Т. 6., ч. II.— М.: Наука, 1984.— С. 12—20.
10. Капалун В. Б., Григорица Т. В. Результаты магнитотеллурических зондирований в Средне-Амурской впадине // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 6.— С. 109—111.



11. *Картемишвили К. М.* Планетарная плотностная модель и нормальное гравитационное поле Земли.— М.: Наука, 1982.
12. *Ковленко В. Г., Шен Э. Л.* К построению и детализации глобальной плотностной модели // Геологическое истолкование потенциальных полей.— Киев: Наук. думка, 1983.— С. 118—121.
13. *Копничев Ю. Ф.* Поглощение короткопериодных поперечных волн в литосфере и астеносфере тектонически активных областей Евразии // Современная динамика литосферы континентов: Тезисы/СО АН СССР,— М., 1988.— С. 28.
14. *Красовский С. С.* Отражение динамики земной коры континентального типа в гравитационном поле.— Киев, Наук. Думка, 1981.
15. *Кунин Н. Я.* Строение литосферы континентов и океанов.— М.: Недра, 1989.
16. *Мишин Л. Ф.* К тектонике окраинно-континентальных вулканических поясов Востока Азии // Тихоокеан. геология.— 1986.— № 6.— С. 106—111.
17. *Сюн Шаобай.* Структура земной коры и верхней мантии восточной окраины Китайского континента // Геология, геофизика, геохимия и металлогения зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану: Тез. докл. I Советско-Китайского симпозиума/ДВО АН СССР, Владивосток, 1987.— С. 64.
18. *Feng R.* Crustal thickness and densities in the upper mantle beneath China (the results of three dimensional gravity inversion) // Acta seismol. sinica.— 1985.— V. 7, N 2.— P. 143—156.
19. *Feng S., Teng T.* Three-dimensional crust and upper mantle structure of the Eurasian continent // J. Geophys. Res.— 1983.— V. 88, N 133.— P. 2261—2273.
20. *Tanimoto T.* Three-dimensional shear wave structure in the mantle by overtone wave form inversion. 1. Radial seismogram inversion // Geophys. J. Roy. Astron. Soc.— 1987.— V. 89, N 2.— P. 713—740.

*ИТиГ ДВО АН СССР*  
*Хабаровск*

*Поступила в редакцию*  
*20 июля 1990 г*

УДК 551.24

*В. Б. Свалова, Е. В. Шарков*

## ФОРМИРОВАНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ЗАДУГОВЫХ БАССЕЙНОВ АЛЬПИЙСКОГО И ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСОВ (сравнительный анализ)

Проведен сравнительный анализ образования задуговых бассейнов, формирующихся на активных окраинах континентов и океанов (Западная Пасифика) и в зонах коллизии континентальных плит (Альпийский пояс). Показано, что процессы задугового спрединга практически не зависят от характера взаимодействующих плит. Явление задугового спрединга связывается с подъемом и растеканием астеносферных диапиров. Предложена механико-математическая модель этого процесса. Подъем диапиров происходит в результате столкновения глубинных мантийных потоков, способствующих нагнетанию и подъему астеносферы. В процессе развития системы дуга — задуговой бассейн континентальная литосфера из задугового пространства вовлекается в субдукцию, высвобождая место для развития литосферы океанического типа. Формирование глубоководных впадин определяется параметрами поднимающегося мантийного диапира и не связано с большим растяжением.

Наличие задуговых бассейнов является устойчивой характеристикой зон активного взаимодействия литосферных плит в областях как активного перехода от континентов к океанам, так и коллизии континентальных плит. Примером структур первого типа являются западная и восточная периферия Тихого океана, а второго — Альпийско-Гималайский пояс, особенно его западная, Альпийская часть. В этой связи значительный интерес представляет сравнительный анализ этих структур.

Первое, что обращает на себя внимание, это сходство в морфологии структур — задуговые бассейны располагаются в тылу дугообразных вулканических структур, сложенных образованиями известково-щелочной (андезитовой) и калиевой субщелочной (шошонит-латитовой) серии. Сами бассейны имеют утоненную кору субокеанического и океанического типа, часто с калий-натриевым субщелочным и толеитовым базальтовым вулканизмом. При этом бассейны могут представлять собой как задуговые моря типа Охотского, Японского, Филиппинского и др. в Западной Пасифике [3] или Черного, Каспийского, Эгейского и морей Западного Средиземноморья в Альпийском поясе, так и внутриконтинентальные седиментационные бассейны типа Паннонской впадины и долины р. По [19]. Вдоль западной периферии Северной и Южной Америк в задуговом пространстве активной континентальной окраины развиваются крупные области базальтового вулканизма типа Провинции Бассейнов и Хребтов, платобазальтов Патагонии и т. д., по существу являющиеся приподнятыми аналогами задуговых бассейнов.

Во всех указанных структурах мощность земной коры варьирует от 25 до 5—10 км, всюду фиксируются явные признаки спрединга, часто развит базальтовый вулканизм. В базальтах, особенно субщелочных, часто отмечаются ксенолиты астеносферного вещества (преимущественно шпинелевые лерцолиты). Эти данные, а также наличие в пределах задуговых бассейнов повышенного и высокого теплового потока позволяют связывать формирование этих структур, независимо от характера взаимодействующих литосферных плит, с подъемом и растеканием астеносферных диапиров [3, 19, 20, 22].

Возникновение системы вулканической дуга — задуговой бассейн требует ответа по крайней мере на два вопроса: во-первых, за счет чего возникает утоненная кора субокеанического или океанического типа в задуговом бассейне и, во-вторых, куда исчезает континентальная литосфера из задугового пространства?

**Формирование задуговых бассейнов.** Рассмотрим механико-математическую модель формирования глубоководного задугового бассейна над поднимающимся мантийным диапиром. Так как различия задуговых морей Тихоокеанского и Альпийского поясов носят не качественный, а количественный характер, для описания их формирования может использоваться общая модель высоковязкой несжимаемой многослойной ньютоновской жидкости, параметры которой меняются от слоя к слою [6].

Движение вещества в каждом слое описывается уравнением Навье — Стокса и уравнением неразрывности:

$$\begin{cases} \frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{F} - \frac{1}{\rho} \nabla p + \frac{\mu}{\rho} \Delta \vec{v}, \\ \operatorname{div} \vec{v} = 0. \end{cases}$$

Введем безразмерные координаты, скорости и давление  $X, Z, U, W, \Pi$ :  $x = LX, z = h_i Z, u = u_i U, w = u_i \frac{h_i}{L} W, p = \rho_0 g_0 h_i \Pi$ . Здесь  $L$  — характерный масштаб структур по латерали;  $h_i$  — характерная толщина слоя;  $u_i$  — характерные скорости;  $\rho_0$  — масштаб плотности слоев;  $g_0$  — ускорение силы тяжести.

Тогда система уравнений движения и неразрывности для  $i$ -го слоя приобретет вид:

$$\begin{cases} \frac{\partial \Pi}{\partial X} = \frac{F}{R \left(\frac{h_i}{L}\right)^3} \mu_i \left[ \left(\frac{h_i}{L}\right)^2 \frac{\partial^2 U}{\partial X^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial Z^2} \right], \\ \frac{\partial \Pi}{\partial Z} = \frac{F}{R \left(\frac{h_i}{L}\right)^3} \mu_i \left[ \left(\frac{h_i}{L}\right)^4 \frac{\partial^2 W}{\partial X^2} + \left(\frac{h_i}{L}\right)^2 \frac{\partial^2 W}{\partial Z^2} \right] - \rho_i, \\ \frac{\partial U}{\partial X} + \frac{\partial W}{\partial Z} = 0. \end{cases}$$

Представлен плоский вариант задачи. Инерционные члены вследствие малости отброшены. Здесь  $F = \frac{u_i^2}{g_0 L}$  — число Фруда,  $R = \frac{u_i L \rho_0}{\mu_i}$  — число Рейнольдса.

Оценка порядков присутствующих величин показывает, что в задаче возникают два малых параметра  $h_i/L$  и  $F/R$ . В зависимости от соотношения между ними для разных слоев возможны различные виды приближенных уравнений.

Если считать, что горизонтальные составляющие скорости движения определяются величиной горизонтальных градиентов давления, получим:

$$\begin{cases} \frac{\partial \Pi}{\partial X} = \mu_i \frac{\partial^2 U}{\partial Z^2}, \\ \frac{\partial \Pi}{\partial Z} = -\rho_i. \end{cases}$$

Будем считать поля скоростей и напряжений непрерывными на внутренних границах слоев  $\zeta_i$ , на нижней границе слоев будем задавать поле скоростей  $U_0, W_0$ , на верхней границе положим  $\Pi = 0$ . Находя отсюда скорости движения вещества и распределения давлений в слоях и подставляя их в кинематические граничные условия

$$S \frac{\partial \zeta}{\partial t} + U \frac{\partial \zeta}{\partial X} - W = 0,$$

получим уравнения эволюции границ слоев и дневной поверхности.

Мощности осадочного чехла и кристаллической коры в различных седиментационных бассейнах [4, 7, 8, 10, 11, 13, 16]

Структура	Мощность осадочного чехла, км	Толщина кристаллической коры впадины (числитель) и обрамления (знаменатель), км
Тирренское море	6	$\frac{16}{45}$
Эгейское море	3	$\frac{15}{23}$
Черное море	16	$\frac{15}{45}$
Прикаспийская впадина	24	$\frac{12,5}{40}$
Южно-Каспийская впадина	18—20	$\frac{12,5}{45}$
Ионическая впадина		
южная	12	$\frac{10}{35}$
северная	9	$\frac{10}{30}$
Балеарское море	8	$\frac{10}{40}$
Левантйская впадина	16	$\frac{8}{30}$
Паннонская впадина	9	$\frac{18}{27}$
Алеутская котловина	4—5	$\frac{10}{26}$
Южно-Охотская котловина	3,5	$\frac{8}{20}$
Японское море	0,7—2,1	$\frac{9-13}{29}$
Филиппинское море	2	$\frac{5-6}{13}$

Применим предложенную схему для рассматриваемых регионов. Для этого сравним характерные значения толщины слоев в литосфере различных котловин (см. таблицу). Глубина поверхности астеносферы в Альпийском поясе колеблется от 30 км в центре Тирренского моря до 70—100 км во впадинах Восточного Средиземноморья, сильно варьируя по латерали. В Тихоокеанском поясе толщина литосферы меняется от ~ 70 км в центрах котловин до ~ 120 км у их периферии. Характерный размер структур глубоководных впадин по латерали достигает 500—1000 км и более. Отсюда выбор характерных параметров задачи:  $h_3$  — 10 км — толщина осадочного чехла;  $h_2$  ~ 100 км — толщина литосферы;  $L$  — 1000 км — горизонтальный масштаб;  $\varepsilon = h_3/L = 10^{-2}$  — малый параметр. Разлагая скорости и давления в ряд по  $\sqrt{\varepsilon}$  и считая границы между слоями вещественными, можно получить в нулевом приближении уравнение дневной поверхности  $\zeta_3$  и поверхности фундамента  $\zeta_2$  в зависимости от динамики мантийного диапира  $U_0, W_0|_{\zeta_1}$ :

$$\begin{cases} \frac{\partial^2 \zeta_3}{\partial X^2} \beta \left[ h_2 \frac{\partial U_0}{\partial X} - W_0 \right], \\ S \frac{\partial \zeta_2}{\partial t} + U_0 \frac{\partial \zeta_2}{\partial X} + \alpha \left[ h_2 \frac{\partial U_0}{\partial X} - W_0 \right] = 0; \end{cases} \quad (1)$$

$$\alpha = \frac{(h_3)^3}{\left[ (h_3)^3 + \frac{\mu_3}{\mu_2} (h_2)^3 \right]}; \quad \beta = \left\{ \frac{\rho_3}{3} [(h_3)^3/\mu_3 + (h_2)^3/\mu_2] \right\}^{-1};$$

$S = \frac{L}{u_1 t_0}$  — число Струхалия;  $u_i$  — характерные скорости веществ литосферы;  $t_0$  — характерное время рассматриваемых процессов;  $\mu_i$  — вязкости;  $\rho_i$  — плотности.

Зададим поле скоростей и морфологию границы  $\zeta_1$  в виде:

$$U_0 = a \operatorname{th} kX, \quad \zeta_1(X, t) = -\gamma \operatorname{sh}^2 kX - (h_2 + h_3) + \frac{D}{S} t, \quad (2)$$

где  $k$ ,  $a$  характеризуют интенсивность раздвига:  $k$  — в центре структуры,  $a$  — вдали от центра;  $\gamma$  позволяет варьировать форму поднимающегося диапира;  $D$  — приведенная скорость подъема диапиров:  $D = S \frac{\partial \zeta_1}{\partial t}$ .

Данное поле скоростей качественно достаточно хорошо отражает основные особенности рассматриваемого класса движений: подъем астеносферного диапира, раздвиг над ним и опускание вещества на достаточном удалении от центра. Количественное соответствие при сравнении с имеющимися геолого-геофизическими данными достигается с помощью варьирования коэффициентов в модельном поле скоростей и изменения их в течение рассматриваемого процесса при сохранении общей структуры движений. Из решения системы (1) получим для достаточно больших  $t$ :

$$\zeta_2 = -h_3 - \alpha \gamma \operatorname{sh}^2 kX + \alpha h_2 \ln(\operatorname{ch} kX) + \alpha(D - h_2 a k) t/S;$$

$$\zeta_3 = \beta \left[ \frac{h_2 a}{k} \ln(\operatorname{ch} kX) + \frac{\gamma a}{(2k)^2} \operatorname{ch} 2kX - \left( \frac{\gamma a + D}{2} \right) X^2 \right] + C_1(t);$$

$C_1(t)$  определяется из баланса масс.

Анализ полученных выражений показывает, что существует критическая глубина подъема мантийного диапира  $h_2 = 2\gamma$ ; когда изменяется характерная форма слоев. Если  $h_2 > 2\gamma$ , то существует прогиб поверхности фундамента в центре раздвига, что действительно имеет место в рассматриваемых задуговых морях. Если же  $h_2 < 2\gamma$  (глубина диапира невелика) или же скорость его подъема существенна ( $D > h_2 a k$ ), то выпуклости поверхности диапира соответствует подъем поверхности фундамента.

В тех случаях, когда на периферии бассейна существуют условия, препятствующие его свободному раздвигу, например, вызванные коллизией Арабо-Африканской и Евразийской плит, поле скоростей на нижней границе слоев можно моделировать в виде:

$$U_0 = \frac{\operatorname{th} X}{\operatorname{ch}^2 X}; \quad \zeta_1 = -\operatorname{sh}^2 X - (h_2 + h_3). \quad (3)$$

Для большей наглядности результата коэффициенты в модельной задаче опущены. Тогда:

$$\zeta_3 = -\frac{\beta h_2}{2} \frac{1}{\operatorname{ch}^2 X} + \frac{\beta}{2} X^2 - \beta \ln(\operatorname{ch} X) + C(t);$$

$$\zeta_2 \cong -h_3 - \frac{\alpha h_2}{S} t - \alpha(1 - 2h_2) \operatorname{sh}^2 X + \alpha(1 - 2h_2) (\operatorname{sh} X)^{\frac{2(h_2-1)}{1-2h_2}} \times \\ \times \exp \left[ \frac{2-3h_2}{1-2h_2} \left( \frac{t}{S} - \operatorname{sh}^2 X \right) \right];$$

$C(t)$  определяется из баланса масс. Теперь уже существуют две критические глубины астеносферного поднятия, при которых разрез слоев качественно меняет свою структуру. При  $h_2 > 2/3$  в центре структуры обра-

зается прогиб. При  $1/2 < h_2 < 2/3$  поверхность фундамента выполаживается, а при  $h_2 < 1/2$  отражает морфологию диапиров в центре раздвиг и образует выпуклость фундамента на периферии бассейна.

Первым типом скоростей (2) можно моделировать, например, северную часть Каспийского моря и приконтинентальную часть Тихоокеанских впадин, вторым типом (3) — Альборанское, Тирренское, Эгейское моря, южные части Черного и Каспийского морей, островодужные области Тихоокеанских котловин, геодинамику Паннонской впадины.

Смена режима сводового поднятия структурой глубоководной впадины как в Альпийском, так и в Тихоокеанском поясах подтверждается целым рядом геологических факторов: изменением режима осадконакопления и сносом терригенных осадков, изменением направления течения палеорек, эволюцией палеоглубин бассейнов и т. д. [7]. Таким образом, формирование глубоководных впадин над поднимающимся мантийным диапиром зависит от геодинамики глубинных слоев. При этом механические процессы определяют общую направленность движений от формирования сводового поднятия к заложению котловин при однонаправленности глубинных движений (подъем диапира). При этом для формирования глубоководного бассейна не требуется большого растяжения слоев. Морфология границ определяется формой диапира и интенсивностью раздвиг вещества над ним. При достаточно больших градиентах поверхности диапира формируются глубоководные впадины типа Черного и Каспийского морей.

Асимптотические модели дают возможность исследовать основные особенности формирования и развития геологических структур. Определяющим при заложении глубоководного бассейна является подъем мантийного диапира, над которым происходит раздвиг вещества. Процесс субдукции зависит от разности плотностей литосферы и астеносферы и может только способствовать спредингу, освобождая пространство для развития раздвиг коры бассейна. Но само появление мантийного диапира в тылу зоны коллизии литосферных плит является следствием, наряду с термическим фактором, столкновения глубинных мантийных потоков, способствующих нагнетанию и подъему астеносферы и формированию структуры растяжения над диапиром. Соотношение между областью столкновения мантийных потоков на глубине и зоной коллизии литосферных плит на дневной поверхности определяет, наряду с относительными скоростями движения и соотношениями плотности, угол наклона пододвигающейся плиты.

Таким образом, сложный процесс в зоне коллизии литосферных плит является взаимосвязанным и взаимообусловленным. Относительная быстрота наблюдаемых процессов говорит об основной, определяющей, роли механических движений в формировании структур, усиленной влиянием термических факторов. Обе зоны активных поясов являются областями повышенных тепловых потоков (до 3 ЕТП в Тирренском море, 2, 5 ЕТП в Японском, 2,2—2,65 — в Охотском), что объясняется выносом глубинного тепла за счет подъема диапиров, что в свою очередь связано с глубинной мантийной активностью (вплоть до ядра) в сложном взаимодействии с утоненной литосферой континентальных окраин.

**Проблема баланса масс в зонах активного взаимодействия плит.** Второй важнейший элемент рассматриваемой системы — андезит-латитовая вулканическая дуга, расположенная над зоной субдукции, прослеживаемой на активных окраинах океанов и континентов до глубин  $\sim 700$  км [3, 13]. Правда, в случае коллизии континентальных плит, наряду с процессами субдукции (например, в районе Кавказского сегмента — Эгейского и Тирренского морей) нередко имеют место и процессы обдукции, характерные для собственно Альпийского сегмента пояса, как это устанавливается на примере Карпатской, Альпийской и Альборанской дуг [19]. Сутурные зоны этих структур имеют замкнутый или полужамкнутый контур и падение вовнутрь. В их тылу располагаются андезит-латитовые дуги, а в центре — депрессии с активным базальтовым

вулканизмом. К ним относятся упоминавшиеся Паннонская впадина, долина р. По и Альборанское море. Как и для зон субдукции, здесь характерны средне-глубокофокусные землетрясения (до 400—500 км).

Вопреки бытующим среди многих тектонистов и геофизиков представлениям [9, 17 и др.], субдуцируемая плита вовсе не является монолитной плитой в механическом смысле этого слова, а по существу представляет собой мощную зону расщепления. Это показывают наблюдения в таких типичных образованиях зон субдукции, как эклогит-глаукофановые комплексы, возникающие при поддвиге океанической литосферы под континентальную [5], или комплексы гранатовых гранулитов, формирующиеся при коллизии континентальных плит [12, 21, 23]. Тотальное расщепление пород резко снижает их вязкость, а метаморфизм заметно повышает их плотность [23]. В результате этого здесь происходит именно истечение материала под действием силы тяжести среди более вязких пород литосферы и менее плотных — астеносферы. В зонах обдукции имеет место аналогичная ситуация — деструкция (расщепление) и метаморфизм пород вмещающей литосферы перед фронтом растекающегося диапира, также приводящая к их истечению вниз.

Парадокс магмообразования здесь связан с тем, что погружающаяся литосферная плита вплоть до глубин 650—670 км является сейсмоактивной, т. е. сохраняет свою добротность, в то время как во многих случаях можно доказать наличие вещества литосферы в составе плавящегося субстрата. Таким образом, несмотря на то, что плита является охлажденным телом, она способна генерировать расплав.

По нашему мнению, генерация магм известково-щелочной и шшонит латитовой серий связана здесь с процессами, контролируемыми термодинамикой сложных систем в условиях чередования участков сжатия и относительного растяжения по падению погружающейся плиты [18]. На участках сжатия происходит периодическое накопление энергии в форме поверхностной энергии вдоль новообразованных многочисленных трансляционных поверхностей (сланцеватости); на участках относительного разрежения — резкий сброс этой энергии в форме возникновения теплового очага, и тем самым — очага плавления. Процесс плавления здесь облегчается тем, что в условиях диспергированной среды существенно понижается температура солидуса субстрата.

И, наконец, еще одно обстоятельство. Практически все задуговые бассейны закладываются на коре континентального типа, которая в процессе развития структур преобразуется в океаническую. Конкретный механизм этого процесса сейчас является предметом острой дискуссии, где рассматриваются самые разнообразные варианты, начиная от «базификации» [2] и эклогитизации нижней коры [1] до процесса ее подкороковой эрозии веществом поднимающегося диапира. По нашему мнению, явление формирования задуговых морей скорее связано с направленным растеканием астеносферного диапира. Попадая в условия с несимметричным полем напряжений (с одной стороны, мощная холодная высоковязкая плита, а с другой — мощная зона нисходящих движений), он начинает преимущественно течь в сторону, где выше степень дезинтеграции вещества и соответственно меньше сопротивление, т. е. в сторону зоны субдукции. При этом, как по конвейеру, в эту сторону будет перемещаться и континентальная кора из задугового пространства, в конечном счете вовлекаясь в процесс субдукции и освобождая место для коры океанического типа. При дальнейшем подъеме и декомпрессии астеносферного диапира здесь могут развиваться центры океанического спрединга и возникнуть соответствующая литосфера. По-видимому, существенно односторонним растеканием задуговых диапиров и объясняется дугообразная и даже языкоподобная форма задуговых бассейнов, окаймляющих их аккреционных призм и развитых в их пределах вулканических цепей.

Континентальная кора из задугового пространства, вовлеченная в процесс субдукции, преобразуется в высокоплотные гранатовые гранулиты и эклогиты (а гранитоиды — в пирок-коэзит-кианитовые породы с

плотностью до 3,5—4,0 г/см<sup>3</sup>) [21, 23], которые под действием силы тяжести будут двигаться вниз вплоть до границы раздела на глубинах 650—670 км, накапливаясь там в виде мегалитов. Тем самым эти породы изымаются из процессов в верхних оболочках Земли, за исключением выплавленных из них андезит-латитовых магматических расплавов и флюидов, которые возвращаются на поверхность, частично компенсируя потерю материала континентальной литосферы. Основная же часть континентальной литосферы необратимо уходит в мантию, что приводит к направленной «океанизации» земной коры. Другим следствием этого процесса является то, что субдуцируемая «плита» отсекает задуговый диапир от мантийного плюма; тем самым перекрывается источник поступления астеносферного вещества и энергии; структура перестает развиваться по схеме дуга — задуговой бассейн и на этом месте возникает складчатый пояс.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е. В. Геодинамика. — М.: Наука, — 1979.
2. Белоусов В. В. Эндогенные режимы: взаимодействие верхней мантии и коры // Кристаллическая кора в пространстве и времени. Магматизм. — М.: Наука, 1989. — С. 36—46.
3. Богданов Н. А. Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. — М.: Недра, 1988.
4. Геофизическая модель тектоносферы Европы. — Киев: Наук. думка, 1987.
5. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, — 1980.
6. Занемонец В. Б., Котелкин В. Д., Мясников В. П. О динамике литосферных движений // Изв. АН СССР. Физика Земли. — 1974. — № 5. — С. 43—54.
7. Земная кора и история развития Средиземного моря. — М.: Наука, 1982.
8. Козловский Е. А., Зайченко В. Ю., Ерхов В. А. и др. Достижения и перспективы глубинных исследований Земли. // Сов. геология. — 1987. — № 11. — С. 7—20.
9. Лобковский Л. И. Геодинамика зон спрединга, субдукция и двухъярусная тектоника плит. — М.: Наука, 1988.
10. Маловицкий Я. П., Семин Б. В. Пелагогенные впадины на современных и древних континентальных окраинах // Геотектоника. — 1988. — № 1. — С. 11—23.
11. Меланголина Е. Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики. — М.: Наука, 1988, (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 434).
12. Прияткина Л. А., Шарков Е. В. Геология Лапландского глубинного разлома на Балтийском щите. — Л.: Наука, 1979.
13. Пуцаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — М.: Наука, 1972. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 234).
14. Соловьев В. О. Сопоставление развития Тихоокеанского и Средиземноморского пояса Евразии // Геотектоника, — 1986. — № 5. — С. 13—24.
15. Строение земной коры и верхней мантии в зоне перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.
16. Тектоника Средиземноморского пояса. — М.: Наука, 1960.
17. Теркот Л., Шубер Д. Геодинамика. — М.: Мир, 1985.
18. Уеда С. Новый взгляд на Землю. — М.: Мир, 1980.
19. Шарков Е. В., Свалова В. Б. Внутриконтинентальные моря как результат задугового спрединга при коллизии континентальных плит // Докл. АН СССР. — 1989. — Т. 308, № 3. — С. 685—688.
20. Шарков Е. В., Цветков А. А. Происхождение магм в областях активного перехода от континента к океану // Там же. — 1987. — Т. 294, № 4. — С. 942—945.
21. Chopin C. Very high-pressure metamorphism in the Western Alps; implication for subduction of continental crust // Phil. Trans. Roy. Soc. London, A. — 1987. — V. 321, N 1557. — P. 183—197.
22. Karig D. S. Evolution of arc systems in the Western Pacific // An. rev. Earth and Planet. Sci. — 1974. — V. 2. — P. 51—75.
23. Wyllie P. I. Magma genesis, plate tectonics, and chemical differentiation of the Earth // Rev. Geophys. — 1988. — V. 26, N 3. — P. 370—404.

ГИН АН СССР  
ИГЕМ АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
11 ноября 1990 г.



УДК 550.834(518)

*Цзан Шаосянь, Ян Цзюньлян*

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВНУТРИПЛИТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СЕВЕРНОМ КИТАЕ И ИХ ФИЗИЧЕСКОЕ ОБЪЯСНЕНИЕ

На основе более точных наблюдений изучено положение гипоцентров очагов землетрясений в районе Пекина, а также в провинциях Хэбэй, Шаньси, Шаньдун, Цзянсу и Аньхой. Результаты исследований показывают, что очаги землетрясений рассеяны в диапазоне глубин от 4 до 30 км, образуя сейсмически активный слой, в котором они сконцентрированы главным образом в полосе мощностью 10—15 км, названной сейсмически плотным слоем. В статье дается тектонофизическое толкование природы этих слоев и особенностей концентрации землетрясений в структуре земной коры.

Изучение пространственного распределения очагов землетрясений является важным для исследования тектонических движений, установления зон субдукции, физических условий формирования источников землетрясений и их прогноза. Начиная с 1966 г. в Китае было много сильных землетрясений. Китайские сейсмологи уделяют большое внимание их прогнозу, создана сеть станций для изучения сейсмичности. Некоторые сильные землетрясения наблюдались вблизи Пекина и других городов, поэтому они изучались с помощью детальной сети. Эпицентры и гипоцентры землетрясений установлены более точно, чем прежде, и служат хорошей основой для изучения распределения очагов. Получены также данные о структуре коры Северного Китая [3, 12, 13]. В этой статье мы исследуем характер распределения очагов землетрясений, их отношение к структуре коры Северного Китая с целью объяснения физической природы распределения очагов землетрясений.

### ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗМЕЩЕНИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Распределение очагов землетрясений с глубиной было сопоставлено с сейсмическими данными и структурой земной коры. Положение эпицентров устанавливалось с точностью менее 3 км, а глубины гипоцентров — менее 5 км. Для изучения расположения очагов на глубине использовались разрезы, на которых отмечались землетрясения, выбранные внутри 15-километровой полосы на 7,5 км с обеих сторон линии разреза. Наиболее детально описаны результаты построения в районе Пекина и Таншаня, информация по другим областям Северного Китая изложена кратко.

**Район Пекина и провинция Хэбэй.** На этих площадях имеется обилие сейсмических данных. Структура коры изучена детально сейсмическими, сейсмологическими и гравиметрическими методами [12, 13]. В районе Пекина и на севере провинции Хэбэй земная кора состоит из трех слоев: осадочного, гранитного и базальтового. Кровля гранитного и поверхность Конрада, обозначенные буквами Г и К, образуют поднятие запад-северо-западного простирания в районе Пекина и Таншаня. Глубины границ Г и К резко меняются на юге поднятия. Некоторые сильные исторические землетрясения, такие как Дасенское в 1057 г., Саньхэ-Пэнгу в 1677 г. и Таншаньское в июле 1976 г. происходили в областях изменения глубины рельефа границ Г и К.

Рис. 1. Схема расположения сейсмических станций и сейсмических разрезов.

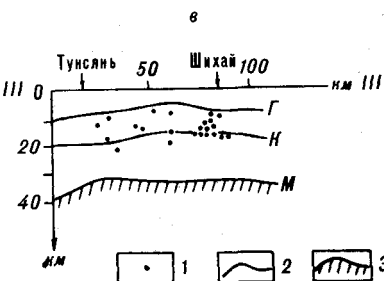
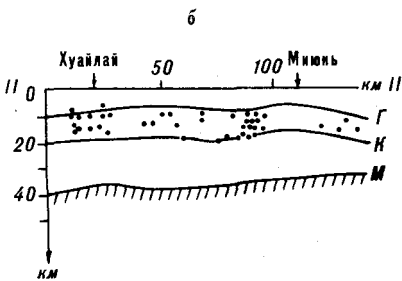
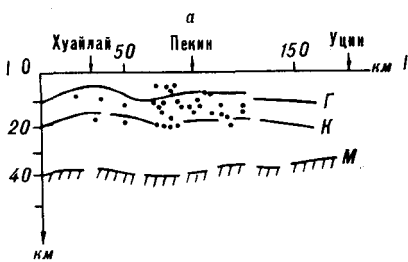
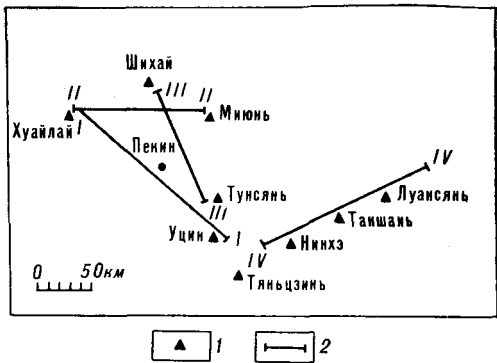
1 — сейсмические станции, 2 — трассы сейсмических разрезов.

Для исследования характера распределения очагов землетрясения было рассмотрено три разреза на Пекинском полигоне и один на Таншаньском (рис. 1).

По данным о пекинских землетрясениях 1981—1982 гг. (рисунок 2), очаги землетрясения концентрируются преимущественно в интервале глубин 10—20 км, а некоторые — не глубже 5 км. Около 90 % землетрясений локализуется в гранитном слое. Рой землетрясений вблизи Байцзятаня и Мадаоюя приходится на участки резкого изменения рельефа границы К. Хотя ориентировка профилей разная, распределение очагов на разрезах согласуется.

Очаг Таншаньского землетрясения (июль 1976 г.), соответствующий главному толчку, и 95 % афтершоков расположены в гранитном слое (рис. 3). Границы К и М постепенно погружаются от Луаньсяня в сторону Нинхэ, глубина гипоцентров также увеличивается в этом направлении. Около 30 % землетрясений вблизи Нинхэ имеют очаги в базальтовом слое. Большинство очагов в Таншаньском районе располагаются на глубине от 4 до 29 км, концентрируясь в интервале глубин 5—20 км.

Синтайское землетрясение произошло 8 марта 1966 г. и расположено на краю поднятия. Около 99 % очагов землетрясений находится на глубинах 10—25 км (рис. 4), т. е. сосредоточены в сравнительно тонком слое.



Провинции Шаньдун, Цзянсу, Аньхой. Танчэн-Луцзянские разломы образуют главную систему разломов Тяньлу на востоке Китая, вдоль которой размещены некоторые сильные землетрясения. На рис. 5 приведен разрез через разлом Тяньлу вблизи Линьи. Здесь установлено поднятие Фэйсянь-Линьи, в обрамлении которого параллельно его оси проходят глубинные разломы. В 1968 г. на восточной окраине поднятия произошло Цзюйсяньское землетрясение с магнитудой 8,5, очаги которого располагались в интервале глубин 6—18 км. Землетрясения регистрируются по обе стороны поднятия на глубинах 10—25 км. Гипоцентры землетрясений Шаньдунского полуострова находятся в интервале глубин 12—30 км. Рой очагов Лиянского землетрясения в провинции Цзянчү и Хошаньского землетрясения сосредоточены на глубинах 5—18 км.

Рис. 2. Сейсмические разрезы в районе Пекина.

1 — очаги землетрясений (1981—1982 гг.) с  $M > 1$ , 2—3 — сейсмические границы: Г — кровля гранитного слоя, К — граница Конрада, М — поверхность Мохо. а — в см. в тексте.

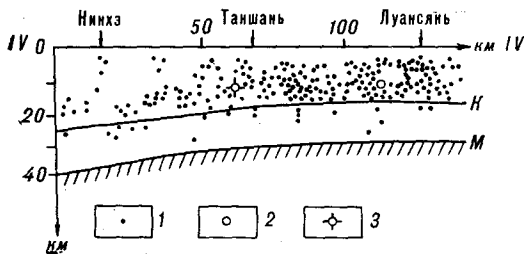


Рис. 3. Сейсмический разрез в районе Таншаня.

1—3 — очаги землетрясений: 1—4  $\leq M \leq 7$ ; 2 —  $M = 7,1$ ; 3 —  $M = 7,8$ . Обозначения границ см. на рис. 2.

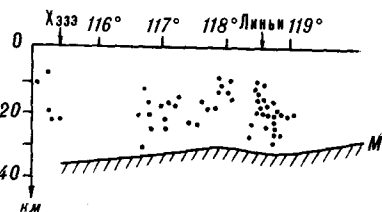


Рис. 5. Сейсмический разрез через систему разломов Таньли в районе Хэзэ — Линьцзи.

Точки — очаги землетрясений с  $M > 3$ .



Рис. 4. Сейсмический разрез в районе Синтай.

1—3 — очаги землетрясений: 1—4  $\leq M \leq 6$ ; 2—6  $\leq M \leq 7$ ; 3 —  $M > 7$ . Обозначения границ см. на рис. 2.

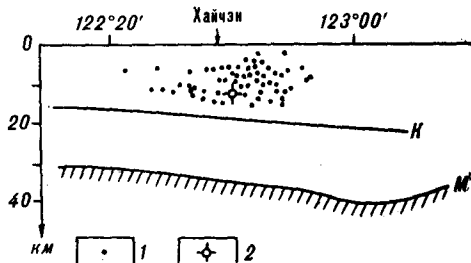


Рис. 6. Сейсмический разрез в районе Хайчэня.

Очаги землетрясений: 1 —  $M > 3,0$ ; 2 —  $M = 7,3$ .

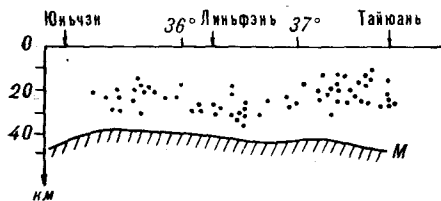


Рис. 7. Сейсмический разрез в районе Юньчэнь — Линьфэнь — Тайюань. Условные обозначения см. на рис. 2.

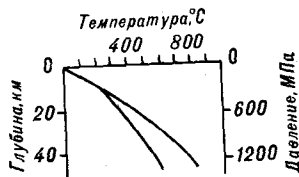


Рис. 8. Средняя температура и давление в континентальной земной коре [5].

**Землетрясения на северо-востоке Северного Китая.** Внутриплитные землетрясения этого региона локализуются на периферии поднятия Ляонань в градиентной зоне рельефа М Ляоси и в районе Бухацзи. Группа землетрясений Хайчэнь, также находящаяся на окраине поднятия Ляонань, изучена детально (рис. 6). Разрез проложен вдоль длинной оси сейсмической зоны. Все очаги землетрясений с  $M \geq 3,0$  расположены выше границы К, большинство из них сосредоточено в интервале глубин 5—15 км. Из рисунка ясно, что нижним ограничением глубины очагов является граница К.

**Провинция Шаньси.** Земная кора в Шаньси испытывала воздымание в кайнозое. Вдоль оси поднятия Шаньси располагается серия осадочных бассейнов (с юга на север): Юньчэнь, Линьфэнь и Тайюань. Большинство землетрясений сосредоточено на краю поднятия. Они происходили на глубине 10—30 км в Юньчэньском бассейне, 15—32 км в Линьфэньском и 10—25 км в Тайюаньском. На сейсмических разрезах земной коры (рис. 7) показано распределение очагов землетрясений.

Суммируя приведенные выше результаты, можно сделать следующие выводы о распределении землетрясений в земной коре Северного Китая:

1. Землетрясения возникают преимущественно в интервале глубин 5—30 км, при этом наибольшая их концентрация наблюдается в слое на глубинах от 10 до 15 км.

2. Землетрясения формировались главным образом в гранитном слое, некоторые в базальтовом и очень редко в осадочном. Необходимо отметить, что информация о структуре коры и сейсмичности получена из разных источников.

3. Сильные землетрясения часто совпадают с участками резкого изменения мощности земной коры.

4. Во многих случаях наблюдается корреляция глубин распространения очагов землетрясений с рельефом границы К.

### ФИЗИЧЕСКАЯ ПРИРОДА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Теоретические исследования и полевые наблюдения показали, что землетрясение — это внезапное освобождение упругой энергии земной коры или мантии. Экспериментальное изучение механики горных пород позволяет выделить два типа механизмов формирования землетрясений: хрупкое скалывание и прерывистое скольжение. Эти механизмы связаны с температурой, давлением и составом горных пород земной коры.

**Температура, давление и состав коры.** Гранодиориты можно считать типичной породой гранитного слоя, а долериты — базальтового [6]. Распределение средней температуры [5] и давления в земной коре показано на рис. 8. Давление рассчитано по формуле  $P = \rho gh = 27$  МПа, где  $h$  — глубина, км. Следовательно, в интервале глубин 4—30 км температура равна 120—450 °С, а давление 110—810 МПа.

**Механизм хрупкого скалывания.** Под влиянием температуры и всестороннего давления в сплошной горной породе возникает два типа деформаций: хрупкие и пластичные. Хрупкие деформации образуются при резком перепаде напряжений, что способствует возникновению землетрясений. Пластичные деформации не обеспечивают таких перепадов напряжений и выделений упругой энергии и не создают обстановки сейсмичности. Однако при определенных условиях один тип деформаций может переходить в другой.

Всестороннее давление — важный фактор для перехода от хрупких деформаций к пластичным. Экспериментальные исследования показали, что горные породы ведут себя как хрупкие образования при низком всестороннем давлении и низкой температуре, с увеличением всестороннего давления породы становятся пластичными. Всестороннее давление, необходимое для хрупкопластичного перехода, различно для различных пород. Если всестороннее давление достигает 700 МПа, деформация гранитов является пластичной [4]. Долериты достигают пластичности при всестороннем давлении 600—700 МПа.

Температура — другой значительный фактор хрупкопластичного перехода. Результаты эксперимента показали, что с увеличением температуры при атмосферном давлении трудно достигнуть пластичного поведения деформируемых пород. Например, долериты, микрогранодиориты и дуниты остаются хрупкими до температуры 1050 °С [7]. При всестороннем давлении влияние температуры на переход от хрупких деформаций к пластичным становится отчетливым. Например, пластичность дунита, пироксенита, базальта и гранита достигается при температуре 500—600 °С, всестороннем давлении 500 МПа и скорости деформации  $10^{-4}$ — $10^{-3}$  с<sup>-1</sup> [10]. Необходимо продолжить изучение с целью получения более точных оценок температур и давлений при переходе от хрупкого состояния пород к пластичному.

Влияние температуры на деформацию пород, содержащих гидраты, представляется сложным. При увеличении температуры в породе может наблюдаться реакция дегидратации. Дегидратация материалов имеет две особенности: 1) увеличение порового давления и уменьшение прочности пород при отсутствии выноса составляющих компонентов; 2) изменение спементированности породы из-за разложения гидратов. Например, сер-

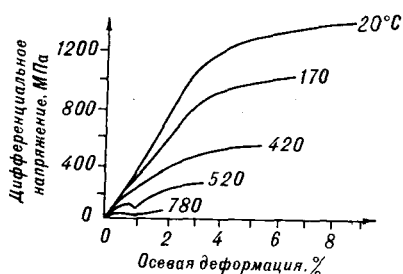


Рис. 9. Графики напряжения — деформации для необезвоженных серпентинизированных перидотитов при всестороннем давлении 552 МПа и различных температурах [8].

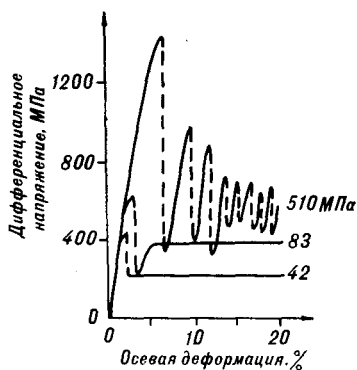


Рис. 10. Графики перехода от непрерывного скольжения к прерывистому для образцов габбро Сан Маркоса, деформированных при комнатной температуре [2].

пентинизированный перидотит является более прочным и пластичным при низкой температуре [8]. Если температура достаточно высокая, порода становится менее прочной и более хрупкой из-за дегидратации материалов (рис. 9).

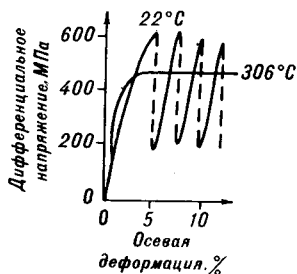
Вышесказанное позволяет сделать следующие выводы. Породы, не содержащие гидраты, являются хрупкими при низких температурах и давлениях и становятся пластичными при увеличении температуры и всестороннего давления. Всестороннее давление в земной коре оказывает значительное влияние на деформацию пород. Для гранодиоритов и долеритов всестороннее давление должно составлять около 600—700 МПа при переходе от хрупкого состояния в пластичное, что эквивалентно глубине 25 км, а пересчет температуры при этом указывает на глубину менее 25 км. Отсюда следует, что землетрясения, обусловленные хрупкими сколами, возникают главным образом на глубинах менее 25 км. Эта оценка соответствует нижней границе сейсмически активного слоя. Естественно, что температура, давление, а также тип горных пород разные в различных регионах, поэтому нижняя граница сейсмически активного слоя также различается по регионам.

Если породы содержат гидраты, их разложение при высокой температуре осложняет хрупкопластичный переход этих пород. По мере увеличения давления с глубиной породы переходят в пластичное состояние. При определенной глубине влияние на состояние породы начинает оказывать температура, достигающая высоких значений — происходит разложение гидратов и порода возвращается в хрупкое состояние. При таких условиях деформация пород может вызвать землетрясение. Это может стать причиной возникновения глубоких землетрясений в зоне субдукции, а также некоторых внутриплитных.

**Механизм прерывистого скольжения.** Существует два основных типа движения: прерывистое и непрерывное скольжения, которые возникают при наличии ослабленных зон деформированных горных пород. Первый тип движения рассматривается как вероятный механизм землетрясения, второй — не считается таковым. При благоприятных условиях (давления, температуре, типе пород, характере эволюции смещений) может произойти переход прерывистого скольжения в непрерывное.

Всестороннее давление — главный фактор такого перехода. Породы, содержащие кварц, обладают непрерывным скольжением при низком давлении и приобретают свойства прерывистого скольжения при повышенном всестороннем давлении. В первом случае давление не превышает 80 МПа, во втором составляет 80—200 МПа. На рис. 10 показаны результаты испытания для массива габбро Сан Маркос [2]. Переход от непре-

Рис. 11. Влияние температуры на переход от прерывистого скольжения к непрерывному для образцов гранита, деформированных при давлении 210 МПа [1].



рывного скольжения к прерывистому возникает при всестороннем давлении 83 МПа.

Влияние температуры на переход прерывистого скольжения в непрерывное отчетливое. При низкой температуре формируется прерывистое скольжение, при ее увеличении происходит переход в непрерывное. В. Брейс и Дж. Биерли [1] показали, что для образцов гранита этот переход наступает при температуре 306 °С и всестороннем давлении 210 МПа (рис. 11). М. Стекки [11] обобщил результаты изучения влияния температуры и давления на характер смещения в гранитах. Он доказал, что переход от прерывистого скольжения к непрерывному происходит при температуре 300 °С. Экспериментальные данные показали, что необходимая температура для такого перехода в случае кварцитов выше, чем для габбро и дунитов.

Следовательно, имеется два типа перехода скольжений в горных породах, содержащих кварц, и в ослабленных зонах. Первый тип перехода от непрерывного скольжения к прерывистому определяется главным образом давлением. Этот переход возникает при всестороннем давлении около 80 МПа, эквивалентном глубине 3—4 км. Второй тип перехода прерывистого скольжения в непрерывное зависит преимущественно от температуры, которая составляет 300 °С, что соответствует глубине 14—18 км. Хотя присутствие тонких прослоев глины и порового давления должно сказаться на глубине перехода прерывистого в непрерывное скольжение. Например, наличие давления поровой воды может увеличить глубину перехода. Указанные глубины могут служить грубой оценкой реальной обстановки в земной коре. Многочисленные разломы и ослабленные поверхности, существующие в коре, обеспечивают необходимые условия для формирования прерывистых скольжений. Согласно лабораторным данным, землетрясения, связанные с прерывистым скольжением, возникают главным образом в диапазоне глубин 3—18 км. Эта оценка соответствует данным изучения разлома Сан Андреас, где землетрясения происходят на глубине 10—20 км и связываются с прерывистым скольжением [1].

В верхней части земной коры наблюдается много разломов и ослабленных зон, число которых увеличивается при приближении к земной поверхности. При соответствующей температуре и давлении возникают подвижки по этим разломам и зонам. Землетрясения, вызванные прерывистым скольжением, преобладают в верхней части коры. Вблизи поверхности давление низкое, поэтому движение вдоль ослабленных зон или разломов относится, главным образом, к непрерывному скольжению. Это является причиной небольшого количества землетрясений в приповерхностном слое глубиной 4 км.

**Скольжение поверхностей.** В земной коре Северного Китая выделяется три поверхности: кровля гранитного слоя, граница Конрада и поверхность Мохо. Установлены также менее контрастные коровые границы. Большинство этих границ представляют собой поверхности изменения физических свойств, на них могут создаваться условия, благоприятные для механизма землетрясений прерывистого скольжения. Этим объясняется, что очаги землетрясений локализуются вблизи сейсмических границ, особенно у границы Конрада. Но названная закономерность подлежит более детальному изучению.

## ОЧАГИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ПЛОСКОСТЬ СЕЙСМОГЕННОГО РАЗЛОМА

Очаг землетрясения — отправная точка сейсмогенного разлома. В физическом отношении он может занимать небольшую площадь. Так как очаг генерирует упругую энергию, то должны быть условия для прерывистых скольжений или формирования полей хрупких сколовых деформаций. Поэтому распределение очагов с глубиной определяется наличием этих условий. Плоскость сейсмогенного разлома — это разрыв смещения среды в процессе землетрясения, который определяется магнитудой последнего [9]. Плоскость разлома от землетрясения может находиться полностью в поле хрупких деформаций для мелких землетрясений или выходить за его пределы для сильных землетрясений. Например, Цзюсяньское землетрясение 1668 г. с  $M = 8,5$  возникло вдоль известного разлома Таньлу, плоскость которого сечет всю земную кору, Тунхайское землетрясение 1970 г. и землетрясение Лухюэ 1973 г. имели плоскости сейсмогенных разломов, выходящие на дневную поверхность. Более того, плоскость разлома может включать две части: первая — из которой упругая энергия выделяется или вдоль которой наблюдаются прерывистые скольжения или хрупкие сколы, вторая — область непрерывного скольжения или пластичных деформаций.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Очаги землетрясений в Северном Китае рассеяны в интервале глубин от 4 до 30 км, названном сейсмически активным слоем, и сконцентрированы на глубинах от 10 до 15 км, именуемых сейсмически плотным слоем. Сейсмически активный слой охватывает диапазон глубин с условиями, благоприятными для прерывистых скольжений и хрупких сколов. Землетрясения, вызванные прерывистыми скольжениями, сосредоточены в неглубокой части коры, нижнекоровые землетрясения связаны с хрупкими сколами. Переход от непрерывного скольжения к прерывистому определяется преимущественно кровлей сейсмически активного слоя, подошва этого слоя соответствует главным образом переходу от хрупкого состояния коры к пластичному.

2. Некоторые очаги землетрясений могут быть оконтурены и представлены на разрезах земной коры, где они локализируются вблизи границы Конрада как поверхности возможного развития прерывистого скольжения.

3. Землетрясения имеют тенденцию к локализации в областях резкого изменения мощности земной коры, где широко развиты старые разломы и происходит концентрация напряжений, что благоприятствует возникновению землетрясений.

Мы благодарны доктору С. А. Ф. Мареллу за полезные дискуссии во время взаимных посещений Лондонского и Пекинского университетов.

### ЛИТЕРАТУРА

1. *Brace W. F., Byerlee J. D.* California earthquake: why only shallow focus // *Science*.— 1970.— V. 168.— P. 1573—1575.
2. *Byerlee J. D., Brace W. F.* Stick slip, stable sliding and earthquake—Effect of rock type, pressure, strain rate and stiffness // *J. Geophys. Res.*— 1968.— V. 73.— P. 6031—6037.
3. *Chung Y. C., Lu Z. X., Liu T. G.* Characteristics of crustal structures in northeast China and their relations to the distribution of strong earthquakes // *Seismol. and Geol.*— 1979.— N 1.— P. 13—21. (in Chinese).
4. *Eamond C., Murrell S. A. F.* Experimental observations on rock fracture at pressure up to 7 kbar and the implication for earthquake faulting // *Tectonophysics*.— 1973.— N 16.— P. 71—87.
5. *Heard H. C.* Comparison of the flow properties of rocks at crustal condition // *Phil. Trans. R. Soc. London, A*, 283.— 1976.— P. 173—186.
6. *Murrell S. A. F.* Rheology of the lithosphere — experimental indications // *Tectonophysics*.— 1976.— N 36.— P. 5—24.

7. *Murrell S. A. F., Chakravarty S.* Some new rheological experiments on igneous rocks at temperatures up to 1120 °C // *Geophys. J. R. Astr. Soc.*— 1973.— N 34.— P. 211—250.
8. *Murrell S. A. F., Ismail I. A. H.* The effect of decomposition of hydrous minerals on the mechanical properties of rocks at high pressures and temperatures // *Tectonophysics.*— 1976.— N 31.— P. 207—258.
9. *Ohnaka M.* Earthquake source parameters related to magnitude // *Geophys. J. R. Astr. Soc.*— 1978.— N 55.— P. 45—66.
10. *Paterson M. S.* Experimental rock deformation — the brittle field.— Berlin; Heidelberg; New York: Springer — Verlag; 1978.
11. *Steskey M.* Rock friction-effect of confining pressure, temperature and pore pressure // *Pageoph.*— 1978.— N 116.— P. 690—705.
12. *Teng J. W., Wang G. C., Liu D. H. et al.* Crustal structure of the central part of the north China plain and the Xingtai earthquake (2) // *Acta Geophysica Sinica.*— 1975.— N 18.— P. 196—208 (in Chinese with English abstract).
13. *Zang S. X., Zhang J. R., Zhang S. Y., Li L. J.* Block diagram of earth crust and upper mantle under the Beijing — Tianjing — Tangshan region // *Seismol. and Geol.*— 1982.— N 4.— P. 1—10. (in Chinese with English abstract).

*Пекинский университет,  
факультет геофизики  
Пекин, Китай*

*Поступила в редакцию  
24 декабря 1990 г.*





*Г. Л. Кириллова*

## **КАЙНОЗОЙСКИЕ ОСАДОЧНЫЕ БАСЕЙНЫ ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ: СТРОЕНИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ**

На основе анализа новейших геолого-геофизических данных описаны состав, строение, эволюция трех кайнозойских осадочных бассейнов Восточно-Китайского моря: окраинно-континентального шельфового бассейна, интрадугового бассейна Окинава, цепи преддуговых бассейнов Рюкю.

По ряду геолого-геофизических параметров дается сравнительная характеристика бассейнов. Описываются основные виды полезных ископаемых, связанных с разными типами бассейнов, и некоторые закономерности их размещения: залежи нефти и газа в окраинно-континентальном шельфовом бассейне и сульфидные руды типа Куроко в трого Окинава.

Анализируется время и характер проявления основных тектонических движений, несогласий. Делается вывод, что современная структура бассейнов обусловлена сложным сочетанием многообразных факторов глобального и регионального характера. К глобальным факторам относятся взаимодействия крупных литосферных плит и эвстатические колебания Мирового океана, к региональным — возраст и состав фундамента, вулканизм, региональные тектонические движения.

### **ВВЕДЕНИЕ**

Под водами Восточно-Китайского моря скрывается довольно сложная в геолого-структурном плане область, где причудливо сочетаются древнейшие структуры континента и современные трого, возникшие в новейшие этапы тектонических движений. Интенсивные геолого-геофизические исследования последнего десятилетия в рамках международного сотрудничества дали богатый материал для расшифровки структуры этого региона. Наибольшее количество данных получено по кайнозойским структурам и, в частности, по кайнозойским осадочным бассейнам, представленным несколькими типами. Цель данной статьи — описание типов бассейнов на основе всестороннего геолого-геофизического анализа структуры, их кайнозойской эволюции, характеристика основных видов полезных ископаемых, связанных с тем или иным типом бассейнов.

Целесообразно рассмотреть латеральный ряд кайнозойских осадочных бассейнов с запада на восток, от континента к глубоководному желобу. В этом ряду выстраиваются окраинно-континентальный шельфовый бассейн Восточно-Китайского моря, интрадуговой трог Окинава и цепь преддуговых бассейнов Рюкю.

### **ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ШЕЛФОВЫЙ БАСЕЙН ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ**

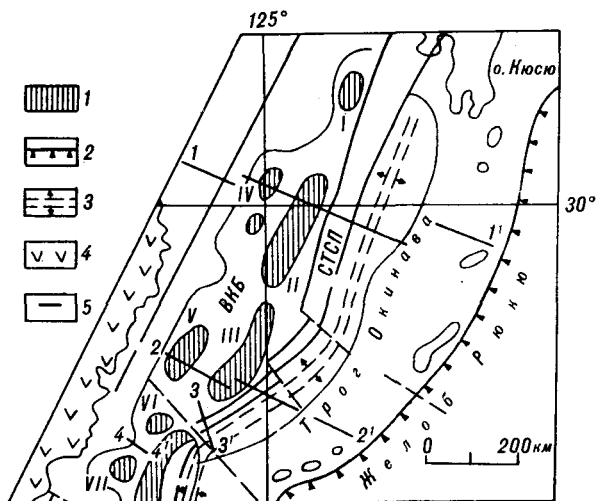
Шельфовый бассейн Восточно-Китайского моря простирается в северо-восточном направлении почти на 1600 км при средней ширине около 160 км. Современная глубина воды — 50—200 м. От трого Окинава он отделяется узким Синцзи-Тайваньским складчатым поясом, сложенным дислоцированными палеоген-неогеновыми осадками и вулканитами (рис. 1). С запада от бассейна Желтого моря он отделен Неокатазиатским юрско-меловым вулканоплутоническим поясом и его подводным продолжением, сформировавшимся в пределах бывшего кратона [55].

Бассейн Восточно-Китайского моря представляет собой две системы узких эшелонированных впадин (см. рис. 1), разделенных относительно поднятиями, особенно четко проявляющимися в палеогеновом срезе [13, 23].

Бассейн интенсивно изучался с 1968 г. в рамках международного сотрудничества в связи с поисками углеводородного сырья. По густой

Рис. 1. Тектоническая схема Восточно-Азиатской окраины (по [35], с дополнениями).

1 — депоцентры седиментации основных впадин бассейна Восточно-Китайского моря: I — Фунзен, II — Сиху, III — Дяобэй, IV — Чжоуду, V — Ваньдун, VI — Панцзяюй, VII — Тайсы-Тайчун (Западно-Тайваньская); 2 — желоб Юкю (Нансей-Шото); 3 — ось рифта Окинава; 4 — Неокатазиатский вулканический пояс; 5 — линии разрывов. ВКБ — Восточно-Китайский бассейн; СТСП — Синцзи-Тайваньский складчатый пояс.



сети проведено сейсмопрофилирование, получены новые бати-, грави- и магнитометрические данные, пробурено 14 скважин [6, 35, 39, 52, 53, 56].

Особенно широко работы развернулись на о. Тайвань и прилегающей акватории. С 1973 по 1985 г. были пробурены 82 скважины, 26 из них дали приток нефти и газа. Открыт и передан в разработку ряд месторождений [6, 54].

Ценным обобщением собранных материалов являются три трансекта, построенные по международной легенде и сопровождающиеся батиметрической, геологической картами и картами гравитационных и магнитных аномалий [2, 8, 9, 52 и др.].

Фундамент бассейна весьма разнороден и претерпел длительную эволюцию. Наиболее древними являются изолированные ядра высокометаморфизированных пород с возрастом 1680 млн лет, плотностью  $2,76 \text{ г/см}^3$  и скоростью  $6,4\text{--}7,4 \text{ км/с}$ , вскрытые одной из скважин. Палеозойские породы низких ступеней метаморфизма не вскрыты скважинами, но обнажаются на островах. На о. Дацюйи определен их возраст в 414 млн лет. В карбонатных породах на о. Дуншан обнаружены ископаемые водоросли позднего кембрия — раннего ордовика. В эрозионных окнах среди мезозойских пород обнаружены породы карбона, содержащие ископаемые остатки фузулинид, брахиопод и фораминифер [52].

Вулканические породы (андезиты, туффы) поздней юры — раннего мела установлены на поднятии Чжэмин (Неокатазиатский пояс) и прослеживаются в ряде скважин вдоль западной части шельфа Восточно-Китайского моря. Одновозрастные породы в морских фациях распространены в восточной части провинции Гуандун и южной части провинции Фуцзянь. Предполагается, что они распространяются и в южную часть шельфа Восточно-Китайского моря. На сейсмических профилях ниже кайнозоя выделяется соответствующий слой со скоростью  $4,8 \text{ км/с}$ .

Кайнозойский чехол развит очень широко. Сейсмическим профилированием установлено три главных несогласия в кайнозое, обусловленные движениями Килун (Kilong) в позднем мелу, Ийцюань (Yuquan) в эоцене и Лунцзинь (Longjin) в позднем миоцене [52], примерно соответствующими пятой стадии Яньшанской орогении (Ларамийской) и первой и второй стадиям Гималайской орогении [35]. Этими несогласиями разрез чехла подразделяется на три сейсмокомплекса: палеоцен-эоценовый, олигоцен-миоценовый и плиоцен-четвертичный. Однако эти границы в какой-то мере условны и точность их проведения не одинакова в разных частях: она зависит как от качества имеющегося материала, так и от объективных причин, связанных с запаздыванием трансгрессии в тех или иных частях бассейна. Таким образом, эти границы допускают некоторое скольжение вверх и вниз.

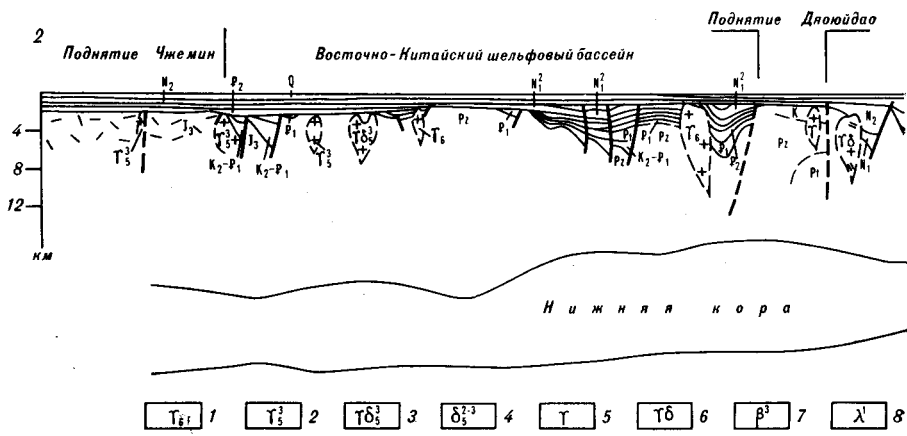


Рис. 2. Геолого-геофизический профиль 1—1' через Азиатскую континентальную окраину [по 52 и др.]. Местоположение см. на рис. 1.

1, 2 — граниты (1 — гималайские, 2 — поздняяньшанские); 3 — поздняяньшанские гранодиориты; 4 — яньшанские диориты; 5 — граниты неуставленного возраста; 6 — гранодиориты неуставленного возраста; 7 — голоценовые базальты; 8 — плиоцен-раннеплейстоценовые риолиты; 9 — граниты; 10 — гранодиориты; 11 — диориты; 12 — гнейсы; 13 — среднекислые и кислые вулканы; 14 — базальты; 15 — разломы (а — достоверные, б — предполагаемые); 16 — геологические границы (а — достоверные, б — предполагаемые).

Палеоцен-эоценовый рифтовый комплекс выполняет систему грабенов, полуграбенов и достигает максимальной мощности (до 4 км) в центральной части бассейна (рис. 2, 3). Скорость седиментации в этот период составляла 133 м/млн лет. Предполагается, что рифтогенез связан с первым эпизодом Гималайской орогении [35]. В северной части бассейна палеоцен-эоценовые осадки накапливались в двух протяженных грабенах, разделенных обширным поднятием фундамента (см. рис. 2). О составе комплекса сведений мало.

Судя по разрезам южного окончания бассейна, изученным на о. Тайвань, палеоцен-эоценовый комплекс представлен преимущественно аргиллитами мелководно-морского происхождения мощностью в несколько километров [16, 53, 54].

Олигоцен-миоценовый комплекс имеет более широкое распространение и характеризует стадию пострифтового погружения, связанную со вторым эпизодом Гималайской орогении. Судя по разрезу скважины, пробуренной в центральной части бассейна [35], этот комплекс сложен

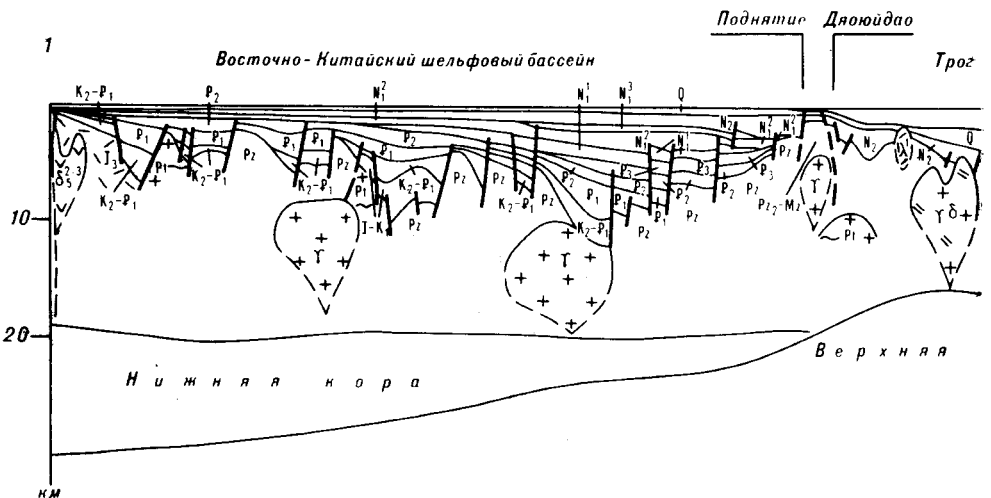
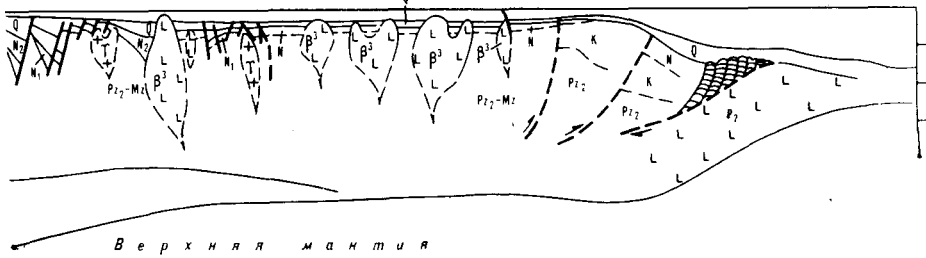


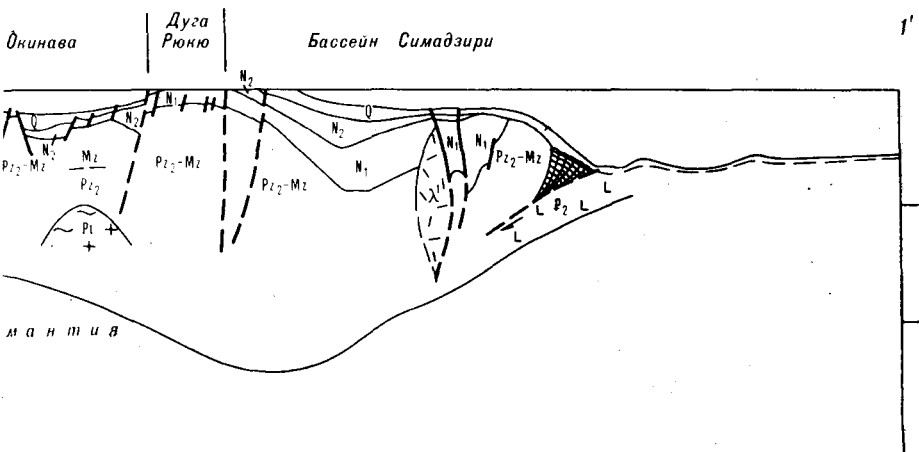
Рис. 3. Геолого-геофизический профиль 2—2' через Восточно-Азиатскую окраину [по 52].

Местоположение см. на рис. 1, усл. обозн. — на рис. 2.



песчано-глинистыми образованиями с подчиненным количеством конгломератов и подразделен на ряд формаций (рис. 4). Нефтегазоносными являются преимущественно олигоценые отложения, хотя есть сведения о продуктивности в южной части бассейна миоценовых осадков [6, 35]. Мощность комплекса в депозентре иногда превышает 5 км. Скорость седиментации варьировала от 77 до 150 м/млн лет. Предполагается, что осадконакопление происходило преимущественно в большом глубоком межгорном озере, в которое впадали многочисленные реки, хотя на юге отмечаются также условия мелкого моря. На седиментационной модели, предложенной для этой стадии развития бассейна Д. Ли [35], выделяются фации глубокого моря, представленные илами и турбидитами, мелководные озерные фации, фации прибрежной равнины, фации подводных дельт, делювиальный шлейф. С востока бассейн окаймлялся вулканическим поясом, сформировавшимся на палеозойско-мезозойском складчатом основании. Тела предположительно позднемиоценовых вулканитов, приуроченных к сбросам, интерпретируются на сейсмических профилях в южной части бассейна (рис. 5).

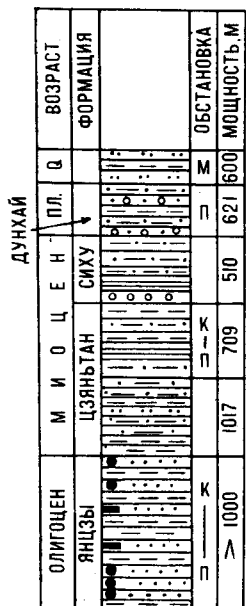
Плиоцен-четвертичный комплекс мощностью до 2 км залегает горизонтально и имеет наибольшее площадное распространение. Он сложен песчано-алевролитовыми образованиями и подразделен на две формации. Нижняя несогласно, с конгломератами в основании залегает на нижележащем комплексе и представлена преимущественно фациями, переходными от континентальных к морским. Верхняя характеризуется исключительно морскими фациями. Морская трансгрессия продвигалась, по-



видимому, с юга, так как на северо-западе Тайваня в конце миоцена уже существовала лагуно-морская обстановка. В плиоцене трансгрессия продвинулась на север. Скорость седиментации в плиоцене составляла 122 м/млн лет. Современная седиментация в Восточно-Китайском море

Рис. 4. Схематизированный разрез одной из скважин в центральной части бассейна Восточно-Китайского моря (по [35]).

1 — глинистые сланцы; 2 — алевролиты; 3 — силты; 4 — песчаники; 5 — переслаивание песчаников и алевролитов; 6 — конгломераты; 7 — переслаивание конгломератов и песчаников; 8 — газ; 9 — нефть. Обстановки: М — морская, П — переходная, К — континентальная.



изучалась совместной китайско-американской экспедицией в 1980—1981 гг. [43], а также советскими экспедициями в последующие годы. Установлено, что основным источником терригенного материала осадков являются взвеси, приносимые реками с континента. В распределении отложений различного характера помимо пресных вод р. Янцзы существенную роль играют течения: Восточно-Китайское прибрежное, теплое Тайваньское и Курошио. Скорость осадконакопления последовательно уменьшается от района устья р. Янцзы (0,9—5,4 см/год) к Восточно-Китайскому морю (0,1—0,3 см/год) и далее к трог Окинава (0,0035—0,0095 см/год), или, соответственно, 900—5400, 100—300 и 0,03—0,09 м/млн лет.

Эта довольно общая картина естественно, значительно усложняется при рассмотрении структуры отдельных частей бассейна или отдельных впадин, поскольку для бассейна характерна как долготная, так и широтная зональность [13]. Долготная зональность четко проявлялась на ранних стадиях развития бассейна, когда субмеридионально ориентированные грабены чередовались с поднятиями (см. рис. 1, 3), сохранилась она и ныне. Широтная

зональность имеет более глубокие корни и разнообразное выражение:

1. Мощность земной коры в северной части бассейна меньше, чем в южной.

2. Разломы в южной части представлены сбросами, среди разломов в северной части отмечаются и надвиги, единичные из них достигают длины 90 км. Установлено, что в плиоцене эти надвиги трансформировались в сбросы. Тем не менее можно заметить, что для северной части характерен режим сжатия, а для южной — растяжения.

3. Структурный каркас в северной части бассейна проще, чем в южной. На севере в центре впадины обычно имеется одна антиклинальная зона. На юге наблюдается сложное сочетание понижений и поднятий, в центре впадины вместо антиклинальной зоны нередко наблюдается проседание.

4. В связи с таким структурным стилем в северной части бассейна доминирует антиклинальный тип ловушек, а в южной — разломно-блоковый тип.

Отмеченная широтная зональность обусловлена крупным субширотным разломом, протягивающимся от залива Ханчжоу до о. Окинава и

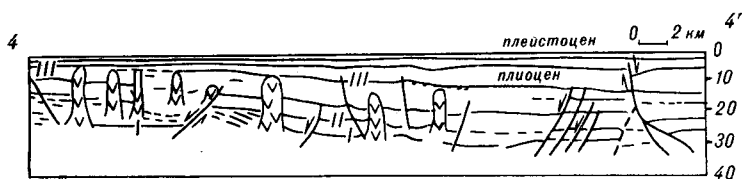


Рис. 5. Сейсмостратиграфический профиль 4—4' через Тайваньский пролив [19]. Местоположение см. на рис. 1.

I—III — несогласия: I — между мелом и палеоценом, II — между эоценом и олигоценом, III — между поздним миоценом и плиоценом. В виде штоков показаны позднемiocеновые вулканисты.

являющимся южным ограничением платформы Янцзы, сложенной протерозойскими метаморфическими породами. Вдоль него внедрялись изверженные породы. Первоначально по этому разлому происходили правосторонние перемещения, но с кайнозоя — левосдвиговые с латеральным скольжением [13].

Для Восточно-Китайского моря проведено сравнение относительного изменения уровня моря в кайнозой с глобальной кривой Вейла [51]. Получено почти полное соответствие на уровне суперциклов второго порядка. В верхнеолигоцен-миоценовом суперцикле второго порядка выделено также 5 циклов третьего порядка, а в плиоцен-плейстоценовой части — 6 циклов третьего порядка. Всего суперциклов пять: раннепалеоценовый, позднепалеоцен-раннеэоценовый, среднеэоцен-раннеолигоценый, позднеолигоцен-миоценовый и плиоцен-четвертичный. На сейсмических профилях выделяются в общей сложности 10 перерывов и несогласий: пять в палеогене, два в неогене, а также между мелом и палеоценом, олигоценом и миоценом, плиоценом и плейстоценом. Это характеризует высокую тектоническую активность района в кайнозой, но проявлялась она дифференцированно. Раннепалеогеновые движения наиболее интенсивными были на юго-западе (впадина Вэндун), миоценовые — в северной части бассейна, а плиоцен-четвертичные — в южной части [13].

Важную роль в формировании осадочного бассейна и последующей истории его развития играли разломы разного характера. В последние годы они интенсивно изучались путем качественной и количественной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, сейсмических профилей и геологических данных [13, 48, 49]. По существующим представлениям, поля напряжений и соответствующие им типы разломов формировались в зависимости от направления движения и характера взаимодействия главных плит: Индийской, Евразийской и Филиппинской. Шельфовый бассейн Восточно-Китайского моря заложился во фронтальной части Евразийской плиты, которая двигалась, начиная с мезозоя, на юго-восток, что привело к растяжению окраины плиты и формированию разломов север-северо-восточного направления. В то же время коллизия Евразийской и Филиппинской плит обусловила сжатие и формирование левосторонних сдвигов. В какое-то время Евразийская плита двигалась на юго-юго-восток, а Филиппинская — на север, т. е. плиты скользили относительно друг друга, а затем опять сталкивались.

Субдукция Индийской плиты под южную окраину Евразийской плиты обусловила субширотные сдвиги. Предполагается следующая последовательность режимов в кайнозой: растяжение — сжатие — скольжение — сжатие — скольжение [48]. Эти процессы в какой-то мере корреспондируют с последним эпизодом яньшанских движений и эпизодами гималайских движений. В итоге в пределах Восточно-Китайского моря сформировались две главные системы разломов (см. рис. 1); север-северо-восточная (преимущественно сбросы, сбрососдвиги) и субширотная (преимущественно левосторонние сдвиги, но в южной части региона отмечаются и правосторонние). Движения по этим системам разломов происходили, видимо, неоднократно. В раннем палеогене это сбросы, в миоцене — надвиги; сдвиги, в плиоцене опять сбросы. Активность движений по разломам нарастала с северо-запада на юго-восток, в этом же направлении наблюдается их омоложение [13].

Разломы, естественно, контролировали заложение депрессий и вулканических зон и в той или иной мере способствовали генерации, миграции, а иногда и консервации углеводородов. Вдоль разломов формировались обычно асимметричные грабены с более мощными и крупнозернистыми осадками на восточной стороне и более тонкими, хорошо сортированными на западной, что весьма благоприятно для накопления органического вещества и последующего его преобразования в углеводороды.

Как уже упоминалось, шельфовый бассейн Восточно-Китайского моря является весьма перспективным на углеводородное сырье. По класси-

фикации Д. Ли [35], он относится к эпиконтинентальным рифтовым бассейнам. Здесь имеет место весьма благоприятное для генерации и накопления углеводородов сочетание условий: большая мощность осадков, высокий геотермальный градиент, обусловленный рифтогенными процессами и сопровождающим их вулканизмом, оптимальное сочетание ловушек и покрышек, большая мощность нефтематеринских пород, высокие скорости седиментаций.

Внутри бассейна выделяются две перспективные области и четыре нефтегазоносных комплекса: допалеогеновый, палеоценовый, эоценовый и нижнемиоценовый [13].

Нефтематеринскими являются темно-серые и черные аргиллиты палеогена озерного и прибрежно-морского происхождения с богатой органикой, представленной водорослями, остракодами, сапропелитами. В миоценовых отложениях на юге бассейна отмечаются прослои угля. Перспективными источниками нефти считаются также мезозойские породы [6, 13].

Резервуарами нефти, газа, конденсата служат тела прибрежно-морских и дельтовых песчаников олигоцена, миоцена, плиоцена и даже плейстоцена, покрышками — глинистые породы.

Одна из перспективных областей бассейна Восточно-Китайского моря охватывает цепь восточных впадин: Фуцзен, Сиху и Дяобэй (см. рис. 1). На севере преобладает антиклинальный тип ловушек, количество их превышает несколько десятков, размеры достигают несколько сотен квадратных километров. В южной части преобладают ловушки, приуроченные к разломам и структурным носам.

Второй перспективной областью является впадина Вэньдун и прилегающий к ней с запада пологий склон поднятия Юшандун [13]. Здесь обнаружены десятки структурных ловушек в эоценовых и докайнозойских образованиях, но наиболее перспективные два типа ловушек. Первый тип связан с погребенными холмами, резервуарами служат метаморфические породы. И хотя условия для генерации и аккумуляции нефти весьма сложны, с этими ловушками связываются большие надежды, поскольку в Калифорнии из подобных же метаморфических юрских сланцев получены богатые притоки нефти. Перспективны также песчаные коллекторы. Второй тип связан с рифовыми ловушками и другими карбонатными телами.

## ИНТРАДУГОВОЙ ТРОГ ОКИНАВА

Трог Окинава является примером внутридугового бассейна ранней стадии эволюции, развившегося вдоль Азиатской континентальной окраины на континентальной коре. Трог протягивается от о. Кюсю на севере до о. Тайвань на юге и имеет четко выраженную изогнутую форму рога, слегка сужаясь к югу (рис. 6). Длина его достигает 1300 км при средней ширине 200—250 км. Глубина воды увеличивается с 600—800 м на севере до 1000—2300 м на юге. С запада он граничит с Синцзи-Тайваньским складчатым поясом по системе разломов Тунгхай, на востоке также системой разломов Рюкю отделяется от дуги Рюкю (см. рис. 1, 6). В центральной части прослеживается эшелонированная система коротких рифтов (см. рис. 6, 7), отражающих правосдвиговые перемещения [28]. Эта система далее на северо-восток продолжается в виде грабена Беппу-Шимабара на о. Кюсю и далее соединяется с Медианной тектонической линией.

Большой трог Окинава, по мнению М. Кимуры и Е. Като [27], включает собственно трог Окинава и активную вулканическую дугу хр. Токара (рис. 8).

Трог Окинава довольно хорошо и разносторонне изучен благодаря международному сотрудничеству. Изучено строение земной коры методом отраженных волн [31, 32, 38, 41, 50], поле силы тяжести [30, 39, 44, 49], линейные магнитные аномалии [15, 31], тепловой поток [37], разрез осадочного слоя по многочисленным профилям с помощью как одноканального профилирования [15, 17, 18, 26, 31, 47], так и многоканального с

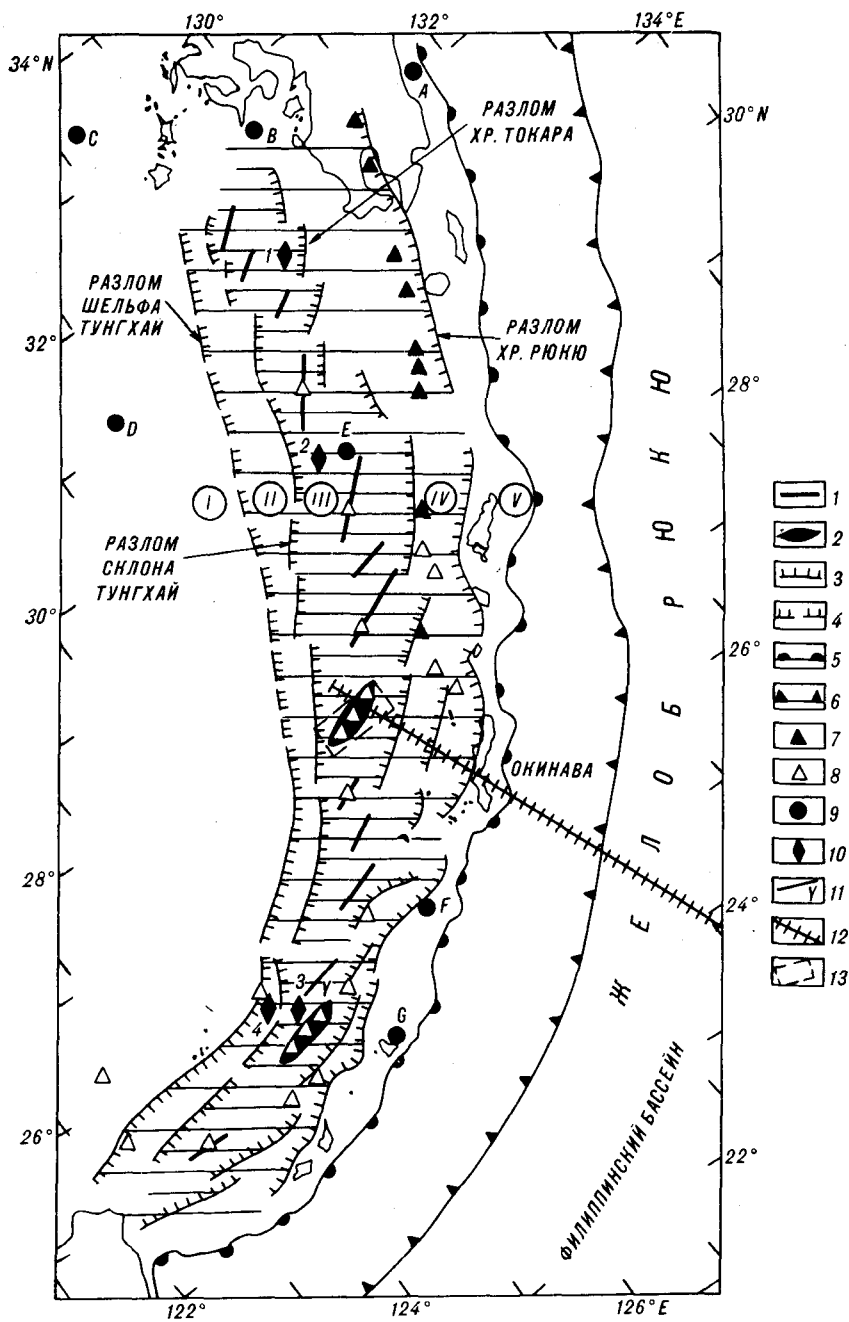


Рис. 6. Тектоническая схема трого Окинава (по [24]).

1 — оси центрального грабена; 2 — базальтовые интрузии; 3 — главные разломы и эскарпы; 4 — погребенные разломы и эскарпы; 5 — восточная граница хр. Рюкю; 6 — ось глубоководного желоба; 7 — активные вулканы; 8 — подводные вулканы позднеплейстоценового возраста; 9 — морские скважины; 10 — важнейшие точки драгирования; 11 — контур трого Окинава; 12 — линия советско-китайско-японского геотранверса; 13 — участок детальных работ с погружаемым аппаратом Sinkai-2000. Римские цифры в кружках обозначают тектономорфологические провинции: I — шельф Тунгхай; II — континентальный склон; III — трог Окинава; IV — хребет Токара; V — хребет Рюкю.

детальной геолого-структурной интерпретацией [3, 4, 33, 34, 42, 46], проведены детальные батиметрические исследования с применением системы Seabeam, в результате составлена батиметрическая карта м-ба 1 : : 1 000 000 [5]. Наблюдения с погружаемого аппарата Sinkai-2000 позволили обнаружить гидротермальные источники [28].

Двумя поперечными структурами — каналом Токара на севере и депрессией Мияко на юге, которые приурочены к левосторонним сдвигам,



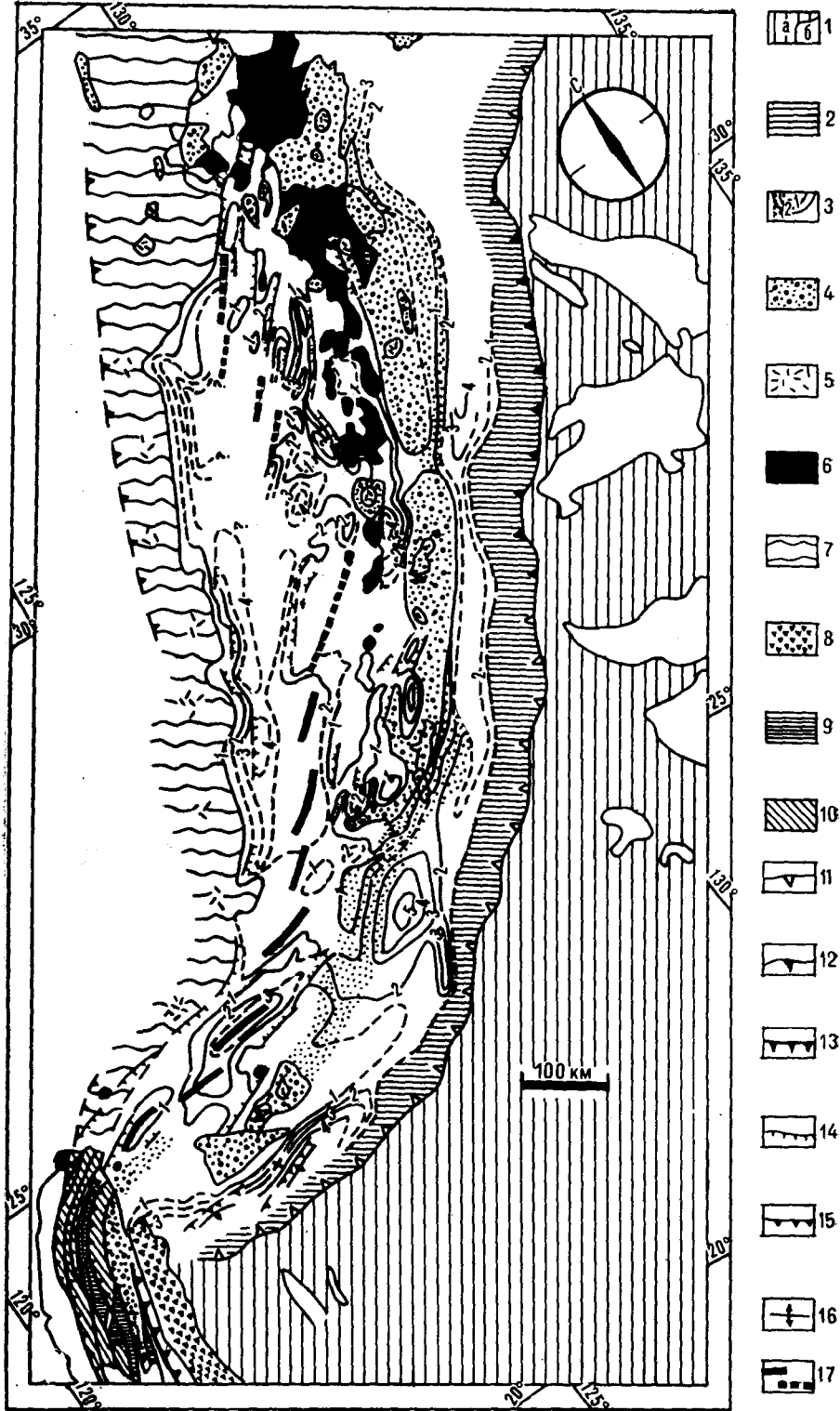


Рис. 7. Структурно-геологическая карта трюга Окинава и прилегающих областей (по [33]).

1 — Филиппинское море (а — погруженные участки, б — хребты и плато); 2 — склон желоба и аккреционный комплекс; 3 — позднемiocен-четвертичные преддуговые бассейны с изопхитами (км), зона с точками обозначает область плейстоценового растяжения; 4 — допозднемiocеновые осадки и метаморфические породы; 5 — ранне-среднемiocеновые изверженные породы (Формация зеленых туфов); 6 — плейстоцен-современные вулканиты дуги Рюкю; 7 — Синци-Тайваньский сладчатый пояс; 8 — Лусон-Тайваньская вулканическая дуга; 9 — палеогеновые породы центрального хребта Тайваня; 10 — неогеновые осадки центрального хребта Тайваня; 11 — зона субдукции; 12 — зона коллизии; 13 — Восточно-Тайваньская сутура; 14 — сбросы; 15 — надвиги; 16 — антиклинали; 17 — центральный грабен трюга Окинава: сплошная линия — оси спрединга, прерывистая — оси рифта.

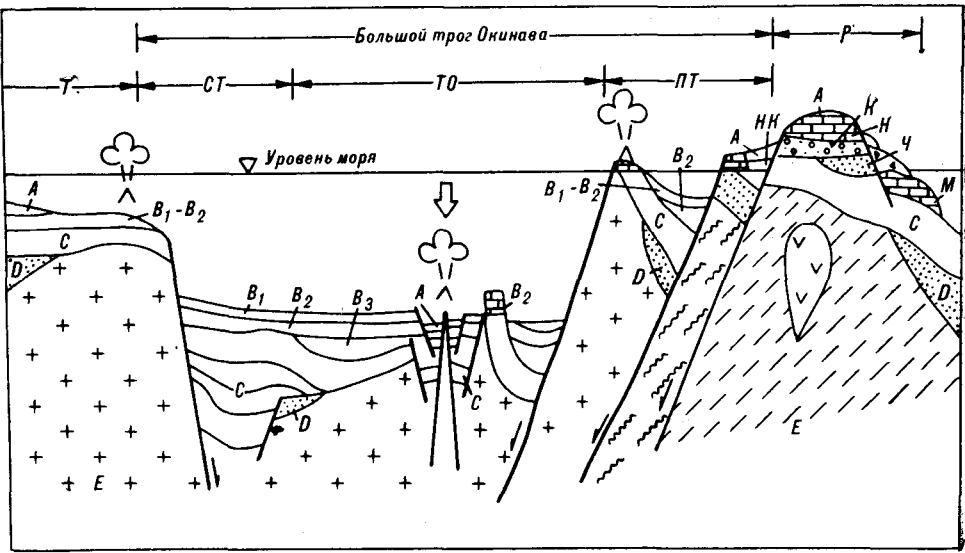


Рис. 8. Схематичный геологический разрез (вне масштаба) Большого трога Окинава [по Kimura, 1985—1989].  
 1—3 — террейны (1 — Риоке, 2 — Чичибу, 3 — Симанто); 4 — палеоген-миоценовые интрузии (андезиты, граниты); 5 — карбонатные образования (известняки Наха (Н), известняки Минатогава (М)); 6 — песчаники Чайнин (Ч), Накуси (НК); 7 — гнейсы Кунигами (К); 8 — несогласия. Расшифровку слоев А — Е см. в табл. 1. Морфоструктурные элементы: Т — шельф Тунгхай; СТ — склон Тунгхай, ТО — трог Окинава; ПТ — поднятие Токоро; Р — хр. Рюкю.

прослеживающимся до глубоководного желоба Рюкю, трог Окинава подразделен на три сегмента — северный, центральный и южный, которые имеют существенные различия. В южной части трога выделяются также правосторонние сдвиги [3].

Мощность коры северного сегмента варьирует от 20 до 24 км, т. е. близка к континентальному типу, в центральном и южном сегментах она составляет 15—18 км и приближается к океаническому типу. Угол наклона сейсмофокальной зоны увеличивается от 25—27° в северном сегменте до 55—75° в центральном и южном. Величина теплового потока на северном и центральном участках трога составляет 2—3 ЕТП, а на юге превышает 3 ЕТП, максимальные значения — 8,95 ЕТП [3]. Следует отметить, что эти значения выше, чем наблюдаемые в срединно-океанических хребтах и других молодых рифтовых структурах, например, в Красном море.

Некоторые отличия сегментов намечаются и по геологическим данным, о которых уже говорилось выше [11, 29].

Стратиграфия трога Окинава в последние годы неплохо изучена благодаря упомянутым выше сейсмостратиграфическим исследованиям, наблюдениям на островах [10, 20, 29, 30] и бурению. Скоррелированные результаты представлены в табл. 1 и на рис. 2, 3, 7. Максимальная мощность осадочного выполнения трога Окинава (8000—12 000 м) наблюдается в его северной части (см. рис. 7).

Наиболее древними в районе хр. Токара являются позднепалеозойские — триасовые породы пояса Чичибу, обнажающиеся вдоль разлома Буцусо (Butsuzo Tectonic Line), южным продолжением которого является разлом хр. Рюкю (см. рис. 6). Считается, что это аллохтонные блоки и олистолиты, сложенные известняками, кремниями, зелеными сланцами, погруженные в средне меловой — верхнеюрский матрикс. Затем область трога Окинава долгое время была зоной поднятия. Состав фундамента собственно трога Окинава недостаточно ясен, но есть сведения о драгированных обломках меловых гранитов, экзотических гальках измененных вулканических пород и гранитов миоцена, рассланцованных

Таблица 1

Схема расчленения и корреляции разрезов Большого трога Окинава и островов Нанкей (Рюкю)\*

Возраст, млн. лет		Большой трог Окинава		Острова Нансей	
0.14	Голоцен	А		Ялювэй	
	Плейстоцен	Поздний	V <sub>1</sub>	Гр. Рюкю	Извест. Минатагава (М)
		Средний	V <sub>2</sub>		Известняки Наха (Н)
0.7	Ранний	V <sub>3</sub>	Гравелит Кунисама (К)		Ясч Чайнин (Ч), Накоси (Нк)
2.5	Миоцен	С		Группа Симадзири (С)	
5		Д	Формация Арадак (зел. туф)		
10			Группа Яэяма		
15	Формация Насако (зел. туф)				
24	Палеоген	Е		Формация Наго	
37		Формация Найо			
54	Палеоцен	Е		Формация Наго	
64		Формация Томуру			
100	Мел	Е		Формация Наго	
	Юра	Е		Формация Наго	
	Триас	Е		Формация Наго	
	Пермь	Е		Формация Томуру	

\* Стрелками с цифрами в правой части таблицы показаны основные фазы растяжения. Пояснения к таблице см. в тексте.

та верхняя часть сейсмокомплекса, включая известняки. Группа Яэяма обнажается на островах Яэяма в южной части дуги Рюкю и представлена песчаниками с прослоями угля, аргиллитов, конгломератов и известняков, характеризующими литоральную обстановку седиментации.

Группа Яэяма коррелируется с нижнемиоценовой формацией островов Тайвань, Сенкаку, Мияко, а также с северной частью о. Кюсю. В песчаниках группы Яэяма присутствуют такие тяжелые минералы, как циркон, турмалин, гранат, рутил, ставролит, монацит, обычно сопутствующие гранитам и гнейсам. Подобных пород в ближайшем окружении нет, поэтому предполагается существование ныне погруженной древней Восточно-Китайской суши [29]. Формация Арадак, перекрывающая образования группы Яэяма, сложена преимущественно зелеными туфами и датируется средним миоценом. Описанные ниже-среднемиоценовые образования дислоцированы значительно слабее, чем нижележащие. В них наблюдаются лишь наклонные блоки, разломы, являющиеся отражением движений Такатихо (или Лунцзинь).

В среднем — позднем миоцене повсеместно в скважинах и разрезах островов наблюдается несогласие, вызванное эвстатической регрессией, в результате обширные площади вышли из-под уровня моря и размывались. Эта эрозия охватила период с 9 до 6 млн лет. На Тайване она проявилась в верхней угленосной формации. После перерыва на обширных пространствах формировалась турбидитная вулканокластическая формация — силты, переслаивающиеся с песчаниками и туфами группы Симадзири (сейсмокомплекс С) позднемиоцен-раннеплейстоценового возраста. Лишь с этого времени трог Окинава выступает как единая структур-

метабазитах гранулитовой фазии из дацитово-туфобрекчии раннего плиоцена на центральных островах Рюкю [1, а также данные Y. Nishimura, 1985 г.].

Все домиоценовые отложения в той или иной степени дислоцированы и на сейстратиграфических разрезах отнесены к сейсмокомплексу Е (см. табл. 1, рис. 8). Сейсмокомплекс D распространен в трого Окинава весьма ограничено, на хр. Токара — несколько шире. Он отделен от нижележащего сейсмокомплекса значительным перерывом, охватывающим олигоцен и начало раннего миоцена. Сведения о составе сейсмокомплекса D получены на островах Рюкю (Нансей), где он объединяет образования группы Яэяма и формацию Арадак ранне-среднемиоценового возраста, и, частично, в скв. Мияко, где вскрыта

ная единица. Мощность сейсмокомплекса *C* на севере несколько больше (до 5000 м), чем на юге. В то же время отмечается тенденция уменьшения мощности к западу. Внутри сейсмокомплекса выделяются массивные штокообразные тела, которые интерпретируются как рифовые известняки или эвапориты [3].

На сейсмокомплексе *C*, представленном отложениями группы Симадзири, с несогласием, переходящим в согласное залегание в глубоких частях бассейна, залегает сейсмокомплекс *B*, подразделенный на три подкомплекса (см. рис. 8, табл. 1). Состав его достоверно не установлен, но, опираясь на данные по прилегающим островам, М. Кимура [28] провел соответствующую корреляцию. Подкомплекс *B<sub>3</sub>* сложен, возможно, песчаниками Чайнин и Накоси, выполняет, вероятно, эрозионные ложбины в нижележащем сейсмокомплексе *C* и отделяется от вышележащих подкомплексов *B<sub>1</sub>* и *B<sub>2</sub>*, коррелятивных отложениям группы Рюкю, перерывом. Состав подкомплексов *B<sub>1</sub>* и *B<sub>2</sub>* определенно не установлен, однако по характеру сейсмической записи (хорошо стратифицированная толща) предполагается, что они сложены глинистыми илами и турбидитами. Характер изменения мощности сейсмокомплекса *B* вдоль трога противоположен тому, что установлен для нижележащего комплекса. На юге мощность его достигает 2 км, отражая лавинную скорость седиментации, в то время как на севере не превышает 350—500 м. Максимальная мощность наблюдается в районе депрессии Мияко, где вдоль сдвига образовалось понижение, вдоль которого шельфовые осадки переместились в более глубокую часть трога (см. рис. 7).

На островах Рюкю коррелятивные подкомплексам *B<sub>1</sub>* и *B<sub>2</sub>* осадки представлены известняками и гравием группы Рюкю. Мощность отложений группы Рюкю не превышает 100 м, они не деформированы, но разбиты разломами, амплитуда смещения по которым достигает 1200 м. Об этом можно судить по тому, что коралловые известняки на островах Кикай и Окинава обнажаются на отметке 200 м выше уровня и в то же время подобные известняки обнаружены на глубине 1000 м. Эти вертикальные движения связываются с движением Урума позднечетвертичного времени [29].

Современные донные осадки представлены буровато-серыми глинами и алевролитистыми глинами, обогащенными органическими остатками и вулканическим материалом. Осадки в южной части трога более тонкие и содержат больше вулканического детрита, чем в северной. Скорость современного осадконакопления в троге Окинава по палеомагнитным данным оценивается в 15—24 м/млн лет.

В южной части трога Окинава китайскими исследователями [3] методом отраженных волн определены скоростные параметры сейсмостратиграфических подразделений (табл. 2, рис. 9), правда, последние выделены несколько в иных границах, чем у французских и японских исследователей, изучавших трог полностью [34, 46 и др.].

Важную роль в формировании трога Окинава играли вулканические процессы, на которых следует остановиться особо. По данным бурения, драгирования, интерпретации магнитометрических и сейсмических данных, вдоль всей невулканической дуги Рюкю и далее через о. Кюсю на север прослеживается миоцен-раннеплиоценовая вулканоплутоническая зона, которая иногда называется Южно-Японской вулканической дугой эпохи зеленых туфов [34]. По ширине она соответствует современным границам Большого трога Окинава. Возраст гранитных интрузий варьирует от 21 до 12 млн лет. Возрастной диапазон вулканитов довольно широк, состав их разнообразен. Скважиной Мияко-1 ниже плиоцена вскрыты пирокластические породы раннего — среднего миоцена. В восточном борту трога Окинава вулканисты, переслаивающиеся с осадками, залегают на метаморфическом фундаменте. На о. Кумеджима описаны миоцен-плиоценовые туфы, лавы, известково-щелочные дайки андезитов и базальтов с возрастом 17,5—4,5 млн лет, на о. Агуниджима — плиоценовые (5 млн лет) андезиты и дациты. Скв. Тока-1 в бассейне Токара вскрыла

Таблица 2

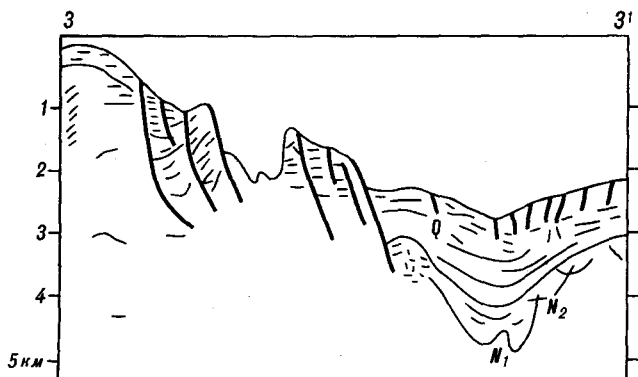
Скоростные параметры сейсмокомплексов в южной части трога Окинава (по [3])

Сейсмокомплекс	Скорость, км/с	Возраст
A	1,60—2,00	четвертичный плейстоцен плиоцен
B	2,23—2,40	
C	2,51—3,13	
	3,67—4,59	ранний — средний миоцен
	4,72—6,67	палеоген
	6,18—6,71	

вулканической дугой Рюкю и трогом Окинава. Большинство вулканов расположено на о. Кюсю и вдоль северной части трога Окинава (см. рис. 7), которая находится лишь на стадии континентального рифтинга. В центре и на юге активный спрединг начался с плейстоцена и вулканическая дуга не активна, за небольшим исключением. По высоким значениям теплового потока, скоростным характеристикам, линейным магнитным аномалиям в южной части трога близ о. Эромоте выявлены подводные эксплозивные извержения базальтов, происшедшие 70 лет назад. В средней части трога в 1986 г. японскими исследователями проведены детальные работы с погружаемого аппарата «SINKAI-2000», составлена детальнейшая батиметрическая карта, отобраны образцы пород (см. рис. 6, 10), среди которых определены базальты с возрастом 0,42 млн лет и кислые породы (в частности, дациты) с возрастом 8,3; 0,79 и 0,22 млн лет, характеризующие, видимо, обе фазы рифтинга [28]. На глубине 1535 м оконтурено первое рудное поле, где обнаружены гидротермальные источники, содержащие до 200 нл/кг метана, что в 20 раз больше, чем в нормальной морской воде. В 1989 г. большое рудное поле выявлено немецким научно-исследовательским судном «Зонне». В шести образцах драгированных сульфидных руд установлено до 6 % меди, 25 свинца, 40 цинка, а также до 0,6 % серебра. Установленные проявления массивных сульфидных руд, возможно, являются современными аналогами руд типа Куроко [2, 14].

Таким образом, трог Окинава образовался в результате двух фаз рифтинга Южно-Японской вулканической дуги, фрагменты которой еще обнаруживаются по бортам и в основании трога. Следовательно, по своему происхождению он является типичным внутридуговым бассейном, но в современной литературе называется задуговым бассейном, хотя такое название справедливо лишь по отношению к современной вулканической дуге Токара или остаточной дуге Рюкю. Сравнительно хорошая изученность позволила проследить стадии развития бассейна в связи с развитием прилегающих структур [34]. Во-первых, устанавливается синхронность, начиная с позднего миоцена, в раскрытии и погружении трога Окинава, наклоне к востоку и последующем погружении преддуговых бассейнов Рюкю. Во-вторых, начало задугового спре-

Рис. 9. Сейсмостратиграфический разрез 3—3' в южной части трога Окинава (по [3]). Местоположение см. на рис. 1.



домиоценовый фундамент, несогласно перекрытый позднемиоценовыми (6 млн лет) пирокластическими породами и лавами. Этот вулканизм связывается с первой фазой рифтинга в области трога Окинава [34, 46].

Вторая фаза рифтинга началась 2 млн лет назад на границе плио-плейстоцена и продолжается до сих пор. Вулканическая активность локализуется между невул-

канической дугой Рюкю и трогом Окинава. Большинство вулканов расположено на о. Кюсю и вдоль северной части трога Окинава (см. рис. 7), которая находится лишь на стадии континентального рифтинга. В центре и на юге активный спрединг начался с плейстоцена и вулканическая дуга не активна, за небольшим исключением. По высоким значениям теплового потока, скоростным характеристикам, линейным магнитным аномалиям в южной части трога близ о. Эромоте выявлены подводные эксплозивные извержения базальтов, происшедшие 70 лет назад. В средней части трога в 1986 г. японскими исследователями проведены детальные работы с погружаемого аппарата «SINKAI-2000», составлена детальнейшая батиметрическая карта, отобраны образцы пород (см. рис. 6, 10), среди которых определены базальты с возрастом 0,42 млн лет и кислые породы (в частности, дациты) с возрастом 8,3; 0,79 и 0,22 млн лет, характеризующие, видимо, обе фазы рифтинга [28]. На глубине 1535 м оконтурено первое рудное поле, где обнаружены гидротермальные источники, содержащие до 200 нл/кг метана, что в 20 раз больше, чем в нормальной морской воде. В 1989 г. большое рудное поле выявлено немецким научно-исследовательским судном «Зонне». В шести образцах драгированных сульфидных руд установлено до 6 % меди, 25 свинца, 40 цинка, а также до 0,6 % серебра. Установленные проявления массивных сульфидных руд, возможно, являются современными аналогами руд типа Куроко [2, 14].

Таким образом, трог Окинава образовался в результате двух фаз рифтинга Южно-Японской вулканической дуги, фрагменты которой еще обнаруживаются по бортам и в основании трога. Следовательно, по своему происхождению он является типичным внутридуговым бассейном, но в современной литературе называется задуговым бассейном, хотя такое название справедливо лишь по отношению к современной вулканической дуге Токара или остаточной дуге Рюкю. Сравнительно хорошая изученность позволила проследить стадии развития бассейна в связи с развитием прилегающих структур [34]. Во-первых, устанавливается синхронность, начиная с позднего миоцена, в раскрытии и погружении трога Окинава, наклоне к востоку и последующем погружении преддуговых бассейнов Рюкю. Во-вторых, начало задугового спре-

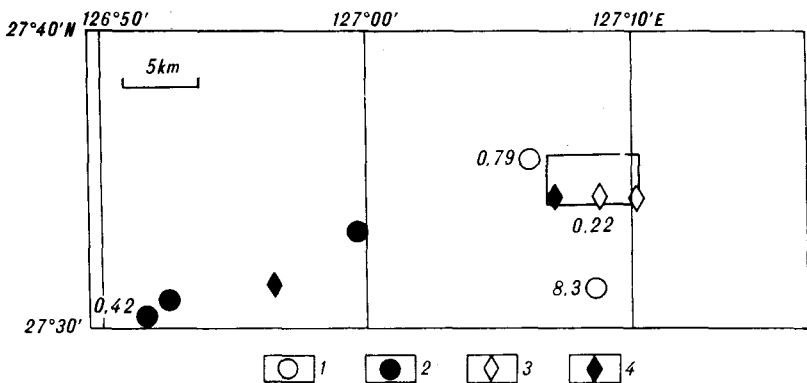


Рис. 10. Типы вулканитов в трого Окинава и их возраст (по [28]).

1—2 — места драгирования (1 — кислых пород, 2 — базальтов); 3, 4 — места отбора проб с аппарата Sinkai-2000 (3 — кислых пород, 4 — базальтов).

динга в центральной и южной части трого соответствует минимуму активности вулканической дуги. И в-третьих, предполагается связь раскрытия трого Окинава с коллизией дуги Лусон Филиппинской плиты с континентальной окраиной 3,5—4 млн лет назад [34]. На северо-востоке Тайваня рифт трого Окинава продолжается в виде складчато-надвиговой зоны поднятий, отражающей начало коллизии в плиоцене, которая в плейстоцене сменилась растяжением.

### ПРЕДДУГОВЫЕ БАССЕЙНЫ РЮКЮ

Преддуговые бассейны Рюкю, ныне погруженные на глубину до 2000 м, являются продолжением цепи преддуговых бассейнов юго-западной Японии и прослеживаются на 1200 км с северо-востока на юго-запад. Эти довольно узкие депрессии шириной 50—100 км и протяженностью до 500 км разделены поперечными относительными поднятиями фундамента и располагаются между дугой Рюкю и желобом Рюкю (см. рис. 2, 3, 7). Наиболее крупными являются бассейны Миядзакис на севере и Симадзирис на юге (см. рис. 3). Они довольно хорошо изучены с помощью одноканального сейсмопрофилеирования [17, 18, 24—27, 47], кроме того, выполнена геологическая и структурная интерпретация на основе многоканального сейсмического профилеирования [4, 8, 33, 34, 42, 46, 52].

Заложению этих бассейнов предшествовали значительные поднятия и эрозия, выразившиеся в региональном перерыве седиментации в интервале 9—6 млн лет и несогласии [33]. Предпозднемиоценовое угловое несогласие наблюдалось на островах Рюкю и в скважинах, на сейсмических профилях оно повсеместно прослеживается примерно на глубине 4000 м, поверхность его слегка наклонена к юго-востоку. Фундаментом преддуговых бассейнов северной части являются, главным образом, породы супергруппы Симанто позднемелового — эоценового возраста, представленные флишеподобными песчаниками, сланцами, базальтами, метаморфизованными в основном в зеленосланцевой фации, и прорванные позднепалеоцен-раннеэоценовыми гранитами [10, 34]. Эти образования чаще обнажаются по бортам бассейнов. Реже в основании бассейнов отмечаются эоцен-нижнемиоценовые отложения. На о. Амами-Осима обнажается формация Ваню, сложенная плохо сортированными конгломератами, песчаниками, алевролитами, гурбидитами общей мощностью около 1 км. Нуммулиты и моллюски определяют возраст формации как эоцен и моложе, но найдены также фораминиферы позднеолигоцен-раннемиоценового возраста. Проведенные на о. Амами-Осима исследования направления палеотечений свидетельствуют о сносе материала с юго-востока. Эта формация, по мнению О. Фабри и Ж. Шарвьё [10], похожа на формацию Мияра, которая обнажается на островах Яэяма в южной части дуги Рю-

кю. Она сложена известняками, песчаниками, конгломератами и тоже содержит нуммулиты. На юге дуги Рюкю к эоцену также относится формация Носоко, сложенная андезитами, дацитами, риолитами и пирокластическими образованиями. С перерывом и конгломератами в основании на ней залегает нижнесреднемиоценовая группа Яэяма, сложенная углями, аргиллитами, конгломератами и известняками (см. табл. 1). В отложениях эоцена — среднего миоцена на юге дуги Рюкю не проявились деформации фазы Такатихо, имевшие место на севере.

Было установлено [29], что до позднего миоцена северная и центральная часть дуги Рюкю развивалась обособленно от южной. Об этом свидетельствуют и тектонические исследования [11], в результате которых установлено, что отложения зон Самбосан и Симанто, хорошо представленные в северном и центральном сегментах, не прослеживаются в южном. И лишь верхнемиоцен-нижнеплейстоценовая группа Симадзири, представленная силтами, переслаивающимися с конгломератами, туфами, реже с известняками и вулканитами, накапливалась в обширном преддуговом бассейне, общем для южного и северного сегмента дуги Рюкю. В верхней части группы Симадзири в районе о. Кюсю преобладают турбидиты, а в районе о. Окинава — алевролитистые глины и песчаники раннего плиоцена — раннего плейстоцена. На сейсмопрофилях наблюдаются проградационные структуры, что свидетельствует о появлении регионального наклона к юго-востоку, начиная с плиоцена [33]. Возможно, этот наклон связан с началом формирования желоба Рюкю (Нансей-Шото). Мощность отложений группы Симадзири колеблется от 2 до 5 км, они слабо деформированы. Ось синклинали, выполненной осадками группы Симадзири, слабо ундурирует параллельно простиранию дуги. Отмечаются разломы с падением на юго-восток. На осадках группы Симадзири с несогласием залегают рифтовые известняки, песок и гравий средне-верхнеплейстоценовой группы Рюкю мощностью до 100 м. Они наблюдаются только на западном краю бассейна, обнажаясь на островах Рюкю [29].

На палеорекострукциях японских исследователей [4, 29] видно, что основной областью сноса для осадков преддугового прогиба служила островная дуга, сложенная вулканоплутоническими ассоциациями раннего — среднего миоцена (гранодиориты, андезиты, риолиты) и протягивающаяся от о. Кюсю до о. Тайвань. Скорость седиментации во время накопления осадков преддугового прогиба составляла 220—550 м/млн лет.

Здесь, как и в преддуговых прогибах юго-западной Японии, восточным ограничением служили внешние хребты, но выражены они ныне не везде достаточно четко. В южной части бассейна Симадзири внешние хребты начали формироваться только после плиоцена. Это хребет Яэяма, представляющий собой систему шелонированных антиклиналей, сопровождающихся надвигами. Существенную роль играли новейшие вертикальные движения, что отражено в воздымании островов Рюкю и погружении преддуговых бассейнов до глубины 4 км.

## СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ В АКВАТОРИИ ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

Известно, что некогда простые геофизические модели строения земной коры с выделением гранитного и базальтового слоев на современном уровне знаний существенно усложняются и по мере наполнения их геологическим содержанием заменяются слоисто-блоковыми моделями строения земных недр.

При описании отдельных бассейнов Восточно-Китайского моря частично приводились сведения о мощности коры, ее строении, скоростных характеристиках.

М. Кимура [24], основываясь на данных МОВ, исследовал структуру земной коры Восточно-Китайского моря вдоль длинного профиля от шельфа Тунгхай до желоба Рюкю. Им выделено шесть слоев сверху вниз: 1, 2, 3, 3', 4 и 5. Согласно проведенной М. Кимурой корреляции данных,

## Структура земной коры в бассейнах Восточно-Китайского моря

Скоростные параметры слоев	Средняя мощность слоев в бассейнах, км			
	Окраинный шельфовый бассейн	Окинава		Рюкю
		центр	склоны	
Слой 1 (1,7—3,2 км/с)	1,6	1,2		4,5
Слой 2 (3,3—4,4 км/с)	1,3	0	2	4
Слой 3 (4,5—6,2 км/с)	*	7	*	6
Слой 4 (6,4—6,9 км/с)	—	6,5	—	—
Слой 5 (8,2 км/с)	—	**	—	—

\* Слой не прослежен на полную мощность.

\*\* Слой 5 достигнут только в центре трога Окинава на глубине 16 км.

полученных методом отраженных и преломленных волн, с геологическими материалами слой 1 (1,7—3,2 км/с) сложен позднемиоцен-четвертичными слабо литифицированными и рыхлыми осадками (сеймостратиграфические слои *A + B + C* по табл. 1); слой 2 (3,3—4,4 км/с) соответствует палеоген-неогеновым слоям *C, D* и *E*; слой 3 (4,5—6,2 км/с) коррелируется частично со слоем *E*, а также с гранитными и метаморфическими образованиями; слой 4 (6,4—6,9 км/с)— с габброидами и слой 5 (8,2 км/с)— с мантией. Эта схема, конечно, идеализирована. В конкретной ситуации, особенно при получении данных бурения, она значительно детализируется.

До поверхности Мохоровичича, т. е. на полную мощность, исследована структура земной коры только в центральной части трога Окинава. В других бассейнах, а также на бортах трога Окинава получены скоростные характеристики только двух или трех верхних слоев (табл. 3). Примечательно отсутствие второго слоя в центре трога Окинава и сохранение его по бортам, что объясняется подъемом мантийного диапира. Резко отличается удвоенной мощностью двух верхних слоев преддуговой бассейн Рюкю. В ранних геодинамических моделях предполагалось, что такое строение коры вблизи желобов обусловлено присутствием мощного аккреционного клина, сформированного материалом океанического происхождения. Более поздние исследования глубоководных желобов и прилегающих к ним структур выявили многообразие ситуаций в зонах субдукции, где наряду с аккрецией имеет место поглощение (засасывание) осадков, тектоническая эрозия, перемешивание [21, 44]. В частности, в самой южной части Курильского желоба, где в 1989 г. были проведены высококачественные исследования с использованием донных сейсмографов и получен детальный скоростной разрез до глубины 20—30 км, установлено, что трехслойная океаническая кора спокойно погружается в зоне субдукции без образования аккреционного клина [22]. Однако, эти же исследователи ранее проводили работы в северной части желоба Рюкю, где выявили на континентальном склоне желоба первый слой со скоростями 1,5—2,7 км/с мощностью 7 км и второй слой со скоростями 3,8—4,7 км/с и мощностью 5 км. Ими был сделан вывод, что на континентальном склоне обнаружен аккреционный клин мощностью 12 км, сформированный материалом океанического происхождения. Однако, эта интерпретация не подтверждается геологическими данными по составу осадков островодужного и океанического склонов. То, что они интерпретировали как аккреционный клин, на самом деле является осадочной линзой преддугового бассейна, что подтверждается геологическими и сеймостратиграфическими материалами.

Таким образом, по имеющимся данным намечаются отличия осадочных бассейнов по мощности и строению земной коры, но материалов для



детального сравнения пока недостаточно. Тем не менее уже имеющиеся данные заставляют осторожно относиться к геофизическим моделям, недостаточно подтвержденным геологическими данными.

### СИНТЕЗ

Проведенный анализ структуры кайнозойских осадочных бассейнов Восточно-Китайского моря позволяет выявить черты сходства и отличия их (табл. 4), а также проследить общие закономерности развития рассмотренной части активной восточно-азиатской континентальной окраины в кайнозое.

Из анализа табл. 4 следует, что с запада на восток площадь бассейнов уменьшается, глубина воды увеличивается, а мощность кайнозойского чехла и мощность коры уменьшаются. Кроме того, как следует из описания разрезов бассейна, к востоку возраст осадочного чехла омолаживается.

Общими для всех трех бассейнов являются заложение их на континентальной коре и высокая тектоническая активность в кайнозое, что выражается в неоднократных проявлениях седиментационного магматизма и сейсмичности.

При описании бассейнов отмечалось время проявления основных тектонических движений, несогласий (табл. 5). Следует заметить, что не обнаружено четких рубежей орогенических движений и связанных с ними несогласий, выраженных в достаточно узком стратиграфическом интервале. Как правило, этот интервал довольно широк и орогенические движения носят, по-видимому, волновой характер. Тем не менее намечаются определенные рубежи, около которых (где-то раньше, где-то позже) происходят существенные перестройки.

Так, ларамийская складчатость или соответствующий ей пятый эпизод яньшаньской орогении проявились во многих регионах на рубеже мела и палеогена. Однако, в Восточном Китае эти движения начались несколько раньше, в маастрихте [20, 36], а в юго-западной Японии, по-видимому, в середине мела.

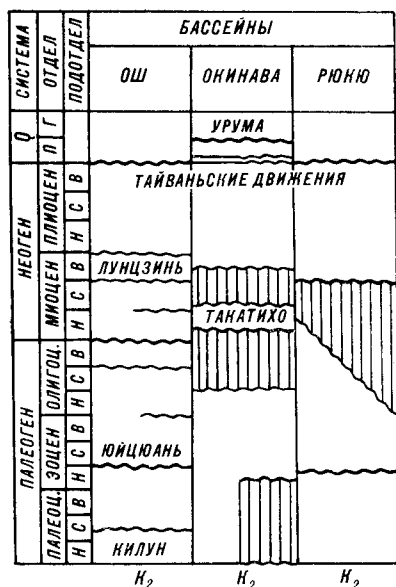
Пиренейская складчатость или первый эпизод гималайских движений (поздний эоцен — олигоцен) также проявились повсеместно и неодновременно. В окраинно-континентальном шельфовом бассейне они проявились в виде движений Юйцюань в эоцене. Наиболее интенсивно они выражены в юго-западной части бассейна и на Тайване (так называемые движения Пули). В тропе Окинава и преддуговом бассейне Рюкю время проявления этих движений растягивается на палеоцен — ранний эоцен. Выразились они в формировании опрокинутых и асимметричных складок

Таблица 4

Основные параметры кайнозойских осадочных бассейнов Восточно-Китайского моря

Параметры	Бассейны		
	Окраинный шельфовый	Окинава	Рюкю
Площадь, тыс. км <sup>2</sup>	550	286	84
Глубина воды, м	130	1300	2000
Форма осадочного выполнения	Клиновидная	Линзовидная	Линзовидная
Средняя мощность осадочного выполнения, км	8	6	3,5
Магнитные аномалии	0— +100	—100—150	0— +100
Гравитационные аномалии в свободном воздухе, мГал	+10	+90	—100
Мощность коры, км	28—32	15—24	18—20
Тепловой поток, ЕТП	2,6	3,62	0,9
Связиседиментационный магматизм	Основной, средний	Основной, кислый	Кислый
Сейсмичность	Сильная	Сильная	Сильная

Корреляция несогласий в бассейнах  
Восточно-Китайского моря (ОШ —  
окраинный шельфовый бассейн)



с кливажом, надвигов, внедрении позд-

непалеоцен-раннеэоценовых гранитов [7, 10, 12, 34].

Важной для Восточного Китая является граница между палеогеном и неогеном. Почти во всех разрезах она выражена несогласием, связанным с так называемыми северокитайскими движениями [36] или второй фазой гималайских движений. В акватории Китая они начались, по-видимому, несколько раньше и носили блоковый характер. В трог Окинава на рубеже олигоцена — миоцена наблюдается длительный перерыв в седиментации, а затем интенсивная вулканическая деятельность, продолжавшаяся вплоть до среднего миоцена, известная под названием «орогения зеленых туфов», сопровождавшаяся формированием островной дуги, слабыми складчатыми и интенсивными дизъюнктивными деформациями. В юго-западной Японии, в частности, в геосинклинали Симанто, протягивающейся в дуге Рюкю до о. Окинава, эти движения проявились в раннем миоцене и называются движения Такатихо. Следует отметить, что эти движения были более интенсивными в северной части всех трех бассейнов и менее интенсивными — в южной.

Плиоцен-плейстоценовые движения известны в Китае как третий эпизод Гималайской орогении или Тайваньские движения, в районе трога Окинава — как движения Урума. После этих движений в окраинном шельфовом бассейне произошло общее погружение по серии сбросов и обширная морская трансгрессия. В трог Окинава имели место две фазы рифтообразования, сопровождавшиеся интенсивным магматизмом. Значительные вертикальные движения проявились в преддуговом бассейне, в результате бассейн погрузился на глубину 3—4 км, а прилегающая дуга Рюкю поднялась на 1 км.

Таким образом, современная структура бассейнов обусловлена сложным сочетанием многообразных факторов глобального и регионального характера.

К глобальным факторам, повлиявшим на формирование бассейнов, можно отнести взаимодействие крупных литосферных плит Тихоокеанской, Филиппинской, Евразийской и Индийской, перемещение которых создавало и меняло поле напряжений на восточно-азиатской окраине в целом и в отдельных ее частях. К глобальным относятся также эвстатические колебания уровня Мирового океана, которые обуславливали подъем и падение уровня воды, а, следовательно, и характер седиментации.

К региональным факторам формирования структуры бассейнов относятся возраст и состав фундамента, которые обычно определяют всю дальнейшую эволюцию бассейнов и их частей (как это проявляется в особенностях строения, характере дислокаций в северных и южных частях всех описанных бассейнов); вулканизм, который определяет формирование внутренних областей сноса, проявлений полиметаллических руд, а также выступает в роли катализатора, ускоряющего созревание органического вещества; и, наконец, региональная тектоника, которая создает в сочетании с глобальной специфический структурный ансамбль в каждом бассейне.

1. *Авченко О. В., Леликов Е. П.* Условия метаморфизма пород трога Окинава (Восточно-Китайское море) // Докл. АН СССР.— 1983.— Т. 269, № 15.— С. 219—223.
2. *Геотраверс Китай — Филиппинское море — Тихий океан /Тихоокеан. геолог. гля.— 1991.— № 4.— С. 3—18.*
3. *Цзинь Сялуи. Юй Пуцзи.* Структура трога Окинава и его эволюция // Чжунго Кэсэ.— 1987.— № 2.— Р. 196—203. (Пер. с кит.).
4. *Aiba J., Sekiya E.* Distribution and characteristics of the Neogene Sedimentary Basins around the Nansai-Shoto (Ryukyu Islands) // J. Jpn. Assoc. Pet. Technol.— 1979.— N 44(5).— Р. 97—108.
5. *Bathymetric map of the Okinawa Trough. Scale 1 : 1 000 000/Comp. B. Marsset, J.-C. Sibuet, J. Letouzey, J.-P. Maze.— Paris, France, 1987.*
6. *Chang Stanley S. L.* Petroleum geology and petroleum exploration on the continental shelf of China // Mem. Geol. Soc. China.— 1987.— N 8.— P. 259—279.
7. *Charvet J., Fabbri O.* Vue générale sur L'orogénèse Shimanto et L'évolution tertiaire du Japon sud-ouest // Bull. Soc. géol. France.— 1987.— T. III, N 6.— P. 1171—1188.
8. *Chu Xia.* On tectonic evolution of continental margin of China // Marine Geol. and Quarternary Geology.— 1987.— N 3.
9. *Chu Xia, Huanjiang Chen.* Continental margin tectonics and basin evolution in China // Experimental Geology in Petroleum.— 1982.— V. 4, N 3.
10. *Fabbri O., Charvet J.* Déformation polyphasée dans la chaîne tertiaire de Shimanto (Japon SW); données nouvelles d'après l'exemple de l'île d'Amami-Oshima (arc des Ryukyu) // C. R. Acad. Sci.— 1987.— T. 305, ser. II.— P. 801—805.
11. *Faure M., Monie P., Fabbri O.* Microtectonics and <sup>39</sup>Ar—<sup>40</sup>Ar dating of high pressure metamorphic rocks of the south Ryukyu Arc and their bearings on the pre-Eocene geodynamic evolution of Eastern Asia // Tectonophys.— 1988.— V. 156.— P. 133—143.
12. *Fujita Hiroshi.* Stratigraphy and geologic structure of the Pre-Neogene strata in the Central Ryukyu Islands // J. Sci. Hiroshima Univ. C.— 1989.— V. 9, N 1.— P. 237—284.
13. *Guochen Wang.* Prospective petroliferous areas in the East China Sea Basin // J. Petrol. Geol.— 1990.— V. 13(1).— P. 71—78.
14. *Habach P., Nukamura K., Wahsner M. et al.* Probable modern analogue of Kuroko-type massive sulphide deposits in the Okinawa Trough back-arc basin // Nature.— 1989.— N 338.— P. 496—499.
15. *Herman B. M., Anderson R. N., Truchan N.* Extensional tectonics in the Okinawa Trough // Mem. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.— 1978.— N 29.— P. 199—208.
16. *Ho C. S.* A synthesis of the geological evolution of Taiwan // Tectonophys.— 1986.— V. 125.— P. 1—16.
17. *Honza E.* Geological map around Ryukyu arc, 1 : 1 000 000 // Mar. Geol. Map. Ser., 7. Geological Survey of Japan.— Kawasaki, 1977. 3 sheets.
18. *Honza E.* (Ed.) Geological investigations in the northern margin of Okinawa Trough and the western margin of the Japan Sea, April—May (GH 77-2 Cruise) // Cruise Rep.— 1978.— N 10.
19. *Huang C. Y.* Neogene stratigraphic and tectonic relationship between Southern Okinawa Trough and Northern Taiwan // Proceeding of the Geol. Soc. of China.— 1986.— N 29.— P. 138—148.
20. *Huang T. K.* Geotectonic evolution of China.— Science Press Beijing, 1987.
21. *Hussong D. M., Uyeda S.* Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. V. 60.— Washington: US Govern. Print. Office, 1981.
22. *Iwasaki T., Shiobara H., Nishizawa A.* A detailed subduction in the Kuril trench deduced from ocean bottom seismographic refraction studies // Tectonophys.— 1989.— V. 165, N. 1—4.— P. 315—336.
23. *Iuan V. C.* Thermal-tectonic evolution of the Yellow sea and east China Sea implication for transformation of continental to oceanic crust and marginal basin formation // Tectonophys.— 1986.— V. 125.— P. 231—244.
24. *Kimura M.* Back-arc rifting in the Okinawa Trough // Marine and Petroleum Geology.— 1985.— N 2.— P. 222—240.
25. *Kimura M.* Formation of the Okinawa Trough // Formation of Active Ocean Margin/Nasu N. et al(ed.).— TERRAPUB, Tokyo, 1985.— P. 567—591.
26. *Kimura M., Honza E., Miyamoto M.* Submarine geology around the southern Ryukyu Islands, with special reference to the Okinawa Trough // Geol. Stud. Ryukyus.— 1979.— N 4.— P. 79—93.
27. *Kimura M., Kaneoka I., Kato Y. et al.* Report on DELP 1984 Cruises in the middle Okinawa Trough // Bul. Earthquake Research Institute. Univ. Tokyo.— 1986.— N 61.— P. 269—310.
28. *Kimura M., Uyeda S., Kato Y. et al.* Active hydrothermal mounds in the Okinawa Trough back-arc basin, Japan // Tectonophys.— 1988.— V. 145.— P. 319—324.
29. *Kizaki K.* Geology and tectonics of the Ryukyu Islands // Tectonophys.— 1986.— V. 125, N 1—3.— P. 193—207.
30. *Kuramoto S., Konishi K.* The Southwest Ryukyu Arc is a migrating microplate (fore-arc sliver) // Tectonophys.— 1989.— V. 163.— P. 75—91.

31. *Lee C., Shor G. G., Bibee L. D. et al.* Okinawa Trough, origin of a back-arc basin developed in a continent // *Mar. Pet. Geol.*—1980.— N 2.— P. 111—130.
32. *Leyden R., Ewing M., Murauche S.* Sonobuoy refraction measurement in East China Sea // *Am. Assoc. Pet. Geol. Bul.*—1973.— N 57(12).— P. 2396—2403.
33. *Letouzey J., Kimara M.* Okinawa Trough genesis: structure and evolution of a back-arc basin developed in a continent // *Mar. and Pet. Geol.*—1985.— V. 2.— P. 111—130.
34. *Letouzey J., Kimura M.* The Okinawa Trough: genesis of a back-arc basin developing along a continental margin // *Tectonophys.*—1986.— V. 125.— P. 209—230.
35. *Li Desheng.* Geologic evolution of petroliferous basins of continental shelf of China // *The Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*—1984.— V. 68, N 8.— P. 993—1003.
36. *Liu Xun.* Some recognitions on the sedimentary-tectonic development of the Mesozoic basins in eastern China // *Acta geologica sinica.*—1988.— V. 62, N 2.— P. 111—122.
37. *Lu R. S., Pan J. J., Lee T. C.* Heat flow in the Southwestern Okinawa Trough // *Earth Planet. Sci. Lett.*—1981.— N 55.— P. 299—310.
38. *Ludwig W. J., Den N., Murauchi S.* Seismic reflection measurements of southwest Japan margin // *J. Geophys. Res.*—1973.— V. 78.— P. 2508—2515.
39. *Ma X., Deng Q., Wang Y., Liu H.* Cenozoic graben systems in N. China // *Z. Geomorphol., N. F., Suppl.*—1982.— V. 42.— P. 99—116.
40. *Murakami F.* Gravity survey, cruise rep. // *Geol. Surv. Jpn.*—1976.— N 6.— P. 44—51.
41. *Murauchi S., Den N., Asana S. et al.* Crustal structure of the Philippine Sea // *J. Geophys. Res.*—1968.— N 73.— P. 3143—3174.
42. *Nash D. F.* The geological development of the North Okinawa Trough area from Neogene Times to Recent // *J. Jpn. Assoc. Pet. Technol.*—1979.— N 44(5).— P. 121—133.
43. *Niu Zuomin.* Deposition environment sub-divisions of the East China Sea and their basic features // *Proc. Int. Symp. Sediment. Contin. Shelf, Spec. Ref. East China Sea, Hangzhou, Apr. 12—16, 1983.*— Beijing, 1983.— P. 602—613.
44. *Scholl D. W., Von Huene R., Vallier T. L., Howell D. G.* Sedimentary masses and concepts about tectonic processes at underthrust ocean margins // *Geology.*—1980.— V. 8, N 12.— P. 564—568.
45. *Segawa J.* Gravity in the Ryukyu Arc // *J. Geol. Soc. Jpn.*—1976.— N 22(1).— P. 23—29.
46. *Sibuet J.-C., Letouzey J., Barbier F. et al.* Back-arc extension in the Okinawa Trough // *J. Geophys. Res.*—1987.— V. 92, N B13.— P. 14041—14063.
47. *Wageman J. M., Hilde T. W. C., Emery K. O.* Structural framework of East China Sea and Yellow Sea // *Bul. Am. Assoc. Pet. Geol.*—1970.— V. 54(9).— P. 1611—1643.
48. *Wang Longwen.* Some basin geological regularities of East China Sea basin and its adjacent continental Asia // *Petrol. exploration and development.*—1987.— N 4.— P. 1—10.
49. *Xi Jiebo, Shen Yi, Wu Jiansheng, Wang Jialing.* On Evolution of the NNE and NW Trending Faults in the East China Sea // *J. Tongji Univ.*—1988.— V. 16, N 2.— P. 179—189.
50. *Xiaohong J., Puzhi Yu., Meihua L. et al.* A preliminary study of the characteristics of crustal structure in the Okinawa Trough // *Oceanologia et limnologia Sinica.*—1983.— V. 14, N 2.— P. 105—116.
51. *Xu Shangwu, Li Weigang, Xu Jianshang.* Application of seismic stratigraphy to the continental shelf basin of China's East Sea // *Geophysical prospecting for petroleum.*—1987.— V. 26, N 4.— P. 3—15.
52. *Xu Weiling, Le Junying.* Tectonic movement and evolution of East China Sea // *Marine Geol. and Quatern. Geol.*—1988.— N 1.
53. *Zhang Wenyong et al.* Marine and continental geotectonics of China and its environs.—1986.
54. *Zhao Chunrong.* Оценка перспектив нефтегазоносности кайнозойских отложений Западно-Тайваньской впадины // *Хайянь дичжи юй дисицзи дичжи: Mar. Geol. and Quatern. Geol.*—1987.— V. 7, N 4.— P. 39—49.
55. *Zhao Jiongkun, You Youguang, Zhou Xiqi.* Subei-South Yellow Sea Basin // *ESCAP atlas of stratigraphy IV. Stratigraphic correlation between sedimentary basins of the ESCAP region. V. X.*— New York, 1985.— P. 28—34. (Peoples Republic of China. Mineral resources development series; N 52).
56. *Zhou Caifan.* Oil-Gas Explorations of the East China Sea and the Main Achievements // *Marine Geol. and Quatern. Geol.*—1989.— V. 9, N 3.— P. 51—61.

ИТуг ДВО АН СССР  
Хабаровск

Поступила в редакцию  
14 января 1991 г.

УДК 551.24+551.763(551.651)

*В. П. Зинкевич, Л. В. Данюшевский, В. С. Каменецкий,  
Е. А. Константиновская, Р. Г. Магалян, В. А. Селиверстов,  
М. В. Портнягин*

## ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД ТУМРОКСКОГО ВЫСТУПА (Восточная Камчатка)

Тумрокский выступ основания Восточно-Камчатского вулканического пояса отличается от других его выходов более простым тектоническим строением, что позволяет расчленять весь разрез на пикрит-базальтовую, туфогенно-осадочную, базальт-андезитовую и терригенную толщи. Охарактеризовано строение этих толщ, рассмотрены петрохимические и минералогические особенности слагающих их вулканитов. Показано, что вулканические породы относятся к высококальциевой серии островодужного магматизма.

Палеогеодинамический анализ этих толщ показывает, что они были сформированы в условиях энсиматической островной дуги, существовавшей до формирования современной аккреционной структуры Восточной Камчатки.

Один из наиболее дискуссионных вопросов геологии Восточной Камчатки — характер ее тектонического развития до начала формирования позднекайнозойского Восточно-Камчатского вулканического пояса, являющегося северным звеном Курило-Камчатской островной дуги. Расшифровка донеогенового этапа эволюции региона потребовала изучения различных аспектов строения и состава комплекса основания новейших наложенных структур, фрагментарно обнаженного в неотектонических поднятиях Восточных хребтов и Восточных полуостровов.

Детальное картирование этих поднятий показало, что они имеют большей частью покровную или чешуйчатую структуру [4—8, 11, 13, 22, 25, 29]. В их строении участвуют вулканогенные и вулканогенно-осадочные комплексы, главным образом, позднемелового и раннепалеогенового возрастов [6, 7, 13, 24, 25, 29], а более древние среднемеловые породы встречаются в виде глыб и блоков в серпентинитовых меланжах некоторых регионов [2]. Исключение составляет п-ов Камчатский Мыс, где среднемеловые отложения слагают самостоятельные тектонические пластины [5].

Важно подчеркнуть, что исследования, проведенные в последние годы, показали, что в строении выступов мел-палеогеновых пород восточных хребтов имеется много общего. Это подтверждает правильность проведенного еще в 60-х гг. объединения их в Восточно-Камчатскую структурно-формационную зону [4]. Линейно вытянутая зона сложена разнообразными вулканогенно-осадочными и вулканогенными комплексами, сопоставимыми со сходными по составу образованиями энсиматических островных дуг\*.

Вместе с тем, сравнение тектонического строения отдельных поднятий Восточно-Камчатской зоны показывает, что каждое из них обладает специфическими особенностями, отличаясь по стилю тектонических деформаций.

\* Один из авторов статьи — В. А. Селиверстов — полагает, что сопоставление мел-палеогеновых образований Восточной Камчатки с островодужными неоднозначно и что возможны иные варианты интерпретации их геодинамики [12].

ций и, нередко, по формационному составу. Так, тектонически совмещенные комплексы островной дуги и крайнего моря описаны в покровной структуре северной части Валагинского поднятия [6]. В покровно-чешуйчатой структуре хр. Кумроч выделяются комплексы островной дуги и преддугового бассейна [25]. В поднятиях Озерновское и Тумрок обнажены преимущественно вулканогенные образования, причем в первом из них установлен их аллохтонный характер [7], а во втором, из-за недостаточности эрозионного среза, основание вулканогенного комплекса не вскрыто. При этом поднятие Тумрок вызывает особый интерес тем, что его меловые — палеогеновые толщи представляют собой наименее нарушенные части разреза Восточно-Камчатской зоны. Большая мощность отложений поднятия Тумрок, полнота и непрерывность разреза, присутствие значительного количества разнообразных эффузивов, в том числе уникальных ультрамафических вулканитов [10, 30] с падежно установленным стратиграфическим положением, позволяют использовать этот район в качестве одного из опорных для реконструкции геодинамической и магматической истории докайнозойского этапа развития региона в целом.

В предлагаемой статье изложены оригинальные материалы, полученные при исследовании геологии и вещественного состава меловых и палеогеновых пород хр. Тумрок, собранные в ходе полевых работ в 1986—1988 гг.

**Геологическое строение.** Тумрокский выступ верхнемеловых — нижнепалеогеновых пород находится в зоне сочленения двух крупных неотектонических структур северо-восточного простирания. К западу от него находится линейно вытянутая грабенообразная позднекайнозойская структура, известная как Центрально-Камчатская депрессия [4] или одноименный рифт [11], которая сочленяется с выступом по системе крутых сбросов (рис. 1). Остальные ограничения Тумрокского выступа не имеют столь отчетливо выраженного тектонического характера, так как выходы донеогеновых пород с размывом и угловым несогласием перекрыты мощной толщей вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований Восточно-Камчатского вулканического пояса [28].

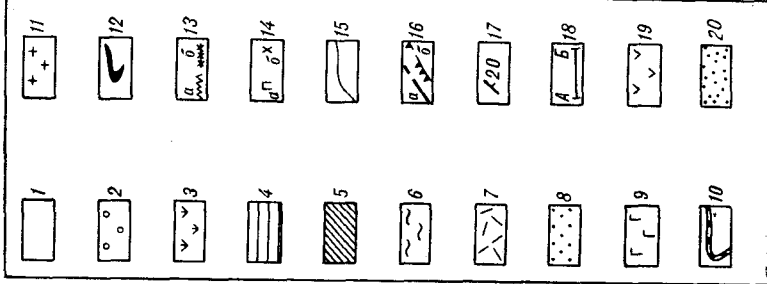
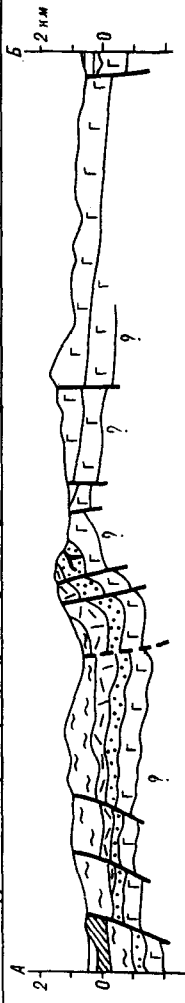
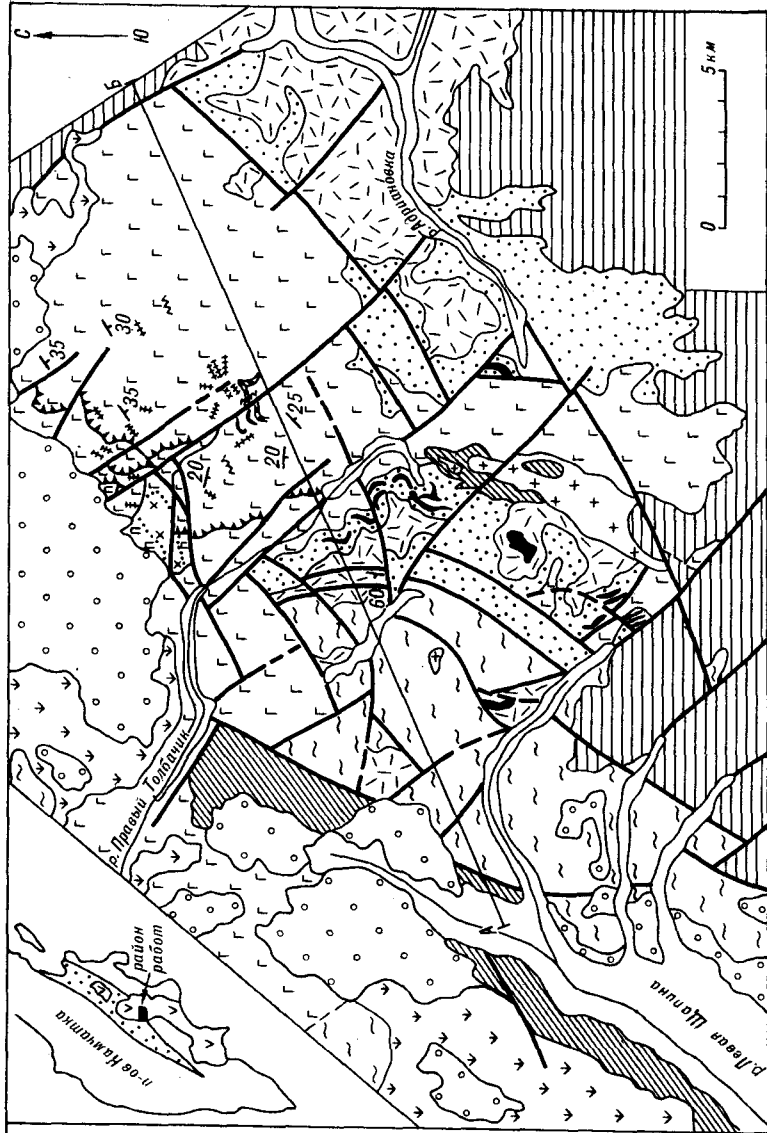
Тектоническая позиция Тумрокского выступа определяется также, по-видимому, наличием поперечного разлома, трассируемого к северу от хр. Тумрок мощной широтной зоной (от устья р. Адриановка на востоке до верховьев р. Ичи на западе) градиентов поля силы тяжести [24].

Меловые и палеогеновые образования Тумрокского выступа слагают мощный разрез, который расчленяется (снизу вверх) на следующие толщи: пикрит-базальтовую, туфогенно-осадочную, базальт-андезитовую и терригенную.

*Пикрит-базальтовая толща* залегает в основании видимого разреза пород Тумрокского выступа. В разное время она описывалась как нижняя подсвита меловой вулканогенно-кремнистой свиты [26] или нижняя подсвита попутновской свиты [14].

Толща сложена базальтатами, их лаво- и туфобрекчиями, разнообразными туфами, реже гиадокластитами базальтов и пикритами. Подошва толщи не вскрыта, видимая мощность более 1200 м. По степени метаморфизма условно выделяются две пачки. Нижняя, подвергшаяся зеленокаменному метаморфизму в более высокой степени, обнажена на северных склонах г. Верх. Адриановка. Ее разрез характеризуется преобладанием переслаивающихся базальтовых лав и туфов, в том числе агломератовых. Мощность потоков — 3—5 м. Количество пикритовых прослоев незначительно.

Верхняя пачка пикрит-базальтовой толщи представлена, главным образом, шаровыми лавами базальтов и пикритов. Шаровые лавы слагают покровы мощностью от 5 до 30 м. Размер шаров и подушек — 0,5—1,5 м. Подушки нередко имеют грибовидную форму, что позволяет контролировать условия залегания пород. В подчиненном количестве присутствуют псаммо-псефитовые кристаллолитокластические туфы, ко-



горные заполняют межшаровые пространства, а в некоторых случаях образуют самостоятельные «горизонты», включающие отдельные шары базальтов. Иногда наблюдается ритмичное чередование пластов туфов, туфобрекчий (3—4 м) и потоков массивных лав (0,6—1,0 м). При этом в пачках туфобрекчий изредка сохраняются фрагменты массивных и шаровых лав. Количество шаровых лав пикритов увеличивается к верхам толщи, но в целом они составляют не более 1 % мощности разреза.

Пикрит-базальтовая толща прорывается комагматичными дайками, силлами, некими сходного состава. Мощность базальтовых даек в среднем 1—2 м, пикритовых даек и силлов — до 20 м, протяженность последних до 1,5 км.

*Туфогенно-осадочная толща* распространена в бассейне р. Правый Толбачик, руч. Обрывистый и в верховьях р. Лев. Щапина. Ранее она выделялась А. Е. Шанцером как верхняя подсвета вулканогенно-кремнистой свиты [26] и В. А. Селиверстовым как верхняя подсвета попутновской свиты [14]. Толща сложена тонкообломочными туфогенными и кремнистыми породами, среди которых встречаются единичные покровы базальтов и силлы габбро-диабазов, габбро-диоритов, долеритов. Толщу характеризует сильная фациальная изменчивость. Так, в верхнем течении р. Пр. Толбачик толща представлена туффитами, туфоалевролитами, туфоаргиллитами и кремнями мощностью 120—200 м. Примерно таким же набором пород и такой же мощностью характеризуется разрез толщи в верховьях р. Лев. Щапина. Иначе толща построена в верховьях руч. Обрывистый, где она представлена ритмично чередующимися туфогенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами общей мощностью 1500—1800 м. Обнаружены 2—3 маломощных (5—7 м) горизонта серых кремней и тонкопереслаивающихся туфоалевролитов. В песчаниках часто встречаются обломки углефицированной древесины.

В целом состав и мощность отложений этой толщи, видимо, связаны с особенностями палеорельефа: пониженные мощности вблизи вершин палеовулканов предшествующего базальтоидного вулканизма и повышенные — в понижениях между ними.

*Базальт-андезитовая толща* распространена в верховьях рек Пр. Толбачик, Лев. Щапина, Адриановка и руч. Обрывистый. Эта толща в полном объеме соответствует туфовой свите А. Е. Шанцера [26] и темнореченской свите В. А. Селиверстова [15]. Она сложена агломератовыми, реже псаммитовыми и псефитовыми туфами основного и среднего состава, базальтами, андезитами, андезитобазальтами, туфогравелитами, туфопесчаниками, туффитами, изредка кремнистыми алевролитами, кремнями, осадочными брекчиями общей мощностью 350—500 м. На различных горизонтах подстилающей туфогенно-осадочной толщи они залегают с угловым несогласием, впервые описанным на правобережье р. Лев. Щапина А. Е. Шанцером [26]. На водоразделе р. Пр. Толбачик и руч. Озерный туфопесчаники нижележащей толщи с угловым несогласием перекрываются лавобрекчиями андезитов. В то же время в верховьях р. Лев. Щапина по правому борту в основании базальт-андезитовой толщи вскрываются шаровые лавы базальтов.

Рис. 1. Геологическая схема Тумрокского выступа (составлена В. М. Гундобиним, Л. В. Данюшевским, В. П. Зинкевичем, В. С. Каменецким, Е. А. Константиновской, Р. Г. Магакяном, Ю. С. Некрасовой, В. А. Селиверстовым).

1 — аллювиальные и водно-ледниковые отложения (Q); 2 — ледниковые образования (Q); 3 — вулканогенные образования преимущественно основного состава (Q); 4 — вулканогенные образования преимущественно среднего состава (N<sub>2</sub> — Q); 5 — терригенные образования щапинской свиты (N<sub>1</sub>); 6 — терригенные образования (P<sub>1</sub>?); 7 — базальт-андезитовая толща (P<sub>1</sub>?); 8 — туфогенно-осадочная толща (K<sub>2</sub>); 9 — пикрит-базальтовая толща (K<sub>2</sub>); 10 — покровы лав пикритов; 11 — пластовые секущие тела порфириовидных диоритов (N); 12 — дайки и силлы габбро-диабазов, габбро-диоритов, диабазов; 13 — дайки базальтов (a) и пикритов (б); 14 — расслоенная интрузия дунит-пироксенит-габбро-сиенитового состава (a — преимущественно аподунитовые серпентиниты и пироксениты, б — преимущественно габбро и габбро-сиениты); 15 — геологические границы; 16 — разломы установленные и предполагаемые недифференцированные (a) и надвиги (б); 17 — элементы залегания; 18 — линия геологического профиля. На врезке: 19 — Восточно-Камчатский вулканический пояс; 20 — Центрально-Камчатский грабен.



Нижняя часть разреза толщи (100—120 м) сложена переслаивающимися покровами шаровых лав базальтов (5—15 м) и пластами (до 30 м) конглобрекчий и агломератовых туфов; изредка отмечаются массивные покровы андезитов (первые метры). Выше по разрезу они постепенно сменяются чередованием агломератовых псаммитовых и псефитовых туфов с единичными покровами андезитов (1—2 м). Верхняя часть толщи имеет ритмичное строение (мощность ритмов 15—20 м), обусловленное чередованием туффигов, тонкообломочных туфов, туфогравелитов, туфопесчаников с редкими пачками тонкопереслаивающихся (от 1—2 мм до 1—2 см) кремнистых алевролитов и кремней; изредка встречаются прослои агломератовых туфов и брекчий. В кремнистых породах отмечаются перекристаллизованные, неопределимые радиолярии.

В целом строение базальт-андезитовой толщи очень невыдержанное.

Базальт-андезитовый вулканизм сопровождался комагматичными дайками и силлами; преобладают пластовые и субпластовые тела долеритов, порфиридных габбро-диоритов и диоритов. Мощность силлов колеблется от первых метров до 80 м, протяженность — первые километры.

*Терригенная толща* распространена в западной части района в междуречье рек. Лев. Щапина и Пр. Толбачик, где она согласно залегает на породах базальт-андезитовой толщи. В общем разрезе ее положение соответствует позиции переходной и песчано-сланцевой свит, выделенных ранее А. Е. Шанцером [26]. Нижняя часть разреза терригенной толщи (200—300 м) сложена плотными темными алевролитами с прослоями мелко- и среднернистых туфопесчаников и пятнистых туфов. В основании разреза встречаются единичные олистолиты кремнистых пород, в верхней части обычные карбонатные конкреции размером до 1—1,2 м. Верхняя часть толщи (700—800 м) представлена черными аргиллитами с редкими прослоями полимиктовых песчаников и известняков. Общая видимая мощность терригенной толщи — 900—1100 м.

Породы всех описанных выше толщ не содержат руководящих форм ископаемых моллюсков, а обнаруженная в них микрофауна радиолярий и фораминифер недостаточна для их однозначной датировки. Исключение составляет находка в терригенной толще зонального комплекса фораминифер позднемиоценового (?) — раннепалеоценового возраста [16, 17]. Этой датировке не противоречит К—Аг-возраст одного из силлов, комагматичных эффузивам базальт-андезитовой толщи, равный 76 млн лет (лаб. ДВГИ ДВО АН СССР).

Таким образом, и пикрит-базальтовая, и туфогенно-осадочная толщи имеют заведомо позднемиоценового возраста, так как они с перерывом и угловым несогласием перекрываются изотопно и фаунистически охарактеризованными породами соответственно базальт-андезитовой и терригенной толщ. Принимая во внимание данные о возрасте сходных по строению вулканогенных комплексов в других выступах донеогеновых пород Восточно-Камчатской зоны (поздний кампан — маастрихт) [6, 7, 25], можно предположить, что рассмотренный перерыв в осадконакоплении приходится на конец мела.

Формирование вулканических толщ сопровождалось становлением интрузивных тел — небольших массивов, даек и силлов, нередко находящихся в сложных сочетаниях между собой.

Единственный крупный массив (приблизительно  $5 \times 2$  км) — Адриановский — находится в северной части района в междуречье руч. Шумный и р. Пр. Толбачик (р-н оз. Олень), в пределах пикрит-базальтовой толщи. Морфология этого массива определялась разными авторами неодинаково. Э. Н. Эрлих и соавторы [30] приписывали ему кольцевую форму, в то время как А. В. Колосков [3] считает, что это секущее тело трещинного типа. По всей вероятности, массив представляет собой фрагмент сложно построенного субпластового тела, имеющего полигональные очертания в плане. Контакты с вмещающими породами в основном тектонические.

В составе массива отмечается широкий спектр пород — от аподунитовых серпентинитов до лейкократовых габбро и сиенитов. Наши поле-

вые наблюдения свидетельствуют о расслоенном строении массива. В нижней его части (днище магматической камеры?) обнажаются аподунитовые серпентиниты. Можно предполагать, что выше их в первичном ненарушенном залегании располагались (снизу вверх): оливиновые пироксениты, троктолиты и, выше, пироксениты с варьирующим количеством плагиоклаза. В вертикальном разрезе массива такие зоны чередуются неоднократно, формируя своеобразные «ритмы», в которых верхние части обогащены (вплоть до мономинеральных скоплений) плагиоклазом с подчиненным количеством клинопироксена. Мощность таких «ритмов» составляет 40—70 м, в то время как общая мощность расслоенной части массива достигает 200—250 м. Верхняя часть массива сложена телами лейкократовых габброидов и сиенитов, имеющими сложные, извилистые формы.

Следует подчеркнуть, что среди межпластовых и дайковых тел, локализованных в эффузивной толще, встречаются породы, петрографически идентичные некоторым типам пород интрузива (оливиновые пироксениты, габброиды).

**Тектоническое строение поднятия Тумрок.** Поднятие Тумрок принадлежит цепи блоков фундамента кайнозойского Восточно-Камчатского пояса, для которых, как отмечалось выше, характерны чешуйчатые и покровные дислокации, осложненные более поздними блоковыми перемещениями. Как показали наши исследования, в принципиальном плане строение Тумрокского выступа характеризуется теми же особенностями, но наиболее хорошо выражены поздние блоковые подвижки, затупеивающие более ранние дислокации. Впервые на блоковый характер строения Тумрокского выступа обратил внимание А. Е. Шанцер [26].

На рис. 1 отчетливо видно, что выступ разделяется системой разломов северо-западного простирания, трассируемых по долинам ручьев Шумный, Обрывистый, р. Пр. Толбачик, на два крупных блока Верхнеадриановский (на северо-востоке) и Обрывистый (на юго-западе). В пределах каждого из них могут быть выделены более мелкие блоки.

*Верхнеадриановский блок* (междуречье р. Пр. Толбачик — ручьи Семейный и Стланниковый) сложен породами пикрит-базальтовой толщи. На севере и северо-западе меловые породы по крутому дугобразному сбросу опущены не менее, чем на 800—900 м, и перекрыты плиоценовыми вулканитами Толбачикского вулканического дола (Толбачикского поля ареального вулканизма) и плащом четвертичных вулканитов и гляциальных отложений. На востоке Верхнеадриановский блок по системе сбросов северо-западного простирания отделен от кайнозойских образований, в то время как в южном и восточном направлениях меловые породы постепенно скрываются под неогеновыми породами Восточно-Камчатского вулканического пояса. Юго-западной границей этого блока является Правотолбачикский взброс северо-западного простирания, прослеживающийся вдоль долины в верховье р. Пр. Толбачик.

Внутреннее строение Верхнеадриановского блока достаточно простое. Повсеместно породы залегают полого (15—40°) с падением в юго-западных румбах, за исключением отдельных приразломных зон, где наклон их увеличивается до 70—80°. Характерной особенностью является существование не только многочисленных субвертикальных малоамплитудных разломов, но и субгоризонтальных срывов вдоль контактов разнокомпетентных пачек и пластов. Часто можно наблюдать пологие срывы и структуры будинажа, характерные для пластического течения горных пород (линзообразные, очковые удлиненные формы разноразмерных блоков). Наиболее крупным из этих срывов является надвиг в долине руч. Шумный (Шумнинский надвиг), прослеживающийся от северных отрогов г. Верх. Адриановка до водораздела руч. Шумный и р. Пр. Толбачик. Этот полого (10—15°) падающий на юг надвиг трассируется по мощной (15—40 м) зоне милонитизированных, катаклазированных вулканитов. Существование этой тектонической зоны является причиной возникновения крупных оползней в бассейне руч. Шумный, помогающих установить

положение этого надвига. В северной части района в составе всячего крыла надвига находятся интрузивные породы Адриановского массива.

Шумнинский надвиг осложнен многочисленными субвертикальными разрывами, крупнейшим из которых является северо-западный разлом вдоль долины руч. Шумный. По этому крупному сбросу происходит опускание юго-западной части Верхнеадриановского блока, причем амплитуда смещения, определяемая по смещению плоскости сместителя Шумнинского надвига, достигает 350—400 м.

*Правотолбачикский блок* (междуречье р. Лев. Щапина — Пр. Толбачик) сложен породами туфогенно-осадочной, базальт-андезитовой и терригенной толщ. На юге они перекрыты неогеновыми образованиями Восточно-Камчатского пояса, в северном и западном направлениях породы блока ступенчато погружаются и, как правило, перекрыты четвертичными эффузивами и гляциальными образованиями.

Внутреннее строение Правотолбачикского блока по сравнению с Верхнеадриановским более сложное. В основании видимой его части на востоке района распространены породы пикрит-базальтовой толщи, падающие на юго-запад под углами 20—40°. В западном направлении строение блока усложняется: в водораздельной части между р. Лев. Щапина и руч. Обрывистый, сложенной туфогенно-осадочной и базальт-андезитовой толщами, падения пород преимущественно юго-западные (20—50°), но вблизи крупных взбросов субмеридионального простирания отмечаются и противоположные — восток-северо-восточные. Эти взбросы представляют собой характерную особенность западной части Правотолбачикского блока. Они подчеркивают, что распространенные здесь породы базальт-андезитовой и терригенной толщ смяты в асимметричные складки с пологими (10—30°) падениями пород на западных крыльях и крутыми (до 80—90°) — на восточных; размах крыльев таких складок достигает 2—4 км.

Общей особенностью этого района является широкое распространение малоамплитудных (смещения до первых сотен метров) разломов северо-восточного и северо-западного простираний, благодаря которым структура всего блока часто напоминает структуру битой тарелки.

*Петрография вулканических пород.* *Базальты и андезиты* поднятия Тумрок представляют собой плотные массивные или миндалекаменные породы темного цвета. Структура большинства образцов порфировая. Количество вкрапленников варьирует в широких пределах от 5 до 60 % объема породы. Афиновые разности редки и более характерны для верхней части разреза.

По ассоциации интрателлурических вкрапленников выделяются следующие разновидности эффузивов: пироксеновые, оливин-пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые и, редко, оливин-пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые. Следует подчеркнуть, что существенно плагиоклазовые андезит-дацитовые ассоциации характерны только для пород верхней части разреза (базальт-андезитовая толща).

Оливин встречается в виде идиоморфных одиночных кристаллов или в сростании с клинопироксеном. Минерал практически нацело серпентинизирован. Скелетные субфенокристы оливина нередки в основной массе афировых базальтов. Клинопироксен — главный минерал парагенезиса вкрапленников — представлен крупными (до 0,8 см) идиоморфными призматическими кристаллами с отчетливо проявленной зональностью в краевых зонах. Плагиоклаз — второй по распространенности минерал, составляющий в вулканитах нижней части разреза 20—50 % объема вкрапленников. Он образует полисинтетически сдвойникованные таблитчатые кристаллы (до 0,5 см). В андезитобазальтах отмечаются крупные лейсты среднего плагиоклаза, замещенного в краевых зонах вторичным альбитом.

Основная масса в базальтах верхней части разреза имеет апоинтерсертальную структуру с преобладанием идиоморфного клинопироксена. Интерстиции между кристаллами клинопироксена сложены хлоритизиро-

ваным стеклом, калишпатом, флогопитом, апатитом и рудным веществом группы магнетита. Для пород нижней части разреза характерны апогипопилитовая или апоинтерсертальная структуры с преобладанием идиоморфного плагиоклаза. Минералы основной массы нередко имеют закалочный скелетный облик.

Основная масса в андезитобазальтах и андезитах образована хаотически ориентированными лейстами плагиоклаза, между которыми заключены мелкие зерна клинопироксена, скелетные выделения титаномагнетита, образующие сагенитовую решетку, и разложившееся измененное стекло.

Базальты и андезиты поднятия Тумрок в различной степени изменены постмагматическими процессами. Характер замещения носит неравномерный, пятнистый характер. Типичными вторичными минералами являются хлорит, серпентин, тальк, карбонат, магнетит. В плагиоклазовых разностях встречены также пренит, эпидот и гидрослюды. В редких случаях по клинопироксену развивается моноклинный амфибол. Миндалины в породах обычно заполнены альбитом, реже хлоритом, карбонатом и эпидотом.

*Ультрамафические вулканы* поднятия Тумрок представляют собой массивные породы темного цвета, порфировое строение которых определяется присутствием значительного количества вкрапленников (до 70 %). В отдельных случаях отмечаются признаки структуры течения, определяемые закономерным расположением фенокристаллов удлиненной формы. Однородные текстуры пород, слагающих силлы и дайки, резко отличаются от таковых для шаровых лав, в которых наибольшая плотность вкрапленников характерна для центральных частей шаров и подушек. Кроме того, для большинства образцов наблюдается неравномерно-зернистая порфировая структура, обусловленная широкими вариациями размеров вкрапленников.

Основным минералом ассоциации вкрапленников является оливин. Он образует идиоморфные кристаллы размером 0,3—0,4 см, редко — 2—4 см по удлинению. Затупеванные процессами серпентинизации (80—90 % оливина изменено) кристаллографические формы типичны для оливина, однако изредка проявляется сглаженность огранки кристаллов. Нередки, особенно в туфогенных пикритах, обломочные выделения оливина. Во всех случаях оливин обладает несомненным идиоморфизмом по отношению к другому главному минералу парагенезиса вкрапленников — клинопироксену.

Клинопироксен составляет до 30 % объема ассоциации, причем выделяются две генерации: интрателлурическая (вкрапленники) и закалочная (в основной массе). В типично порфировых разностях со стекловатым или микролитовым строением основной массы клинопироксен образует крупные (до 0,5—0,8 см) кристаллы идиоморфного, слегка удлиненного габитуса, нередко прорастающие краевые зоны оливина. В этих образцах клинопироксен закалочной генерации отличается резко удлиненными и скелетными формами.

Помимо одиночных и редких сдвойникованных фенокристаллов клинопироксен образует гломеропорфировые сростки. Имеется определенная связь между структурой основной массы (условиями охлаждения породы) и количеством и размерами гломеропорфировых выделений: таковые практически отсутствуют в образцах со структурами быстрой закалки.

Структура и минеральный состав основной массы в пикритах Тумрока весьма разнообразны. Преобладают афанитовая, микролитовая и интерсертальная структуры. Основную массу слагают клинопироксен, флогопит, амфибол, калиевый полевой шпат, апатит, плагиоклаз, хромшпинелид.

Клинопироксен — главный минерал (до 50 об.%) основной массы. Чаще всего он образует шестоватые, игольчатые, длиннопризматические кристаллы и сростки, погруженные в буроватое слабобаскристаллизован-

ное вещество — продукт девитрификации стекла. Пироксен нередко имеет типично закалочный облик, характеризующийся коробчатыми, скелетными, многоглавыми, спутанно-волоконистыми формами, отчетливой зональностью в краевых зонах кристаллов. В некоторых образцах клинопироксен (а также флогопит, амфибол, полевые шпаты и апатит) формирует ярко выраженную спинифексовую структуру основной массы.

Флогопит — второй по распространенности минерал основной массы. Его количество меняется от первых процентов до 20—30 %. Форма и размер варьируют от тончайших иголочек (единицы и десятки микрон) в стекловатой основной массе до широких, таблитчатых лейст без концевых граней (десятые миллиметра) — в субвулканических, раскристаллизованных пикритах. Отличительная особенность флогопита — закономерное расположение индивидов минерала, субпараллельное по одному или нескольким направлениям.

Амфибол — обычный минерал парагенезиса основной массы (встречен в 20 % изучавшихся пород). При совместном нахождении амфибола и флогопита их микролиты образуют единый «рисунок» в строении основной массы. Для амфибола очень характерен игольчатый и лейстовидный габитус кристаллов, образующих закономерно ориентированные срастания и многолучевые звездчатые сростки. Интенсивность плеохроизма амфибола и его цвета позволяют предположить щелочной состав амфибола.

Калиевый полевой шпат в количестве первых процентов несомненно присутствует во всех образцах, но иногда его количество и форма выделений позволяют определенно утверждать его магматическую природу. В этих случаях калишпат (до 30 %) образует лучистые, сноповидные кристаллические агрегаты (до 1,5 мм) и коробчатые, скелетные кристаллы с включениями измененного стекла.

Плагиоклаз имеет широкое распространение в породах с раскристаллизованной основной массой. Он образует лучистые и сноповидные агрегаты в тесном срастании с калишпатом и флогопитом. В таких агрегатах плагиоклаз представлен игольчатыми резко удлинёнными (до 1,5 мм) кристаллами. Другая морфологическая разновидность плагиоклаза — широкие полисинтетически сдвойникованные лейсты в пикритах с основной массой, не имеющей закалочного облика. Здесь плагиоклаз явно ксеноморфен по отношению к клинопироксену и флогопиту, его количество достигает 15 % объема основной массы.

Апатит чаще всего представлен отдельными игольчатыми микролитами в измененном стекле, но встречаются и метельчатые, спинифексподобные выделения (до 0,3 мм), нетипичные для этого минерала.

Ультрамафические вулканы в значительной степени изменены. Основными типами преобразований являются петельчатая серпентинизация оливина, хлоритизация и пелитизация стекла основной массы.

**Петрохимия и минералогия вулканических пород поднятия Тумрок.** Петрохимия пород вулканических пород поднятия Тумрок рассматривается на основании около 100 полных силикатных анализов, треть из которых взята из работ [9, 14, 30]. Как указывалось выше, породы вулканогенных толщ чрезвычайно разнообразны: от кумулятивных пикритов до андезитов и дацитов. Поэтому содержания петрогенных элементов в них варьируют в широком диапазоне (рис. 2).

На гистограмме содержания MgO (рис. 3) отчетливо выявляется бимодальность. Наиболее распространенными являются породы с содержанием MgO 8—12 и 30—32 мас. %. Бимодальность хорошо согласуется с минералогией пород: магниевая группа соответствует оливин-порфировым породам, менее магниевая — пироксен-порфировым базальтам с подчиненным количеством вкрапленников оливина. Группа пород с содержанием MgO 4—6 мас. % представлена пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми разновидностями. Нормальное распределение анализов в магниевой группе пород свидетельствует в пользу того, что главным фактором их формирования являлся процесс кумуляции оливина.

Вимодальность составов пород толщи и отсутствие пород с содержанием MgO 22—26 мас. %, как указывалось ранее [9], могут свидетельствовать об отсутствии генетической связи между ультрамафитами и другими вулканитами. Однако нахождение этих пород в едином разрезе и частое согласное переслаивание маломощных пикритовых и базальтовых покровов являются вескими аргументами в пользу их комагматичности. Для решения этого принципиального вопроса нами использован комплекс геохимических и минералогических данных.

Изучение минералогии пикритов показало, что в целом центральные участки вкрапленников оливина незональны и характеризуются составом 94,5—87 мол. % Fo, причем этот интервал (за исключением наиболее магнезиальных разновидностей) характерен для всех изучавшихся образцов. Краевые зоны вкрапленников (около 40 об. %) имеют резко зональное строение с уменьшением магнезиальности к краям зерен и интерпретируются как результат закалочной кристаллизации.

Присутствие в породах незональных зерен оливина различной магнезиальности свидетельствует о фракционном механизме кристаллизации расплава и кумулятивной природе пикритов. В таком случае состав основной массы в пикритах (с учетом закалочной кристаллизации вкрапленников) должен отвечать составу транспортирующего расплава.

Рассчитанные составы основной массы пикритов представлены в виде полей на рис. 2 совместно с составами пород. Уменьшению магнезиальности пород соответствуют закономерное увеличение содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , V и снижение содержаний Cr, Ni, Co. Содержание CaO в породах увеличивается при изменении MgO от 38 до 15 мас. % и закономерно понижается при дальнейшем уменьшении MgO. Наблюдается полное соответствие (за исключением CaO) составов базальтов и рассчитанных составов основной массы пикритов. Такое совпадение и единый характер изменения содержания элементов во всех породах толщи определенно свидетельствуют о комагматичности ультрамафических и базальтовых вулканитов. Комагматичность подтверждается также тем, что вкрапленники в базальтах (клинопироксен, шинелид) имеют значительную область перекрытия составов с таковыми из пикритов (см. таблицу). Различия в содержаниях CaO могут объясняться кумулятивной природой части вкрапленников оливина в пироксеновых базальтах. Отмечаемые расхождения компенсируются добавлением всего лишь 5 мас. % оливина. В случае оливин-пироксеновой котектики добавление такого количества оливина не отразится на соотношении магния с другими элементами. Имеющиеся тренды отвечают кумуляции оливина в интервале MgO в породах 38—12 мас. %, фракционированию клинопироксена и оливина с кумуляцией последнего в количестве до 5 % от объема породы в интервале MgO 12—6 мас. % и фракционированию клинопироксена и плагиоклаза при MgO ниже 6 мас. %. Снижение содержания FeO и  $\text{TiO}_2$  при MgO < 8 мас. % отвечает появлению титаномагнетита в ликвидусной ассоциации.

Составы пород, слагающих расположенный в пределах пикрит-базальтовой толщи интрузивный массив, также отвечают вышеназванным трендам фракционирования. Это позволяет предположить генетическую связь всех магматических образований поднятия Тумрок между собой.

Широкие вариации содержания щелочных элементов в породах являются, по-видимому, следствием проявления процессов вторичного изменения, в которых именно эти элементы наиболее подвижны [19, 20, 31]. Действительно, содержание  $\text{K}_2\text{O}$  прогрессивно уменьшается с увеличением степени изменения пород (рис. 4), что, возможно, свидетельствует о первоначально высоком содержании  $\text{K}_2\text{O}$  в породах серии. Присутствие в пикритах и базальтах первичных флогопита и калишпата подтверждает этот вывод. Однако, согласно работе [19], посвященной изучению аналогичного типа магматизма Валагинского хребта Восточно-Камчатской зоны, можно предположить, что первичные концентрации  $\text{K}_2\text{O}$  в базальтах поднятия Тумрок не превышали 2,5—3 мас. % и были близки содержанию

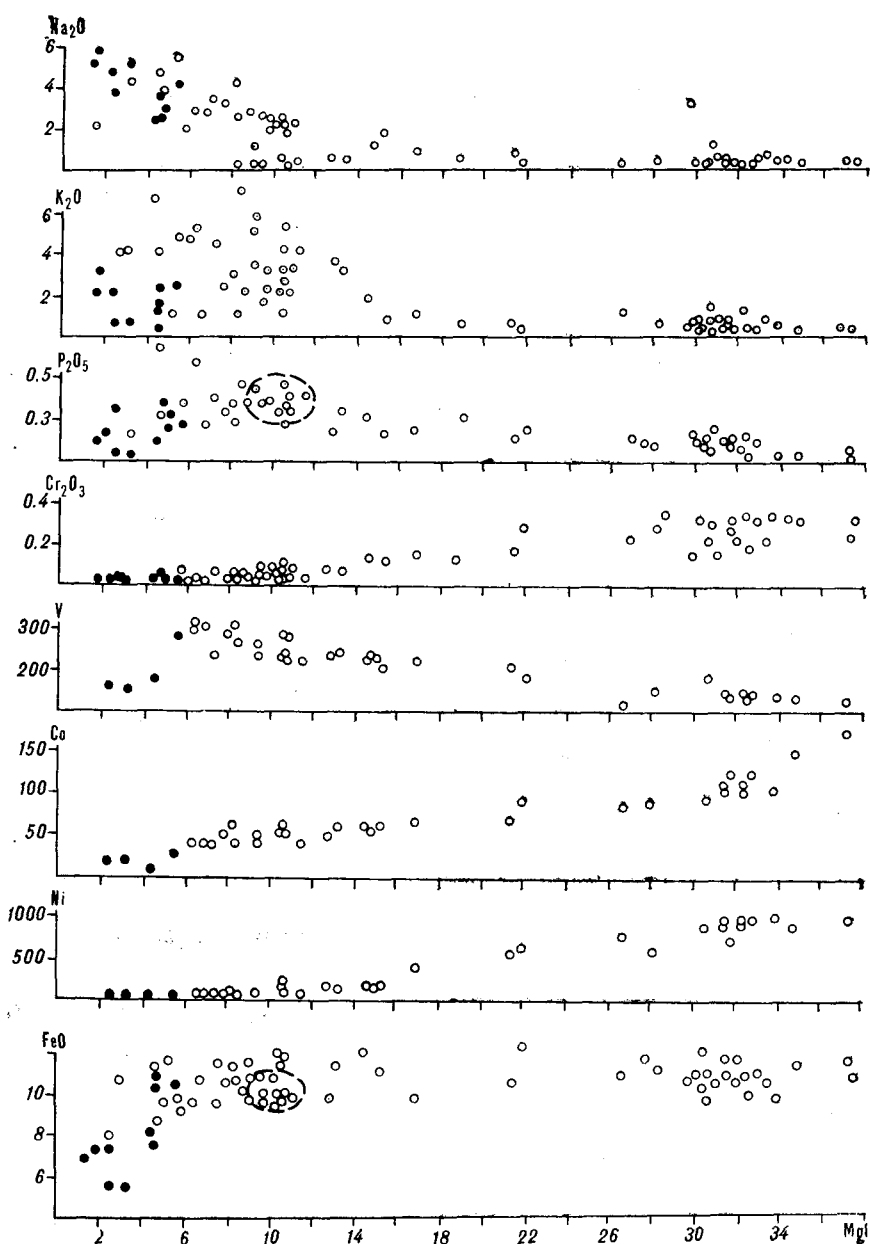


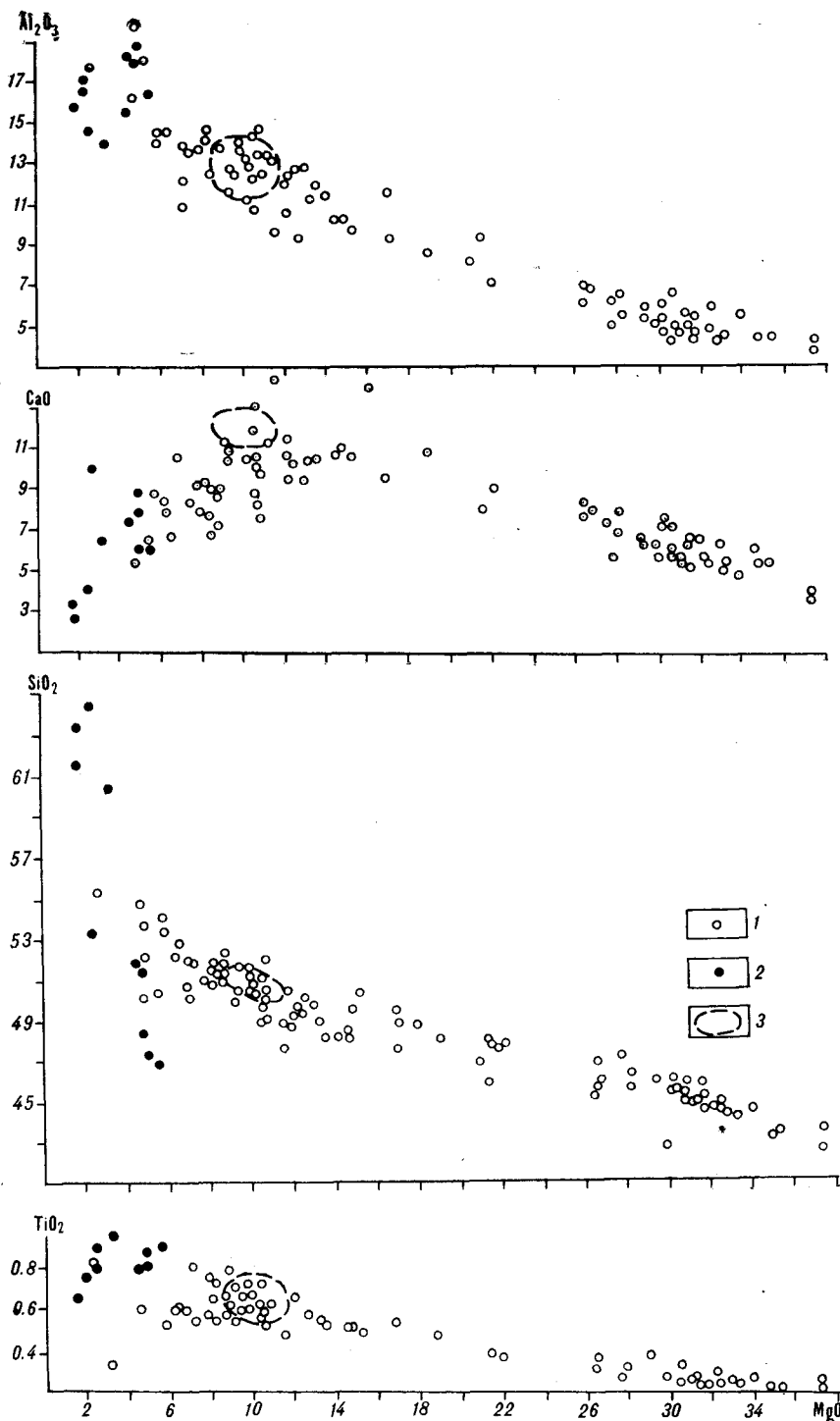
Рис. 2. Составы вулканических пород Тумроковского выступа:

1 — пикрит-базальтовой толщи; 2 — базальт-андезитовой толщи; 3 — поля рассчитанных составов основной массы в пикритах. Ni, Co, V — в г/т, остальные элементы — в мас. %.

$\text{Na}_2\text{O}$ . Таким образом, аномально высокие содержания калия в ряде изученных образцов (см. рис. 2, 4) удовлетворительно объясняются (без привлечения дополнительных источников [1]) постмагматическим перераспределением щелочей в пределах данной толщи.

Проведенное исследование пород пикрит-базальтовой толщи показало комагматичность ультрамафитов и базальтов, широкое развитие процессов кумуляции оливина и изначально повышенные содержания калия в породах.

Петрохимические и минералогические особенности вулкаников подтверждают их образование в условиях островной дуги. В частности, об этом свидетельствуют соотношения  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  в породах (рис. 5), особенности состава клинопироксена [36] и шпинелида [32]. Предположенное первичное калий-натровое отношение в вулканиках — специфика



изученных пород, позволяющая сопоставить их с абсарокит-шошонитовой серией [38]. Рассмотренная вулканическая серия не соответствует ни одной из известных магматических серий энсиматических островных дуг и, возможно, представляет собой новый тип примитивного островодужного магматизма.

**Заключение.** Строение и соотношение вулканогенно-осадочных толщ поднятия Тумрок указывает на существование в позднем мелу многочисленных вулканических построек, одна из которых рассматривается нами, вслед за Э. Н. Эрлихом и др. [30], как Верхнеадриановский



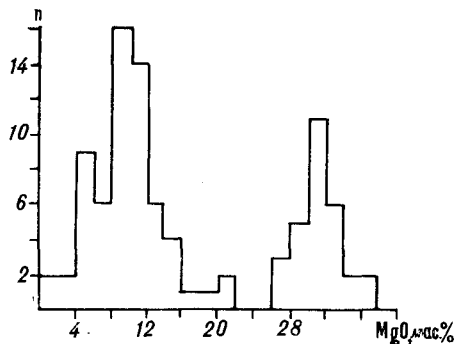


Рис. 3. Гистограмма содержаний MgO в вулканитах Тумроковского выступа.

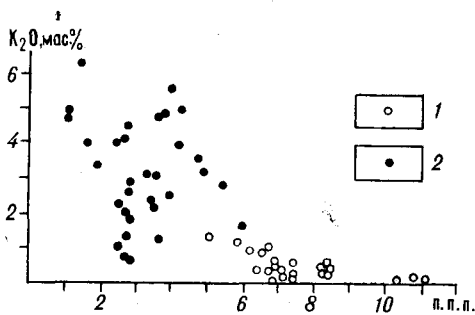


Рис. 4. Зависимость [содержания K<sub>2</sub>O в вулканитах от степени их измененности. 1 — пикриты; 2 — базальты и андезитобазальты; п. п. п. — потери при прокаливании.

палеовулкан. Интрузивный массив в районе оз. Олень, по-видимому, принадлежал его питающей системе. Обилие шаровых и подушечных лав в постройке Верхнеадриановского палеовулкана свидетельствует о том, что вулканическая деятельность происходила в подводной обстановке, однако широкое развитие туфов говорит в пользу небольшой глубины извержений. Состав вулканизма отвечал пикрит-базальтовому ряду.

После затухания вулканической деятельности происходило образование туфогенно-осадочной толщи, литофонд которой формировался за счет размыва вулканитов и, в меньшей степени, биогенного осадко-накопления.

Вулканогенные образования раннепалеогенового эпизода магматической деятельности в целом характеризуются более кислым составом; в них встречаются разнообразные изверженные породы — от базальтов до андезитоацитов. В то же время происходило внедрение пластовых тел диабазов, габбро и диоритов.

После прекращения вулканической деятельности отлагались осадочные породы самой верхней, терригенной толщи. Первоначально осадко-накопление определялось эрозией вулканитов, сопровождавшейся оползневыми явлениями; значительна также роль хемогенного осадко-накопления.

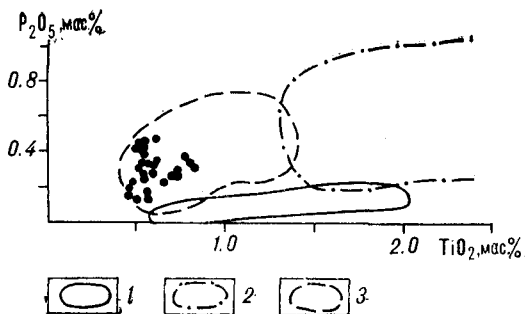
Представительные составы вкрапленников клинопироксена и шпинелида из базальтов и пикритов, мас. %

	Компонент										Сумма	Mg, % мол. %
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		
1	51,75	0,16	2,33	4,29	Н. о.	0,09	17,34	22,32	0,21	0,76	99,25	87,8
2	51,67	0,19	2,52	4,75	Н. о.	0,11	16,96	22,47	0,17	0,68	99,52	86,4
3	50,56	0,20	2,58	4,92	Н. о.	0,13	16,30	22,82	0,17	0,71	98,39	85,5
4	50,77	0,17	2,84	5,27	Н. о.	0,13	17,09	21,77	0,23	0,56	98,83	85,3
5	53,07	0,14	2,35	4,14	Н. о.	0,09	17,20	22,30	0,20	0,65	100,14	88,1
6	53,59	0,25	2,60	5,09	Н. о.	0,13	16,98	21,86	0,16	0,35	101,01	85,6
7	51,92	0,34	3,83	5,8	Н. о.	0,12	16,01	21,77	0,24	0,38	100,48	82,9
8	51,78	0,37	4,48	7,14	Н. о.	0,13	15,43	21,69	0,20	0,11	101,33	79,4
9	Н. о.	0,32	8,69	10,37	12,72	Н. о.	15,20	Н. о.	Н. о.	52,70	100,00	Н. о.
10	Н. о.	0,44	8,73	15,51	14,72	Н. о.	11,72	Н. о.	Н. о.	48,19	99,31	Н. о.
11	Н. о.	0,70	9,79	18,14	18,66	Н. о.	10,55	Н. о.	Н. о.	42,73	100,57	Н. о.
12	Н. о.	1,00	12,33	20,35	31,23	Н. о.	8,83	Н. о.	Н. о.	24,32	98,06	Н. о.
13	Н. о.	1,01	8,94	18,96	34,52	Н. о.	9,64	Н. о.	Н. о.	26,70	99,77	Н. о.
14	Н. о.	1,04	8,31	20,89	40,24	Н. о.	8,67	Н. о.	Н. о.	20,85	100	Н. о.
15	Н. о.	1,15	7,54	21,97	42,75	Н. о.	7,63	Н. о.	Н. о.	18,96	100	Н. о.
16	Н. о.	2,53	11,87	26,78	47,03	Н. о.	6,00	Н. о.	Н. о.	5,81	100	Н. о.

Примечание. 1—8 — составы клинопироксена, 9—16 — составы включений шпинелида в оливине (9—12) и клинопироксена (13—16). Вкрапленники в пикритах (1—4, 9—13), в базальтах (5—8, 14—16). Анализы произведены на микроскопах SAMEVAX microbeam — 1—13 (аналитик Н. Н. Кононкова) и SAMSCAN — 14—16 (суммы приведены к 100 %).

Рис. 5. Типизационная диаграмма  $TiO_2 - P_2O_5$  для вулканитов Тумроковского выступа.

Поля составов: 1 — толеитов океанических рифтов по [37]; 2 — порода внутриплитового океанического магматизма по [33]; 3 — порода островодужного магматизма по [34, 35].



Эти отчетливо проявленные два этапа магматической деятельности отражают резкие изменения тектонических условий, происходившие в конце мела — начале палеогена (возможно, и в раннем палеогене), что неоднократно отмечалось в литературе [6, 7, 24, 25, 29]. В рассматриваемом районе это изменение подчеркивается перерывом между меловыми и нижнепалеогеновыми толщами и отмечавшимся ранее [27] изменением в это время регионального плана складчатых структур.

Палеовулканы Тумроковского выступа не являются единственными в Восточно-Камчатской зоне: аналогичные сооружения этого времени прослежены в данном регионе от Валагинского хребта на юге до п-ова Озерный на северо-востоке [7, 9]. Верхнекампан-маастрихтские вулканиты сходного состава прослеживаются в северном направлении через о. Карагинский [18] на п-ов Олюторский (ачайямская свита) [23]. Это позволяет считать, что тогда цепь вулканических построек протягивалась в северо-восточном направлении на расстояние не менее 1000 км.

Общие особенности вулканизма и осадконакопления свидетельствуют о формировании этой вулканической цепи в морских условиях. О том же косвенно свидетельствуют находки в серпентинитовых меланжах Восточно-Камчатской зоны блоков среднемиловых кремнистых пород [2], видимо, являющихся фрагментами коры океанического бассейна. В современной тектонической структуре Камчатки вулканогенные образования рассматриваемого возраста обычно находятся в аллохтонном залегании, отражая многократные этапы сжатия в конце мела — начале палеогена или в раннем палеогене, в среднем эоцене, в начале позднего миоцена.

Петрологические и минералогические особенности вулканитов свидетельствуют об их принадлежности к островодужному типу магматизма. Вместе с тем установленная высококальциевая специфика вулканической серии является для данной геодинамической обстановки нетипичной и, следовательно, выяснение условий образования тумроковских вулканитов требует дальнейшего петролого-геохимического исследования.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Бадрединов З. Г., Чубаров В. М., Афанасьев Т. Б. Калиевый метасоматоз в основных эффузивах офиолитового комплекса Валагинского хребта Камчатки // Докл. АН СССР. — 1981. — Т. 257, № 2. — С. 458—462.
2. Брагин Н. Ю., Зинкевич В. П., Ляшенко О. В. и др. Среднемиловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки по геологии Востока СССР. — М.: Наука, 1986. — С. 21—34.
3. Вольнец О. Н., Колосков А. В. Плаггиоклазы четвертичных эффузивов и малоглубинных интрузивов Камчатки. — Новосибирск: Наука; Сиб. отд-ние. — 1976.
4. Геология СССР. Т. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I: Геологические описания. — М.: Недра, 1964.
5. Зинкевич В. П., Казимиров А. Д., Пейве А. А. и др. Новые данные о тектоническом строении полуострова Камчатский Мыс (Восточная Камчатка) // Докл. АН СССР. — 1985. — Т. 285, № 4. — С. 954—957.
6. Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Цуканов Н. В. Тектонические покровы северной части Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Тихоокеан. геология. — 1989. — № 3. — С. 62—71.
7. Зинкевич В. П., Константиновская Е. А., Магакян Р. Г., Брагина Л. В. Тектоника полуострова Озерного (Восточная Камчатка) // Очерки по геологии Камчатки и Корьякского нагорья. — М.: Наука, 1988. — С. 87—102.

8. Марков М. С., Селиверстов В. А., Хотин М. Ю., Долматов Б. К. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги // Геотектоника.— 1969.— № 5.— С. 52—61.
9. Марковский В. А., Ротман В. К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма.— Л.: Недра, 1981.
10. Марковский В. А., Ротман В. К. О геосинклинальных меймечитах Камчатки // Докл. АН СССР.— 1971.— Т. 196, № 3.— С. 675—678.
11. Очерки тектонического развития Камчатки.— М.: Наука, 1987.
12. Пузанков Ю. М., Селиверстов В. А., Пархоменко В. С., Шестель С. Г. Систематизация эвгеосинклинальных базальтоидов Камчатки по данным о распределении редкоземельных и радиоактивных элементов // Геохимия редких, редкоземельных и радиоактивных элементов в породе- и рудообразующих процессах.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1989.— С. 15—36.
13. Разницын Ю. Н., Хубуная С. А., Цуканов Н. В. Тектоника восточной части Кроноцкого полуострова и формационная принадлежность базальтов (Камчатка) // Геотектоника.— 1985.— № 1.— С. 88—101.
14. Селиверстов В. А. Офиолиты Восточной Камчатки // Петрологические исследования базитов островных дуг/ИФЗ АН СССР.— М., 1978.— С. 177—239.
15. Селиверстов В. А., Грецин В. И. Петрохимия мел-палеогеновых геосинклинальных вулканитов Камчатки // Осадконакопление и вулканизм в геосинклинальных бассейнах.— М.: Наука, 1979.— С. 182—204.
16. Серова М. Я. Фораминиферы и биостратиграфия северной Пацифики на рубеже мела и палеогена.— М.: Наука, 1987.
17. Серова М. Я., Гундобин В. М., Дмитриева В. К., Свербилова Т. В. Зона Rzhakina erigona в разрезе вулканогенно-терригенных толщ Восточного хребта Камчатки // Докл. АН СССР.— 1970.— Т. 180, № 3.— С. 662—664.
18. Сидоров Е. Г. Находка пикритов на о. Карагинском (Берингово море) // Там же.— 1987.— Т. 297, № 3.— С. 681—683.
19. Соболев А. В., Каменецкий В. С., Кононкова Н. Н. Новые данные по петрологии и геохимии ультрамафических вулканитов Валагинского хребта (Восточная Камчатка) // Геохимия.— 1989.— № 12.— С. 1694—1709.
20. Соболев А. В., Слуцкий А. Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика.— 1984.— № 12.— С. 97—110.
21. Супруненко О. И. Важнейшие разломы центральной части Восточной Камчатки // Докл. АН СССР.— 1970.— Т. 192, № 3.— С. 619—622.
22. Тихонов В. И. Надвиги на Восточной Камчатке // Геотектоника.— 1968.— № 3.— С. 88—101.
23. Федоров П. И., Казимиров А. Д. Минералогия и геохимия островодужных пикритов (на примере юга Олюторской зоны Корякского нагорья) // Докл. АН СССР.— 1989.— Т. 306, № 2.— С. 456—460.
24. Цуканов Н. В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое — раннем кайнозое: Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук.— М., 1988.
25. Цуканов Н. В., Зилкевич В. П. Тектоника хр. Кумроч (Восточная Камчатка) // Геотектоника.— 1987.— № 6.— С. 63—77.
26. Шанцер А. Е. О вулканогенной и терригенной формациях мелового (?) возраста Восточного хребта Камчатки // Стратиграфия вулканогенных формаций Камчатки.— М.: Наука, 1966.— С. 10—14.
27. Шанцер А. Е., Арсанов А. С., Садреев А. М. К вопросу о несогласии в мел-палеогеновом комплексе Восточного хребта // Там же.— С. 25—27.
28. Шанцер А. Е., Челебаева А. Н., Гентнер А. Р. Стратиграфия и корреляция неогеновых отложений хребта Тумрок и некоторых других районов Камчатки // Там же.— С. 86—98.
29. Шапиро М. Н., Сладнев Б. И., Ландер А. В. Чешуйчато-надвиговая структура северной части Восточно-Камчатского антиклинория // Геотектоника.— 1984.— № 6.— С. 84—93.
30. Эрлих Э. Н., Шанцер А. Е., Кутыев Ф. Ш. Меймечиты Восточной Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1971.— № 2.— С. 3—10.
31. Beswick A. E. Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites // Komatiites.— L.: George Allen and Unwin, 1982.— P. 281—308.
32. Dick H. J. E., Bullen T. B. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol.— 1984.— V. 86.— P. 54—76.
33. Fisk M. R., Upton B. G. J., Ford C. E., White W. M. Geochemical and experimental study of the genesis of magmas of Reunion island, Indian Ocean // J. Geophys. Res.— 1988.— V. 93, N B5.— P. 4933—4950.
34. Gill J. B. Orogenic andesites and plate tectonics.— Berlin; Heidelberg; New-York: Springer, 1981.

35. Gill J. B., Whelan P. M. Early rifting of an oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic to tholeiitic basalts // *J. Geophys. Res.*— 1989.— V. 94, N B4.— P. 4561—4578.
36. Letterrier J., Maury R. C., Thonon P. et al. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series // *Earth and Planet. Sci. Lett.*— 1982.— V. 59.— P. 139—154.
37. Melson W. G. A catalog of the major element chemistry of abyssal volcanic glasses // *Mineral sciences investigations 1974—1975.*— Washington: Smithsonian Institution Press, 1977.— P. 32—60.
38. Morrison G. W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // *Lithos.*— 1980.— V. 13, N 1.— P. 97—108.

ГЕОХИ АН СССР, ГИН АН СССР,  
ИГЕМ АН СССР  
Москва

Поступила в редакцию  
29 ноября 1990 г.



УДК 552.12.553.412 411(571.66—13)

*И. Д. Петренко, Н. М. Большаков*

## СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ И ВОЗРАСТ ЗОЛОТОСЕРЕБРЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ НА ПРИМЕРЕ МУТНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Все месторождения золотосеребряной формации Южной Камчатки генетически связаны с плиоцен-раннеплейстоценовыми субаэральными вулканитами контрастной базальт-андезит-риолитовой формации. Выделена Южно-Камчатская система рудо-контролирующих сбросов, вдоль которой располагаются все вулканотектонические структуры (ВТС), вмещающие рудные поля. На примере Мутновского рудного поля рассмотрены особенности развития рудовмещающих палеовулканических ВТС, проанализирована рудоконтролирующая роль региональных тектонических факторов и разрывов, связанных со становлением вулканической постройки. Впервые для Востока СССР установлен раннеплейстоценовый возраст промышленного золотосеребро-полиметаллического оруденения.

Мутновское золотосереброполиметаллическое месторождение известно с 1962 г. и неоднократно описано в литературе как продукт островодужного (раннеорогенного) вулканизма раннемиоценового возраста [1, 3, 6—9]. Высказывались даже предположения о его принадлежности к формации Куроко. Лишь в последние годы появились сведения о плиоценовом возрасте некоторых рудопроявлений Южной Камчатки, в том числе и Мутновского месторождения [10].

В 1987—1988 гг. на месторождении впервые проведены тематические работы по комплексному изучению золотосереброполиметаллического оруденения, позволившие по-новому интерпретировать структурную позицию и возраст продуктивной минерализации Южной Камчатки (рис. 1).

Месторождение располагается в пределах южного отрезка Восточно-Камчатского вулканического пояса (ВКВП) плиоцен-четвертичного возраста, наложенного на структуры южной ветви Центрально-Камчатского вулканического пояса (ЦКВП) олигоцен-плиоценового возраста. Как принято большинством исследователей [1—3, 7, 8, 10], кайнозойские вулканические комплексы Южной Камчатки формировались в результате трех фаз вулканической активности. Оligоцен-миоценовая андезитовая формация объединяет эффузивно-пирокластические вулканогенно-осадочные и субвулканические регионально пропилитизированные образования, сформированные в условиях островной дуги. Верхнемиоцен-плиоценовая контрастная базальт-андезит-риолитовая формация (верхнемиоцен-плиоценовая риолит-дацитовая и плиоценовая андезитобазальтовая формации по В. С. Шеймовичу [10]), базальт-андезит-дацит-липаритовый комплекс андезитовой формации по С. С. Варганыпу [2] охватывает субаэральные вулканогенные комплексы, отвечающие стадии вулканических хребтов по Г. М. Власову. Она характеризуется широким распространением наряду с простыми базальтовыми и андезитобазальтовыми вулканами более сложных вулканических построек, отличающихся высокой степенью дифференциации (от базальтов до риолитов) слагающих их вулканитов. По нашим данным, образование этой формации заканчивается в раннем плейстоцене. Для вулканитов формаций характерна пропилитизация центральных частей вулканических аппаратов, широкое развитие адуляровых, кварц-гидрослюдистых метасоматитов и аргиллизитов. Четвертичные вулканиты разными авторами объединяются в ба-

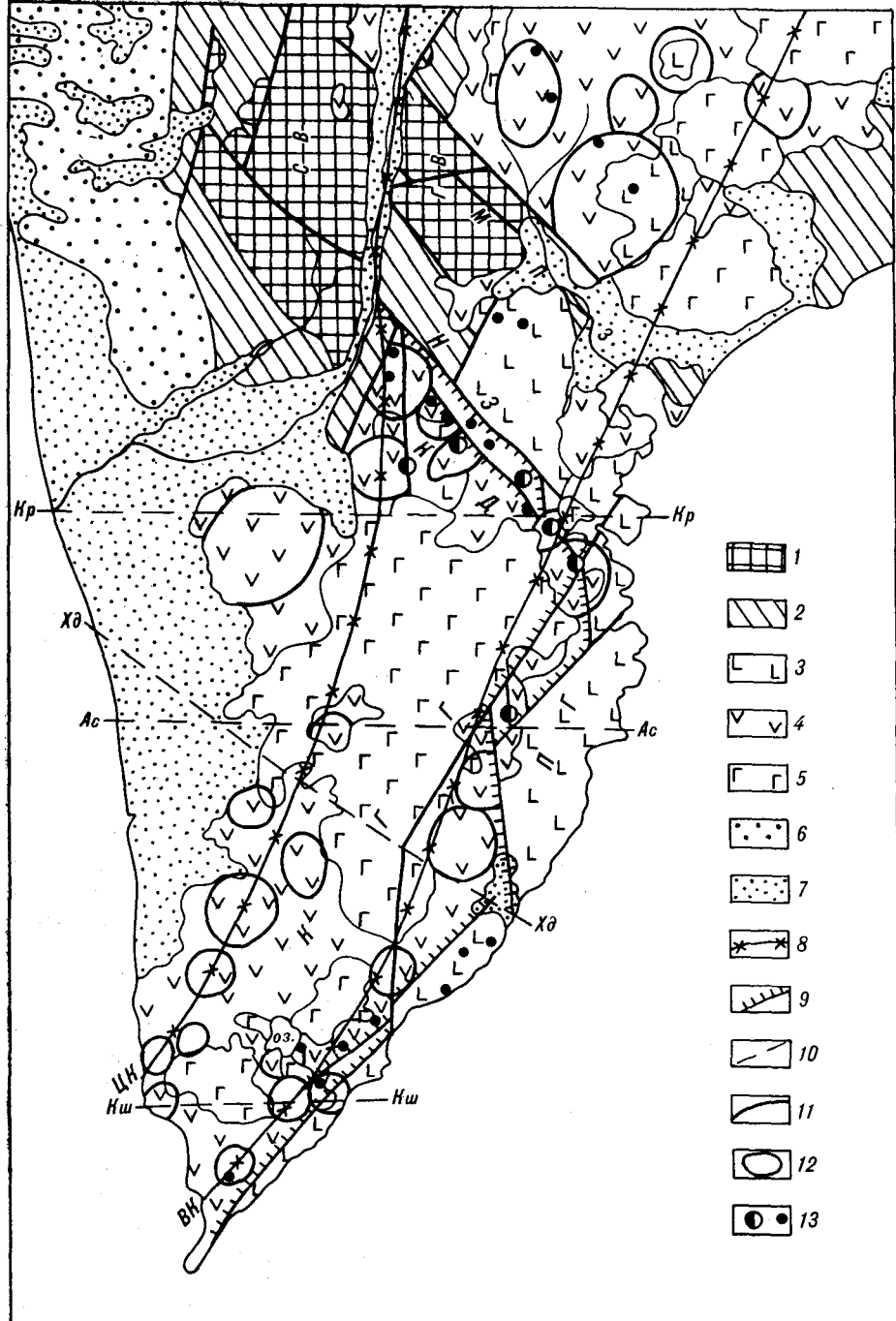


Рис. 1. Структурная схема Южной Камчатки.

1 — метаморфические комплексы Срединного и Ганальского выступов; 2 — мезозойские складчатые комплексы; 3, 4 — вулканисты Центрально-Камчатского вулканического пояса (3 — островодужной стадии ( $P_3 - N_1$ ), 4 — субаральные ( $N_2 - Q_1$ )); 5 — вулканисты Восточно-Камчатского вулканического пояса  $Q(III-IV)$ ; 6 — молассовые комплексы ( $P_3 - N_2$ ); 7 — рыхлые отложения современных впадин; 8 — главные глубинные разломы, определяющие ориентировку вулканических поясов (ЦК — Центрально-Камчатский, ВК — Восточно-Камчатский); 9 — Южно-Камчатская система рудоконтролирующих сбросов; 10 — глубинные разломы широтного и северо-западного направления (Кр — Карымчинский, Ас — Асачинский, Хд — Ходуткинский, Нш — Кошелевский); 11 — прочие крупные разломы; 12 — плиоцен-раннеплейстоценовые ВТС; 13 — месторождения и рудопроявления золотосеребряной формации.

Структуры первого порядка: СВ — Срединный выступ; ГВ — Ганальский выступ; МПЗ — Малко-Петропавловская зона сдвиговых дислокаций; НЗ — Начикинская складчато-глыбовая зона; КД — Карымшинская депрессия; ПГ — Прибрежный горст; КГГ — Камбально-Гореловский грабен.

зальт-андезитовую [8], базальтовую [1], андезитобазальтовую и базальтовую [10] формации. Эта группа формаций характеризует наиболее поздний этап развития вулканических поясов Камчатки, отличающийся активным проявлением вулканизма до настоящего времени. Постмагматические изменения пород представлены аргиллизацией и продуктами сольфатарной переработки.

Как видно из вышесказанного, по вопросам формационного расчленения кайнозойских вулканитов Южной Камчатки существуют большие разногласия, причем зачастую признается, что главными факторами при выделении формаций являются временной и морфологический [10]. В то же время выделение перечисленных этапов вулканизма объективно отражает три крупных этапа тектонического развития района. Первый этап (олигоцен — миоцен) соответствует островодужной стадии развития южного отрезка ЦКВП. Второй и третий этапы отвечают континентальным условиям, причем второй этап (плиоцен — ранний плейстоцен) связан с формированием Малко-Петропавловской зоны сдвиговых дислокаций и перестройкой ранее существовавшей системы вулканическая дуга — океанический желоб, третий этап (плейстоцен — голоцен) характеризуется развитием ВКВП во вновь сформированной системе дуга — желоб.

Возраст промышленной золотосеребряной минерализации Южной Камчатки большинством исследователей [1, 3, 6—8] считался раннемиоценовым. Наши определения возраста рудовмещающей Жировской палеовулканической постройки основаны на комплексе палеонтологических, палеоботанических, палеомагнитных данных, подкрепленных калий-аргоновыми изотопными датировками. Фундамент палеовулкана сложен дислоцированными вулканогенно-осадочными отложениями олигоцен-миоценового возраста, наиболее молодые из которых содержат илиньский комплекс фауны среднемиоценового (по некоторым авторам — верхнемиоценового) возраста. Обломки пород с аналогичной фауной были встречены в эксплозивных брекчиях и в виде ксенолитов в интрузии габбро-диоритов. На размытой поверхности этих пород с резким угловым несогласием практически горизонтально залегают слоистые туффиты, в которых нами собран комплекс остатков тундровой флоры (можжевельник, брусничник, рододендрон камчатский), возраст которого определен как плиоценовый. Эти породы образовались до заложения магмоподводящего сброса и непосредственно подстилают агломератовые туфы Жировского палеовулкана. Палеомагнитное опробование двух разрезов палеовулкана показало, что их формирование происходило в эпоху Магуяма (2,46—0,7 млн лет), вероятно, в позднем плиоцене. Самая верхняя часть разреза, видимо, относится к четвертичной системе, так как для этой группы пород палеоширота формирования разреза практически совпадает с современным географическим положением (интерпретатор Ремизовский Р. И.).

Пробы на определение абсолютного возраста отбирались из самых поздних субвулканических тел, по времени формирования наиболее приближенных к оруденению. Определение абсолютного возраста непосредственно по жилам не удалось произвести из-за чрезвычайно низкого содержания адуляра. Пробы анализировались в лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР (аналитик М. И. Карпенко) (см. таблицу).

Таким образом, всем комплексом методов возраст Жировской палеовулканической постройки определяется в пределах поздний плиоцен — ранний плейстоцен. Возраст гидротермальной минерализации, наложенной практически на все геологические образования палеовулкана, однозначно может быть определен как раннеплейстоценовый.

Жировская палеовулканическая постройка расположена на пересечении Мутновского глубинного разлома северо-восточного простирания с системой субмеридиональных сбросов суммарной амплитуды вертикального смещения 0,8—1 км. Мутновский глубинный разлом — наиболее древняя структурная единица рассматриваемого района. В поверхность

Результаты определения абсолютного возраста вулканитов Жигровского палеовулкана

Номер образ-ца	Состав и морфология магма-тических тел	Содержание в образце			Возраст, млн лет
		K, %	<sup>40</sup> Ar <sub>рад.</sub> нг/г	<sup>40</sup> Ar <sub>рад.</sub> %	
7/11	Андезитобазальт, силл	0,890±0,03	0,0517±0,0002	4,8	0,84±0,17
702	Липарит, дайка	2,35±0,04	0,131±0,003	43	0,80±0,04
916	Липарит, субвулканическое тело	5,47±0,04	0,240±0,003	33	0,63±0,03
61	Дацит, субвулканическое тело	1,62±0,04	0,0768±0,001	9,3	0,68±0,07
599	Андезитодацит, субвулканическое тело	1,40±0,03	0,0646±0,0023	6,0	0,67±0,10
120	Габбро-диорит, интрузия	0,458±0,018	0,0153±0,0012	0,6	0,5±0,4

ных структурах он проявлен как зона растяжения, выраженная в виде грабена, шириной около 10 км, сужающегося в северо-восточном направлении, ограниченного сбросами того же простирания с суммарной амплитудой опускания днища около 1 км. Заложение его произошло не позднее среднего миоцена. В плиоцене грабен представлял собой депрессию, заполненную вулканогенно-осадочными озерно-аллювиальными тонко-слоистыми туффитами преимущественно дацитового состава мощностью до 400 м. Источником вулканогенного материала являются, по-видимому, палеовулканы, закартированные Е. А. Лощаковым в 40—50 км к северо-западу.

Система субмеридиональных сбросов, являющаяся важнейшей магмо- и рудоконтролирующей структурой Южной Камчатки, прослеживается к юго-юго-западу почти до южной оконечности полуострова, а севернее, отклоняясь к северо-западу вдоль Малко-Петропавловской зоны дислокаций — до Срединного выступа метаморфических пород. Южная часть этой структуры представляет собой серию кулисообразно располагающихся субмеридиональных сбросов, соединенных подиовленными разломами северо-восточного простирания. В структурном плане она является границей раздела Прибрежного горста, сложенного олигоцен-миоценовыми вулканогенно-осадочными островодужными образованиями, и Камбально-Гореловского грабена, выполненного плиоцен-четвертичными субаэральными вулканитами. Северо-западный отрезок ее разделяет Начикинскую складчато-глыбовую зону, сложенную олигоцен-миоценовыми вулканитами с выходами в поднятых блоках мелового складчатого фундамента и Карымшинскую депрессию, выполненную сложным комплексом субаэральных вулканитов миоцен-четвертичного возраста.

На всем протяжении описываемая система сбросов трассируется цепочкой палеовулканических построек плиоцен-раннеплейстоценового возраста, к многим из которых приурочены месторождения и рудопроявления золотосеребряной формации. В ее центральной части располагается Родниковое, Мутновское и Асачинское рудные поля, в пределах северо-западного отрезка Карымшинское и Банное рудные поля, а также Халзанская палеовулканическая постройка с рудопроявлениями Халзан и Чирельчик. Южный отрезок наименее изучен, но и здесь выделяется несколько палеовулканических построек с многочисленными неизученными золотосереброполиметаллическими рудопроявлениями.

На всем своем протяжении эта структура выделяется в гравиметрическом поле отчетливой градиентной ступенью Δg. Отдельные элементы ее выделялись ранее при геолого-съемочных работах и тектоническом районировании Камчатки под названиями: Гольцовско-Вилучинская зона дислокаций (северо-западный отрезок), Паратунско-Асачинская (Паратунско-Авачинская) раздвиговая зона (разломы субмеридионального простирания), Мутновский глубинный разлом и Ходуткинский структуроограничивающий сброс (северо-восточного простирания). Ввиду большой



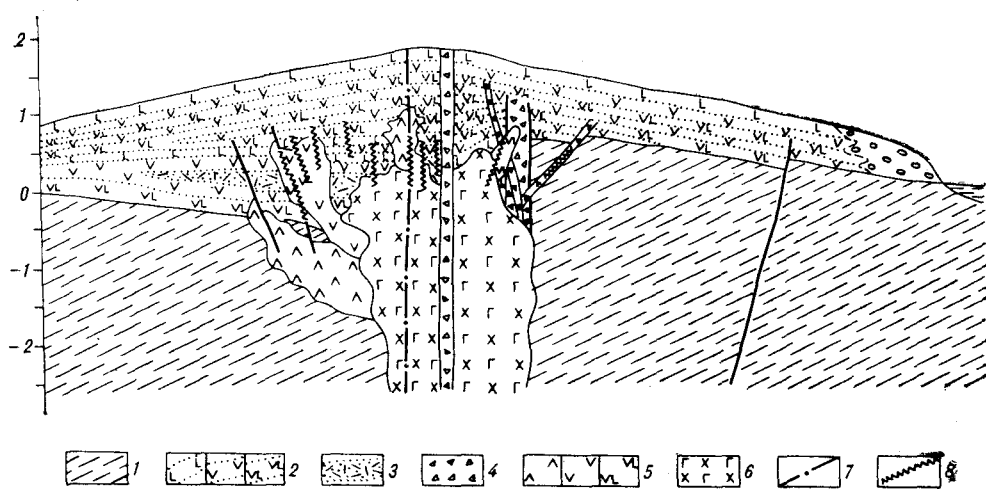


Рис. 2. Разрез Жировского палеовулкана.

1 — вулканогенно-осадочные образования фундамента палеовулкана ( $P_2 - N_1$ ); 2—6 — комплекс Жировского палеовулкана ( $N_2 - Q_1$ ) (2 — эффузивно-пирокластические фации средне-основного состава, 3 — туфы липаритов и дацитов кальдерного комплекса, 4 — эксплозивные брекчи жерловой фации, 5 — субвулканические тела дацитов, андезитов, андезитобазальтов, 6 — интрузия габродiorитов); 7 — основные разломы; 8 — кварцевые и кварц-сульфидные жилы.

магмо- и рудоконтролирующей роли этой структуры ей предлагается собственное название — Южно-Камчатская система рудоконтролирующих сбросов.

Отдельно следует рассмотреть ее взаимоотношение с Паратунско-Асачинской раздвиговой зоной [7]. Эта зона субмеридиональных нарушений ранее трактовалась как долгоживущая система, характеризующаяся тектономагматической активностью на всех этапах становления верхнего структурного этажа (с олигоцена по настоящее время) и протягивающаяся от широтной долины р. Асача на юге до истоков р. Авача на севере. С ней связывались раннемиоценовые интрузии гранитоидов, олигоценовые, олигоцен-раннемиоценовые, позднемиоцен-плиоценовые и четвертичные вулканические постройки. По нашему мнению, все проявления доплиоценового магматизма имеют другой, более сложный структурный план. Плиоцен-раннеплейстоценовый магматизм связан с вышеописанным Южно-Камчатской сбросовой системой, которая лишь на центральном отрезке включает в себя субмеридиональные элементы, совпадающие с простиранием Паратунско-Асачинской раздвиговой зоны. Последняя представляет собой неотектоническую структуру, заложенную, по видимому, в среднеплейстоценовое время, и контролирует размещение лишь позднеплейстоценовых субвулканических тел дацит-риолитового состава, голоценового базальтового вулканизма и современных гидротермальных систем (Паратунское, Верхне-Паратунское, Карымшинское месторождения термальных вод, Северо-Мутновское месторождение парогидротерм, многочисленные термальные источники), раздвиговая динамика Паратунско-Асачинской зоны привела к образованию депрессионных долин рек Паратунка, Авача и Лев. Ходутка. Этим она отличается от Южно-Камчатской системы рудоконтролирующих сбросов, имеющей отчетливо выраженный сбросовой характер.

Формирование Жировского палеовулкана происходило параллельно с развитием магмоподводящей сбросовой ступени, что вызвало резкую асимметрию вулканической постройки, в первую очередь выразившуюся в изменении мощности вулканических пород от 0,5 км в восточном поднятом крыле до 1,5 км в опущенном западном (рис. 2). Последовательность формирования палеовулкана можно представить следующим образом. Вдоль заложившейся в миоцене системы субмеридиональных сбросов сформировалась серия жерловин, из которых происходило извержение основных туфов с подчиненными потоками базальтов, по составу близких к исходным

магмам Курило-Камчатской металлогенической провинции. Сами жерловины выполнены эксплозивными и магматическими брекчиями, которые вместе с субвулканическими телами различного состава заполняют плоскости сместителя наиболее ранних сбросов этой системы.

Следующим этапом было формирование промежуточной магматической камеры, дифференциация базальтовой магмы и образование основной массы вулканитов постройки. Характерно параллельное развитие основного и кислого вулканизма, отражающее, с одной стороны, раскисление магмы в промежуточной камере, а с другой стороны — поступление новых порций базальтовой магмы. Пирокластические фации кислых пород наиболее развиты в центральной части вулканической постройки, где они слагают пачку переслаивающихся литокристаллокластических псаммитовых туфов риолитового состава и псефитовых туфов дацитов общей мощностью до 400 м. По-видимому, параллельно с ними началось формирование восточной части вулканической постройки в поднятом крыле сбросовой ступени, так как в основании ее разреза в понижениях расчлененной кровли фундамента часто отмечаются потоки дацитов, риодацитов и линзы туфов аналогичного состава. Основная масса вулканитов представлена породами среднеосновного состава (грубообломочными туфами с резко подчиненным количеством потоков базальтов, андезитобазальтов, андезитов, эксплозивный индекс 75—80), хотя отдельные пласты туфов дацитов встречаются по всему разрезу.

Практически вся центральная часть палеовулканической постройки сложена субвулканическими телами различного состава (от базальтов до риолитов) и интрузией габброидов сложного строения, объединяемых В. С. Шеймовичем в глубинную зону питающей системы вулкана [10]. Интрузия представляет собой многофазное магматическое тело, включающее в себя наряду с крупнозернистыми габбро-норитами микрогаббро, долериты, габбро-диоритовые порфириты, а в зонах эндоконтакта — и стеклосодержащие (до 10—15 %) разности. Отдельные фазы выделяют по наличию разделяющих их роговиков и эндоконтактовых слабо раскристаллизованных пород. Следует отметить, что порфировидность характерна для всех фаций интрузии. Характерны также специфические граптофировые структуры, когда промежутки между крупными кристаллами плагиоклаза (лабрадор), моноклинного (авгит) и ромбического (гиперстен) пироксенов выполнены ксеноморфным граптофировым кварц-полевошпатовым агрегатом, а иногда и хлоритизированным стеклом, что говорит о близкповерхностных условиях кристаллизации. Можно сделать вывод, что интрузия представляет собой застывшую верхнюю часть питающей магматической колонны и является одним из самых поздних геологических образований палеовулкана, так как прорывает кислые субвулканические тела, в свою очередь рвущие верхние части разреза вулканитов. Сама интрузия прорвана лишь редкими дайками риолитов и единичными трубообразными телами эксплозивных брекчий.

Эксплозивные брекчии формировались на всех этапах становления палеовулканической постройки. Обычно они образуют крутопадающие тела неправильной в плане формы, выполненные агломератовыми туффизитами, состоящими из обломков и глыб базальтов, андезитобазальтов и агломератов предыдущих стадий извержения в литокристаллокластическом цементе того же состава. Для брекчий начального периода становления вулкана характерно наличие значительного количества глыб вулканогенно-осадочных пород фундамента, встречаются блоки размером до 50 м в поперечнике. Как правило, тела эксплозивных брекчий многофазны, хотя выделение различных фаз затрудняется из-за близкого состава фаз. Брекчии часто сопровождаются субвулканическими телами, то есть представляют собой сложно построенные некки, образовавшиеся в результате многократного чередования эксплозивных и лавовых извержений. Повсеместно эксплозивные трубки сопровождаются большим количеством отходящих от них даек и силлов, образующих дайково-силловую систему вулкана.

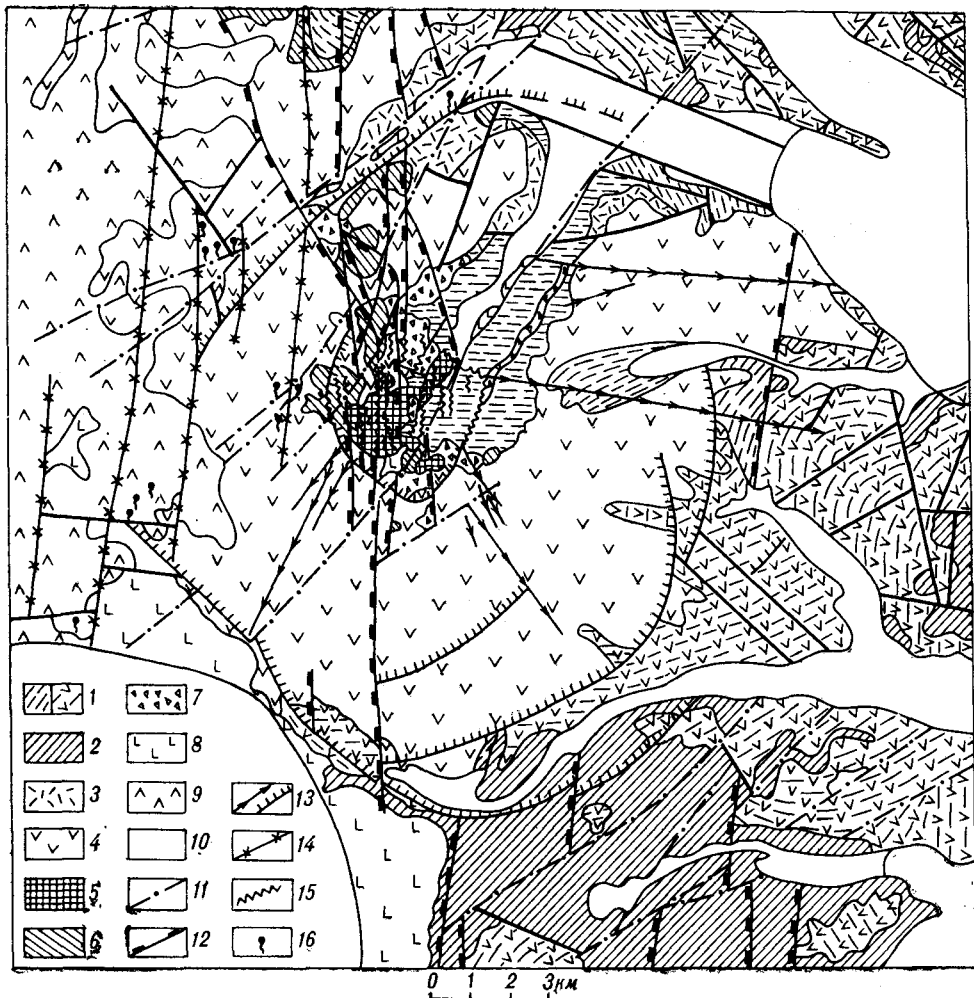


Рис. 3. Структурная схема Мутновского рудного поля.

1—3 — дорудный комплекс: 1 — вулканогенно-осадочные и вулканогенные островодужные образования ( $P_2 - N_1$ ), 2 — интрузивные и субвулканические тела ( $P_2 - N_1$ ), 3 — туфы, туффиты дацитов, риодацитов ( $N_2$ ); 4—7 — рудомещающий комплекс Жировского палеовулкана ( $N_2 - Q_1$ ): 4 — эффузивно-пирокластические образования, 5 — интрузия габбро, габбро-диоритов, 6 — субвулканические тела, 7 — асплюзивные брекчии жерловой фации; 8, 9 — пострудный вулканогенный комплекс ( $Q_{II-IV}$ ): 8 — баазальты, андезиты, 9 — андезиодациты, дациты, риолиты; 10 — рыхлае отложения ( $Q_{III-IV}$ ); 11 — долговящие сбросы системы Мутновского глубинного разлома; 12 — разломы Южно-Камчатской системы рудоконтролирующих сбросов; 13 — радиальные и концентрические трещины Жировской ВТС; 14 — разломы Паратунско-Асачинской раздвиговой зоны; 15 — кварцевые и кварц-сульфидные жилы; 16 — современные термальные источники.

Структура Мутновского рудного поля обусловлена сочетанием нескольких разноплановых и разновозрастных систем тектонических нарушений, связанных как с действием региональных тектонических факторов, так и с развитием Жировской палеовулканической постройки (рис. 3).

Наиболее древней является система нарушений северо-восточного простирания, являющихся отражением Мутновского глубинного разлома. Заложение его произошло, судя по резкому изменению мощности Мутновской свиты, еще в конце олигоцена, но наибольшая активность его приходится на конец миоцена — начало плиоцена. Наиболее крупный сброс этой системы проходит вдоль современной долины р. Мутновская. К началу формирования Жировского палеовулкана амплитуда опускания его северо-западного крыла составила не менее 700 м. Унаследованные подвижки по нему продолжались до конца плиоцена, так как они проявлены в разрезе Жировского палеовулкана за исключением самых верхних его потоков, вероятно, уже раннеплейстоценового возраста. Характерно,

что в течение всего длительного периода активной жизни Северо-восточных разломов они являлись амагматичными, лишь в позднеплейстоценовое время вдоль них внедрялись экструзии базальтов, из которых изливались протяженные потоки в долинах рек Мутновская и Жировая.

Важную роль в структуре Жировского палеовулкана и, соответственно, Мутновского рудного поля играют разрывные нарушения субмеридионального простирания, связанные с формированием Южно-Камчатской системы рудоконтролирующих сбросов, активные движения по которой продолжались в течение всего периода становления вулканической постройки. Разрывы ранних стадий формирования этой системы выполнены в основном эксплозивными брекчиями жерловой фации, более поздние контролируют размещение субвулканических тел, даек, зон кварц-гидрослюдистых метасоматитов и кварцевых жил. Для этой структуры характерно смещение поздних разрывов к западу относительно более ранних.

Разрывы Южно-Камчатской системы представляют собой сбросы или сбрососдвиги вертикальные или крутопадающие (до  $60^\circ$ ) к западу. Наиболее крупным разрывом поздних стадий ее развития является нарушение, вмещающее главное рудное тело месторождения — зону Определяющую. Амплитуда сбросовой составляющей по нему достигает 300—400 м, кроме того присутствует и сдвиговая составляющая (левосторонний сдвиг) с амплитудой 100—150 м. К этому же нарушению приурочено протяженное линейно вытянутое субвулканическое тело андезитоацитов. Со стороны висячего бока это нарушение сопровождается многочисленными оперяющими трещинами, причленяющимися к основной зоне под углами  $10-20^\circ$ , часть их выполнена слабопродуктивным кварцем, преимущественно ранних стадий минерализации. На северном фланге рудного поля простирание этого нарушения меняется с субмеридионального на север-северо-западное ( $325-340^\circ$ ), что отражает общее изменение простирания всей Южно-Камчатской системы рудоконтролирующих сбросов.

Кроме разломов, обусловленных региональными тектоническими факторами, в пределах Мутновского рудного поля присутствует и радиально-концентрическая система трещин, связанная с процессом становления Жировского палеовулкана, проходившего в своем развитии стадии кальдерообразования (по-видимому, неоднократного) и куполообразования.

Процессы кальдерообразования привели к образованию двух систем концентрических разломов. Внутренняя образует в центральной части вулканической постройки округлый опущенный блок диаметром около 4 км, открытый к северо-востоку. Окаймляющие его дуговые разломы падают к центру под углами  $45-60^\circ$ . В северо-восточном направлении дуги разгибаются, образуя относительно пологие ( $45-50^\circ$ ) сбросы, часто выполненные эксплозивными брекчиями. Своеобразным проявлением этой системы служит нарушение в правом борту р. Мутновская, вмещающее дайкообразное тело туффзитов мощностью 100—120 м и протяженностью около 3 км, в которых в свою очередь локализована кварцевая жила, сложенная допродуктивным кварц-карбонат-пиритовым агрегатом. Продуктивные кварцевые и кварц-сульфидные жилы в большинстве случаев пересекают разломы этой системы. Вторая система кольцевых разломов развита за пределами рудного поля по периферии структуры. По ним происходит опускание почти всей палеовулканической постройки диаметром около 15 км относительно ее обрамления на 200—400 м.

Радиальные разломы, являющиеся отражением процесса куполообразования под влиянием штампового действия внедряющейся магматической колонны, присутствуют обычно в бортах эрозивно-тектонической кальдеры и на склонах палеовулкана. В большинстве случаев они выполнены дайками базальтов, андезитобазальтов, редко андезитов, андезитоацитов, смещения по ним отсутствуют или незначительны (возможно, подновлены в неотектонический этап). Но главная роль куполообразования в подготовке рудовмещающих структур выразилась в образовании в своде купола зоны растяжения, в результате чего в центральной части

вулканической постройки произошло раскрытие ранее сформированных субмеридиональных сбросов.

Разрывы пострудного (неотектонического) этапа проявлены в основном к западу от Мутновского рудного поля, где в результате развития в средне-позднеплейстоценовое время Паратунско-Асачинской раздвиговой зоны образовалась грабенообразная структура, контролирующая размещение кислых субвулканических тел. Разломы Паратунско-Асачинской зоны захватывают западный фланг Жировского палеовулкана. Непосредственно в пределах рудного поля они проявились в подновлении субмеридиональных, в том числе рудовмещающих нарушений. Подновление северо-восточных разрывов связано, видимо, с наиболее молодой (конец верхнего плейстоцена) системой разрывов север-северо-восточного простирания, выделяемой В. Л. Леоновым [5] западнее Мутновского месторождения. Пострудная тектоника привела к дроблению кварцевых жил и образованию глинистых зон дробления вдоль их контактов. Наблюдался случай контакта по пострудной тектонической зоне, выполненной глиной трения мощностью 5 см, раздробленной кварц-сульфидной жилы с неизменными пемзовыми туфами верхнеплейстоценового возраста. Исходя из мощности туфов амплитуда пострудного смещения по этой зоне составляет не менее 10 м.

Специфической чертой Мутновского рудного поля является наличие в его пределах современной действующей гидротермальной системы, проявившейся в виде двух групп термальных источников (Воиновские и Верхне-Мутновские), а также в высоком температурном градиенте всей площади рудного поля. В скважинах, вскрывающих глубокие горизонты рудовмещающих зон, отмечены температуры до 203 °С. С современными термальными площадями связаны обширные поля аргиллизитов, возможно, также часть пиритсодержащих кварц-карбонатных прожилков. Часть исследователей [9] считает современную гидротермальную систему остатком более мощной, сформировавшей оруденение. Но большинство полагают (наши исследования подтверждают эту точку зрения), что современные гидротермы связаны с очагами кислой магмы, сформировавшимися в средне-верхнечетвертичное время в пределах Паратунско-Асачинской раздвиговой зоны [5]. Основными путями миграции гидротерм служат разломы северо-восточного простирания, а местами разгрузки—узлы их пересечения с разломами других направлений.

В пределах рудного поля установлено более ста кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-сульфидных жил и зон прожилкования, несущих золотосереброполиметаллическое оруденение. Как уже указывалось, наибольшее значение из них имеет жильная зона. Определяющая общей протяженностью более 3 км. В результате структурного и минералогического изучения жильной зоны выявлены контрастные неоднородности ее строения. По простиранию зоны выделяются два участка, резко различающиеся содержаниями золота, серебра и полиметаллов (рис. 4, а, в). Северный фланг характеризуется преимущественным развитием золотосеребряного оруденения при отношении золота к серебру 1 : 10—15. Для южного фланга характерно сереброполиметаллическое оруденение при резко подчиненном значении золота. Отношение золота к серебру колеблется от 1 : 50 до 1 : 450, в среднем составляя 1 : 100 (см. рис. 4, б, г).

Жильная зона сложена продуктами трех стадий минерализации: метасоматический кварц с различным количеством сульфидов, кварц-карбонатные и кварцевые существенно сульфидные жилы; кварцевые, реже кварц-карбонатные бессульфидные или убогосульфидные жилы. Две первые стадии развиты на всем протяжении жильной зоны, третья присутствует только на северном фланге. Жилы третьей стадии занимают явно секущее положение относительно первой и второй, контрастно отличаясь по составу, морфологии, условиям формирования. Для них характерно преобладание ритмично-полосчатых структур, свидетельствующих об образовании в условиях открытых полостей. Мощность жильной зоны за счет

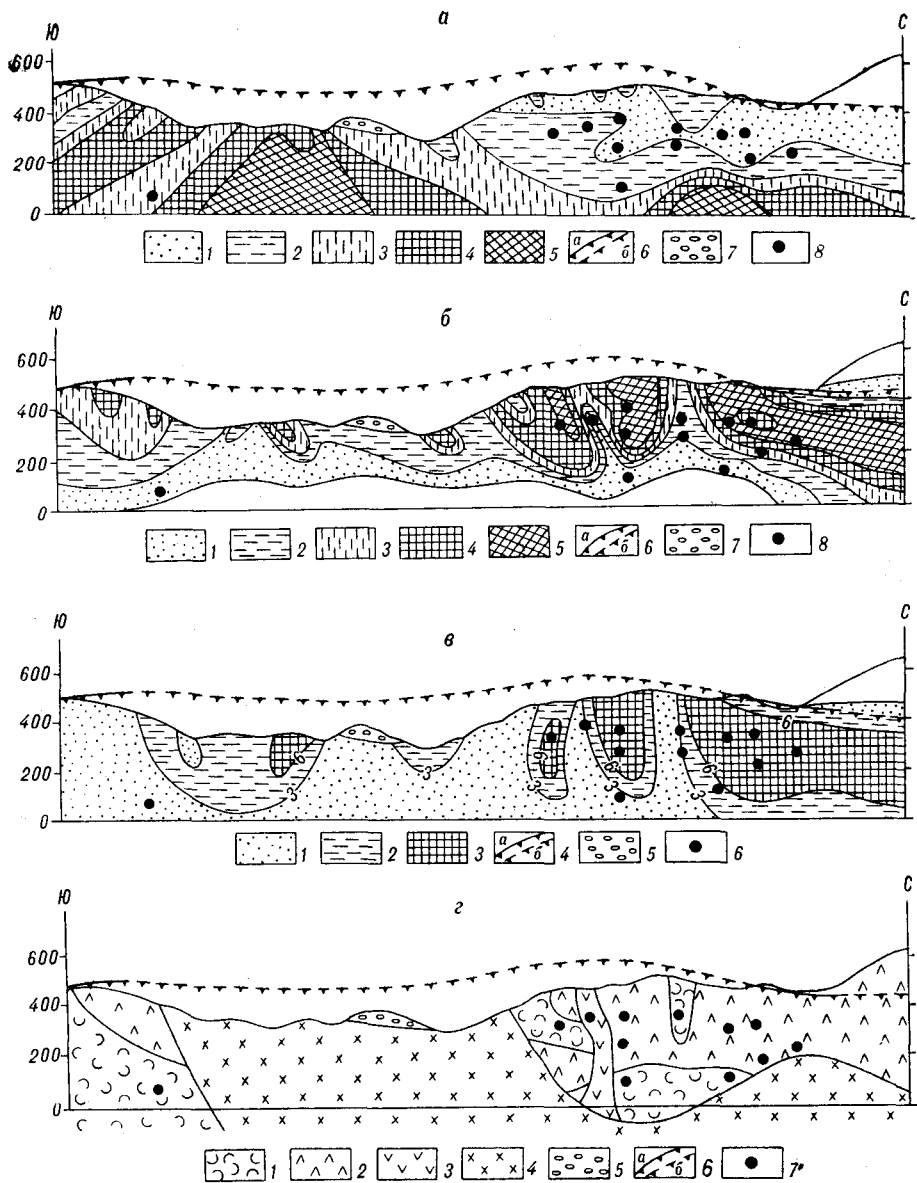


Рис. 4. Строение жильной зоны Определяющей.

*а* — отношение содержания серебра к золоту: 1—1—10, 2—10—50, 3—50—100, 4—100—200, 5 — более 200; *б* — уровень выклинивания жил по вертикали; 7 — водно-ледниковые конгломераты; 8 — скважины. *б* — распределение золота: 1—5 — классы содержания; 6—8 — см. *а*. *в* — 1—3: классы мощностей жильного выполнения: 1 — менее 3 м, 2 — 3—6 м, 3 — более 6 м; 4 — уровень выклинивания жил по вертикали; 5 — водно-ледниковые конгломераты; 6 — скважины. *г* — геологический разрез в плоскости висячего бока: 1 — туфы базальтов, андезитов, дацитов; 2, 3 — субвулканические тела дацитов, андезитодацитов (2), андезитов (3); 4 — интрузия габбро-диоритов; 5 — водно-ледниковые конгломераты; 6 — уровень выклинивания жил по вертикали (*а* — установленный, *б* — реконструированный); 7 — скважины.

образований третьей стадии возрастает с 2—6 м на южном фланге до 9—15 м на северном (см. рис. 4, *в*).

Анализ геологического строения вдоль жильной зоны показывает, что все участки развития золотосеребряной минерализации приурочены к интервалам пересечения зоной субвулканического тела андезитодацитов, протягивающегося вдоль рудовмещающей структуры на 3,5 км (см. рис. 4, *г*). В пределах интрузии габбро-диоритов практически отсутствуют жилы третьей стадии, преобладают жилы второй стадии. В эффузивно-пирокластических образованиях выклиниваются жилы обеих стадий, зона Определяющая представлена практически только метасоматической

составляющей и характеризуется минимумами полиметаллического, золотого и серебряного оруденения.

Причины этого следует, видимо, искать в особенностях петрофизических свойств вмещающих пород. Интрузивные габбро-диориты активно реагируют лишь на сжимающие напряжения, приводящие к возникновению крупных сколовых структур. В субвулканических андезитодацитах, аналогично реагирующих на сжимающие усилия, в виде протяженных трещин отрыва реализуется также обстановка растяжения. Эффузивно-пирокластические образования слабо вовлекались и в сколовые, и в раздвиговые полостеобразующие движения, которые реализовывались в них в виде зон мелкой трещиноватости.

Итак, наши исследования позволяют сделать следующие выводы.

1. Рудные поля Южной Камчатки пространственно и генетически связаны с вулканотектоническими структурами плиоцен-раннеплейстоценового возраста. Размещение этих структур контролируется Южно-Камчатской системой рудоконтролирующих сбросов, разделяющих Прибрежный горст и Начикинскую складчато-глыбовую зону, сложенные олигоцен-миоценовыми островодужными вулканогенно-осадочными образованиями с отдельными выступами складчатого мелового фундамента, и Камбально-Гореловский грабен и Карымшинскую депрессию, выполненные в основном более молодыми субаэральными вулканитами. Амплитуда сбросов составляет на изученном отрезке 0,8—1 км. Эта структура, несомненно, является сквозькоровым глубинным разломом и фиксируется в гравиметрическом поле отчетливой градиентной ступенью  $\Delta g$ . Проведенными работами установлен плиоценовый возраст заложения этой системы сбросов и, соответственно, таких структур первого порядка, как Прибрежный горст и Камбально-Гореловский грабен, которые ранее считались ранне-среднемиоценовыми [5].

2. Жировская ВТС представляет собой палеовулканическую постройку, сложенную контрастно дифференцированными вулканитами (от базальтов до риолитов) и прошедшую в своем развитии этапы кальдеро и куполообразования. Возраст Жировской палеовулканической постройки — поздний плиоцен — ранний плейстоцен, возраст оруденения — ранний плейстоцен.

3. Мутновское рудное поле приурочено к Жировской ВТС, сформировавшейся на пересечении указанной системы сбросов с Мутновским глубинным разломом северо-восточного простираения. Тектонический каркас Мутновского рудного поля образован сочетанием разломов: северо-восточного простираения, входящих в систему Мутновского глубинного разлома; субмеридионального простираения, образующих вышеуказанную систему сбросов; относительно слабо развитой системы радиальных и концентрических разрывов, связанных со становлением вулканической постройки. Наиболее ранними являются северо-восточные разломы довулканического заложения, субмеридиональные разломы являются синвулканическими, радиально-концентрическая система трещин непосредственно связана с развитием вулканической постройки. Главная рудоконтролирующая роль принадлежит субмеридиональным сбросам, в которых локализовано подавляющее большинство рудных тел, в том числе и наиболее крупное — зона Определяющая. Рудоконтролирующая роль купольной структуры проявлена в формировании в центральной части ВТС зоны растяжения и раскрытия благодаря этому ранее образованных сбросовых структур. Формирование рудоносной гидротермальной системы завершает процесс развития Жировской ВТС, которая представляет собой классический пример магматогенно-гидротермальной системы в понятии В. И. Гончарова [4].

4. Однозначно определена связь всех месторождений золотосеребряной формации Южной Камчатки с плиоцен-раннеплейстоценовыми субаэральными вулканитами контрастной базальт-андезит-риолитовой формации. Многочисленные рудопроявления, связанные с олигоцен-миоценовыми островодужными вулканитами андезитовой формации, характе-

ризуются незначительными параметрами и не представляют практического интереса.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Апрелков С. Е., Ежов Б. В.* Тектоническое строение Центрально-Камчатского вулканического пояса и некоторые особенности локализации оруденения // Геология и геофизика.— 1978.— № 12.— С. 154—160.
2. *Вартанян С. С.* Закономерности размещения золотосеребряного оруденения Южной Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук.— М., ЦНИГРИ, 1979.
3. *Василевский М. М., Зимин В. М., Округин В. М.* Вулканогенно-рудные центры Юго-Восточной Камчатки // Прогнозная оценка рудоносности вулканогенных формаций.— М., 1977.— С. 122—128.
4. *Гончаров В. И.* Модель гидротермальных рудообразующих систем Охотско-Чукотского вулканического пояса // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 26.— Магадан, 1982.— С. 121—126.
5. *Леонов В. А.* Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм.— М.: Наука, 1989.
6. *Лоншаков Е. А., Вакин В. А., Бочарова Г. И., Округин В. М.* Вулканогенные рудные жилы Юго-Восточной Камчатки // Геология рудных месторождений.— 1977.— № 4.— С. 121—124.
7. *Лоншаков Е. А.* Руды вулканотектонических структур и структурно-вещественные парагенезисы Южно-Камчатского района. // Бюлл. вулкан. станций.— 1979.— № 57.— С. 79—91.
8. *Лоншаков Е. А.* Кайнозойские вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации Южной Камчатки // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 6.— С. 94—97.
9. *Шарапов В. Н., Симбирев И. Б., Третьякова Г. А. и др.* Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1979.
10. *Шеймович В. С., Патока М. Г.* Геологическое строение зон активного кайнозойского вулканизма.— М.: Наука, 1989.

*ПГО Камчатгеология  
Петропавловск-Камчатский*

*Поступила в редакцию  
25 декабря 1990 г.*



УДК 553.068.5

*Н. А. Шило, И. П. Карташов, Н. Г. Патык-Кара,  
Ю. В. Шумилов*

## ТЕОРИЯ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОГО РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ

Кратко изложена теория россыпеобразования, разработанная авторами в 1950—1990 гг. для областей перигляциального литогенеза, заключающих на территории нашей страны более 90 % запасов россыпного золота, олова, платины, алмазов и ряда других полезных компонентов. Теория освещает закономерности размещения, эволюцию и механизмы миграции и концентрации россыпеобразующих минералов с позиций рудно-формационного, тектоногеоморфологического, литогенетического и геохимического анализа. Она позволила в корне пересмотреть ранее существовавшие воззрения об условиях формирования россыпей, обосновать необходимость переоценки старых горно-добывающих районов и продвижение фронта геолого-разведочных работ на россыпи на новые территории, включая континентальный шельф. Ее основные положения определили возможность преодоления кризиса в геологии россыпей на рубеже 50—60-х гг., способствовали укреплению сырьевой базы россыпного золота, олова, платины на Востоке страны в 60—70-е гг. и дальнейшему развитию поисково-разведочных работ на россыпи.

Теория перигляциального россыпеобразования в отечественной и мировой науке аналога не имеет.

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Россыпные месторождения представляют собой один из наиболее рентабельных типов месторождений полезных ископаемых, освоенных человеком в глубокой древности и сохраняющих свое значение до настоящего времени. К древнейшим разрабатывавшимся россыпям относятся золотые россыпи золота Нубийской пустыни, аллювиальные золотоносные галечники древней Фракии, Галлии, Малой Азии, Бактрии, Индии, «страны массагетов» (т. е. Казахстана, Средней Азии и Южной Сибири), золото- и оловоносные россыпи Пиренейского полуострова, оловоносные — Юго-Западной Англии. Восстановленная специалистами картина древней золотодобычи по всем континентам (кроме Австралии) показывает, что она развивалась в основном за счет россыпей. С россыпией ведут свою историю алмаз, платина, ильменит и многие другие минералы.

Резкий качественный скачок в расширении спектра минералов, добываемых из россыпей, произошел в середине нашего столетия. В настоящее время из россыпей добывается более 30 минералов, а число известных минеральных типов (классов) россыпей, с учетом комплексных, превышает 20.

Сегодня россыпи являются главным (более 70—80 % добычи) сырьевым источником золота (с учетом метаморфизованных россыпей), циркония, титана, ювелирных и поделочных камней, важнейшим (около 50 % добычи) — олова, тантала, ниобия, редкоземельных, алмаза. Они играют определенную роль в добыче платиноидов, вольфрама, барита, пьезокварца и целого ряда других видов полезных ископаемых [5, 31].

Современный период ознаменован во всем мире открытиями крупнейших россыпей и целых россыпных провинций. В сферу изучения и промышленного освоения включается все более широкий круг полезных минералов россыпей, а привлечение современных технологий поисков, разведки, добычи и обогащения способствует появлению «новых» про-

мысленных типов россыпных месторождений и возрождению старых горнодобывающих районов. Неизменный интерес горнодобывающей промышленности к россыпям определяется тем, что последние служат источником дешевых концентратов при сравнительно невысоком уровне капитальных затрат. Их разработка по сравнению с коренными рудами в десятки — сотни раз менее энерго- и металлоемка, а также более экологична, поскольку не требует применения токсичных реагентов обогащения, а возникающие экологические ограничения (мутьевое загрязнение) устраняются при минимальных усовершенствованиях технологии и культуры добычных работ и обогащения.

Резервы россыпей далеко не исчерпаны, а по ряду полезных ископаемых россыпи в обозримом будущем не могут быть заменены какими-либо другими типами месторождений. Более того, в ходе научно-технического прогресса наблюдается резкое возрастание потребности во многих видах минерального сырья, получение которых может быть оперативно достигнуто именно за счет комплексного освоения россыпей на основе оптимальных технологий.

По оценкам специалистов, следует ожидать нового качественного скачка в сырьевой базе россыпных месторождений и роста добычи из них полезных ископаемых [5]. Предполагается, что в нашей стране он будет связан как с возрождением старых горно-рудных районов, где возможно выявление крупных россыпей нетрадиционных для данного района промышленно-геотектонических типов, так и с открытием новых россыпных районов и провинций, выявлением ископаемых россыпей более широкого возрастного диапазона и россыпей с нетрадиционным сочетанием полезных компонентов. Прогнозируется также внедрение новых технологий, значительно повышающих эффективность геолого-разведочных работ.

Немаловажную роль в этом процессе сыграла современная теоретическая база учения о россыпях, позволившая обосновать направления поисков и предсказать появление новых промышленных типов россыпей, районов, провинций, а также оценить их сырьевой и ресурсный потенциал. В Советском Союзе накоплен богатейший опыт изучения, разведки и освоения россыпных месторождений, расположенных в самых различных геолого-структурных и природных обстановках. Он выдвигает отечественную науку о россыпях в число наиболее передовых в мире; многие разработки в этой области являются приоритетными и не имеют аналогов за рубежом.

Это в первую очередь относится к той части учения о россыпях, которое касается закономерностей формирования россыпей в условиях холодного климата, в областях развития перигляциального литогенеза, свойственного регионам многолетнемерзлых пород, занимающих в настоящее время более 22 млн км<sup>2</sup> суши в Северном полушарии, в том числе более 11 млн км<sup>2</sup> — на территории нашей страны. Если учесть, что эта площадь еще более возрастала в эпохи оледенений и совпадавшего с ними эвстатического понижения уровня Мирового океана, а также имеющиеся данные о глобальных похолоданиях климата и сопряженных с ними оледенениях в отдаленные геологические эпохи, можно понять, что теория перигляциального россыпеобразования позволила объяснить многие ранее представлявшиеся дискуссионными явления в геологии россыпей и теоретически обосновать направления исследований, а также конкретные практические шаги в укреплении структуры сырьевой базы россыпных месторождений.

## 2. СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ

**2.1. Этапы развития геологии россыпей.** Современная наука о россыпях — самостоятельная отрасль геологии и горного дела, вносящая важнейший вклад в ресурсный потенциал и экономику целого ряда государств. Значение геологии россыпей как раздела учения о месторожде-

ниях полезных ископаемых подтверждается фактическим объемом добычи минерального сырья из россыпей и прогнозируемой тенденцией ее развития на ближайшие десятилетия.

В истории ее развития с определенной долей условности может быть выделен ряд неравных по продолжительности и по значению этапов.

*Первый этап*, отражающий стихийное накопление разрозненных сведений о находках ценных минералов и самородных металлов в речных отложениях, продолжался с античности примерно до середины XVIII в. В отечественной геологической мысли его отражают теоретические обобщения М. В. Ломоносова, пришедшего к выводу о возникновении россыпей вследствие того, что «золотые зерна из рудной жилы каким-нибудь насильством природы оторваны и между песком рассеяны...». Доказательству этому «присовокупляют силу и важность отломки камня кварца, срощенные с золотыми зёрнами, в песке находящиеся, явно уверяя, что песковое золото в жилах родилось» [13, С. 182].

*Второй этап* становления науки о россыпях связан с именем Л. И. Брусницына, открывшего в 1814 г., т. е. примерно через 50 лет после теоретических предсказаний М. В. Ломоносова, россыпное золото в долине р. Березовка на Урале. Вслед за открытием россыпей в России волна открывательства россыпей золота прокатилась по всему миру — в течение 50—60 лет были выявлены почти все основные золотоносные провинции и осуществлялась интенсивная добыча золота из россыпей. Однако теоретических обобщений по геологии россыпей было сделано мало. Из публикаций этого периода прежде всего следует назвать работы Д. И. Соколова (1926 г.), М. К. Яворовского (1896 г.), К. И. Богдановича (1913 г.), W. Lindgren (1911 г.), К. Reaborn, G. Miller (1927 г.), E. J. Dunn (1929 г.).

*Третий этап* в отечественной геологии россыпей связан с открытием в начале 30-х гг. группой советских геологов во главе с Ю. А. Билибиным уникальной золотоносной провинции на Северо-Востоке СССР. Теоретическое осмысление этого материала и сформулированные на его основе методические основы поисков россыпей золота нашли свое отражение в работах Ю. А. Билибина, определивших почти на 20 лет направление поисково-разведочных и эксплуатационных работ на россыпное золото и во многом способствовавших становлению геологии россыпей в целом.

*Четвертый этап*, начавшийся в 50-х гг. и продолжающийся по настоящее время, связан с работами И. С. Рожкова, Н. А. Шило, В. С. Трофимова, С. С. Воскресенского, Е. В. Шапцера, А. П. Божинского, Ю. П. Казакевич, Г. П. Воларовича, Е. Я. Синюгиной, И. П. Карташова, Н. В. Разумихина, А. П. Сигова, Ю. Н. Трушкова, С. И. Гурвича, О. В. Кашменской, Н. Г. Патык-Кара, С. Г. Желнина, Г. В. Нестеренко, Б. В. Рыжова, Е. И. Тищенко, Л. З. Быховского, И. Б. Флерова, Ю. В. Шумилова, а также целых научных коллективов ВНИИ-1, НИГРИЗолото — ЦНИГРИ, СВКНИИ, МГУ, ВИМСа, ИГ ЯФ СО АН СССР, НИИГА и деятельностью геологических управлений и объединений, проводивших поисково-разведочные работы на россыпи в различных регионах страны. Он знаменует качественно новый уровень становления теории россыпеобразования, интенсивное расширение и углубление исследовательских работ по геологии россыпей, расширение масштабов и регионов поисково-разведочных работ.

Именно к этому этапу относится и создание излагаемой ниже теории россыпеобразования в областях перигляциального литогенеза, а также создание учения о россыпях, выделившегося в самостоятельный фундаментальный раздел науки о полезных ископаемых.

**2.2. Кризис в геологии россыпей и предпосылки создания теории перигляциального россыпеобразования.** Несмотря на то, что послевоенный период и начало 50-х гг. ознаменованы открытием целого ряда крупных россыпных месторождений золота и олова в восточных районах страны, интенсивная эксплуатация выявленных к этому времени месторождений, а также определенное снижение эффективности поисковых работ, связан-

ное с сокращением фонда легкооткрываемых месторождений, породили мнение об ограниченных перспективах дальнейшего расширения сырьевой базы россыпных месторождений.

Теоретическим обоснованием поисковых работ на россыпи в этот период служила монография Ю. А. Билибина, законченная в 1936 г., которую сам автор считал методическим пособием для геологов-практиков [1], облегчавшим ориентирование в прикладных вопросах при разведке и эксплуатации россыпей. Заложенная в ней концепция россыпеобразования, как и всякая принципиальная модель сложного природного явления, предполагала постоянную корректировку на основе новых фактических данных. К сожалению, этого не произошло. Сыграв первоначально прогрессивную роль, к началу 50-х гг. книга Ю. А. Билибина перестала отвечать резко усложнившимся условиям поисков россыпей. Работа Ю. А. Билибина дважды переиздавалась (1955, 1963), но не перерабатывалась. Поэтому второе издание книги, уже после смерти автора, содержало лишь небольшие примечания Д. В. Вознесенского и И. С. Рожкова [2]. В предисловии к третьему изданию Е. Т. Шаталов отметил, что книга «обобщает материалы по изучению россыпей по состоянию примерно на 1935 г.» и был вынужден дать длинный перечень позиций, в которых выявилось несоответствие положений Ю. А. Билибина новым данным [3, с. 4].

Расхождение между громадным и разнообразным фактическим материалом по геологии россыпей и степени его теоретического обобщения и научного осмысления на практике привело к теории «затухания золотой Колымы» (как, впрочем и, некоторых других районов), согласно которой запасы россыпного золота на Северо-Востоке СССР почти исчерпаны и усилия должны быть переориентированы на поиски рудного золота. Именно в этот период, когда тезис о «затухании золотой Колымы» набрал полную силу, один из авторов статьи указал, что длившийся почти 20 лет «этап накапливания фактического материала был неизбежным..., но в силу ряда обстоятельств он приобрел затяжной характер и давно уже привел к кризисному положению в геологии россыпей» [24, с. 339].

Характерно, что в это время и другие исследователи высказали озабоченность тем, что упрощенное понимание россыпей не отражает сущности этого природного явления. Например, Н. П. Херасков отмечал, что «геология россыпей является самой неизученной областью науки о рудных месторождениях» [21, с. 63]. Сходную мысль чуть позже высказал Е. В. Шанцер, отметивший, что «...россыпи — во многом очень трудные для изучения образования, поскольку для вскрытия законов, управляющих их формированием, весьма важно изучение тонких деталей механизма физической дифференциации разнообразной гаммы литогенетических типов осадков» [22, с. 18].

Ситуация осложнялась тем, что главнейшие россыпные районы и провинции страны (особенно золото- и оловоносные) располагались в пределах зоны «вечной мерзлоты» — перигляциального литогенеза, в то время как основной зарубежный опыт в области поисков, оценки и обработки россыпей, за исключением Аляски и бассейна р. Юкон, относился к россыпям умеренного и тропического климата.

Таким образом, в конце 50-х — начале 60-х гг. объективно назрела необходимость новой теоретической парадигмы в учении о россыпях.

**2.3. Пути преодоления кризиса в теории и развитии сырьевой базы россыпного золота и олова.** Этот очевидный сейчас вывод давался в 50-х гг. нелегко. Требовалось преодолеть стереотипы геологического мышления и дать ответы на следующие основные вопросы, по которым выявились расхождения с действующей концепцией:

возможно ли открытие россыпей при отсутствии богатых рудных месторождений;

всегда ли сопровождаются россыпями богатые рудные месторождения;

возможно ли выявление промышленных россыпей при отсутствии признаков размыва кор химического выветривания;

возможно ли формирование россыпей при господстве физического типа выветривания, свойственного областям криогенеза;

сохраняются ли россыпи в ледниковых и приледниковых районах, в том числе под ледниковыми отложениями;

перемещается ли шлиховой металл водным потоком и как далеко, и могут ли перемыв и переотложение металлоносных осадков сопровождаться не только размывом россыпи, но ее сохранением и даже увеличением концентрации металла;

каковы условия формирования россыпей за пределами горных стран во впадинах, на аккумулятивных равнинах, в литоральной зоне шельфовых морей;

каков возрастной диапазон потенциально промышленных россыпей.

Оставались неясными также связь россыпей с рудными источниками разных типов, роль тектонических движений в формировании россыпей, соотношение речной сети и коренных источников россыпи, спектр геолого-геоморфологических ситуаций, определяющих многообразие геолого-промышленных типов россыпей, физико-химические процессы, сопровождающие переотложение рудного вещества и формирование россыпей.

На эти и многие другие вопросы схема россыпеобразования Ю. А. Библина не давала удовлетворительного ответа, что резко сдерживало темпы поисковых работ.

Итак, перед теорией и практикой вплотную встала задача построения, с одной стороны, новой геологической теории, а с другой — убедительного обоснования опирающегося на нее прогноза сырьевой базы россыпей на Востоке СССР. На целом ряде производственных и научных совещаний, в том числе на правительственном уровне, в упорных дискуссиях отстаивался тезис: база россыпей золота и олова не истощена, но требует новых теоретических представлений и перевооружения геолого-разведочной и добывающей отраслей на современном техническом уровне. В сущности этот тезис и определил всю стратегию исследовательской работы по геологии россыпей на протяжении 1956—1989 гг.

### 3. ОСНОВНЫЕ ПОЛОЖЕНИЯ ТЕОРИИ ПЕРИГЛЯЦИАЛЬНОГО РОССЫПЕОБРАЗОВАНИЯ

**3.1. Главные черты перигляциального литогенеза.** Перигляциальный литогенез как самостоятельный тип, отличный от известных типов континентального литогенеза, описанных в работах Н. М. Страхова [19], был выделен в 1964 г. Н. А. Шило [25] для районов развития многолетне-мерзлых пород. При этом было обращено внимание на то обстоятельство, что обменные процессы, протекающие при среднегодовых отрицательных температурах, на фоне фазовых переходов воды, сопровождаются физическими и химическими изменениями горных пород, которые по «эффективности» воздействия могут соперничать с гипергенными процессами гумидных областей. Иначе говоря, был поставлен под сомнение тезис о гипергенных процессах субарктических областей как процессах преимущественно «физического типа».

Было обращено внимание на тот факт, что двуединое состояние воды (в твердой и жидкой фазе) в минеральном каркасе горных пород перигляциальной зоны резко повышает энергетический потенциал системы, что противоречит суждению о ее химической инертности. Переходы воды из одного состояния в другое служат своего рода катализатором реакций, усиливают миграцию вещества и накопление элементов. Благодаря возрастанию водородных ионов жидкая фаза воды в мерзлых породах приближается по своей агрессивности к кислотам, при этом резко возрастает роль газов (кислорода, сероводорода), продуцируемых при промерзании — протаивании и просто при изменении температур в некотором интервале.

Активизация окислительно-восстановительных процессов повышает дифференциацию вещества по разным уровням энергии гидратации, а периодическое усиление и ослабление ионных связей при изменении темпе-

ратур, влияя на агрегатное состояние пород, обуславливает специфическую криогенную трансформацию их химического состава [30]. Эти и другие криогенные обменные процессы, вызываемые воздействием диффузии, электроосмоса, перемещением влаги к фронту промерзания или понижения температуры, сублимации, колебанием пьезометрической поверхности напорных мерзлотных вод и пр., формируют специфические черты рыхлого покрова субполярных областей, иногда называемого «полярным комплексом» и не имеющего аналогов в других зонах планеты.

Этот подход, базирующийся на анализе литературных данных, выполненном авторами эксперимента, и натуральных наблюдениях позволил проследить полную линию перигляциального литогенеза как специфической среды россыпеобразования — от водосборных пространств, через склоны и речные долины — до обширных равнин Севера и омывающих их шельфовых морей [15—17, 23, 25, 28, 30, 32, 34—37].

Не останавливаясь здесь на полной характеристике перигляциального литогенеза, выделим несколько моментов, наиболее важных с точки зрения преобразования рудного вещества и учитываемых теорией перигляциального россыпеобразования.

1. Элювиальное изменение коренных пород и преобразование минерального вещества в деятельном слое как под влиянием механического дробления, так и под воздействием химического выветривания монтмориллонитового типа способствует продуцированию дисперсного материала, сосуществующего с более крупными классами, что традиционной геологией трактовалось как признак слабой дифференциации продуктов выветривания.

2. Окисление минералов в перигляциальной зоне, протекающее при отрицательных температурах, затрудненном обмене вещества и ограниченном доступе кислорода, приводит к образованию специфических сульфатных зон окисления рудных месторождений, отличительную особенность которых составляет значительная протяженность сульфатной подзоны при сокращенной мощности лимонит-ярозитовой, ограничиваемой собственно деятельным слоем. Формирование сульфатных зон окисления в толще многолетнемерзлых пород предопределено молекулярным взаимодействием сульфидов с прочно связанной водой, чем обусловлена возможность проникновения выветривания на глубину в несколько сотен метров. Существование сульфатных зон окисления с растворимыми соединениями способствует энергичному высвобождению россыпеобразующих минералов по мере развития денудационного среза и выведения рудного тела на поверхность [14, 18, 30].

3. Господствующий в перигляциальной зоне солифлюкционный тип склоноформирующих процессов определяет характер вертикальной дифференциации обломочного материала в разрезе склонового чехла, способы и скорость его перемещения к местным базисам эрозии — днищам речных долин; он же определяет условия преобразования и захоронения речных террас в виде специфических форм рельефа склонов долин — террасоувалов [12].

4. К числу важнейших свойств аллювиальных отложений перигляциальной зоны относятся:

явления мерзлотной агградации в ходе сезонного промерзания — протаивания, способствующие формированию в основании аллювиальных отложений горизонта «долинного элювия» [9, 20, 34];

слабая сортированность аллювиальных масс, в том числе за счет сосуществования двух классов — крупнообломочного и дисперсного;

захват («окклюзия») аллювием без сколько-нибудь заметной переработки несортированных масс пролювиального и склонового генезиса;

морозное раскалывание обломочного материала, повышающее долю битых и повторно окатанных обломков в аллювии.

5. Важнейшим компонентом природной среды областей перигляциального литогенеза являются сложенные лессовидными льдистыми суглинками обширные равнины Субарктики, завершающие единый ряд

обстановок перигляциального литогенеза на суше. Слагающие их монотонные, гранулометрически и минералогически выдержанные отложения едомного комплекса формировались в криоаридных условиях эпох глобального похолодания климата и являются типичными представителями холодных лессов приледниковых областей. Сочетающиеся с ними в разрезе осадки криогумидных обстановок, отвечающих межледниковьям, представлены как аллювиальными фациями, так отложениями саморегулируемых термокарстовых озерных систем [33].

Сама лессовая фракция рассматривается как конечный дифференциат перигляциального литогенеза.

6. Важнейшими признаками литогенеза высокоширотных шельфовых морей, влияющими на процессы прибрежного и шельфового россыпеобразования, являются:

доминирование в составе осадков тонкопесчаного и алевритового материала, транспортируемого поверхностными водотоками, поступающего при термоабразии берегов (причем его доля в общем балансе выносимого материала выше, нежели в других бассейнах), а также приносимого в виде золы взвеси;

широкое развитие обширных абразионных и абразионно-аккумулятивных осушек и отмелей, окаймляющих массивы суши, сложенные высокольдистыми осадками;

определенная подавленность береговых процессов за счет продолжительного ледового периода.

Эти выводы опираются на личные исследования авторов и учитывают достижения отечественной школы мерзловедения и криолитологии, заложенные в работах Б. Н. Достовалова, В. А. Кудрявцева, П. А. Шумского, Н. Н. Романовского, А. И. Попова, Б. И. Тюрина, Ш. Ш. Гасанова, Е. Г. Катасонова, В. Н. Конищева, Т. Н. Каплиной, С. В. Томирдиаро, Ф. О. Арэ и других. Они содержат также критический анализ обширной дискуссии, развернувшейся по поводу происхождения плейстоценовых ландшафтов континентального Севера, которая во многом способствовала выяснению узловых проблем перигляциального литогенеза [33].

Поскольку в сферу деятельности перигляциального литогенеза включены (или включались в прошлом) разнородные структурные элементы земной коры со свойственными им особенностями минерации, постольку в поле зрения теории перигляциального россыпеобразования неизбежно попадают эндогенные рудные формации, россыпеобразующие свойства которых неадекватно реализуются в различных типах тектоногеоморфологических и литогенетических обстановок. Особое место занимает также проблема соотношения теплого гумидного (реликтового) и холодного криоаридного (наложенного) литогенеза в составе длительно формирующихся россыпных формаций, вопросы унаследованности литогенетических признаков и их трансформации в ходе меняющейся геоморфологической и литогенетической ситуации. Немаловажное значение в этом анализе приобретает проблема геохимической эволюции россыпеносных толщ, самих россыпей и их ореолов.

Сказанное позволяет выделить в предлагаемой теории перигляциального россыпеобразования следующие взаимосвязанные уровни процессов, регулирующих формирование, размещение и эволюцию россыпей:

1. Рудно-формационный уровень: исходные свойства рудных формаций, определяющие их потенциальную россыпеобразующую способность.

2. Тектоногеоморфологический уровень: реализация указанных свойств в ходе пострудной эволюции поверхности.

3. Литогенетический уровень: механизмы, регулирующие высвобождение, транспортировку и концентрацию россыпеобразующих минералов в отложениях различных генетических типов и фаций.

4. Геохимический уровень: химические преобразования как самих полезных минералов, так и вмещающей их среды в ходе общей геохимической эволюции системы коренной источник — россыпь — перекрывающие отложения.

**3.2. Рудно-формационные основы теории.** Одной из главных причин, породивших в середине 50-х гг. кризис в геологии россыпей, явилось тупиковое состояние представлений о типах коренных источников россыпей, закономерностях их размещения в геологических структурах и связи с магматизмом, признаках, определяющих россыпеобразующие свойства тех или иных рудопроявлений и месторождений, реализации этих свойств при различных пространственно-временных соотношениях с формами-коллекторами россыпей. Специальный комплекс исследований, начатых еще в 40-х гг. при изучении рудных объектов Яно-Кольмского пояса П. И. Скорняковым и Л. В. Фирсовым под руководством Н. А. Шило, позволил выявить главные россыпеобразующие свойства золоторудных проявлений и выделить типовые объекты, положившие начало систематизации россыпеобразующих источников, получившей последующее развитие в работах Н. А. Шило [24, 26, 27].

Эти работы позволили сформулировать тезис о том, что адекватность содержания полезного компонента в коренном источнике и возникающей за его счет россыпи не только не обязательна, но обычно нарушается. Главным же фактором в общем случае является достаточный объем полезного компонента, который может быть рассеян в большом объеме магматических, метаморфических и осадочных пород (последние выступают как промежуточные коллекторы). Это зачастую затушевывает связь россыпей с тем или иным коренным источником, лишает ее конкретности и порождает ошибочное мнение об отсутствии такой связи [27].

Первым крупным блоком развиваемой системы взглядов о связи россыпей с коренными источниками явилась концепция россыпеобразующих формаций.

Впервые представление о *россыпеобразующих рудных формациях* как однотипных и сходных по составу минеральных ассоциациях коренных источников (рудопроявлений и месторождений), за счет которых в ходе развития литогенеза возможно возникновение россыпей, было введено Н. А. Шило в конце 60-х гг. и впоследствии развито в других работах [4, 6, 29—32 и др.]. Будучи разнообразными по своей геологической позиции, россыпеобразующие формации далеко не всегда отвечают по своему промышленному значению образованным за их счет россыпям, но подобие минерального состава источников и россыпей сохраняется, определенным образом трансформируясь под влиянием литогенетических, временных и тектонических факторов.

В зависимости от тектономагматического контроля все россыпеобразующие формации подразделяются на плутогенные, вулканогенные, вулканогенно-плутогенные и метаморфогенные. Эти группы формаций представляют естественные ассоциации месторождений, различающихся по минеральному составу, геохимической роли в нем различных элементов и температурным условиям рудоотложения. Они принадлежат однотипным тектономагматическим комплексам (зонам) и характеризуются устойчивыми, постоянно повторяющимися рудными и жильными парагенезисами.

Это обстоятельство позволяет говорить о закономерных сочетаниях (рядах) россыпеобразующих формаций, определяющих в качестве одного из главных признаков минерагенический облик россыпных провинций, зон и районов, собственных тем или иным типам структур земной коры. Оно же лежит в основе развиваемых авторами взглядов о необходимости типизации и прогнозирования россыпных (рудоносных) площадей ранга района, зоны и провинции на сопряженной рудно-формационной, тектоногеоморфологической и литогенетической основе. Заметим особо, что этот принцип позволяет избавиться от узкого «отраслевого пометалльного» подхода в оценке площадей, придает ей надежный комплексный характер. Реализуемый на практике этот подход, как показывают успехи россыпной геологии за последнее десятилетие, привел к выявлению новых полиминеральных россыпных провинций и районов и открытию крупных россыпей с «нетрадиционным» для данного района сочетанием полезных



компонентов. (Примеры: оловозолотоносные россыпи на северо-востоке Сибирской платформы, титаноциркониевая россыпь в области герцинской складчатости, редкометалльно- и редкоземельнозолотоносные россыпи в пределах Яно-Колымского пояса и др.).

Отнесение рудных формаций к россыпеобразующим базируется на присутствии в составе рудных парагенезисов *россыпеобразующих минералов*, т. е. минералов, обладающих такими физическими и кристаллохимическими характеристиками, которые обуславливают их сохранность в зоне гипергенеза, в процессах переноса и переотложения и способность накапливаться в россыпях. Н. А. Шило было показано, что эти свойства минералов определяются, прежде всего, их низкими энергетическими константами и зависят от твердости ( $H$ ), т. е. энергетического состояния структуры минералов, и плотности ( $\rho$ ), определяемой упаковкой атомов в кристаллической решетке. Суммарное влияние этих параметров выражено через безразмерную величину — *константу гипергенной устойчивости*  $K_{г\text{у}}$ , значения которой меняются от близких к 2 (в группе самородных элементов) до 1,3 (в группе карбонатов). По значению  $K_{г\text{у}}$  все россыпеобразующие минералы составляют единый ряд, с последовательно меняющимися миграционными свойствами в зоне гипергенеза. Внутри ряда все минералы образуют шесть компактных семейств: элементы, простые и сложные окислы, вольфрамиты, силикаты и карбонаты [30].

Энергетические свойства россыпеобразующих минералов по-разному реализуются в зависимости от свойств транспортирующей среды, определяя *миграционные свойства* минералов и их способность накапливаться либо в непосредственной близости от локальных коренных источников, либо, многократно переотлагаясь, в конечных бассейнах седиментации в высокозрелых олигомиктовых и даже мономиктовых кварцевых толщах вне видимой связи с источником питания.

Представления о гипергенной устойчивости и миграционной способности россыпеобразующих минералов позволили качественно обосновать существование двух во многом противостоящих друг другу по условиям формирования категорий россыпей: автохтонных и аллохтонных (по И. П. Карташову [10—12] и С. И. Гурвичу [8]), ближнего сноса и дальнего переноса и переотложения (по Н. П. Хераскову и др. [21]), локальных и площадных (региональных) (по М. Ф. Векличу [7]). Они же определяют существование переходных типов россыпей, возникающих в пограничных обстановках, а также тот факт, что один и тот же минерал, поступающий из различных источников, может обладать разной миграционной способностью и накапливаться в широком спектре литогенетических обстановок [6].

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. — М.: Л., 1938.
2. Билибин Ю. А. Общие принципы металлогенетических исследований // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1947. — № 5. — С. 95—112.
3. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. — М.: Изд-во АН СССР, 1955.
4. Быбочкин А. М., Быховский Л. З., Патык-Кара Н. Г. Изучение коренных источников россыпей ближнего сноса // Разведка и охрана недр. — 1977. — № 1. — С. 17—22.
5. Быховский Л. З., Патык-Кара Н. Г. Новые промышленные и перспективные типы россыпных месторождений и принципы их выделения // Геология, методы поисков и разведки месторождений метал. полезных ископаемых: Обзор ВИЭМС. — М., 1989.
6. Геологические критерии поисков россыпей. — М.: Недра, 1981.
7. Геология россыпей/Под ред. В. И. Смирнова. — М.: Недра, 1965.
8. Гурвич С. И. Закономерности размещения редкометалльных и оловоносных россыпей. — М.: Недра, 1978.
9. Карташов И. П. Генетические типы и фации рыхлых отложений, приуроченных к речным долинам Северо-Востока СССР/ОНТИ. — Магадан, 1958.
10. Карташов И. П. Единая генетическая классификация рельефа, рыхлых отложений и россыпей // Тр. СВКНИИ АН СССР. — 1963. — Вып. 3. — С. 17—21.
11. Карташов И. П. Генетическая классификация аллювиальных отложений и связанных с ними россыпей // Геология россыпей. — М.: Наука, 1965. — С. 34—41.

12. *Карташов И. П.* Террасоувалы и связанные с ними рыхлые отложения и россыпи // Докл. АН СССР.— 1966.— Т. 166, № 2.— С. 424—426.
13. *Ломоносов М. В.* О слоях земных и другие работы по геологии.— М.; Л., 1949.
14. *Павлов Г. Ф., Шило Н. А.* Пространственное размещение оловоносных россыпей Северо-Востока и их связь с коренными источниками // Проблемы геологии россыпей/СВКНИИ АН СССР.— Магадан, 1970.— С. 80—96.
15. *Патык-Кара Н. Г., Симонов Ю. Г.* Основные проблемы изучения склоновых россыпей // Проблемы геологии россыпей/СВКНИИ АН СССР.— Магадан, 1970.— С. 75—79.
16. *Патык-Кара Н. Г., Амичба Т. М., Быховский Л. З.* Высвобождение, миграция и сохранность касситерита в россыпях Северо-Восточной Якутии // Новые данные по геологии оловянных месторождений СССР/ВИМС.— М., 1975.— С. 192—212. (Минеральное сырье; Вып. 24).
17. *Патык-Кара Н. Г., Долгополова Л. П., Сердобова Л. И.* Формы нахождения элементов-индикаторов в ореоле оловоносных россыпей // Геолого-геохимические критерии прогнозирования экзогенных редкометаллических месторождений/ИМГРЭ — М., 1988.— С. 6—18.
18. *Питулько В. М., Шило Н. А.* Вопросы геохимии мерзлотных ландшафтов и поиски рудных месторождений // Геология и геофизика.— 1969.— № 11.— С. 21—28.
19. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.
20. *Тютюнов И. А.* Миграция воды в грунтах // Исследования по физике и механике мерзлых грунтов.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.
21. *Херасков Н. П., Потемкин К. В., Спицын А. Н.* Некоторые закономерности образования и размещения россыпных месторождений редких металлов // Закономерности размещ. полезных ископаемых. Т. IV.— М.: Госгортехиздат, 1960.
22. *Шанцер Е. В.* О генетических типах континентальных отложений и генетических типах россыпей // Геология россыпей.— М.: Наука, 1965.— С. 14—27.
23. *Шило Н. А.* Особенности образования россыпей в зоне развития вечной мерзлоты // Сов. геология. 1956.— № 53 — С. 102—117.
24. *Шило Н. А.* Россыпи Яно-Колымского золотоносного пояса // Тр. СВКНИИ АН СССР, 1963.— Вып. 6.
25. *Шило Н. А.* К истории развития низменностей субарктического пояса Северо-Востока Азии // Тр. СВКНИИ АН СССР.— 1964.— Вып. 11.— С. 154—169.
26. *Шило Н. А.* Некоторые проблемы коренной и россыпной золотоносности // Геология и геофизика.— 1968.— № 2.— С. 3—11.
27. *Шило Н. А.* Россыпеобразующие рудные формации и связь с ними россыпей // Геология россыпей/СВКНИИ АН СССР.— Магадан, 1970.— С. 13—24.
28. *Шило Н. А.* Перигляциальный литогенез в общей системе континентального породообразования // Тр. СВКНИИ ДВО АН СССР.— 1971.— Вып. 38.— С. 3—56.
29. *Шило Н. А.* Золоторудные месторождения метаморфогенной, плутогенной и вулканогенной формаций // Тр. СВКНИИ.— 1976.— Вып. 69.— С. 3—41.
30. *Шило Н. А.* Титаноносные россыпеобразующие рудные формации // Тихоокеанск. геология.— 1982.— № 5.— С. 38—48.
31. *Шило Н. А.* Основы учения о россыпях.— М.: Наука, 1981.
32. *Шило Н. А.* Основы учения о россыпях.— М.: Наука, 1985.
33. *Шило Н. А.* Происхождение современных ландшафтов континентального севера // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 1.— С. 3—10.
34. *Шило Н. А., Шумилов Ю. В.* О динамике и постседиментационном преобразовании аллювия в субполярных условиях // Геология и геофизика.— 1969.— № 6.— С. 3—11.
35. *Шило Н. А., Шумилов Ю. В.* Об эффекте геологического предразрушения горных пород и его практических аспектах // Докл. АН СССР.— 1981.— Т. 259, № 5.— С. 1188—1191.
36. *Шумилов Ю. В.* Эффект индифференциации осадка как специфическая особенность литогенеза перигляциального типа // Тр. СВКНИИ.— 1971.— Вып. 38. С. 181—194.
37. *Шумилов Ю. В.* Континентальный литогенез и россыпеобразование в криолито-зоне.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1986.

*ИГЕМ АН СССР  
Москва*

*Поступила в редакцию  
24 декабря 1990 г.*

УДК 541.8+; 546.11.027.3

С. С. Зимин, П. С. Зимин

## РАСТВОРЫ ВОДОРОДА В МЕТАЛЛАХ — ГЛАВНЫЕ ИСТОЧНИКИ ЭТОГО ЭЛЕМЕНТА В НЕДРАХ ЗЕМЛИ

Показано, что главная масса водорода в недрах Земли связана с растворами его в жидком и твердом железе и др. металлах ядерной части планеты. В меньшей мере этот элемент находится в гидридах металлов, а также в микропорах и микротрещинах последних. Рассмотрены особенности миграции водорода из глубинных геосфер и участие его в процессах образования углеводородов и восстановления металлов.

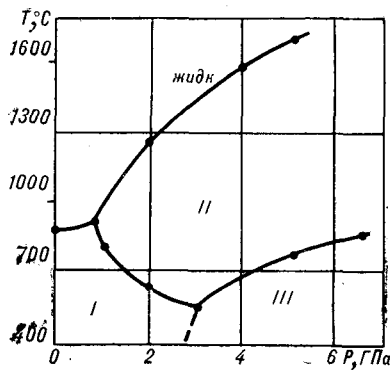
Водород, помимо гидросферы, играет важную роль в процессах магматизма и рудообразования, что вызывает большой интерес у исследователей. Этот элемент находится во включениях газов, окклюдированных в минералах магматических горных пород [18, 19, 25, 34, 35], присутствует в алмазах [26], а также в метеоритах [3]. Содержание его (в % от общего объема газов) в каменных метеоритах составляет 0,3—57 %. В железных метеоритах водород представлен более широко и содержания его составляют 14—85 %. В 7 из 9 железных метеоритов (Ленарто, Роутон, Ред-Ривер, Чарлот и др.) водород среди газов является преобладающим и находится в них не только в микропорах, но, вероятно, и в виде твердых растворов в железе. Скопления этого газа в больших количествах отмечались в пустотах дунитов г. Соловьева на Урале [9], а горящие струи его наблюдаются в подземных выработках Кемпирсайского хромитовосного массива гипербазитов [31].

Формы нахождения водорода в глубинных геосферах разнообразны. Многие [11, 17, 23] допускают возможность нахождения в глубинах Земли соединений водорода типа гидридов щелочей, циркония, редкоземельных элементов. Гидриды, как известно [1, 22], — неустойчивые соединения. Они быстро окисляются на воздухе, теряют водород при нагревании до высоких температур при атмосферном давлении благодаря диссоциации их на металл и водород, активно взаимодействуют с водой и неорганическими кислотами. Для устойчивости их нужны восстановительные условия и строгие соотношения температуры и давления  $P_{H_2}$ . Чтобы судить об устойчивости этих соединений в недрах Земли, необходимо, очевидно, представлять особенности ее состава, строения, температуры и давления.

В последние годы все больше исследователей [4, 28 и др.] признают, что Земля сформировалась в результате полихронной и гетерогенной аккреции протопланетного вещества, в основном метеоритного состава. При этом ядро ее возникло за счет аккреции вещества железных метеоритов, а мантия, образовавшаяся вслед за ним, — за счет каменных метеоритов с последующим переплавлением всего этого материала. В железных метеоритах, как известно [6], преобладает самородное никелистое железо с примесью карбидов, фосфидов, нитридов и сульфидов железа, титана, хрома и др. Все эти компоненты, наряду с силикатами (оливин, гиперстен, диопсид), характерны и для хондритов. В виде небольшой примеси в них отмечаются оксиды титана и хрома. В эвкритях с полевыми шпатами и без них доля окислов железа, хрома и титана уже больше, чем в других метеоритах, но и в них «...дополнительными фазами в большинстве, если не во всех эвкритях, являются бедный никелем металл, троилит, хотя бы

Рис. 1. Фазовая диаграмма борогидрида  $\text{LiBH}_4$  при высоких температурах и давлениях.

Точки на кривых — экспериментально подтвержденные фазовые состояния при определенных  $T$  и  $P$ . Цифры на полях — полиморфные фазы соединения.



один фосфат, ильменит, хромит» [6]. Р. Т. Додд [6] считает, что эвкриты слагли внешние зоны родительских тел. А. А. Маракушев [24], оценивая состав мантии, считает, что она состоит из хондритов (70 %) и эвкритов (30 %). Среднее содержание самородного железа им оценивается в 0,55 %, а никеля — 0,66 %,  $\text{TiO}_2$  — 0,29 %. Если эти данные справедливы, то, зная эту массу мантии [3], мощность палеоэвкритовой оболочки Земли можно оценить примерно в 860 км. В процессе переплавления метеоритного вещества, в котором, как видно будет ниже, водород находился в виде твердых растворов, а также в виде газа, заполнявшего микропоры и микротрещины, на первых порах (до спекания) из агломерированной массы, вероятно, в значительных количествах в атмосферу выносились оксиды углерода, а также водород и кислород. В связи с этим не остается оснований для признания в недрах Земли большой мощности чисто окисной оболочки. Мощность ее, по причинам агломерации, вероятно, неодинакова и находится в пределах 150—300 км, как можно предполагать по глубине залегания верхней кромки астеносферного слоя в рифтовых зонах Восточной Африки и Канадского щита с проявлениями ультраосновного — щелочного магматизма с карбонатитами и по наличию алмазонасных обломков перидотитов в кимберлитах [11, 12]. Глубже, в мантии, вероятно господство самородных металлов, а также фосфидов, карбидов, нитридов и интерметаллических соединений. Именно в этой геосфере и можно ожидать наличие гидридов ряда элементов.

Относительно температуры в недрах Земли наиболее приемлемы данные В. А. Магницкого [21]: на глубинах 100, 400, 2900, 5000 км соответственно 1100—1300, 1400—1700, 2200—2700, 5000 °С. Давление на этих глубинах оценивается соответственно в 28, 141, 1354, 3288, а в центре ядра — 3632 кбар по В. Н. Жаркову [8].

В указанных выше условиях наличие гидридов можно предполагать в верхах зоны самородных элементов, карбидов, фосфидов и нитридов, т. е. в восстановительной обстановке. В этой зоне может быть устойчив, например, борогидрид  $\text{LiBH}_4$  (рис. 1).

Борогидрид  $\text{LiBH}_4$  ( $T_{\text{пл}} = 315$  °С при атм. давлении), как показывают эксперименты [30], остается устойчивым при возрастании температуры до 560 °С и давления до 40 кбар. Устойчивость его при более высоких параметрах не исследовалась, однако, судя по наклону фазовой кривой ( $dt/dp = 14,3$ ) в интервале от 30 до 40 кбар [30], этот борогидрид может оказаться устойчивым и при более высокой температуре (846 °С) и давлении (60 кбар) ( $\approx 240$  км). Еще более вероятно наличие в глубинах Земли высокотемпературных [1, 22] гидридов  $\text{PrH}_2$  (1000 °С),  $\text{ScH}_2$  (1050),  $\text{NdH}_2$  (1100),  $\text{ZrH}_2$  (1100),  $\text{CaH}_2$  (827),  $\text{BaH}_2$  (920). Но не эти соединения являются основными носителями водорода в глубинах Земли. Главная масса водорода в глубинах нашей планеты находится, по-видимому, не в гидридах, а в виде твердых и жидких растворов в самородных металлах (Fe, Ti, Cr, Ni, Co и др.).

Известно, что водород, помимо гидридов разного состава, образует твердые растворы с металлами и неметаллами, которые возникают и существуют в более широком интервале температуры и давления ( $P_{\text{H}_2}$ ) по сравнению с химическими соединениями этого элемента [15]. Твердый раствор, в отличие от химического соединения, характеризуется беспор-

расположением атомов внедренного элемента и проявляется в постепенном изменении параметров кристаллической решетки и равновесного давления диссоциации ( $P_{H_2}$ ) при изменении содержания внедренного элемента [15]. Особенно интересно рассмотреть этот вопрос на примере железа, являющегося одним из широко распространенных элементов в недрах Земли. Водород с железом гидридов не дает, а образует растворы как в жидком, так и в твердом состоянии, которые известны в широком интервале температуры и давления.

Из диаграммы (рис. 2, а) видно, что при постоянном давлении водорода наибольшее количество его ( $50 \text{ см}^3/100 \text{ г}$  металла или  $0,5 \text{ м}^3/1\text{т}$ ) растворяется в жидком железе при  $T = 2500 \text{ }^\circ\text{C}$ , что в 5 раз превышает растворимость ( $10 \text{ см}^3/100 \text{ г}$  металла или  $0,1 \text{ м}^3/1\text{т}$ ) водорода в твердых растворах ( $\alpha$ -,  $\delta$ -,  $\gamma$ -фазы железа) с металлом [5] при обычном (1 атм) давлении водорода. Эти содержания не являются предельными. На диаграмме (рис. 2, б) видно, что растворимость водорода [32] в твердых сплавах железа увеличивается не только с возрастанием температуры, но и давления (закон Сиверса). Однако при давлениях  $P_{H_2}$  свыше  $300\text{--}1000 \text{ МПа}$  наблюдается отклонение от закона Сиверса и растворимость водорода приближается к предельной. При этом в твердых растворах железа и водорода содержание последнего увеличивается до  $120 \text{ см}^3/100 \text{ г}$  металла или  $1,2 \text{ м}^3/1\text{т}$  (см. рис. 2а, б).

Резкое снижение растворимости водорода при переходе от жидкого ( $0,0026 \text{ \%}$ ) в твердое ( $0,00071 \text{ \%}$ ) состояние железа при  $T = 1600 \text{ }^\circ\text{C}$ , близкой к точке перехода, ввиду малой скорости диффузионных процессов приводит к пересыщению твердого металла водородом. Избыток последнего выделяется с образованием в твердом металле газовых пузырей и микротрещин, выполненных газом, и вызывает разрушение металла, для которого давление водорода ( $10 \text{ МПа}$ , или  $0,1 \text{ кбар}$ ) становится выше предельного [20]. Такого рода процесс выделения водорода в газовую фазу осуществлялся, видимо, в широких масштабах при отвердевании внутреннего ядра Земли и мантии. Вынос водорода за пределы мантии протекал несколько позже, в периоды крупных деструкций земной коры и мантии.

На содержание водорода в металле при  $1600 \text{ }^\circ\text{C}$  — температуре, близкой к точке отвердевания расплава железа, сильно влияют [20] примеси металлов и неметаллов, что видно на диаграмме (рис. 2, в). Содержание одних из них (Ti, Mn, V, Nb, Cr) увеличивает, а других (Cu, Ni, W, Al, C, Si, P) — снижает количество водорода в расплаве. Наличие, например, Ti и Mn до  $10\text{--}12 \text{ \%}$  увеличивает в расплаве содержание растворенного водорода почти вдвое, а присутствие кремния до  $20 \text{ \%}$  сводит на нет количество растворенного водорода. В связи с этим представления об участии кремния в составе ядра Земли вряд ли соответствуют действительности. Наличие титана, марганца, ванадия и хрома в недрах Земли следует, вероятно, относить не к ядру Земли, а к мантии, а никеля — к ядру и мантии, фосфора — к ядру и мантии, кремния — к мантии, что и нужно иметь в виду при учете масс водорода в недрах нашей планеты.

Еще более интересны данные по растворимости водорода в титане, особенно в твердом, который, по сравнению с железом, представляется в виде губки, жадно впитывающей водород.

В жидком титане при  $T = 1600 \text{ }^\circ\text{C}$  растворимость водорода на порядок выше, чем в железе, и составляет  $0,038 \text{ \%}$ . С повышением температуры она снижается. При снижении температуры до точки кристаллизации ( $1668 \text{ }^\circ\text{C}$ ) растворимость водорода резко уменьшается с  $0,0379$  до  $0,0187 \text{ \%}$  [20]. В связи с этим и малой скоростью диффузионных процессов в твердом титане избыток водорода образует газовые пузыри и микротрещины, заполненные газом, нарушающие прочность металла. Дальнейшее снижение температуры, как видно из диаграммы (см. рис. 2, г), приводит к увеличению растворимости водорода (при постоянном давлении его) в твердых сплавах титана [33]. В  $\beta$ -фазе титана содержание водорода увеличивается до  $30 \text{ ат. \%}$  ( $0,8 \text{ мас. \%}$ ), а в эвтектике из  $\alpha$ - и  $\gamma$ -фаз —

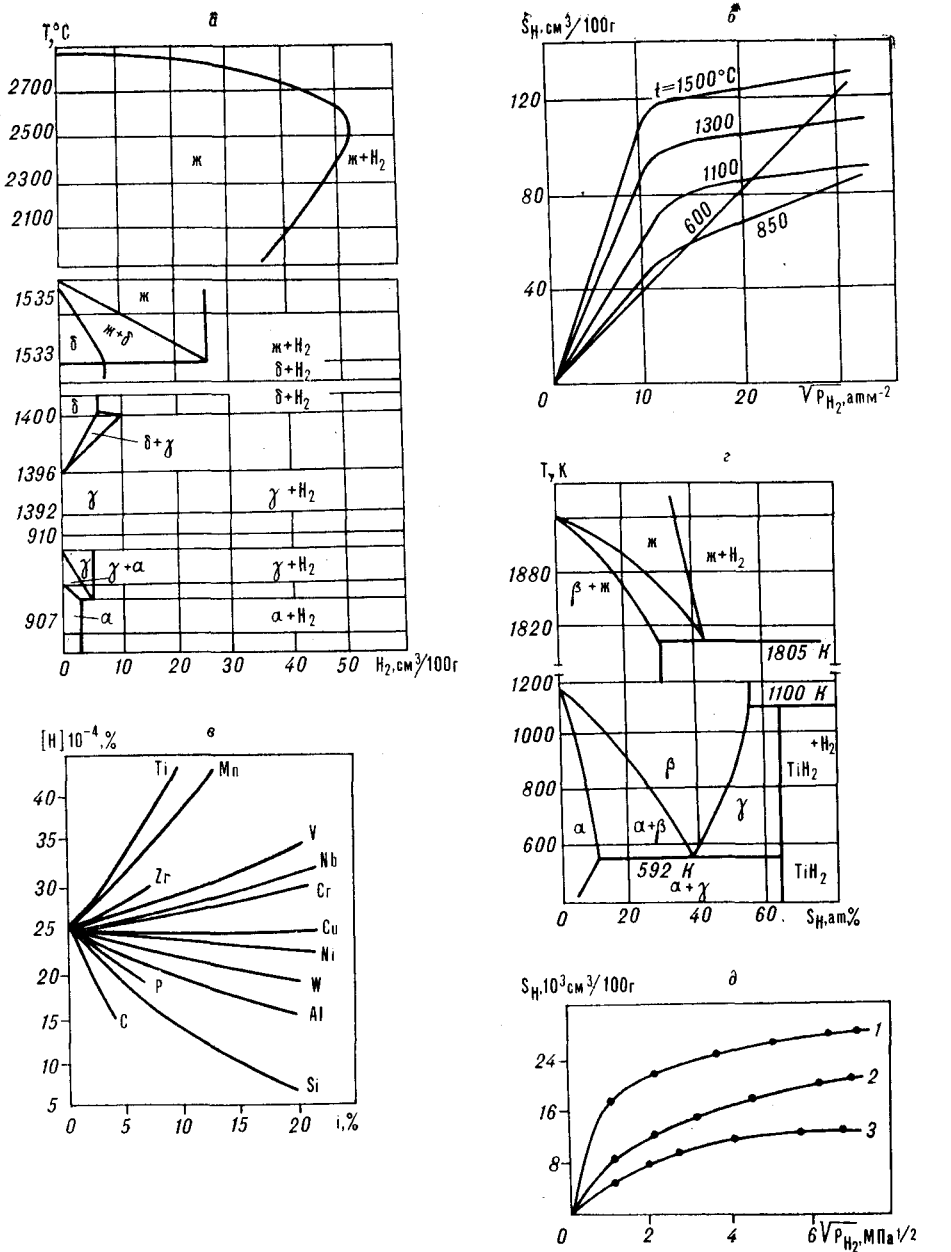


Рис. 2. Диаграммы растворимости водорода в железе и титане.

а — фазовая диаграмма системы Fe—H<sub>2</sub> при давлении водорода = const; б — диаграмма растворимости водорода (S<sub>H</sub>) в зависимости от давления (P<sub>H<sub>2</sub></sub>) при разных температурах; в — диаграмма зависимости растворимости водорода в расплаве железа при 1600 °C от содержания примесей элементов; г — диаграмма фазовых отношений в системе Ti—H<sub>2</sub> в зависимости от T К и содержания водорода при давлении 0,5 вбар; д — диаграмма влияния давления водорода на растворимость его в титане при температурах 1173 К (1); 1573 К (2), 1773 К (3).

до 40 ат.%. В гидриде титана (TiH<sub>2</sub>), образующемся при 1100 К, содержание водорода достигает уже 62 ат.% (3 мас.%).

Растворимость водорода в твердом титане возрастает с уменьшением температуры и увеличением давления [33], что хорошо видно на диаграмме (рис. 2, д). При температуре, например, 1173 К и давлении водорода в 50 МПа, являющемся предельным, в твердом титане может раствориться 30 000 см<sup>3</sup>/100 г титана или 300 м<sup>3</sup>/т металла. Вот уж воистину губка для водорода, какой представляется титан.

**Примерное количество водорода и главных самородных металлов в недрах Земли**

Самородные металлы и силикаты недр	Единица измерения	Количество водорода		Количество металлов	
		в ядре	в мантии	в ядре	в мантии
Железо	м <sup>3</sup> /т Fe	3	1,2	—	—
	м <sup>3</sup>	450 · 10 <sup>19</sup>	2,263 · 10 <sup>19</sup>	—	—
	т	40,152 · 10 <sup>16</sup>	0,202 · 10 <sup>16</sup>	150 · 10 <sup>19</sup>	1,886 · 10 <sup>19</sup>
Никель	м <sup>3</sup> /т Ni	3	1,2	—	—
	м <sup>3</sup>	114 · 10 <sup>19</sup>	2,715 · 10 <sup>19</sup>	—	—
	т	10,172 · 10 <sup>16</sup>	0,242 · 10 <sup>16</sup>	38 · 10 <sup>19</sup>	2,266 · 10 <sup>19</sup>
Титан	м <sup>3</sup> /т Ti	—	150	—	—
	м <sup>3</sup>	—	25,725 · 10 <sup>19</sup>	—	—
	т	—	2,295 · 10 <sup>16</sup>	—	0,175 · 10 <sup>19</sup>
Металлы	т	50,324 · 10 <sup>16</sup>	2,739 · 10 <sup>16</sup>	188 · 10 <sup>19</sup>	4,327 · 10 <sup>19</sup>
	м <sup>3</sup> /т	—	0,19	—	—
Силикаты	м <sup>3</sup>	—	34,467 · 10 <sup>19</sup>	—	—
	т	—	3,028 · 10 <sup>16</sup>	—	—

**Примечание.** Количество водорода взяты без учета его в геосферной зоне В (0—400 км). Весовые из них получены из объемных согласно закона Авогадро. Масса ядра принята 188 · 10<sup>19</sup> т [3], количество водорода в гидросфере — 15 · 10<sup>16</sup> т.

Что касается растворимости водорода в природных силикатных расплавах, то данных об этом мало. Так, в альбитовом расплаве при 1300 °С и давлении 5 кбар [7] растворяется водорода 0,075 мас. %. Данных о растворимости этого элемента в ультраосновных расплавах не имеется. Есть сведения о содержании водорода в ультраосновных породах [18, 19]. Наиболее представительны из них содержания водорода во включениях ультраосновных пород в щелочных базальтах. Они относятся к высокотемпературной системе, которая по сравнению с гипербазитовой (кристаллизация расплава осуществляется в породах, содержащих воду) более всего отвечает условиям мантии. Содержания водорода из включений ультраосновных пород в щелочных базальтах нами взяты минимальные 0,19 мл/1г породы [19].

Материалы и данные, приведенные выше, позволяют ориентировочно оценить количества водорода в недрах Земли по железу, никелю и титану, а также по силикатам мантии. Количество эти будут весьма приближенными, ибо многое о геосферах неизвестно, а эксперименты с водородом и металлами проводились исследователями при давлениях меньших, чем давления в недрах нашей планеты. Температуры в ядерной части ее весьма далеки от тех, с которыми имели дело экспериментаторы. С учетом этого, имея в виду, что высокое давление в недрах Земли будет способствовать, видимо, удержанию газовой фазы в металлах, нами приведены расчеты количества водорода в недрах Земли (см. таблицу). Они сделаны за вычетом верхнего слоя В в мантии, мощностью 400 км [3], в котором, по крайней мере, в верхней половине его, самородные металлы, вероятно, отсутствуют. В расчетах не учтены также количества водорода, находящиеся в гидридах, наличие которых в мантии весьма вероятно.

Средние содержания самородных железа и никеля в мантии взяты из работы [24]. Среднее содержание самородного титана принято равным 0,05 %, исходя из средней величины TiO<sub>2</sub> = 0,29 %, характерной для мантии [24], с учетом того, что главная масса титана в ней связана, видимо, в широксенах.

Количества водорода в таблице приведены в единицах объема и веса. Содержания водорода в металлах приняты средние, применительно к высоким температурам недр Земли.

Из таблицы видно, что главная масса водорода сосредоточена в ядерной части нашей планеты, а количество его в мантии в три раза меньше массы водорода, содержащегося в гидросфере.

Процесс дегазации Земли в ходе ее эволюции был многоэтапным и сложным. Наиболее важные моменты его представляются следующими.

Первый этап дегазации, видимо, протекал во время разогревания агломерированной Земли от центра к периферии до полного спекания. В этот период Земля представляла относительно рыхлую, вероятно, открытую систему, из которой в процессе разогревания осуществлялся вынос водорода и азота. Большая часть этих газов, однако, была растворена в расплаве самородного никелистого железа, который способен поглотить водорода в пять раз больше по сравнению с твердым металлом. Несколько меньше водорода содержалось в период полного расплавления, но это было максимальное количество его в Земле как таковой, которое в последующем имело тенденцию в основном уменьшаться. В период полного расплавления Земля для летучих представляла в значительной мере закрытую систему из-за вязкости расплава и вынос газов мог осуществляться в основном из наружной оболочки ее, которая в процессе расплавления утратила, видимо, значительную часть водных минералов, а вода последних подвергалась частичной диссоциации, выносу водорода и кислорода и паров ее в атмосферу.

Второй главный этап дегазации Земли начался со времени отвердевания наружной оболочки ее и протекал до полного отвердевания мантии. Поскольку растворимость водорода в расплавах больше, чем в твердых породах и железе, то этот элемент при отвердевании мантии в значительной части вынужден был выделяться в свободном виде, заполняя мелкие поры и микротрещины в породах. При большом давлении нагрузки трещины и поры представляли в основном микротрещины и микропоры, заполненные водородом в самородном железе и силикатных минералах. Часть водорода осталась в минералах в виде твердых растворов, особенно в металлах. Земля с этого времени приобрела облик закрытой [16] системы, открытость которой имела место лишь в периоды и в зонах тектонических деструкций литосферы. Именно в эти периоды и протекала в гигантских масштабах дегазация нашей планеты. Водород выносился в первую очередь из верхней мантии в зонах глубинных дислокаций. Последние в зонах Беньоффа — Заварицкого проникают, как известно, на глубину до 700 км. Глубже они, вероятно, вызывают напряжения, под влиянием которых водород, содержащийся под большим давлением в их микротрещинах и микропорах, в условиях стресса будет стимулировать развитие вертикальных зон проницаемости за счет слияния в серии каналов отдельных газовых микропор и микротрещин при пластических деформациях силикатов и металлов, как это наблюдается при экспериментах с расплавами в условиях стресса [18]. В итоге будет иметь место вынос водорода и из глубинных геосфер Земли в масштабах, соответствующих размаху дислокаций литосферы. В настоящее время процесс выделения водорода в микропоры и микротрещины твердого железа протекает, вероятно, в больших масштабах на границе расплавленного ядра и мантии и, возможно, твердого ядра. Наиболее активным, видимо, является водород, выделяющийся на границе жидкого ядра и мантии, который с течением времени мигрирует в верхние зоны мантии по механизму, показанному выше. В контурах зон глубинных разломов литосферы можно ожидать, что такой «протекающий» водород в глубинах мантии будет разлагать карбиды металлов и неметаллов и в больших количествах генерировать углеводороды по реакции типа:  $Fe_3C + 2H_2 = 3Fe + CH_4$ ,  $-\Delta Z = 3,243$  ккал/моль  $H_2$  при 800 К.

Существование карбида железа ( $T_{пл} = 1650$  °С при атм. давлении) и самородного железа согласно приведенной реакции возможно в условиях закрытой системы и при более высоких температурах и равновесных давлениях  $CH_4$  и  $H_2$  и осуществляется внутри нашей планеты. В этих условиях еще более вероятно на больших глубинах существование высокотемпературных карбидов, таких как  $TiC$  (2625 °С),  $VC$  (2648),  $NbC$  (3613),  $TiC$  (3257),  $UC$  (2520 °С).

Весьма примечательно поведение карбида  $TaC$  [14] при высоких температурах и давлениях (рис. 3). Эксперименты по синтезу его при давлениях 60, 80, 100 кбар показали, что при увеличении давления до 65 кбар



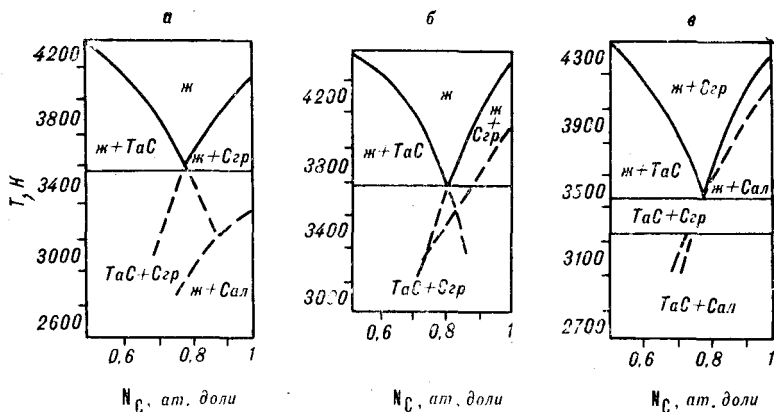


Рис. 3. Изобарические сечения  $P$ — $T$ — $N$ -диаграммы состояния системы тантал — углерод в интервале концентраций при давлениях 0 (а), 60 (б), 100 (в) кбар.

температура плавления этого карбида повышается от 3570 К до 3780 К, а затем снижается до 3525 К при возрастании давления до 100 кбар. Не исключено, что наличие подобного типа карбидов в недрах Земли, как и присутствие самородного кремния [11], определяет возникновение в них астеносферных слоев на глубинах более 400 км, а также наличие внешнего жидкого ядра нашей планеты.

В более верхних горизонтах мантии водород в зонах проницаемости и в глубинных разломах может вызвать процесс восстановления окислов по реакции типа:  $Fe_3O_4 + 4H_2 = 3Fe + 4H_2O$ ,  $-\Delta Z = 0,394$  ккал/моль  $H_2$  при 1000 °С. В результате этого процесса из остывающей мантии (до  $T = 1100$  °С) в зонах дислокаций глобального масштаба, по-видимому, в огромных количествах выносились пары воды, которые, конденсируясь, с течением времени сформировали гидросферу.

Водород, выносимый из глубинных геосфер, может накапливаться в частично расплавленном веществе астеносферного слоя, поскольку растворимость его в расплавах выше, чем в твердых металлах и неметаллах. Водород здесь может растворяться в расплавленном кремнии, наличие которого можно предполагать по аналогии с энстатитовыми хондритами, в которых этот элемент находится в количестве до 7 %, а также по характеру поведения (заглубление) астеносферного слоя в процессе эволюции земной коры и Земли в целом. Растворимость водорода в кремнии известна по ряду работ [20, 29]. С кремнием этот элемент образует гидрид  $SiH_4$ . В расплаве железа и кремния может растворяться до 0,002 мас. % водорода [29].

Накапливание водорода в контурах астеносферного слоя должно приводить к гравитационной неустойчивости литосферы, которая при тектонических дислокациях последней разрешалась в виде магматических процессов и дегазации в зонах глубинных разломов. Кроме того, водород, поднимающийся из глубин в верхних зонах мантии, может приводить к формированию в твердом титане гидрида  $TiH_2$ , который при высоких давлениях может быть устойчив и при более высокой температуре. Такого рода гидрид образуется в сплавах титана при металлургических процессах. При содержании водорода 0,002 мас. % в сплаве ВТ5Л, например, образуются дисперсно рассеянные гидриды, а при содержании 0,03 они выделяются в нем в виде серий более крупных пластинок, сильно ухудшающих прочность сплавов титана при металлургических процессах [2, 13].

Итак, приведенные выше данные позволяют сделать вывод о том, что водород глубинных геосфер, при наличии в них карбидов, является, ве-

роятно, мощным генератором углеводородов в недрах Земли. Количество его в глубинных геосферах весьма велико и связано, в основном, с росторами его в жидких и твердых металлах и неметаллах. Значительные массы этого элемента находятся в микротрещинах и микропорах самородных металлов и неметаллов. В меньшей мере водород в недрах Земли связан с гидридами титана, циркония, редкоземельных элементов, поскольку всех этих элементов в Земле по количеству намного меньше железа.

Из сказанного выше вытекает и другой вывод, что пояса глубинных разломов в фундаменте окраинных морей, обрамляющих Азиатский континент, в районах, покрытых мощными осадками с литифицированными их разностями, по-видимому, следует рассматривать перспективными на нефть и газ.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Блэкледж Д. Введение в химию и технологию гидридов // Гидриды металлов.— М.: Атомиздат, 1973.— С. 9—53.
2. Водород. Свойства, получение, хранение, транспортирование, применение.— М.: Химия, 1989.
3. Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поварских А. С., Прохоров В. Г. Краткий справочник по геохимии.— М.: Недра, 1970.
4. Войткевич Г. В., Бессонов О. А. Химическая эволюция Земли.— М.: Недра, 1986.
5. Габидуллин Р. М., Колачев Б. А. О диаграммах состояния систем металл — водород // Металловедение и литье легких сплавов.— М.: Металлургия, 1977.— С. 32—42.
6. Додд Р. Т. Метеориты. Петрология и геохимия.— М.: Мир, 1986.
7. Жариков В. А., Перецков Э. С., Бутыряков П. Г., Кошельчук С. К. Изотермическая (1300 °С) растворимость водорода в альбитовом ( $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) расплаве при высоких давлениях // Докл. АН СССР.— 1988.— Т. 300, № 4.— С. 953—957.
8. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет.— М.: Наука, 1983.
9. Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале.— Л.: Геол. комитет, 1928, (Материалы общей и прикладной геологии; Вып. 108).
10. Захаров А. М., Филипповский М. Р., Белов Н. А. Политермические разрезы многокомпонентных систем ниобия с вольфрамом, цирконием и углеродом. // Изв. вузов. Цв. металлургия.— 1985.— № 2.— С. 76—80.
11. Зимин С. С. Новая астеносферная модель магматизма и оруденения земной коры. // Тихоокеан. геология.— 1989.— № 5.— С. 77—83.
12. Зимин С. С., Залищак Б. Л. Новая модель формирования карбонатитов и связанных с ними руд // Докл. АН СССР.— 1986.— Т. 289, № 3.— С. 700—702.
13. Колачев Б. А., Буланова А. А., Седов В. И. и др. Влияние водорода на структуру и свойства литейных титановых сплавов ВТ5Л, ВТ 21Л, ВТ14Л // Металловедение и литье легких сплавов.— М.: Металлургия, 1977.— С. 255—265.
14. Каменецкая Д. С., Штеренберг Л. Е. Термодинамический расчет фазовых равновесий в области  $\text{TaC}-\text{C}$  при давлении до 10 ГПа // Сверхтвердые материалы.— 1982.— № 3.— С. 7—12.
15. Кост М. Е., Шилов А. А., Михеева В. И. и др. Соединения редкоземельных элементов. Гидриды, бориды, карбиды, фосфиды, халькогениды, псевдогалогениды.— М.: Наука, 1983.
16. Кусков О. Л., Хитаров Н. И. Термодинамика и геохимия ядра и мантии Земли.— М.: Наука, 1982.
17. Ларин В. Н. Гипотеза изначально гидридной Земли.— М.: Недра, 1980.
18. Летников Ф. А., Феоктистов Г. Д., Вилар Н. В. и др. Петрология и флюидный режим континентальной литосферы.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1988.
19. Летников Ф. А., Феоктистов Г. Д., Остафийчук И. М. и др. Флюидный режим формирования мантийных пород.— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1980.
20. Линчевский Б. В. Термодинамика и кинетика взаимодействия газов с жидкими металлами.— М.: Металлургия, 1986.
21. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли.— М.: Недра, 1965.
22. Маккей К. Водородные соединения металлов.— М.: Мир, 1968.
23. Маракушев А. А., Перчук Л. Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Очерки физико-химической петрологии. Вып. 4.— М.: Наука, 1974.— С. 102—131.
24. Маракушев А. А. Петрология.— М.: Изд-во МГУ, 1988.
25. Никольский Н. С. Флюидный режим эндогенного минералообразования.— М.: Наука, 1987.
26. Орлов Ю. А. Минералогия алмаза.— М.: Наука, 1984.
27. Рингвуд А. Г. Состав и петрология мантии Земли.— М.: Недра, 1981.
28. Рудник В. А., Соботович Э. В. Ранняя история Земли.— М.: Недра, 1984.
29. Самсонов Г. В. Силициды и их использование в технике.— Киев: Изд-во АН УССР, 1959.

50. *Тонков Е. Ю.* Фазовые диаграммы соединений при высоких давлениях.— М.: Наука, 1983.
31. *Уханов А. В., Девириц А. Л., Иванов А. Д.* Изотопно-легкий водород на Кемпирсае (Южный Урал) // Докл. АН СССР,— 1987.— Т. 293, N 3.— С. 700—704.
32. *Шаповалов В. И., Полторацкий Л. М., Трофимов В. В.* Влияние высоких давлений на диаграмму состояния железо—водород // Изв. вузов. Черная металлургия.— 1977.— № 10.— С. 100—102.
33. *Шаповалов В. И., Сердюк Н. П., Титков А. Л.* Диаграмма состояния титан — водород // Изв. вузов. Цветная металлургия.— 1983.— № 6.— С. 74—78.
34. *Вуд F. R., England J. L., Davis B. T. C.* Effect of pressure on the melting and polymorphism of enstatite,  $MgSiO_3$  // J. Geophys. Res.— 1964.— N 69.— P. 2101—2109.
35. *Kaichi S.* Phase transformations of pure  $Mg_2SiO_4$  into spinel structure under high pressure and temperatures // J. Phys. Earth.— 1972.— V. 20, N 2.— P. 225—243.

ДВГИ ДВО АН СССР  
Владивосток

Поступила в редакцию  
23 ноября 1990 г.

---

УДК 55(1/9)

*В. К. Путинцев, А. И. Бурдэ, С. И. Стрельников*

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ДАЛЬНОГО ВОСТОКА: СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ \*

В соответствии с новой концепцией регионального геологического изучения территории страны даны оценки региональной изученности СССР, в том числе РСФСР и Дальнего Востока, обсуждены перспективы их изучения.

В марте 1990 г. Коллегией Мингео СССР была принята новая концепция регионального геологического изучения (РГИ) территории страны, нацеленная на существенное обновление и совершенствование геолого-картографических основ, прежде всего, государственных геологических карт как общей информационной базы о строении земных недр и их потенциальных ресурсах.

Необходимость внесения корректив в отраслевую систему РГИ и геолого-съемочных работ (ГСР) диктовалась двумя обстоятельствами:

1) устарелостью значительной части массива геологических основ и несоответствием их современному уровню знаний;

2) новыми требованиями народного хозяйства по рациональному природопользованию (расширение и укрепление минерально-сырьевой базы, геоэкология, мелиорация, строительство и др.). Потребность в знаниях недр неизбежно должна возрастать при дальнейшем совершенствовании противозатратных и ресурсосберегающих механизмов хозяйствования, особенно в условиях рыночной экономики. Эти вопросы находились в центре внимания Всесоюзного научно-технического совещания Мингео СССР, состоявшегося в феврале 1990 г. во ВСЕГЕИ. Им была посвящена упомянутая специальная коллегия Мингео СССР.

Основные положения новой концепции РГИ — ГСР изложены в коллективном докладе [1], отражены в рекомендациях совещания и постановлении Коллегии, а также в специальной брошюре [3], подготовленной ВСЕГЕИ.

В суммированном виде итоги оценки региональной геологической изученности территории СССР, в том числе РСФСР и Дальнего Востока (включая Восточное Забайкалье) приведены в табл. 1—4.

**Масштаб 1 : 200 000.** При относительно высокой «валовой» изученности всех регионов в м-бе 1 : 200 000 обращает на себя внимание значительная устарелость (с возрастом до 20 лет и более) подавляющей части массива Госгеолкарт-200 (60—75 % от объема изданных карт), приходящихся в основном на наиболее освоенные и обжитые районы страны. Основная территория, на которую вообще нет Госгеолкарты-200, приходится на РСФСР. Недостаточно изучены погребенные образования в пределах реально доступных глубин до 300—500 м, что приводит к постановке крупномасштабного глубинного геологического картирования на неподготовленных площадях и снижению его эффективности.

**Масштаб 1 : 50 000.** Примерно 30—40 % основных горно-рудных районов как по РСФСР в целом, так и на большей части Дальнего Восто-

\* Доклад прочитан на IV Межведомственном региональном стратиграфическом совещании, Хабаровск 8—13 октября 1990 г.

Т а б л и ц а 1

Изученность различных регионов в масштабе 1 : 1 000 000 (на начало 1990 г.)

Регион	Всего листов	Составлены	Ведутся работы
СССР (без акваторий)	106	75	22
РСФСР	81	57	17
Юг Дальнего Востока и Забайкалье	15	13	2

ка (исключая Приморский край) обеспечено материалами ГСР-50 меньше, чем на 50 %; имеющиеся материалы ГСР-50 по многим районам не отвечают уровню современных требований (см. табл. 4). Правда, стоит отметить известную условность этой оценки, так как

границы районов в большинстве случаев не определены. К этому следует добавить, что программа подготовки Госгеолкарты-50, намеченная Мингео СССР в 1982 г. как средство интенсивного внедрения в геологическую науку и практику крупномасштабной геологической основы, оказалась нереальной в связи с действием остаточного принципа планирования подготовки Госгеолкарты-50, недостаточной мощностью полиграфической базы Мингео СССР, отсутствием надежной региональной научной базы в виде геологических карт более мелких масштабов, схем корреляции магматических, метаморфических и осадочных образований и т. п. В результате ежегодно готовится всего около 50 листов Госгеолкарты-50.

■ **Масштаб 1 : 1 000 000.** Работы по созданию новой серии Госгеолкарты м-ба 1 : 1 000 000 планируется завершить в 1995—2000 гг. К моменту завершения работ примерно 25—30 % массива изданных листов будет иметь срок давности до 15 лет и более; из них часть листов морально устарела уже сейчас — листы Красноярск, Норильск, Воркута, Алдан

Т а б л и ц а 2

Изученность различных регионов в масштабе 1 : 20 0000 (на начало 1989 г.)

Регион	Всего листов	Опубликовано*			Неопубликовано
		Всего	за 1970 г.	1971—1988 гг.	
СССР	5613	3809 (67 %)	2567 (67 %)	1242	1804
РСФСР	4670	2963 (63 %)	1849 (62 %)	1114	1707
Юг Дальнего Востока	292	277 (95 %)	197 (75 %)	80	15

\* В том числе листы, утвержденные НРС и находящиеся в издании.

Т а б л и ц а 3

Изученность различных регионов в масштабе 1 : 50 000 (по завершённым работам на 1989 г.)

Регион	Общая изученность, тыс. км <sup>2</sup> /%	Изученность основных горно-рудных районов ГСР-50 на		
		70—100 %	40—70 %	40 % и меньше
РСФСР	3684,3/21,9	60—65 %*	10—15 %	20—25 %
Юг Дальнего Востока:				
Чигинская обл.	212,0/49,3	65—70 %	—	30—35 %
Амурская обл.	78,8/21,7	50—55 %	—	40—45 %
Хабаровский край	252,2/30,6			
Приморский край	123,1/75,5	100 %	—	—

\* От общего количества горно-рудных районов.

## Приближенная оценка соответствия ГСР-50 современным требованиям (по основным горно-рудным районам)

Регион	Материалы ГСР-50 отвечают современным требованиям на:		
	50—100 %	30—50 %	30 % и меньше
РСФСР	30—35 % *	10—15 %	50—55 %
Юг Дальнего Востока:			
Читинская обл.	45—50 %	25—30 %	20—25 %
Амурская обл., Хабаровский край	65—70 %	—	30—35 %
Приморский край	30—35 %	—	65—70 %

\* От общего количества горно-рудных районов.

и др.; практически не ведутся работы (исключая единичные листы) по созданию Госгеолкарты м-ба 1 : 1 000 000 по ближнему шельфу (напомним, что США в 1987 г. засняли в этом масштабе первый миллион квадратных миль зоны особых экономических интересов).

Моральная устарелость геологических карт разного масштаба обусловлена:

1) несоответствием информации, заключенной в картах, современному уровню знаний (устаревшие стратиграфические, петрологические, тектонические, металлогенические и др. представления);

2) недостаточной комплексностью поисков по отношению ко всем возможным видам полезных ископаемых и малой опосредованностью на новые виды и типы месторождений, недостаточным прогнозом полезных ископаемых на глубину, а иногда и полным его отсутствием (листы, подготовленные в 50-х и частично 60-х гг.); несбалансированностью оценок перспектив полезных ископаемых, проведенных без должного учета данных по смежным территориям;

3) отсутствием информации, необходимой для решения новых задач и потребностей народного хозяйства (характеристика геолого-экологических ситуаций и т. д.).

Как видно, при относительно высокой изученности территории страны в целом, значительная часть картографических материалов не отвечает современным требованиям и не создает достаточно полной базы для решения задач не только новых, связанных с природопользованием, включая задачи экологические, но и традиционных отраслевых, связанных с созданием минерально-сырьевой базы.

Основным потребителем продукции РГИ-ГСР в СССР, как известно, является геолого-разведочное производство, чем предопределяется ориентация этих работ, прежде всего, на удовлетворение отраслевых интересов. Уровень использования геологической информации другими отраслями народного хозяйства чрезвычайно низок. Причина тому — не только пресловутая закрытость материалов, но и чрезвычайно низкая культура природопользования в стране вообще (издержки таких подходов достаточно хорошо известны: последствия мелиорации в Казахстане и Средней Азии, АЭС и т. д.).

В условиях перехода к научно обоснованным формам хозяйствования неизбежно расширение круга потребителей и спроса на продукцию РГИ-ГСР. Неизбежно, вследствие этого, и существенное повышение требований к этой продукции, а также к своевременности ее обновления по мере накопления новой геологической информации. Быстрое решение этих задач невозможно при существующей концепции преимущественного проведения ГСР-50. Объемы ежегодного прироста ГСР-50 составляют 0,5—0,7 % территории СССР, а нуждается в срочном создании или обновлении геологической основы примерно 30—40 % территории страны.

Еще более неверной является ориентировка на выполнение физических объемов и процесс наращивания площадей в ущерб полной и всесторонней обработке собранного и уже накопленного материала, поскольку такая ориентировка прямо ведет к повышению затрат без адекватного прироста информации. Более того, она приводит в очень многих случаях к огромным потерям информации и ухудшению качества ГСР-РГИ.

Новый подход в развитии региональных геологических исследований предусматривает:

1. Переход к созданию новой серии Госгеолкарты-200, прежде всего, для основных и освоенных (или осваиваемых) горно-рудных и геолого-экономических районов как научной основы рационального природопользования не только для геолого-разведочного производства, но и для других отраслей народного хозяйства, использующих земные недра.

Создание новой серии Госгеолкарты-200 должно базироваться на обобщении материалов ГСР-50, поисковых, геофизических, геохимических и научно-исследовательских работ всех масштабов при ограниченных объемах дополнительных исследований, направленных на изучение лишь неясных вопросов геологического строения. Объем первой очереди (до 2000 г.) программы можно оценить в 1300—1500 листов, характеризующихся новым комплектом карт, рассчитанных на широкий круг потребителей. Этот комплект будет включать:

а) геологическую карту дочетвертичных образований, отличающуюся от карт первого издания большей детальностью, полнотой и комплексностью, достигаемыми за счет более детального отражения структурно-вещественных особенностей картируемых тел, тектонического строения и генетических особенностей;

б) геологическую карту четвертичных осадочных отложений с отражением геоэкологических особенностей района;

в) карту закономерностей размещения полезных ископаемых, отражающую положение месторождений и проявлений полезных ископаемых, закономерности размещения их ассоциаций на уровне рудных узлов и рудных полей и основные рудоконтролирующие факторы, а также результаты прогнозных построений со сбалансированной по крупным регионам (а не единичному листу) геолого-экономической оценкой всех известных в районе перспективных объектов (на основе единой технологии прогноза и оценки прогнозных ресурсов);

г) геолого-экологическую карту, отражающую изменение геологической среды вследствие антропогенных воздействий, а также влияние геологических, тектонических и других факторов на среду обитания с учетом экологических прогнозов.

В южной части Дальнего Востока могут быть намечены следующие районы проведения ГСР-200 и подготовки Госгеолкарты-200: Шилко-Аргунское междуречье (в пределах Восточно-Забайкальского полигона), Баджалло-Комсомольский и Мало-Хинганский районы, южная наиболее обжитая часть Приморского края, Дальнегорский, Кавалеровский и др. рудные районы, южная часть Сахалина и, возможно, южные острова Курильской гряды.

2. Продолжение ГСР-50 с общими поисками по созданию локальной геологической, прогнозно-минералогической и геолого-экологической основы для решения краткосрочных и текущих задач народного хозяйства в районах существующих и формируемых территориально-промышленных комплексов (в первую очередь горно-добывающих), промышленного и гражданского строительства (особенно больших городов), мелиорации сельхозугодий, проведения природоохранных мероприятий и др.; существенное сокращение объемов ГСР-50 в районах, не подлежащих ближайшему народнохозяйственному освоению. ГСР-50 не следует, очевидно, регламентировать и унифицировать по конечному продукту, как стандартному результату. Полностью законченным результат ГСР-50 может считаться только при подготовке к изданию Госгеолкарты-50. Однако анализ мирового опыта показывает, что далеко не все материалы

## Изменение соотношений планируемых объемов ГСР-200 и ГСР-50

Производственные геологические объединения	Объемы работ по масштабам ГСР и пятилеткам, тыс. км <sup>2</sup>			
	ГСР-200		ГСР-50	
	1986—1990 гг.	1991—1995 гг.	1986—1990 гг.	1991—1995 гг.
Читагеология	15,3	50,0	24,7	9,0
Дальгеология	22,6	56,0	34,8	24,6
Приморгеология	—	48,0	16,0	7,7
Сахалингеология	—	15,0	3,0	0,4
XIII пятилетка по отношению к XII пятилетке, %	449		53	

ГСР-50 издаются, особенно в странах с большой территорией (США, Канада, Австралия и др.). Массовое издание карт этого масштаба имеет место там, где эти карты создаются путем сводки более крупномасштабных карт (Франция, Англия и др.) и где ГСР-50 являются составительскими, а не съемочными (подобно тому, как такими стали у нас ГСР-1000 в 60-х гг. и становятся сейчас ГСР-200).

3. Продолжение работ по созданию Государственной геологической карты м-ба 1 : 1000 000 (окончание второго поколения и подготовка к переходу к третьему поколению) и сводному региональному и общесоюзному картографированию — подготовка и постоянное обновление фундаментальной геологической основы геологической науки и геолого-разведочного производства.

4. Комплексная геологическая обработка и интерпретация всех накопленных материалов по глубинному геологическому строению страны с созданием серии моделей глубинного геологического строения как важнейшего направления фундаментальных геологических исследований, определяющих далекую перспективу ГРП и рационального природопользования в целом.

Реализация этой концепции приводит к заметному изменению соотношения различных типов ГСР — РГИ. Резко, примерно в 4—5 раз, необходимо увеличить объемы ГСР-200 до 2200 тыс. км<sup>2</sup> в 1991—1995 гг. против 550 тыс. км<sup>2</sup> в 1986—1990 гг. при одновременном значительном (в 1,5 раза) сокращении ГСР-50 до 400 тыс. км<sup>2</sup> в 1991—1995 гг. против 620 тыс. км<sup>2</sup> в 1986—1990 гг. Планируемые изменения объемов ГСР-200 и ГСР-50 по южной части Дальнего Востока приведены в табл. 5. Мы, как инициаторы перестройки процесса ГСР — РГИ, считаем, что в современных условиях геологической изученности (огромный накопленный материал), специфики финансирования ГРП и появления новых (в первую очередь, экогеологических) потребностей народного хозяйства именно такая ориентировка ГСР позволит достаточно быстро и полно удовлетворить потребности народного хозяйства в современной геологической информации. Вместе с тем перенос внимания на обработку уже накопленной информации позволит повысить долю и значимость собственно геологического труда и сократить затраты на ГСР при сохранении высококвалифицированных кадров геологов-съемщиков, потеря которых была бы невосполнимой утратой для геолого-разведочного производства в целом.

Изложенные основные положения подготовки обновленной геологической основы страны предлагается реализовать в виде пакета четырех целевых программ:

«Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 1 000 000» («Госгеолкарта-1000»);



«Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000» («Госгеолкарта-200»);

«Государственная геологическая карта СССР масштаба 1 : 50 000» («Госгеолкарта-50»);

«Глубинное геологическое изучение территории СССР».

Первые три целевые программы предусматривают создание геологической информационной базы в виде комплекта карт геологического содержания различной детальности, а четвертая отражает принципиально новое направление геологического изучения, обращенное к исследованию земной коры и всей литосферы как основе решения перспективных задач геологического производства и науки, а также выявления перспектив наращивания минерально-сырьевой базы на глубоких горизонтах.

Реализацию указанных программ планируется осуществить на основе кооперации общесоюзных и региональных (в том числе республиканских) геологических производственных и научно-исследовательских организаций, научных учреждений АН СССР, Госкомитета по народному образованию СССР и Минвузов республик, вузов. При этом в целевых программах «Госгеолкарта-1000», «Госгеолкарта-200» и «Глубинное геологическое изучение территории СССР», а также при разработке научно-методических основ реализации программы «Госгеолкарта-50» ведущую роль должны иметь организации союзного уровня, поскольку только так можно обеспечить единство подходов и качества этих работ и выдачу конечной унифицированной продукции (такова практика подготовки государственных геологических карт в ведущих зарубежных странах — США, Австралии, Канаде, Великобритании и др.). Сама подготовка карт должна выполняться как производственными, так и научно-исследовательскими организациями.

Научно-методическое обеспечение комплексного картографирования территории страны включает широкий круг задач, в том числе: своевременную подготовку литолого-стратиграфической, петрологической, геохимической и др. основ; обеспечение типизированного подхода к сбору, обработке и интерпретации геологических материалов и унификации конечной продукции по характеру содержащейся в ней информации; решение широкого круга вопросов межрегиональной (в том числе, межреспубликанской) корреляции различных геологических образований. Невозможно рассчитывать на сколько-либо существенное обновление геолого-картографической основы (в том числе, Государственных геологических карт среднего и крупного масштаба) без учета современных геотектонических концепций (новой глобальной тектоники, расслоенности литосферных плит, рингтектоники и др.) и, прежде всего, вытекающих из них новых методологических подходов к изучению геологической среды непосредственно в полевых условиях — картирования специфических структурно-вещественных комплексов, индикаторов геодинамических обстановок, учета асинхронности образования этих комплексов, широко развитых процессов телескопирования геодинамических режимов и т. д. [2].

В соответствии с проблематикой совещания хотелось бы обратить особое внимание на необходимость своевременной подготовки стратиграфической основы новой серии Госгеолкарты-200 и дальнейших работ по созданию стратиграфической основы ГСР-50. При решении этой сложной проблемы, охватывающей различные аспекты стратиграфии и био-стратиграфии (характер взаимоотношений стратиграфических единиц разного ранга, недостаточную изученность распределения органических остатков и т. д.), необходимо учитывать два основных обстоятельства:

- 1) ГСР разной детальности имеют различные и определенные пределы расчленения разломов, что предопределяет и различные требования к детальности предварительной литолого-стратиграфической основы;
- 2) требования к детальности расчленения при производстве ГСР, особенно крупномасштабных, не адекватны требованиям к предварительной литолого-стратиграфической основе их проведения; очевидно,

детальность такой основы для ГСР-50 совсем не обязательно должна доводиться до пачек и горизонтов, имеющих, как правило, локальное распространение (иногда даже не на всей территории трапеции масштаба 1 : 50 000).

Из сказанного вытекают и определенные практические рекомендации при подготовке предварительных литолого-стратиграфических основ: а) детальность опережающего съемочные работы литолого-стратиграфического расчленения в рабочих легендах групп листов Госгеолкарты-50 и легендах серий Госгеолкарты-200 должна иметь ранг свиты, более дробное членение до подсвиты лишь желательно (но не обязательно) для рабочих легенд групп листов Госгеолкарты-50; б) литолого-стратиграфические подразделения, выделяемые как единицы картографирования, должны иметь четкие отличия вещественного состава и наблюдаемые границы с соседними подразделениями (иначе говоря, обладать свойствами картируемости при съемочных работах), это позволит при изменении понимания их стратиграфического положения или объема произвести уточнение рабочих легенд без значительных дополнительных затрат. Очевидно, соблюдение этих двух принципов даст возможность оптимизировать процесс подготовки литолого-стратиграфических основ, необходимых для производства ГСР разного масштаба и избежать при этом появления бесчисленного множества локальных местных подразделений.

Важную роль в оказании широкой научно-методической помощи по всем вопросам создания общегосударственных геологических основ должна сыграть Главная редакционная коллегия по геологическому картографированию СССР (Главная редколлегия). В ее функции входит оперативный анализ и контроль за выполнением программ РГИ — ГСР, координация работ, консультативная помощь на различных стадиях реализации программ по конкретным объектам, апробация материалов и др. Удачный опыт такой деятельности можно видеть в работе Главной редколлегии по Госгеолкарте м-ба 1 : 1 000 000. Главную редакционную коллегия по геологическому картографированию, опирающуюся на головные и региональные НИИ отрасли и ПГО, предполагается создать при ВСЕГЕИ.

В заключение следует еще раз подчеркнуть, что задача обновления геолого-картографической основы и, прежде всего, Госгеолкарты-200, приведение ее к уровню современных знаний и потребностей народного хозяйства имеет общесоюзное значение. Реализация этой задачи сталкивается не только с известными финансовыми, кадровыми, техническими трудностями, но и определенной организационной неупорядоченностью производства этих работ — распыленностью по многим десяткам производственных организаций, в которых эти работы не расцениваются зачастую как первоочередные; ситуация углубляется к тому же уже намечающимися симптомами ведомственного и местного сепаратизма в решении этой важнейшей национальной проблемы.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Межеловский Н. В., Авров Д. П., Бурдэ А. И. и др. Региональное геологическое изучение территории СССР — новая концепция // Сов. геология. — 1990. — № 7. — С. 64—72.
2. Перфильев А. С., Пуцаровский Ю. М. Геодинамика, крупномасштабное геологическое картирование и металлогенические оценки // Геотектоника. — 1990. — № 3. — С. 3—15.
3. Региональная геологическая изученность и концепция развития регионального геологического изучения СССР на перспективу / Под ред. А. Д. Щеглова, В. К. Путинцева / ВСЕГЕИ. — Л., 1990.

ВСЕГЕИ  
Ленинград

Поступила в редакцию  
10 октября 1990 г.

УДК 550.84

*П. В. Ивашов***БИОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ИНДИКАЦИЯ РУД**

Дана характеристика биологических методов индикации оловорудной минерализации. Среди этих методов выделены две группы — геоботанические методы (биогеоценологический, морфологический, фенологический) и геозоологические методы (геомикробиологический, зоогеохимический). На оригинальных материалах показано значение этих методов в индикации оловянного оруденения в конкретных экологических условиях земной поверхности. Подчеркнуто, что биологические методы, помимо поисков непосредственно первичных оловянных руд, можно использовать для выявления техногенных аномалий олова и сопутствующих тяжелых металлов, т. е. для оценки загрязнения окружающей среды тяжелыми металлами в районах разведки и разработки оловополиметаллических руд.

Биологические методы индикации непосредственно применительно к оловорудной минерализации до недавнего времени были разработаны слабо. Это было обусловлено, с одной стороны, спецификой данных методов, когда специалист по поискам оловянных руд должен знать и геологические, и биологические аспекты проблемы, а с другой — ограниченностью мест распространения оловорудных полей на земной поверхности, где можно было бы провести опытно-методические исследования по разработке научных основ биоиндикации.

Поэтому не случайно в недавно вышедшей из печати обстоятельной книге Р. Р. Брукса [1], специально посвященной биологическим методам поисков полезных ископаемых, сведений по биоиндикации олова практически нет. Имеющиеся в этой книге ссылки на отрывочные материалы о содержании олова в золе растений касаются фитогеохимического метода, который по существу относится к биогеохимическим методам, а не к биологическим.

Специфика биологических методов индикации оловянных руд, в отличие от биогеохимических, заключается в том, что поисковик имеет дело с изучением живых организмов как индикаторов оруденения — растений, животных, микроорганизмов. При применении же биогеохимических методов информация о наличии или отсутствии оруденения устанавливается на основе определения олова и его спутников в золе растений или других биообъектов. В настоящей статье биогеохимические методы индикации оловянного оруденения не рассматриваются, за исключением зоогеохимического метода как весьма слабо изученного. Кроме того, этот метод включает в себя, с одной стороны, определение олова и его спутников в тканях организмов, а с другой — выявление возможных морфологических отклонений от нормы внешнего облика живых организмов, например, диких животных и других представителей фауны, обитающих в ландшафтах с оловорудной минерализацией.

Отсутствие корректных данных о возможности применения биологических методов индикации оловорудной минерализации значительно сдерживало использование этих методов в практике поисков и послужило основанием для постановки соответствующих работ.

В связи с этим нами были проведены опытно-методические исследования на оловорудных месторождениях и рудопроявлениях Дальнего Востока с целью разработки научных основ биологических методов индикации оловорудной минерализации. На основе собранных собственных

оригинальных материалов и обобщения имевшихся незначительных литературных данных была составлена предварительная классификация биологических методов индикации оловорудной минерализации [9].

Среди биологических методов, заслуживающих внимания для индикации оловянных руд, выделяются две группы: геоботанические и геозоологические. Геоботанические методы основаны на индикаторных особенностях жизнеобитания и морфологии как отдельных растений, так и в целом растительных ассоциаций на оловорудных зонах. Геозоологические методы основаны на индикаторных свойствах живых организмов — наземных млекопитающих, птиц, рыб, насекомых, микробов.

## 1. ГЕОБОТАНИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Геоботанические методы достаточно своеобразны. Специфичность их заключается в том, что они наиболее доступны и легки по исполнению, но трудны по интерпретации [1, 17, 18]. При использовании этих методов в практике поисков оловянное оруденение обнаруживается по растениям-индикаторам, индикаторным сообществам растений и тератологическим изменениям в растениях. Однако сложность заключается в том, что четких геоботанических индикаторов выявлено пока еще мало и их не всегда однозначно можно трактовать. Тем не менее, полученные за последние годы материалы по индикации оловянной минерализации геоботаническими методами дают возможность оценить последние с точки зрения их поискового значения. Среди геоботанических методов мною выделяются биогеоценологический, морфологический и фенологический.

**1.1. Биогеоценологический метод.** Основу его составляют растения-индикаторы, приуроченные к участкам оловянного оруденения и, следовательно, функционирующие на оловосодержащих почвах и почвообразующих породах. К таким растениям-индикаторам олова относятся седмичник европейский (*Trientalis europeae*), выявленный в Рудных горах (Богемия), и вид *Sempervivum soboliferum*, установленный в Саксонии [14]. По данным [14, 15], оба этих вида произрастают только на породах, содержащих олово. А. П. Виноградов [2] относил эти растения к типичным оловофитам.

Следует особо подчеркнуть, что универсальные индикаторные свойства названных растений применительно к олову нами подтверждены на оловорудной минерализации Дальнего Востока. Так, например, при геоботанических исследованиях седмичник европейский установлен на площади оловорудного месторождения кварц-касситеритового типа. Это небольшое травянистое растение высотой 15—20 см густыми пышными куртинами распространено непосредственно над оловорудными телами, т. е. хорошо растет на почвах, содержащих олово в касситеритовой форме нахождения. За пределами оловянного оруденения это растение встречается в виде отдельных единичных изолированных экземпляров.

К растениям-индикаторам олова относятся различные виды сущениц — *Gnaphalium suaveolens* Mass., *G. qualea* Ast. и др., установленных в Бразилии, где они произрастают на отвалах рудников, а также на почвах, обогащенных оловом [3, 20—23].

На Дальнем Востоке к растениям-индикаторам олова относятся зеленые мхи, в частности политрихум обыкновенный (*Polytrichum commune* Hedw.) — кукушкин лен, который был обнаружен нами практически на всех геоботанически изученных участках рудопроявлений олова, расположенных в ландшафтных зонах, благоприятных для его произрастания. К тому же этот вид мха является концентратором олова [8], и, следовательно, индикаторные и концентрирующие свойства политрихума обыкновенного применительно к оловянной минерализации совпадают, в то время как вышеназванный седмичник европейский не является концентратором олова, хотя обладает универсальными индикаторными свойствами применительно к оловосодержащей минерализации.

Таким образом, отмеченный Н. Г. Несветайловой [14] факт, что не все индикаторные растения являются одновременно и концентраторами тех или иных металлов, подтверждается на новом материале на примере олова.

Необходимо подчеркнуть то обстоятельство, что выявление растений-индикаторов олова в нашей стране наиболее благоприятно на Дальнем Востоке, территория которого входит в состав Тихоокеанского рудного пояса, содержащего оловорудные месторождения, рудопроявления и минерализованные зоны. Эволюция формирования фитоценозов на этих участках могла происходить в направлении возникновения специфических растений, нуждающихся в соответствующих концентрациях олова в почвах и нормально функционирующих только при наличии этого металла в почвообразующих породах. Наследственные перестройки у таких растений под влиянием повышенного содержания олова дают возможность им сохраниться только на специфических местообитаниях. На других участках эти растения исчезали и, таким образом, становились индикаторами олова только на оловорудных зонах. Как было показано нами [7], растения-индикаторы олова могут быть среди эпидемичной флоры Дальнего Востока, возникшей и традиционно произрастающей на участках оловорудной минерализации и сохранившейся до настоящего времени.

**1.2. Морфологический метод.** Сутью этого метода индикации оловянного оруденения являются морфологические изменения во внешнем облике растений — окраске листьев и цветов, характере опушения листовой пластинки и всей надземной части растений, размерах особей в целом или их отдельных органов, и другие тератологические отклонения. Нами проведены специализированные исследования на дальневосточных оловорудных месторождениях и рудопроявлениях и обнаружены некоторые индикаторные признаки.

На оловорудном месторождении кварц-касситеритового типа в зоне хвойно-широколиственных лесов были зафиксированы большого размера особи иван-чая узколистного (*Chamaenerion angustifolium* Scop), которые преобладали среди растений и отличались от обычной формы не только ростом, но и значительным количеством хорошо развитых пазушных побегов. Листья у этих «акселерированных» видов были матовые, тусклые и опушенные, а не глянцеватые, как у нормальных растений. Кроме того, листовая пластинка имела гораздо более широкую эллиптическую форму по сравнению с этими же растениями вне участка оловянного оруденения.

На касситерит-скарновом рудопроявлении в зоне лесостепи было отмечено, что смолёвка ползучая (*Silene repens* Patr.) характеризуется линейными мелкими листьями длиной 3,5—4,0 см, шириной 0,3 см, слабой облиственностью и незначительными размерами — высота растения не превышает 30 см. У большинства же (свыше 50%) экземпляров этого вида, отобранных вне минерализации и в других районах Дальнего Востока, листья данного растения ланцетные, т. е. длина листа превышает его ширину в 3—4 раза, и они гораздо крупнее — длиной до 8 см, шириной до 1,2 см.

В пределах оруденения касситерит-станнино-сульфидного месторождения в зоне смешанных кедрово-широколиственных лесов какалия ушастая (*Casalia auriculata* DC) почти повсеместно характеризуется крупными листьями, ширина их (20—22 см) вдвое превышает длину. Кроме того, у этого растения отмечены бледно-сиреневые оттенки цветов, собранных в крупное узкометельчатое соцветие. За пределами месторождения у названного вида такая форма листовой пластинки с характерной вырезанностью и зубчатостью встречается редко, так же как и сиреневые оттенки цветов.

На участке оловянной минерализации в зоне лесостепи зафиксированы суховершинность ивы козьей (*Salix caprea* L.) и появление на ее листьях ржавых пятен, похожих на ожоги. Дуб монгольский (*Quercus mongolica* Fisch.) имел длинные верхушечные побеги — до 25—40 см,

не свойственные для этого растения в обычных экологических условиях. В ряде случаев у древесных лиственных растений — дуба монгольского, липы амурской (*Tilia amurensis* Rupr.) и березы маньчжурской (*Betula mandshurica* Nakai) отмечены крупные листья — в 3—4 раза больше нормальных, а высота таких деревьев на 1,5—2 м больше, чем вне оруденения.

На площади касситерит-пегматитового месторождения в зоне широколиственных лесов, где в рудах кроме олова содержатся другие редкие и рассеянные элементы, полынь Гмелина (*Artemisia gmelinii* K.) и чистотел большой (*Chelidonium majus* L.) повсеместно отличаются гигантизмом, а папоротник страусопер обыкновенный (*Matteuccia struthiopteris* L.), наоборот, характеризуется меньшими размерами, чем обычно. Склонные к гигантизму виды полыни Гмелина представлены сильно ветвистыми кустами высотой до 2,5 м, а особи, растущие вне оруденения, имеют высоту не более 1 м и кустятся гораздо слабее. По-видимому, гигантизм полыни Гмелина и чистотела большого на этом участке обусловлен не только оловом, но и его спутниками — литием, рубидием, бериллием и другими, а точнее — сочетанием названных металлов в почвах и почвообразующих породах.

Аналогичные отклонения в растениях над зонами оруденения были установлены [5] на гидротермальном оловянно-бериллиевом месторождении Дальнего Востока в пределах рудного поля и в 150 м вокруг него, где наблюдалась суховершинность ракитника и появление на многих видах кустарников ржавых пятен.

Таким образом, полученные предварительные сведения о тератологических изменениях в растениях на участках оловянной минерализации показывают обнадеживающие перспективы применения морфологического метода индикации. Безусловно, этот метод заслуживает дальнейшей разработки. Надо только иметь в виду, что отмеченные изменения в растениях обусловлены, возможно, присутствием в почвах не только олова, но и его спутников. По-видимому, комплексные геохимические ассоциации, т. е. сочетание в составе минерализации олова и других металлов, приводят к отмеченным отклонениям в морфологии растений в целом или их отдельных органов.

**1.3. Фенологический метод.** В основе его лежат изменения и, как следствие, — индикаторные признаки, возникающие в растениях в период их вегетационного цикла развития под влиянием повышенного содержания в почвах олова и его спутников. Фенологические наблюдения показывают, что на участках оруденений имеют место нарушения в обычной вегетации растений.

Так, на дальневосточном касситерит-грейзеновом месторождении в зоне широколиственных лесов, где кроме касситерита в рудах содержатся другие минералы — топаз, флюорит, а также акцессорные монацит и ксенотим, нами наблюдалось преобладающее раннее пожелтение листьев деревьев. Кроме того, на этом же месторождении отмечалось необычайно позднее (в середине сентября) цветение рододендрона амурского (*Rhododendron amurensis* L.).

На другом оловянном рудопроявлении Дальнего Востока в зоне лесостепи у кустарника леспедецы двуцветной (*Lespedeza bicolor* Turcz.) в начальный период вегетации задерживалось распускание почек.

Раннее пожелтение и осыпание листьев и угнетение в развитии растительности отмечено [5] над зоной оловосодержащих кварц-цинвальдит-топазовых грейзенов в составе гранитного массива.

Фенологические отклонения в развитии растений установлены Л. И. Грабовской и др. в 1965 г. на массивах гранитов с комплексной минерализацией, представленной оловом, бериллием, литием, танталом, ниобием, фтором. Наиболее часто эти изменения проявлялись в раннем пожелтении и осыпании листьев деревьев, в заболевании коры березы и осины, в угнетенном развитии корневой системы, вследствие чего деревья становятся неустойчивыми, легко выкорчевываются. Здесь же у ряда

видов трав — прострела, полынней усеченной и обыкновенной наблюдались изменения окраски листьев до темно-зеленой. Эти растения быстрее обычного заканчивают свой цикл развития, рано желтеют и увядают. Непосредственно на массиве мусковит-альбитовых апогранитов с оловом и бериллием травостой и разрежен, и угнетен, травы низкорослые, плохо облиственные. Во многих случаях отмечаются нарушения в цикле развития — растения поздно цветут и семена их не успевают вызреть, в то время как за пределами оруденения эти же виды трав проходят полный нормальный цикл развития. Подмечен интересный факт: солнечная инсоляция, влияющая на фенологическое развитие растений, воздействует на поглощение металлов, в частности, большинство микроэлементов лучше концентрируются в наиболее освещенных солнцем частях растений [4].

Таким образом, фенологические наблюдения показывают, что наличие оловянного оруденения сказывается на цикле развития некоторых растений. Поэтому рассмотренный метод индикации заслуживает внимания и дальнейшей разработки.

## 2. ГЕОЗООЛОГИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Среди этой группы методов наибольший интерес представляют: геомикробиологический и зоогеохимический. Использование индикаторных свойств других животных организмов, особенно крупных (млекопитающие, рыбы, птицы и т. д.), применительно к оловянному оруденению пока методически разработано слабо.

**2.1. Геомикробиологический метод.** Он предусматривает индикацию оруденения сульфидно-касситеритового типа путем изучения микробоценозов, формирующихся в почвогрунтах и в водах на участках оловянной минерализации.

Из многочисленных отечественных и зарубежных данных, обобщенных Л. Е. Крамаренко [13], известно, что в водах, дренирующих рудные тела сульфидных месторождений, возникают биоаномалии за счет активной деятельности специализированных тионовых бактерий. Аналогичные процессы биовыщелачивания металлов и формирование активных тионовых микробоценозов происходят и на оловорудной минерализации сульфидно-касситеритового типа. Так, на оловорудном месторождении Комсомольского района Дальнего Востока тионовые бактерии *Thiobacillus denitrificans*, *T. thiooxidans* *T. ferrooxidans* обнаружены в водах штолен и ручьев, содержащих в сухих остатках до 0,0007—0,001 % олова [10]. За пределами рудных сульфидно-касситеритовых зон, т. е. в ореольных водах, активность микробоценозов резко падает.

Весьма важно, что экспериментально доказано микробиологическое выщелачивание непосредственно минералов олова тионовыми бактериями, в частности культурой *T. ferrooxidans* [25]. В экспериментах использовались оловянные руды и смеси искусственных минералов олова — касситерита, герценбергита, станнина, касситерита, станноидита и варламовита. Оказалось, что тионовые бактерии выщелачивают максимальное количество олова — 97,13 % из синтетического станноидита, а для природного станнина эта величина составляет 34,30 %. Опыты с использованием тионовых бактерий в присутствии серной кислоты приводят к образованию соединения  $Fe_2(SO_4)_3$  — сильного окислителя для сульфидов. Интересно, что в продуктах выщелачивания сульфидных руд растворами с присутствием тионовых бактерий обнаружен варламовит — вторичный минерал олова, и это указывает на участие тионовых бактерий в образовании данного минерала в природных условиях зоны гипергенеза [25].

В последнее время установлено, что микроорганизмы принимают участие не только в выщелачивании олова, но и в образовании комплексных соединений этого металла [24]. Так, газохроматографическим анализом в сочетании с масс-спектрометрией в воде эстуария, содержащей

микроорганизмы, обнаружены оловоорганические соединения:  $(\text{CH}_3)_4\text{Sn}$ ;  $(\text{CH}_3)_2\text{SnCl}_2$  и др. Были проведены специальные эксперименты на пробах разных объемов воды эстуария с добавлением известного количества  $\text{SnCl}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$  и инкубации при  $25 \pm 2^\circ\text{C}$  в течение 14 дней, которые подтвердили образование оловоорганических соединений. В контрольном опыте при отсутствии бактерий органические соединения олова не были обнаружены. Кроме того, были идентифицированы другие органические соединения олова —  $\text{CH}_3\text{SnH}_3$ ;  $(\text{CH}_3)_2\text{SnH}_2$ ;  $(\text{CH}_3)_3\text{SnH}$ . В результате доказано, что оловоорганические соединения — это продукты биологической активности микрофлоры осадков эстуария [24].

Таким образом, микробценозы, как индикаторы оловянного оруденения, формируются за счет присутствия в рудах не только сульфидных минералов меди, цинка, свинца и других, но и непосредственно сульфидных минералов олова, в частности станнина. Следовательно, образование под действием бактерий в водах оловоорганических соединений также может быть дополнительным индикатором оруденения. Поэтому геомикробиологический метод поисков руд олова имеет большие перспективы. В арсенале этого метода могут быть различные поисковые критерии, а именно: 1) наличие определенных микроорганизмов-индикаторов высокого содержания олова в почвогрунтах и в воде; 2) состав микробных сообществ; 3) накопление олова и его спутников-индикаторов микробной биомассой; 4) возможные адаптивные реакции микроорганизмов на олово и его спутники, 5) оловоорганические соединения в водах, образующиеся под влиянием микробценозов.

**2.2. Зоогеохимический метод.** Этот метод основан на определении олова в золе из органов живых организмов. Хотя для поисков руд олова этот метод почти не разработан, но он весьма перспективен, о чем свидетельствуют полученные сведения о содержании олова в организмах. Так, Б. А. Колотов и др. [12] установили олово в золе мышей на оловорудном месторождении Приморья. Концентрация этого металла в золе внутренних мышц достигает 0,1 %, а в золе мышей целиком — 0,05 %. За пределами рудной минерализации содержание олова в обоих вариантах проб не превышает 0,001 %, и то в единичных пробах, а в большинстве проб металл отсутствует, т. е. находится за пределами чувствительности анализа. Спутниками олова в мышцах являются свинец, цинк, кобальт.

В. В. Добровольский [6] установил наличие олова в золе почвенной мезофауны, главным образом, червей из дерново-подзолистых почв Калужской области. Содержание олова в золе червей достигает 0,0007 %, т. е. больше, чем в покровных суглинках, где оно не превышает 0,0005 %.

На золоторудных месторождениях куранахского типа в Якутии олово в золе рыжих муравьев (*Forwica rufa*) установили Л. В. Разин и И. С. Рожков [16], определив весьма высокое содержание — до 0,003 %, т. е. даже на участке неоловорудной минерализации. По-видимому, муравьи являются концентраторами не только олова, но и золота, поскольку в странах Центральной Африки термитники и муравьи также используются для поисков золота [19].

В литературе имеются сведения о накоплении олова морскими организмами, в частности медузами [2].

По данным [11], олово в количестве от 0,21 до 16,0 мг/кг (в пересчете на воздушно-сухое вещество) установлено в различных видах бабочек (чешуекрылые) отряда *Lepidoptera*, опробованных в разных местах — в Белоруссии, в Латвии, в Крыму, в окрестностях Одессы, в некоторых районах Московской, Ярославской и Киевской областей, в ассоциации с другими элементами — медью, цинком, серебром, свинцом, молибденом, бериллием, висмутом, кобальтом. Оказалось, что содержание большинства микроэлементов в бабочках довольно близко к содержанию их в растениях. При этом установлено, что различные таксономические группы бабочек, как и представители одного вида в разных районах СССР, по содержанию олова и его спутников отражают геохимические особенности условий окружающей среды.



Таким образом, в заключение можно отметить, что описанные биологические методы индикации оловорудной минерализации имеют большие перспективы их практического применения, хотя и требуют еще дальнейшей разработки. Особенно велико значение этих методов может быть в оценке загрязнения окружающей среды оловом и сопутствующими тяжелыми металлами вследствие техногенных потоков оловосодержащего минерального вещества, возникающих в горно-рудных районах при разведке и разработке оловополиметаллических руд.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Брукс Р. Р. Биологические методы поисков полезных ископаемых.— М.: Недра, 1986.
2. Виноградов А. П. Основные закономерности в распределении микроэлементов между растениями и средой/Микроэлементы в жизни растений и животных.— М.: Изд-во АН СССР, 1952.— С. 7—20.
3. Виноградов А. П. Поиски рудных месторождений по растениям и почвам // Тр. биогеохимической лаборатории. Вып. 10.— М.: Изд-во АН СССР, 1954.— С. 3—27.
4. Грабовская Л. И. Особенности концентрации редких элементов растениями и их использование при биогеохимических поисках. // Материалы к совещанию по геохимии гипергенеза.— Минск: Наука и техника, 1964. С. 94—95.
5. Грабовская Л. И., Астрахан Е. Д. Биогеохимические и геоботанические исследования при поисках редкометалльных месторождений.— М.: Госгеолтехиздат, 1963.
6. Добровольский В. В. География почв с основами почвоведения.— М.: Просвещение, 1968.
7. Ивашов П. В. Теоретические основы биогеохимического метода поисков рудных месторождений (применительно к территории Дальнего Востока).— Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1976.
8. Ивашов П. В. Биогеохимическая индикация оловянной минерализации разного генетического типа // Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Т. I/ИМГРЭ.— 1982.— С. 64—67.
9. Ивашов П. В. Классификация биогеохимических и биологических методов поисков оловорудных месторождений // Геохимия литогенеза и осадочных формаций Урала.— Пермь: Изд-во Пермск. политех. ин-та, 1983.— С. 35—36.
10. Кирюхин В. А., Гуревич В. П., Павлов А. Н. К гидрогеохимическим поискам оловянно-полиметаллических месторождений в Мяочанском хребте // Зап. Ленинград. горн. ин-та.— 1965.— Т. 48, вып. 2.— С. 63—68.
11. Ковалский В. В., Боровик-Романова Т. Ф. Значение бабочек в биогенной миграции химических элементов и элементарный состав их различных таксономических групп // Биогеохимическое районирование — метод изучения экологического строения биосферы.— М.: Наука, 1978.— С. 175—186.
12. Колотов Б. А., Киселева Е. А., Рубейкин В. З. К вопросу о вторичном рассеянии рудных месторождений // Геохимия.— 1965.— № 7.— С. 878—880.
13. Крамаренко Л. Е. Геохимическое и поисковое значение микроорганизмов подземных вод.— Л.: Недра, 1983.
14. Несветайлова Н. Г. Поиски руд по растениям.— М.: Недра, 1970.
15. Поликарпочкин В. В., Поликарпочкина Р. Т. Биогеохимические поиски месторождений полезных ископаемых.— М.: Наука, 1964.
16. Разин Л. В., Рожков И. С. Геохимия золота в коре выветривания и биосфере золоторудных месторождений куранахского типа.— М.: Наука, 1966.
17. Хокс Х. Е., Уэллс Дж. С. Геохимические методы поисков минеральных месторождений.— М.: Мир, 1964.
18. Brooks R. R. Biogeochemistry and Geobotany in Mineral Exploration. New York: Harpor and Row, 1972.
19. Brooks R. R. Biological methods of prospecting for gold // J. Geochem. Explor.— 1982.— V. 17, N 2.— P. 109—122.
20. Buck L. F. Association of plants and minerals // J. New York Bot. Garden.— 1949.— V. 50, N 600.— P. 265—269.
21. Buck L. F. Shrub aids in determining extent of ore body // Surv. Bull.— 1953.— N 1000-A.— P. 11.
22. Cannon H. L. Use of plant indicators in groundwater surveys, geologic mapping and mineral prospecting // Taxon.— 1971.— V. 20, N 2/3.— P. 227—256.
23. Davy R. Geochemical prospecting for tin // Amdel Bulletin.— 1972.— N 14.— P. 33—52.
24. Hallas L., Means J. C., Cooney J. J. Methylation of tin by estuarine microorganisms // Science.— 1982.— V. 215, N 4539.— P. 1505—1507.
25. Teh G. H., Schwartz W., Amstutz C. C. Microbiological leaching of tin minerals by *Thiobacillus ferrooxidans* and organic agents // Ore Genesis. Atate Art, Berlin e. a., 1982.— P. 706—724.

## КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.248.2(100)

Г. Ф. Уфимцев

ЭКВАТОРИАЛЬНЫЙ ОРОКЛИН  
ТЕКТОНИЧЕСКОГО РЕЛЬЕФА ЗЕМЛИ

Тектонический рельеф Земли в ее экваториальном поясе характеризуется распространением форм с изгибами по простиранию, преимущественно левосторонними. Эти формы образуют единую систему экваториальных ороклинов, в которую входят вогнутые и выпуклые ограничения южных материков, изгибы срединно-океанических и асейсмичных хребтов и островодужных сооружений. Система устроена симметрично, а нарушения ее симметрии свойственны Западнотихоокеанскому региону.

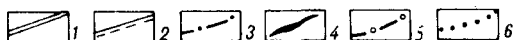
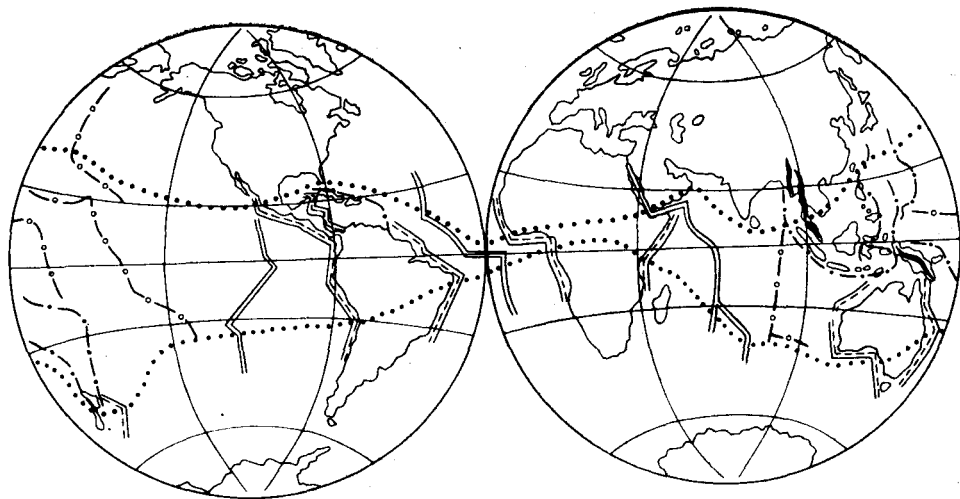
Формирование системы экваториальных ороклинов рассматривается как одно из следствий анизотропного расширения Земли в позднемезозойскую — кайнозойскую эпоху.

Изучение симметрических свойств мегарельефа Земли [3] показало, что отношения порядка в нем имеют сложный характер и не всегда могут быть описаны в терминах различных симметрий, в том числе и таких сложных (для первого восприятия) как криволинейная антисимметрия. (Здесь и далее по тексту мы используем симметрические преобразования и обозначающие их термины, исходя из работ [2, 5, 7—11]). В частности, в структуре мегарельефа были выявлены своеобразные отношения различных морфологических и генетических элементов, которые мы назвали антианалогиями [3]. Примером их служит антианалогия между Североатлантическим бассейном, пересекающим материковый массив Северного полушария, и горным поясом Южноамериканских Анд, как бы соединяющим Антарктиду с Лавразией. Другие крупнейшие антианалогии в структуре тектонического рельефа Земли следующие: 1) разорванное кольцо великих материковых равнин Северной Лавразии, обрамляющее Арктический бассейн, и неполное кольцо срединно-океанических хребтов Южного океана вокруг Антарктиды; 2) единственные на Земле Центральноазиатский возрожденный горный пояс линейного коробления и скупивания литосферы (Алтай и Тянь-Шань) в Лавразии и Восточноафриканский рифтовый пояс в Гондване. В этой последней паре форм тектонического рельефа Земли существует удивительная антианалогия в их новейшей структуре.

Перечисление крупнейших антианалогичных форм показывает, что подобного рода детерминированность свойственна структуре глобального тектонического рельефа и составляет, наряду с симметрическими отношениями, одну из фундаментальных его особенностей.

В структуре тектонического мегарельефа Земли отношения порядка, включая и симметрические отношения, имеют видовой или сквозной характер. В первом случае они свойственны аналогичным или антианалогичным формам и поэтому обычно хорошо характеризуются на языке учения о симметрии. Во втором случае черты общности или группирование форм в некоторое единство свойственны разнородным элементам рельефа. Примером такого рода сквозной определенности являются особенности структуры тектонического мегарельефа Земли в ее экваториальном поясе (см. рисунок).

Структура тектонического рельефа Атлантического бассейна в его экваториальной части характеризуется резким изменением простирания



Элементы экваториальной системы ороклинов тектонического рельефа Земли (без материковых форм).

1 — срединно-океанические хребты и межматериковые рифты; 2 — береговые линеаменты и континентальные склоны; 3 — островные дуги и глубоководные желоба; 4 — горные сооружения суши; 5 — асейсмичные океанические хребты; 6 — границы экваториальной системы ороклинов.

срединно-океанического хребта с субмеридионального на субширотное, в значительной мере обеспеченное многочисленными трансформными разломами и приуроченными к ним грабенами типа желоба Романш. Этот левосторонний изгиб простирается срединно-океанического хребта сопряжен с аналогичными же изгибами границ океанического бассейна, а вся эта система в целом связана отношениями многократной антитрансляции, служащей убедительным аргументом для геодинамических суждений в рамках мобилистских гипотез, хотя существуют и иные объяснения [6].

Береговые левосторонние изогнутые линеаменты экваториальной Атлантики имеют своеобразные продолжения на континентах. В Африке это трог Бенуэ и субширотная система линеаментов в северной части бассейна Конго, продолжающаяся восточнее разделом между Восточноафриканской и Эфиопско-Красноморской рифтовыми системами — поперечной депрессией Туркана [12, 14]. Аналогичные субширотные или восток-северо-восточного простираются линеаменты пересекают Южную Америку в бассейне Амазонки [13]. Кроме того, левосторонне изогнутый линеамент восточного берега Южной Америки на севере надстраивается аналогично изогнутыми формами тектонического рельефа в Карибском регионе, береговыми линеаментами п-ова Юкатан и Панамского перешейка.

На западных берегах Америки мы видим аналогичную ситуацию — левосторонние изгибы береговых линеаментов и сопряженных с ними мегаформ подводного рельефа в Центральноамериканском регионе, в районе Перу и Эквадора. Левосторонний плановый изгиб-ороклин имеют Южноамериканские Анды. Столь же характерны субширотные изгибы форм тектонического рельефа на востоке Африки и в Индийском океане. Наиболее наглядный пример — угловатый и резкий левосторонний изгиб рифта Аденского залива в сравнении с субмеридиональным Красноморским рифтом и Аравийско-Индийским подводным хребтом. Последний, впрочем, также осложняется небольшими субширотными изгибами. В восточном секторе Индийского океана под прямым углом сочленяются субмеридиональный Восточноиндийский хребет и субширотный Западноавстралийский хребет, который на востоке продолжается желобом Дамангина — субширотным береговым линеаментом Южной Австралии.

Вообще западное и южное ограничения австралийского материкового массива образуют левосторонний ороклин, с которым сопряжены та-

кой же, но менее выраженный изгиб восточного берегового линеамента Австралии в районе Квинсленда и изгиб Большого Водораздельного хребта.

Севернее, в районе Индокитая, Индонезии и Филиппин, субширотные изгибы группировок форм тектонического рельефа проявлены широко (см. рисунок). Преимущественно они левосторонние, но имеются и правосторонние изгибы, например, в районе Северного Сулавеси. Столь же распространены субширотные изгибы форм тектонического рельефа в экваториальной зоне Тихого океана, где они охватывают полосу между 30° с. ш. и 30° ю. ш., а в районе Новой Зеландии достигают 43° ю. ш. Здесь преимущественно левосторонним изгибам простираний подвержены различные элементы рельефа: островодужные системы и глубоководные желоба, асейсмичные (преимущественно аккумулятивные) океанические хребты и Восточнотихоокеанское поднятие.

Таким образом, структуре тектонического рельефа Земли в ее экваториальном поясе свойственны своеобразные изменения простираний крупнейших форм, имеющие сквозной характер и преимущественно левосторонние. Это явление мы предлагаем объединить под названием экваториальной системы ороклинов тектонического рельефа Земли. В него вовлечены различные элементы тектонического рельефа: береговые линеаменты и континентальные склоны, срединно-океанические хребты и межматериковые рифты, островодужные поднятия и глубоководные желоба, асейсмичные океанические хребты и материковые горные сооружения. Участие в составе экваториальной системы изгибов столь различных форм тектонического рельефа исключает простое ее объяснение, скажем, наличием в экваториальном поясе Земли гигантского левостороннего сдвига. Мы явно имеем здесь дело с более сложным явлением. Кроме того, преобладание левосторонних изгибов форм имеет, так сказать, статистический характер и не является абсолютным.

Обращают на себя внимание две другие особенности экваториальной системы ороклинов. Первая из них заключается в ее сужении в Центральной и Восточной Атлантике и в Африке и резком расширении в Индо-Тихоокеанском регионе (см. рисунок). Действительно, на востоке Атлантики и в Африке полоса экваториальной системы ороклинов имеет ширину порядка 10—15° широты, в Индийском океане она увеличивается до 45° широты, а в западной Пацифике достигает 60—70° широты и начинает постепенно сужаться на восток до 45° широты у западного побережья Америки и 20° широты у восточных берегов Южной Америки. Наибольшая ширина этой системы наблюдается в западной части Тихоокеанского региона, где происходит слияние частных диссимметрий структуры тектонического рельефа Земли [3].

Вторая особенность экваториальной системы ороклинов заключается в своеобразном изменении в ее полосе формы и плановой деформации границ гондванских континентов. Фигуры Южной Америки, Африки и Австралии подобны, и их отношения описываются криволинейными трансляциями. В экваториальном поясе они имеют однотипные левосторонние плановые изгибы, а южнее его представляют собой сужающиеся на юг клиновидные выступы, совмещающиеся между собой при вращениях через 90° по долготе. Экваториальная система ороклинов как бы рассекает гондванские материки на неравные части, из которых южные клиновидные выступы уже полностью принадлежат океаническому полушарию Земли.

Самой экваториальной системе ороклинов также свойственны высокие симметрические свойства. Их можно отобразить следующим образом. Обозначим тектогенные формы, испытывающие широтные изгибы: А — срединно-океанические поднятия; Б — береговые линеаменты с вогнутым изгибом; В — то же, с изгибом выпуклым; Г — островодужные системы; Д — асейсмичные океанические хребты. Чередование этих форм в широтном направлении с запада на восток, начиная от Восточно-Тихоокеанского поднятия, таково: (А—Б—В) = (А — Б—В) = (А — Б — В) = (Г — Д).

От Восточнотихоокеанского поднятия до Австралии с востока на запад мы видим криволинейные трансляции групп (А—Б—В) и нарушения (диссимметрию) этих трансляций в Западныхтихоокеанском регионе. В каждой группе мы также видим правильное чередование вовлеченных в плановые изгибы форм, описываемое многократными (кратными трем) криволинейными антитрансляциями (цветная антисимметрия), которые видоизменяются и сокращаются до простой антитрансляции на западе Тихоокеанского региона. Таким образом, диссимметрия структуры экваториальной системы ороклинов в Западной Пацифике добавляется к другим частным диссимметриям тектонического рельефа Земли, приуроченным к этому же региону [3].

В данном случае мы намеренно не рассматриваем роль материковых мегаформ тектонического рельефа в структуре экваториальной системы ороклинов. Нетрудно однако представить, что экваториальные ороклины Южноамериканских Анд, Большого Водораздельного хребта Австралии и, в меньшей мере, плановые изгибы в Восточноафриканском рифтовом поясе входят в многократные криволинейные антитрансляции в указанных выше группах, доводя их до кратных четырем. И, в то же время, эти материковые ороклины выступают в качестве особенных элементов групп, поскольку в структурном и в генетическом отношении они разнотипны (эпигеосинклинальный горный пояс, внутриматериковый рифтовый пояс, поднятая в виде наклонной глыбы краевая часть гондванского континента). И ввиду этого обстоятельства они определяют некоторые диссимметрические свойства рассматриваемой сложной группировки форм тектонического рельефа в экваториальном поясе Земли.

В объяснении экваториальной системы ороклинов следует учитывать, в первую очередь, ее сквозной характер и участие в ней различных форм тектонического рельефа. Важно и то обстоятельство, что экваториальная система ороклинов, несмотря на изменения ее ширины, тяготеет к «теоретическому» разделу между северным материковым и южным океаническим полушариями. При этом крайние южные элементы экваториальной системы ороклинов и их мыслимые продолжения как бы ограничивают клиновидные южные выступы гондванских материков. Сама экваториальная система ороклинов имеет минимальную ширину и хорошо выраженную симметрию в секторе «вторичного» Атлантического океана и расширяется с нарушением симметрии в «первичном» Тихом океане. Если говорить о геологическом возрасте экваториальной системы ороклинов, то несомненно ее связь со структурой тектонического рельефа современной, послегондванской (послесреднеюрской) Земли.

И, конечно, рассматриваемая группировка форм — это не система гигантских широтных сдвигов в экваториальном поясе Земли. Скорее всего, экваториальная система ороклинов является свидетельством наложения на «послегондванские» процессы морфотектогенеза некоего единого для Земли процесса или явления, предположительно обуславливающего общую деформацию его фигуры. Каков же этот процесс?

Фигура геоида в сравнении с эллипсоидом вращения имеет следующие особенности [15]. Она имеет в целом грушевидную форму, причем пояса избытка высот геоида над эллипсоидом вращения соответствуют поясам распространения океанических регионов — Арктического бассейна и Южного океана. Напротив, недостаток высот геоида соответствует поясам материковых массивов — Антарктиды в Южном и Лавразии в Северном полушарии. Между главными поясами недостатка и избытка высот геоида существует, таким образом, экваториальная градиентная зона, и с ней так или иначе пространственно связана выделяемая нами экваториальная система ороклинов тектонического рельефа. Следовательно, последняя так или иначе имеет связь с особенностями фигуры Земли.

Отклонения грушевидной фигуры геоида от эллипсоида вращения имеют небольшую величину — первые десятки метров. Можно предположить, что они являются результатом весьма молодых деформаций ее фигуры, не являющихся необратимыми и постоянно «нивелируемых»

благодаря стремлению Земли как вращающейся планеты иметь форму эллипсоида вращения. Если это суждение верно, то мы должны предположить, что Южное океаническое полушарие Земли относительно Северного материкового испытывает некоторое относительное расширение. И тогда, если принять гипотезу расширяющейся Земли в ее морфотектонической трактовке Л. Кингом [14], то мы должны предположить, что расширение Земли в послегондванское время представляет собой неравномерный процесс, и в Южном океаническом полушарии он осуществляется с большей интенсивностью. Кроме общей фигуры геоида на это указывает также расположение в Южном океаническом полушарии большей части срединно-океанических хребтов, образующих здесь неполное кольцо с меридиональными ответвлениями на север через  $90^\circ$  по долготе [1]. Как следствие неравномерного расширения Земли можно рассматривать криволинейный характер антисимметрии океанического и материкового полушарий при больших размерах первого, высокое положение цокольных (базисных) поверхностей южных гондванских материков и субконтинентов [4].

По нашему мнению, экваториальная система ороклинов тектонического рельефа Земли также является следствием неравномерного расширения планеты в послегондванское время. На границе неравномерно расширяющихся полушарий неизбежны плановые изгибы элементов тектонического рельефа. В пределах интенсивно расширяющегося Южного полушария происходило быстрое наращивание линейной скорости вращения поверхности Земли, и это обстоятельство обусловило решительное преобладание левосторонних изгибов простираний форм, составляющих экваториальную систему ороклинов.

По-видимому, большие возможности таит в себе рассмотрение взаимоотношений в паре «экваториальный ороклин — Тетис». Нельзя не обратить внимание на то обстоятельство, что на месте Тетиса в альпийскую орогению возникли целостные пояса эпигеосинклинальных гор в тех его местах, где субконтиненты Гондваны (Аравийский, Индостанский) частично или целиком расположены севернее полосы экваториальных ороклинов (см. рисунок). В других же случаях мы видим, что степень незавершенности орогении в Тетисе — наличие глубоководных впадин средиземных морей, островодужных сооружений — возрастает по мере приближения его сегментов к экваториальной системе ороклинов и вхождения в нее и по мере относительной смещенности на юг гондванских материков. Эта ситуация заслуживает тщательного анализа.

Заслуживает обсуждения и другой вопрос — каким термином следует обозначить рассмотренную особенность структуры тектонического рельефа Земли в ее экваториальном поясе. Используемый термин — экваториальная система ороклинов — громоздок и не совсем точен, ибо термин «ороклин» предложен был в свое время для обозначения плановых изгибов горных сооружений, и использование его здесь для обозначения изгибов других форм (береговых линеаментов) вынужденное. По аналогии (прецеденту) с термином «ороклин» рассмотренную систему изгибов форм тектонического рельефа можно было бы назвать экваториальным морфоклином (?!), но существование этой приставки «морфо-» во многих по существу бесполезных геологических и геоморфологических терминах заставляет нас воздержаться от этого предложения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Милановский Е. Е., Никишин А. М. Западно-Тихоокеанский рифтовый пояс // Бюлл. МОИП. Отд. геол. — 1988. — Т. 63, вып. 4. — С. 3—15.
2. Наливкин Д. В. Симметрия и изгиб // Идеи Е. С. Федорова в современной кристаллографии и минералогии. — Л.: Наука, 1970. — С. 75—78.
3. Уфимцев Г. Ф. Черты порядка в глобальном рельефе Земли // Тихоокеан. геология. — 1988. — № 4. — С. 105—113.
4. Уфимцев Г. Ф., Трофимов А. Г. Главные базисные поверхности континентов // Геоморфология. — 1986. — № 4. — С. 24—30.
5. Шафрановский И. И. Симметрия в природе. — Л.: Недра, 1968.
6. Штилле Г. Ассинтская тектоника в геологическом лике Земли. — М.: Мир, 1968.

7. Шубников А. В. Симметрия.— М.: Л.: Изд-во АН СССР, 1940.
8. Шубников А. В. Симметрия и антисимметрия конечных фигур.— М.: Изд-во АН СССР, 1951.
9. Шубников А. В. Перспективы развития учения о симметрии // Кристаллография.— М.: Metallurgizdat, 1951.— С. 33—47.
10. Шубников А. В. Проблема диссимметрии материальных объектов.— М.: Изд-во АН СССР, 1961.
11. Шубников А. В., Копчик В. А. Симметрия в науке и искусстве.— М.: Наука, 1972.
12. Almond D. C. Geological evolution of the Afro-Arabian rift // Tectonophys.— 1986.— V. 131, N 3/4.— P. 301—332.
13. Demek J. Obecná geomorfologie.— Praha: Akademia, 1987.
14. King L. C. Wandering continents and spreading sea floors on expanding Earth.— Chichester; New-York et al.: John Willey and Sons, 1983.
15. Twidale C. R. Analysis of landforms.— Sydney et al.: John Willey and Sons, 1976.

ИЗК СО АН СССР  
Иркутск

Поступила в редакцию  
9 ноября 1990 г.

## ДИСКУССИЯ

Рецензируемая статья является дальнейшим обсуждением некоторых глобальных особенностей рельефа Земли (см. «Тихоокеанская геология». — 1988. — № 4). Сама по себе постановка этой проблемы не нова. Уже начиная с тех исторически отдаленных времен, когда было получено картографическое отображение геоморфологии материков, более или менее адекватное современным представлениям, даже без знания о характере подводного рельефа, делались попытки найти закономерности в расположении материков и акваторий. Еще более мощным толчком в этом направлении послужили открытия в области подводной геоморфологии, особенно в отношении глобальной системы подводных хребтов.

Статья Г. Ф. Уфимцева представляет переосмысление уже достаточно известных глобальных особенностей рельефа. Базой для этого служит использование одного из фундаментальных законов природы — симметрических отношений. Благодаря этому известные факты приобретают некоторый новый оттенок. Но, как и при любом переосмыслении уже известных фактов, возникают отдельные дискуссионные моменты в отношении предшествующих идей и представлений. На некоторых из них остановимся ниже.

Прежде всего коснемся самого названия статьи, имеющего содержательное значение. Представляется, что принятое автором определение «экваториальная» мало отвечает действительному положению вещей. Достаточно бросить взгляд на глобус или карту и увидеть, что соответствие выделяемой системы экваториальной зоне весьма условно. Это определение верно разве что для «атлантического» звена этой системы. Двигаясь от него к востоку, можно видеть довольно резкое смещение рассматриваемых автором статьи ороклинов в Южное полушарие уже в Индийском океане. Еще более отстывает к югу Южно-Австралийский ороклин. В пределах же Тихого океана система ороклинов, как указывает сам автор, охватывает полосу шириной в 60°. Таким образом, в лучшем случае всю систему можно рассматривать как субэкваториальную. С другой стороны, значительные и резкие смещения звеньев системы ороклинов в Южное полушарие, очевидно, требуют каких-то объяснений, коль речь идет о тектонической природе рельефа Земли.

Теперь о термине «ороклин». Может быть, и заслуживает внимания расширение рамок его употребления, как это делает автор. Но объединением одним термином определенным образом изогнутых (или сочленяющихся?) отрицательных и положительных геоморфотектур, а также их возможных комбинаций достигается лишь то, что остается в качестве главного признака их положение на поверхности Земли, т. е. геометрический признак. Последний может быть расценен как геодинамический критерий, но остается не ясным, представляет ли выделенная таким образом система целостное образование со своей внутренней структурой? Этому вопросу в статье уделено очень мало внимания. Автором указывается, что выделенную им систему ороклинов нельзя рассматривать как систему гигантских пиротных сдвигов. Что касается определения «гигантских», то автор, наверное, прав, но что касается существования здесь системы трансформных сдвигов, то это достаточно надежно установленный факт. Все же автор не приводит достаточно четкого определения выделяемой системы как глобального объекта, что вызывает некоторую неудовлетворенность при прочтении статьи. Как следует из статьи, система ороклинов является глобальным разделом полушарий и представляет результат соответствующих деформаций. Тогда требуют объяснения взаимоотношения «положительных» и «отрицательных» ороклинов, их взаимоотношения с другими элементами глобального рельефа между звеньями этой системы.

Представляется, что в отдельных случаях имеются некоторые натяжки при объединении звеньев в систему. Имеется в виду выделение в качестве ороплина в Африке трога Бенуэ в сочетании с линейными бассейнами Конго. Все же при сравнении выше упомянутого образования хотя бы с Центральноатлантическим ороклином можно видеть, что эти формы разного порядка.

Если рассматривать вопрос об ороклинах шире, следует обратить внимание и на глобальные ороклины в Северном полушарии, которые, возможно, и не образуют единой системы, но как единичные образования проявлены довольно четко (например, разлом Гибе в Северной Атлантике, отчленяющий от Северо-Атлантического хребта хребет Рейкьянес; левосторонний изгиб Верхояно-Койлымской горной системы). В рамках представления, высказанного автором статьи, о резко асимметричном проявлении расширения Земли указанные образования заслуживают своей интерпретации. В целом представляются наиболее убедительными аргументы именно в отношении идеи о таком «однобоком» изменении формы земного шара.

В заключение хотелось бы отметить, что в рамках данной концепции остается открытым вопрос о длительном, по крайней мере с конца юры (согласно воззрению автора о возрасте ороклинов), сохранении Землей стабильного положения в космическом пространстве. На это указывает субэкваториальное положение системы ороклинов. Тогда не остается места для магнитометрических данных о неоднократных изменениях в положении полюсов и, следовательно, экватора. Многие реконструкции, связанные с вращательными перемещениями крупных плит, например, Австралийского континента, также требуют согласования с высказанной в статье концепцией.

*ИТиГ ДВО АН СССР  
Хабаровск*

*Ф. С. Онухов*

---



## КРИТИКА И ДИСКУССИИ

УДК 550.822(571.56—13)

И. А. Резанов

О МЕСТЕ ЗАЛОЖЕНИЯ  
АЛДАНСКОЙ СВЕРХГЛУБОКОЙ СКВАЖИНЫ

Подчеркивается научная значимость вскрытия скважиной фундамента алданской серии — древнейших образований нашей планеты. Предлагается ограничить глубину скважины 7—8 км, что значительно уменьшит затраты и сократит время на ее проходку.

В первом номере журнала «Тихоокеанская геология» за 1990 г. группа геологов и геофизиков (Ч. Б. Борукаев, Н. К. Булин, Н. П. Виноградов, Ю. А. Косыгин, Ю. Ф. Малышев, А. А. Смыслов, Р. Ф. Черкасов) обсуждает вопрос о месте заложения сверхглубокой скважины на Алданском щите. Выбор места заложения столь дорогостоящей скважины — дело крайне ответственное, и по этой причине следует приветствовать появление обстоятельной статьи, в которой всесторонне обсуждаются не только геологические и геофизические, но и технико-экономические аспекты сверхглубокого бурения.

Все же некоторые существенные коррективы в предложенную программу я считаю необходимым внести.

Первый вопрос, который требует уточнения — это задачи сверхглубокого бурения на Алданском щите. Авторы статьи называют их две: 1) вскрытие неизвестных донные толщ нижнего архея (подиенгская толща алданской серии и доалданский комплекс); 2) выяснение природы геофизических разделов земной коры.

На мой взгляд, перед сверхглубоким бурением на Алданском щите следует ставить только первую задачу. Попытка одновременно решить две задачи (как и погоня за двумя зайцами) ни к чему хорошему не приведет. Наглядный пример этому — Кольская сверхглубокая скважина, где в свое время стремились одновременно пробурить древнейшие толщи, решить проблему природы сейсмических границ и вскрыть рудоносные толщи. А в результате скважину заложили так неудачно, что она прошла почти 7 км по среднепротерозойской печенгской серии, обнажающей рядом.

На Алданском щите, где, судя по имеющимся данным, обнажаются одни из самых древних (а очень возможно и самые древние на планете) геологические образования, задача может быть только одна — нарастить снизу геологический разрез, вскрыть комплекс пород, отвечающий начальным стадиям геологической истории. Задача эта столь важна и актуальна, что ставить ее в зависимость от других (может быть, также важных) проблем было бы опасным.

В геологическом журнале нет надобности агитировать в пользу вскрытия пород, подстилающих иенгскую серию. И все же несколько слов сказать нужно. Алданский разрез является стратотипом раннего архея (катархея, по Л. И. Салоцу). Иенгская серия занимает самое низкое положение в разрезе катархея. Специфический ее состав и, прежде всего, присутствие в ее низах мощных толщ кварцитов свидетельствует о позже не повторявшихся физико-химических условиях на нашей планете, при которых, по неизвестной нам еще причине, шло накопление

практически чистого кремнезема, а также высоко глиноземистых пород. Лишь разбузив основание иенгурской серии, мы сможем установить и объемы этого кварцитоаккумуляции, и причины, его вызвавшие. Здесь геология начинает приоткрывать занавес над самыми ранними фазами земной истории, и даже небольшой шаг в этом направлении исключительно важен.

С этих позиций наиболее перспективными участками возможного заложения Алданской сверхглубокой скважины являются Курумканский, предложенный Л. И. Салопом, и Керакский, предложенный Р. Ф. Черкасовым. Курумканский участок имеет перед Керакским то преимущество, что там иенгурская серия наиболее глубоко вскрыта эрозией. Заложив скважину близ вершины Курумканского купола, можно ожидать, что уже через несколько сотен метров бурения скважина начнет вскрывать отложения, ранее нигде не обнажавшиеся.

На Керакском участке обнажаются лишь самые верхние горизонты иенгурской серии. Здесь прежде, чем скважина войдет в основание иенгурской серии, ей будет необходимо пересечь ее. Обнаженная мощность иенгурской серии — 2,5 км. Учитывая, что скважина пересечет ее под углом, следует ожидать, что нижние (не обнажающиеся) горизонты этой серии будут вскрыты скважиной на Керакском участке на глубине 3—4 км. В статье называется цифра 5—6 км, что представляется мне некоторой «перестраховкой». Итак, при бурении на Керакском участке первые 4 км пройдут «вхолостую» — скважина пересечет отложения, уже известные нам по обнаженному разрезу на Курумканском участке. «Потеря» первых четырех километров — существенный минус Керакского участка, и все же именно он и только он должен быть выбран в качестве первоочередного объекта для сверхглубокого бурения на Алданском щите. Спрашивается — почему? Здесь мы переходим ко второй, не менее важной, стороне бурения — экономической. Скважина, проектируемая на Керакском участке, будет расположена в непосредственной близости от шоссе и дороги и линии электропередач, в 5—6 км от населенного пункта. В то же время Курумканский участок расположен там, где нет ни дорог, ни линий электропередач, ни населенных пунктов. Прежде, чем начать бурить на Курумканском куполе, будет необходимо провести автомобильную дорогу протяженностью не менее 70 км и потратить значительные средства на обустройство буровой бригады. Все это настолько усложнит, удорожит, а главное, отсрочит бурение, что в современных условиях делает Курумканский участок неперспективным.

Итак, следует согласиться с выбором авторов рецензируемой статьи — Керакский участок бурения должен быть назван первоочередным. Однако, с чем автор рецензии решительно не согласен — это планируемая огромная (13 км) глубина проектируемой скважины. Опыт Кольской, Саатлинской и других, уже бурящихся, сверхглубоких скважин показал, что в настоящее время рационально бурить в кристаллических породах скважины с научными целями не глубже 7—8 км. Для бурения скважин на указанную глубину имеется серийное буровое оборудование, а техника и технология бурения достаточно хорошо разработаны. Главное же, скважины глубиной до 7—8 км относительно дешевы, а их проходка занимает всего 2—3 года. Увеличение проектной глубины только до 9—10 км вызовет многократное увеличение стоимости проходки, удлинит втрое срок бурения и, кроме того, требует уникальных буровых установок. Еще большее увеличение проектной глубины (до 12—13 км) приводит к тому (как это показал двадцатилетний опыт бурения Кольской скважины), что бурение ведется годами, а скважина не углубляется.

Начинать сверхглубокое бурение на востоке СССР надо с учетом печального опыта Кольской и Саатлинской скважин, буримых в более обжитых районах Европейской части страны. Несмотря на очевидную первоочередность бурения на Алданском щите, ясно, что на эти цели в современной нам экономической ситуации могут быть выделены лишь ограниченные средства и материальные ресурсы. И эти средства нужно

использовать с максимальной отдачей. И самое большое, на что могут рассчитывать ученые Сибири и Дальнего Востока, — это добиться выделения средств на скважину проектной глубиной 7—8 км. Такая скважина, заложенная на Керакском участке Алданского щита решит следующие задачи:

а) первыми четырьмя километрами проводки подтвердит и уточнит разрез иенгрской серии, обнажающейся в Курумканском куполе и других местах;

б) вскроет примерно 4 км нигде не обнажающегося основания иенгрской серии и тем самым значительно нарастит разрез катархея Алданского щита.

Много это или мало: нарастить разрез катархея на 3—4 км? На мой взгляд, очень много. Ибо каждая сотня метров вниз по разрезу открывает для нас ранее неизвестные горизонты и проходка одной этой 7—8-километровой скважины может привести к крупным научным открытиям.

Следует обратить внимание читателя на следующее. Если результаты бурения 7—8 км скважины окажутся интересными, то всегда остается возможность углубить уже пробуренную скважину. При проходке Кольской сверхглубокой был разработан и успешно применен метод проходки скважины опережающим открытым стволом. При бурении этим методом сохраняется возможность последующего расширения уже пробуренного ствола. А это означает, что сохраняется такой диаметр скважины, который позволяет бурить ее сколь угодно глубоко (было бы оборудование). Таким образом, не исключено, что Керакская скважина впоследствии будет углублена. Но сейчас важно другое — начать бурение, а это возможно лишь в том случае, если цели и средства окажутся реальными.

Поскольку геологические задачи сформулированы, сейчас следует незамедлительно составлять техническое задание бурения Керакской скважины: перечислить, с учетом местных условий все необходимое для ее проводки и подсчитать вероятную ее стоимость, исходя, как я уже писал, из 7—8-километровой проектной глубины. Когда необходимые материальные и денежные затраты будут подсчитаны, следует начать агитацию в пользу проходки скважины на Алданском щите. Необходимые средства следует искать не только в нашей стране, но и за рубежом. Международное научное сообщество не меньше нас заинтересовано в расшифровке начальных этапов геологической эволюции. Алданский разрез — это самый полный разрез катархея. Поэтому вскрытие фундамента, на котором он лежит, представляет одинаково важный интерес для всех, кто занимается проблемой образования и эволюции Земли.

*Институт истории естествознания  
и техники  
Москва*

*Поступила в редакцию  
18 декабря 1990 г.*

УДК 553.643

*Э. Л. Школьник, Г. Н. Батурич*

## **О ГЕНЕЗИСЕ ФОСФОРИТОВ о. НАУРУ \***

Анализируются замечания Ю. Н. Занина к статье авторов. Показано, что представления О. Вайта и В. Варина постулировано начало образования «карровых полей» поднятых атоллов в зоне прилива, в то время как приводимые прямые наблюдения указывают на формирование полной системы пиннаклей на глубинах в несколько метров. Вместе с тем образование фосфоритов низких атоллов не может быть адекватно условиям формирования фосфоритов поднятых островов, поскольку условия залегания и характер их различны. Обращается внимание на отсутствие прямых

\* Ответ на замечания Ю. Н. Занина к статье Э. Л. Школьника, Г. Н. Батурина «О фосфоритах о. Науру» («Тихоокеанская геология», 1990 г., № 5).

данных об океанических водах как источнике фосфора фосфоритов поднятых атоллов. Указано, что в случаях разработок фосфоритов на соответствующих островах не исключается техногенное воздействие на осадки озера-лагуны, что требует осторожного отношения к разрабатываемым на этих примерах генетическим моделям. Присутствие в фосфоритах поднятых островов урана и фтора, отсутствующего в гуано, более адекватно процессам раннедиагенетической фосфатизации в водных обстановках. Утверждается, что сделанные замечания ни в коей мере не отвергают основной тезис рецензируемой статьи — отсутствие связи фосфоритов о. Науру с отложениями гуано.

«Тихоокеанская геология» продолжает свою традицию — публикацию статей одновременно с замечаниями рецензентов. В нашем случае на все замечания рецензента был дан развернутый ответ и мы считали вопрос исчерпанным. Тем не менее, замечания рецензента опубликованы, а наш ответ на них — нет, что вынуждает продолжить дискуссию.

О сути поднятых рецензентом вопросов. Подчеркнем, что главная цель и задача нашей статьи — обратить внимание специалистов на отсутствие прямой связи большей части скоплений кальциевых фосфатов поднятых атоллов с отложениями гуано. При очень редких оговорках в современной или более ранней литературе эти представления остаются доминирующими, в том числе для интересующих нас фосфатизированных известняков поднятых атоллов. Один из последних исследователей фосфоритов о. Науру Д. Пейпер в личной беседе, после анализа данных по фосфатам острова тем не менее не смог не связать фосфориты с гуано, правда не приведя в подтверждение каких-либо аргументов.

Ю. Н. Занин не выражает сомнений относительно этого главного вопроса, что, видимо, означает, его согласие с нашей основной позицией, хотя в своих многочисленных ранних публикациях определял фосфориты Науру как продукты коры выветривания в связи с гуано, правда, предполагая, что большая часть фосфоритов сформирована в водоемах \*, но без каких-либо доказательств. И все его замечания по сути относятся к выдвигаемым предположениям по реальному процессу фосфатогенеза.

В первом замечании утверждается, что на образование «карровых» полей поднятых островов в водной среде еще в 1954 г. указывали О. Вайт и В. Варин и, что мы не учли их «...оригинальную монографическую работу, специально посвященную фосфоритам островов Тихого океана...», тем более, что изложение основных генетических положений «имеется в отечественной литературе».

Во-первых, наш оппонент не договаривает — такое изложение имеется в его работе, на которую мы ссылаемся. Понятно, что, зная его работу, мы были обречены быть в курсе идей, обильно цитируемых, этих уважаемых авторов. Во-вторых, рецензент преувеличивает объем их исследований — они касаются, как видно даже из названия работы, только южного сектора Тихого океана. Но, главное, О. Вайт и В. Варин, по монографии рецензента [1, см. с. 127], постулировали такие стадии развития атоллов на примере о. Ошен, аналогичного о. Науру:

«1. Очень медленное устойчивое поднятие столового рифа или атолла.

2. Растворение по углублениям в затапливаемой приливной зоне и доломитизация поднятого известняка в зоне брызг...

3. Продолжение поднятия, в связи с чем полости углубляются, образуя „карровые” поля...»

Читателю теперь становится совершенно ясным, что представления О. Вайта и В. Варина — это только предположения, по которым образование «карровых» полей лишь начинается в зоне прилива, но, в основном, идет как поверхностный карст. Мы же приводим прямые данные о наличии реальной системы пиннаклей уже на глубине нескольких метров ниже уровня океана. Зачем же от нас требуют ссылки на предположения, к тому же явно не доказанные?

\* Занин Ю. Н. Геология фосфатоносных кор выветривания и связанных с ними месторождений фосфатов. — М.: Наука, 1969.

Что касается работы К. Эмери, то в ней даны примеры небольшого растворения пластов древних известняков на берегу океана в Калифорнии; о системе пиннаклей в ней и речи не идет.

Система пиннаклей на поднятых атоллах — это не стандартный, не постоянный случай, ибо на большинстве их ее все же нет. А по О. Вайту и В. Варину на любом медленно поднимающемся атолле она должна быть. Думается, что напротив — лишь быстрое поднятие сформированной под водой системы пиннаклей только и позволяет сохранить ее от абразии.

О втором замечании. Относительно работ А. Ли, как и упоминаемых исследований по атоллу Клиппертон, следует сказать, что они касаются не фосфатов поднятых атоллов с «карровыми полями», а так называемых корковых низких атоллов, условия залегания и образования которых представляют особую проблему. В этом мы могли убедиться, готовя работу о таких фосфоритах низких атоллов запада Индийского океана (острова Астов, Алгабра и др.). В соответствующей публикации мы рассмотрели проблему и отразим соответствующую специфику.

Что касается ссылки рецензента на собственную статью, то, в конкретном случае, она представляет голое утверждение, не подтвержденное какими-то доказательствами; на такие работы ссылаться, как на аргумент, как-то неудобно.

О третьем замечании. Рецензент задает довольно удивительный, с нашей точки зрения, вопрос — почему формирование фосфоритов в водной среде должно отрицать генетическую связь с гуано? Наши рассуждения идут совершенно другим путем. Мы не находим никаких фактических подтверждений представлениям, которыми постулируется идея, что отложения гуано являются причиной фосфатизации подстилающих их известняков. Поэтому и пытаемся найти, определить реальную причину, вызывающую формирование рассматриваемых фосфоритов, и если логика фактов и рассуждений приводит к водной среде, то значит так и следует проводить интерпретацию. Если же наша точка зрения противоречит фактам и логике, то нужно прямо указать на эти противоречия, а не рассуждать вообще. Если бы источником фосфора можно было бы прямо представить в данном случае океаническую воду, то не было бы многих проблем. Увы, прямая связь совершенно не очевидна, противоречит данным изотопии, наблюдениям в озерах атоллов и т. д. Что касается участия водорослей в процессах фосфатогенеза, то рецензенту стоило бы напомнить те фосфориты, которые состоят из водорослевых фрагментов и которые он, конечно, видел в Индии, КНР и в других регионах мира. А уж о присутствии биогенного фосфора в таких цветущих оазисах жизни, как рифы, и говорить не приходится.

Об еще одном возражении, касающемся результатов исследований на о. Клиппертон. На нем имелись залежи фосфатов на берегу лагуны, они отработаны. Несомненно часть фосфатов попадала в воду лагуны и поэтому любые оценки на основе изучения ее осадков нуждаются в независимом подтверждении. Что, кстати, отмечено самой Ф. Буруй-Лежан. Мы же ссылаемся на такие примеры, где возможность техногенного вмешательства максимально ограничена.

Наконец, о последнем замечании. Мы не считаем, что высказанные заключения универсальны для фосфатов всех океанических атоллов; в статье это не заявляется. Мы касаемся только поднятых островов, обладающих «карровым полем». Единственное разнообразие их может усматриваться только в присутствии на некоторых из них, например, на о. Рождества (Индийский океан), эффузивных пород. В этих случаях появляются алюмо- и железосфосфаты, что понятно. Но такие частности не снимают главного — распространения фосфоритов в системе пиннаклей, наличие оксидных и других структур в фосфоритах и т. д. Что касается фтора — наличие его, хотя и важный, но далеко не единственный аргумент. Действительно, в гуано ведь фтора, как и урана, нет и поэтому присутствие этих элементов в фосфоритах вызывает, в угоду идее, фан-

тастические предположения. В то же время отсутствие или низкое содержание фтора совершенно не означает само по себе обратного заключения. Отсутствие или низкое содержание фтора могут быть вызваны интенсивными процессами выветривания с перекристаллизацией и т. д.

В каждом конкретном случае просто необходим соответствующий анализ. В фосфатах поднятых островов в подавляющем большинстве случаев фтор присутствует в заметных количествах, этому посвящены специальные исследования.

Резюмируя изложенное, можно указать, что высказанные в наш адрес замечания ни в коей мере не могут опровергнуть основные заключения. Однако, может быть, возникающая дискуссия позволит читателям более полно понять поднятые вопросы, с другой стороны стимулировать дальнейшие исследования. В этом случае она будет оправданной.

*ДВГИ ДВО АН СССР  
Владивосток  
Институт океанологии АН СССР  
Москва*

*Поступила в редакцию  
27 ноября 1990 г.*

---

## НЕКРОЛОГ

**ИННОКЕНТИЙ КОНСТАНТИНОВИЧ ТУЕЗОВ**  
(1926—1991)



6 июля 1991 года на 65-м году жизни скончался известный советский геофизик, заведующий лабораторией глубинной геофизики Института тектоники и геофизики Дальневосточного отделения АН СССР профессор, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки Российской Федерации Иннокентий Константинович Туезов. С его именем связано становление академической геофизической науки на Советском Дальнем Востоке.

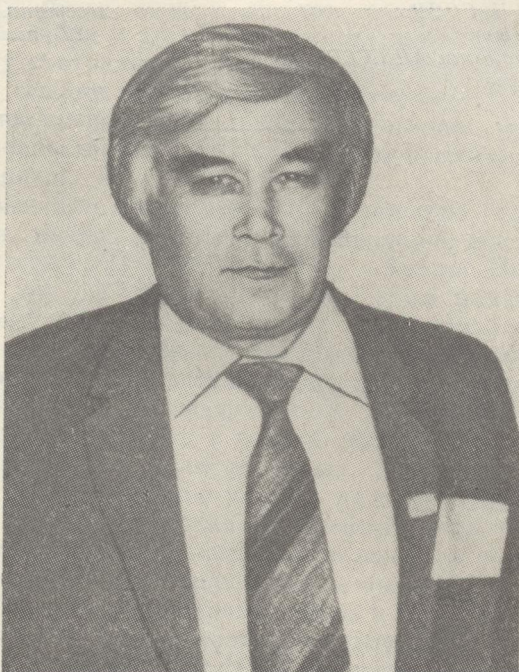
Иннокентий Константинович родился 25 ноября 1926 г. Трудовую деятельность начал с 1949 г. после окончания Ленинградского горного института, проводя исследования в Туркмении и Западной Сибири в системе Министерства нефтяной промышленности и Министерства геологии СССР в должностях начальника партии, главного геолога, главного инженера и начальника экспедиции. С 1957 по 1963 гг. работает заведующим лаборатории Сибирского научно-исследовательского института минерального сырья. Здесь в 1962 г. им защищена кандидатская диссертация.

Дальнейшая трудовая деятельность Иннокентия Константиновича связана с Дальним Востоком. С 1963 по 1978 гг. он работает в Сахалинском КНИИ в должности директора и заведующего отделом. Здесь он организует морские геолого-геофизические исследования, которые приобрели широкую известность в Советском Союзе и за рубежом. В 1973 г. Иннокентий Константинович защищает докторскую диссертацию. В 1978 г. он переезжает в г. Хабаровск, где им сформированы отдел и лаборатория глубинной геофизики в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР. В этот период под его руководством проведены глубинные геофизические исследования континентальной части Востока СССР, в том числе зоны БАМ и рудных районов.

Много труда и душевных сил отдано Иннокентием Константиновичем подготовке научных и инженерных кадров. Его многочисленные ученики и последователи трудятся практически во всех академических и производственных организациях региона.

## НЕКРОЛОГ

ИННОКЕНТИЙ КОНСТАНТИНОВИЧ ТУЕЗОВ  
(1926—1991)



6 июля 1991 года на 65-м году жизни скончался известный советский геофизик, заведующий лабораторией глубинной геофизики Института тектоники и геофизики Дальневосточного отделения АН СССР профессор, доктор геолого-минералогических наук, заслуженный деятель науки Российской Федерации Иннокентий Константинович Туезов. С его именем связано становление академической геофизической науки на Советском Дальнем Востоке.

Иннокентий Константинович родился 25 ноября 1926 г. Трудовую деятельность начал с 1949 г. после окончания Ленинградского горного института, проводя исследования в Туркмении и Западной Сибири в системе Министерства нефтяной промышленности и Министерства геологии СССР в должностях начальника партии, главного геолога, главного инженера и начальника экспедиции. С 1957 по 1963 гг. работает заведующим лабораторией Сибирского научно-исследовательского института минерального сырья. Здесь в 1962 г. им защищена кандидатская диссертация.

Дальнейшая трудовая деятельность Иннокентия Константиновича связана с Дальним Востоком. С 1963 по 1978 гг. он работает в Сахалинском КНИИ в должности директора и заведующего отделом. Здесь он организует морские геолого-геофизические исследования, которые приобрели широкую известность в Советском Союзе и за рубежом. В 1973 г. Иннокентий Константинович защищает докторскую диссертацию. В 1978 г. он переезжает в г. Хабаровск, где им сформированы отдел и лаборатория глубинной геофизики в Институте тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР. В этот период под его руководством проведены глубинные геофизические исследования континентальной части Востока СССР, в том числе зоны БАМ и рудных районов.

Много труда и душевных сил отдало Иннокентием Константиновичем подготовке научных и инженерных кадров. Его многочисленные ученики и последователи трудятся практически во всех академических и производственных организациях региона.



И. К. Туезов являлся членом многих научных советов, комитетов, редколлежий журналов, в том числе международных, в которых он активно и плодотворно работал. Им заложены основы советско-японского сотрудничества по изучению глубинного строения Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода, которое продолжает успешно развиваться и приносить свои плоды в виде серий совместных монографий, посвященных геологии окраинных морей. Он являлся участником многих Международных геологических конгрессов.

Круг научных интересов Иннокентия Константиновича был чрезвычайно широк. Он всегда живо интересовался достижениями смежных наук, иногда, казалось бы весьма далеких от его основной специальности.

Иннокентий Константинович много и увлеченно работал, постоянно был полон новых творческих замыслов и планов. Им опубликовано около 300 научных работ. Из публикаций последних лет наиболее значительными являются «Карта теплового потока Тихого океана и прилегающих континентов» м-ба 10 000 000 и объяснительная записка к ней, а также серия работ по строению астеносферы.

Большие заслуги И. К. Туезова в развитии геофизики отмечены высокими правительственными наградами — орденом «Знак почета», медалями «За доблестный труд в ознаменование 100-летия со дня рождения В. И. Ленина» и «За строительство Байкало-Амурской магистрали».

Это был живой, энергичный, напористый, общительный, жизнелюбивый человек, ученый широкого кругозора, умело сочетавший фундаментальные научные исследования с запросами производства. Таким был и останется в нашей памяти Иннокентий Константинович Туезов.

*Редколлегия, коллектив Института тектоники  
и геофизики ДВО АН СССР  
Группа товарищей*

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор Н. А. ШИЛО

Ю. А. Косыгин (зам. главного редактора), А. Д. Щеглов (зам. главного редактора), Г. Л. Кириллова (отв. секретарь), Ю. И. Бакулин, Ч. В. Бо-  
рукаев, Г. М. Власов, А. А. Врублевский, В. А. Красилов, Н. И. Лаврик,  
В. Г. Моисеенко, Л. И. Попеко, О. В. Равдоникас, А. Е. Радкевич,  
В. В. Ревердатто, К. Ф. Сергеев, А. А. Сидоров, И. К. Туезов, В. Н. Ша-  
ранов

Адреса редакции: 680063, Хабаровск, 63, ул. Ким Ю Чена, 65  
ИТиГ ДВО АН СССР. Тел. 38-58-50

630099 Новосибирск, ул. Советская, 18, СО издательства «Наука».  
Тел. 35-72-52

Зав. редакцией Н. А. Лисицы  
Мл. редактор М. А. Языкова  
Художественный редактор Л. В. Матвеева  
Технический редактор С. А. Смородинова  
Корректор Т. Ф. Погиблова

Сдано в набор 13.06.91. Подписано к печати 12.09.91. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типограф-  
ская № 2. Высокая печать. Усл. печ. л. 14+вкл. Усл. кр.-отт. 14,9. Уч.-изд. л. 15. Тираж 497 экз.  
Заказ № 842. Цена 2 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099 Новоси-  
бирск, ул. Советская, 18.

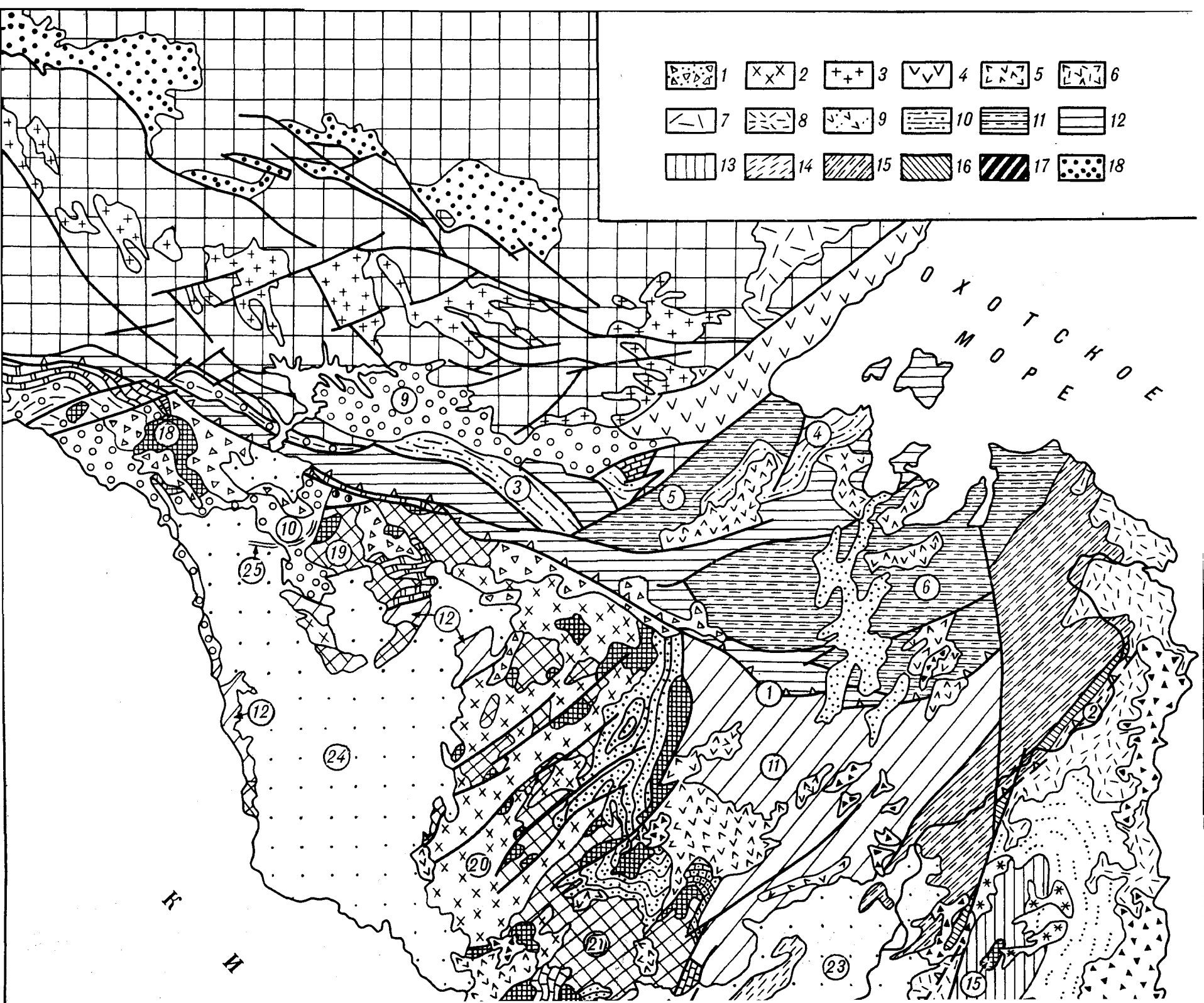
4-я типография издательства «Наука». 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

2р. 70к.

Индекс 70985

(Адрес подписчика)

ISSN 0207-4028. ТИХООКЕАНСКАЯ ГЕОЛОГИЯ. 1990. № 5, 1—160



Т  
А  
И

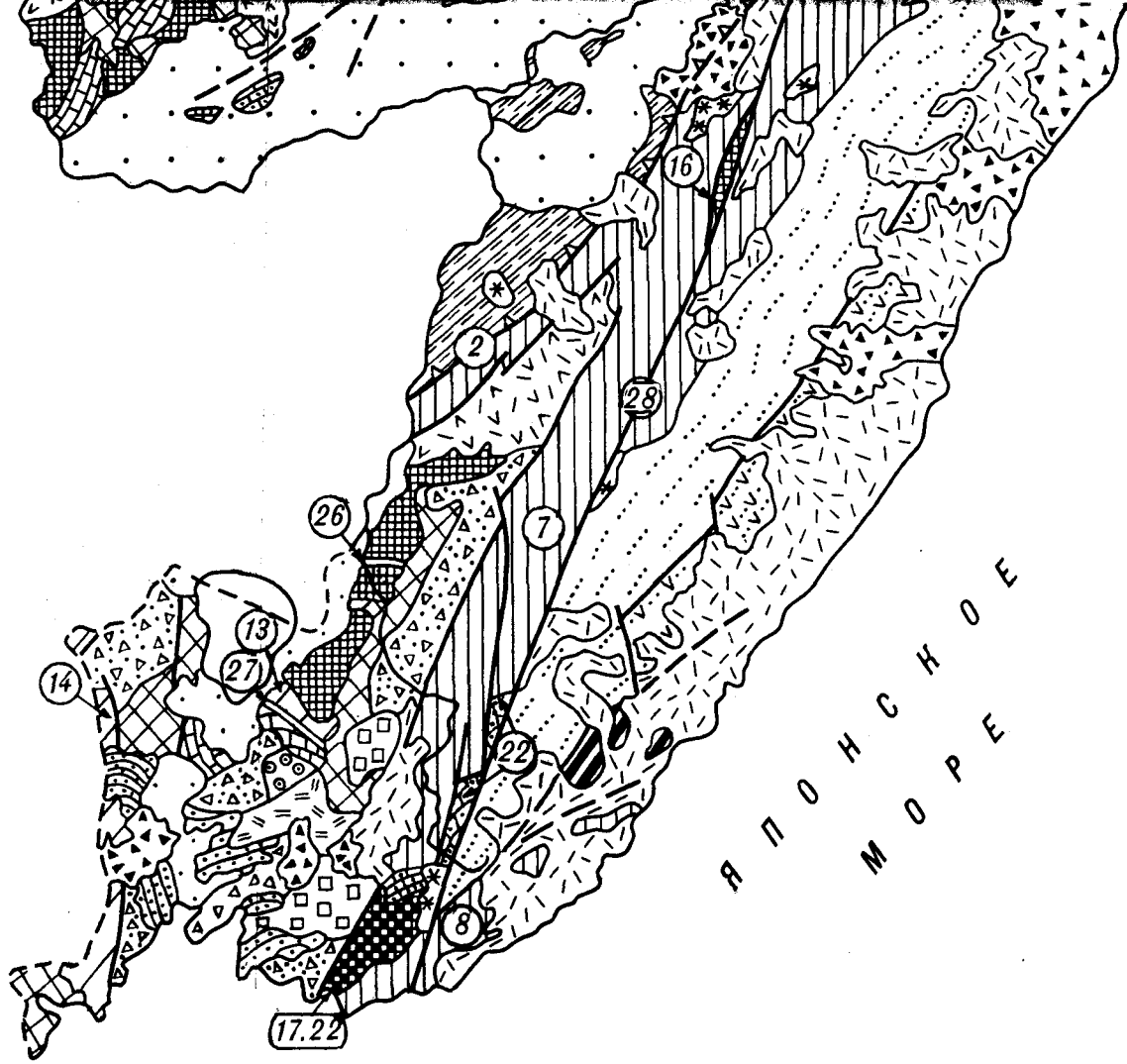
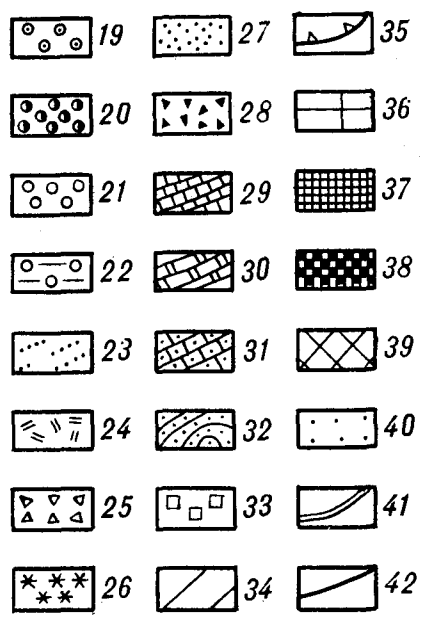
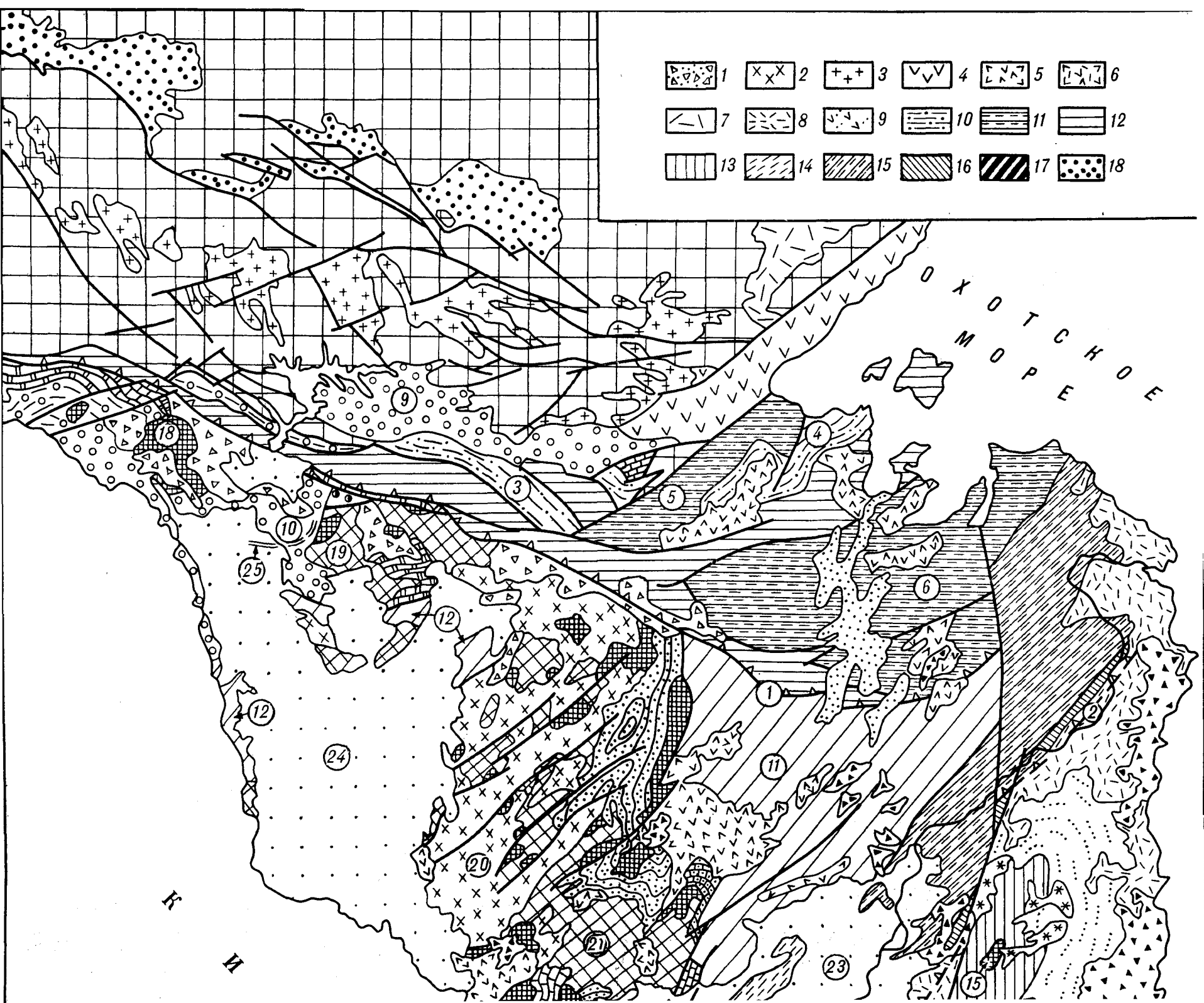


Рис. 1. Главные тектонические элементы юга Дальнего Востока.

1—18 — комплексы-индикаторы конвергентных субдукционных границ (1—9 — вулканоплутонические и плутонические пояса (магматические дуги): 1 — каменноугольно-пермский Западно-Сихота-Алинский вулканоплутонический пояс, 2 — позднепалеозойский Тырмо-Буреинский вулканоплутонический пояс, 3 — триасово(?)-юрский Становой плутонический пояс, 4 — триасово-юрский Удской вулканоплутонический пояс, 5 — ранне-поздне меловой Хингано-Охотский вулканоплутонический пояс, 6 — альбский Алчанский вулканический пояс, 7 — меловой Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, 8 — поздний мел-палеогеновый Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, 9 — апт-альбский Самаргинский вулканический пояс, 10 — осадочные комплексы триасово-юрских преддуговых прогибов (цифры в кружках: 3 — Унь-Бомский, 4 — Торомский); 11—17 — аккреционные комплексы: 11 — палеозойские и мезозойские, обладающие чешуйчатонадвиговой структурой (цифры в кружках: 5 — галамский, 6 — ульбанский), 12 — то же, но с неустановленными деталями строения, 13 — юрский (цифры в кружках: 7 — самаргинский, 8 — ольгинский); 14—17 — раннемеловые Хингано-Охотской активной континентальной окраины: 14 — хабаровский меланжевый, 15 — амурский чешуйчато-надвиговой, 16 — киселевско-маноминский с неустановленными деталями строения, 17 — раннемеловой (добарремский) таухинский; 18 — осадочные комплексы тыловых прогибов (Южно-Алданская система юрских впадин), 19—26 — комплексы-индикаторы конвергентных коллизийных границ (19—23 — осадочные морские и континентальные (передовые прогибы, межгорные впадины): 19 — силурийско-девонский, 20 — триасовый, 21 — юрско-раннемеловой (слабо- и недеформированный) (цифры в кружках: 9 — Удско-Зейский

прогиб, 10 — Ушгумунская впадина), 22 — юрско-раннемеловые сильно деформированные, 23 — раннемеловые; 24—26 — магматические (вулканоплутонические пояса, вулканические зоны, интрузивные комплексы): 24 — девонский, 25 — раннемеловой Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс, 26 — раннемеловые хунгарийский, сандинский и татибинский гранитоидные комплексы). 27, 28 — комплексы-индикаторы зон растяжения (27 — кайнозойские рифтогенные впадины, 28 — неоген-четвертичные щелочные оливиновые базальты и континентальные толенты). 29—32 — пассивные континентальные окраины и шельфовые комплексы (29 — рифейско-нижнепалеозойские и нижнепалеозойские, 30 — среднепалеозойские, 31 — позднепалеозойско-триасовые, 32 — триасово-юрские и юрско-раннемеловые). 33 — раннемеловые присдвиговые впадины. 34 — аккреционные складчатые системы (цифры в кружках: 11 — Баджалская, 12 — Норско-Сухотинская, 13 — Спасская, 14 — Лаолин-Гродековская), 35 — мезозойские сутуры (цифры в кружках: 1 — Монголо-Охотская, 2 — Амурская). 36 — раннедевонский фундамент Сибирской платформы. 37, 38 — метаморфические комплексы жестких блоков и микроконтинентов (37 — метаосадочные, 38 — метафиолитовые (цифры в кружках: 15 — Анойский купол, 16 — Хорский клин, 17 — Сергеевские метафиолиты, 18 — Гонжинский блок, 19 — Мамынский блок, 20 — Туранский блок, 21 — Мало-хинганский блок, 22 — Окраинский блок)). 39 — нерасчлененные раннепалеозойские и предположительно докембрийские интрузивные комплексы жестких блоков. 40 — осадочные впадины, сложенные комплексами разной тектонической природы (цифры в кружках: 23 — Среднеамурская, 24 — Амуро-Зейская). 41 — предполагаемые сутуры (25 — Гарьская, 26 — Кабаргинская, 27 — Спасская). 42 — крупные разломы (28 — Центрально-Сихота-Алинский левый сдвиг).



Т  
А  
И

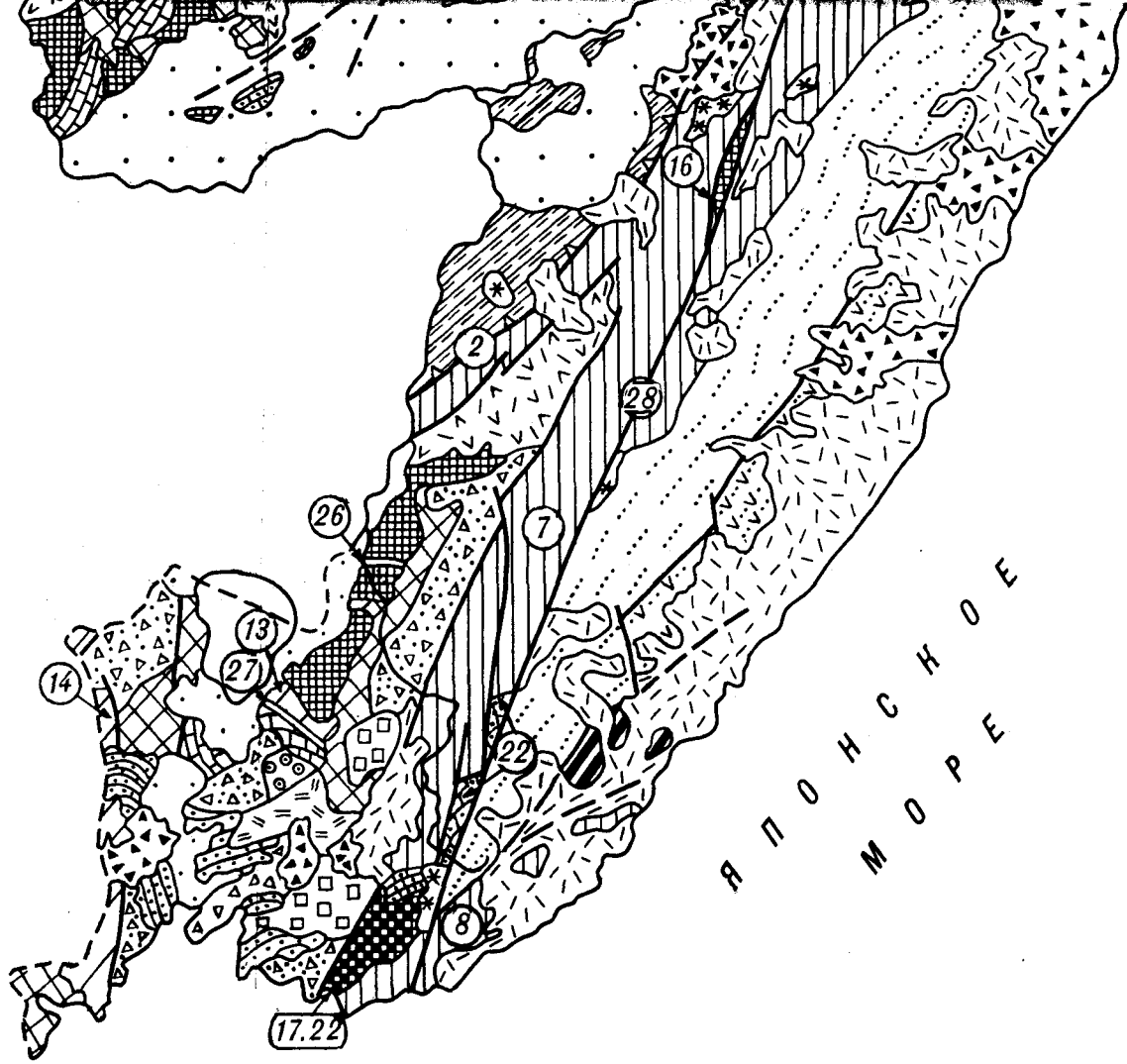
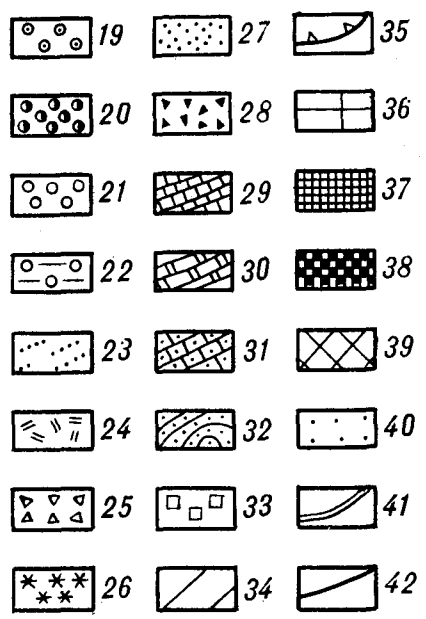


Рис. 1. Главные тектонические элементы юга Дальнего Востока.

1—18 — комплексы-индикаторы конвергентных субдукционных границ (1—9 — вулканоплутонические и плутонические пояса (магматические дуги): 1 — каменноугольно-пермский Западно-Сихота-Алинский вулканоплутонический пояс, 2 — позднепалеозойский Тыро-Буреинский вулканоплутонический пояс, 3 — триасово(?)-юрский Становой плутонический пояс, 4 — триасово-юрский Удской вулканоплутонический пояс, 5 — ранне-поздне меловой Хингано-Охотский вулканоплутонический пояс, 6 — альбский Алчанский вулканический пояс, 7 — меловой Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, 8 — поздний мел-палеогеновый Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс, 9 — апт-альбский Самаргинский вулканический пояс, 10 — осадочные комплексы триасово-юрских преддуговых прогибов (цифры в кружках: 3 — Унь-Бомский, 4 — Торомский); 11—17 — аккреционные комплексы: 11 — палеозойские и мезозойские, обладающие чешуйчато-надвиговой структурой (цифры в кружках: 5 — галамский, 6 — ульбанский), 12 — то же, но с неустановленными деталями строения, 13 — юрский (цифры в кружках: 7 — самаргинский, 8 — ольгинский); 14—17 — раннемеловые Хингано-Охотской активной континентальной окраины: 14 — хабаровский меланжевый, 15 — амурский чешуйчато-надвиговой, 16 — киселевско-маноминский с неустановленными деталями строения, 17 — раннемеловой (добарремский) таухинский; 18 — осадочные комплексы тыловых прогибов (Южно-Алданская система юрских впадин), 19—26 — комплексы-индикаторы конвергентных коллизионных границ (19—23 — осадочные морские и континентальные (передовые прогибы, межгорные впадины): 19 — силурийско-девонский, 20 — триасовый, 21 — юрско-раннемеловой (слабо- и недеформированный) (цифры в кружках: 9 — Удско-Зейский

прогиб, 10 — Ушгумунская впадина), 22 — юрско-раннемеловые сильно деформированные, 23 — раннемеловые; 24—26 — магматические (вулканоплутонические пояса, вулканические зоны, интрузивные комплексы): 24 — девонский, 25 — раннемеловой Умлекано-Огоджинский вулканоплутонический пояс, 26 — раннемеловые хунгарийский, сандинский и татибинский гранитоидные комплексы). 27, 28 — комплексы-индикаторы зон растяжения (27 — кайнозойские рифтогенные впадины, 28 — неоген-четвертичные щелочные оливиновые базальты и континентальные толенты). 29—32 — пассивные континентальные окраины и шельфовые комплексы (29 — рифейско-нижнепалеозойские и нижнепалеозойские, 30 — среднепалеозойские, 31 — позднепалеозойско-триасовые, 32 — триасово-юрские и юрско-раннемеловые). 33 — раннемеловые присдвиговые впадины. 34 — аккреционные складчатые системы (цифры в кружках: 11 — Баджалская, 12 — Норско-Сухотинская, 13 — Спасская, 14 — Лаолин-Гродековская), 35 — мезозойские сутуры (цифры в кружках: 1 — Монголо-Охотская, 2 — Амурская). 36 — раннедевонский фундамент Сибирской платформы. 37, 38 — метаморфические комплексы жестких блоков и микроконтинентов (37 — метаосадочные, 38 — метафиолитовые (цифры в кружках: 15 — Аюйский купол, 16 — Хорский клин, 17 — Сергеевские метафиолиты, 18 — Гонжинский блок, 19 — Мамынский блок, 20 — Туранский блок, 21 — Мало-хинганский блок, 22 — Окраинский блок)). 39 — нерасчлененные раннепалеозойские и предположительно докембрийские интрузивные комплексы жестких блоков. 40 — осадочные впадины, сложенные комплексами разной тектонической природы (цифры в кружках: 23 — Среднеамурская, 24 — Амуро-Зейская). 41 — предполагаемые сутуры (25 — Гарьская, 26 — Кабаргинская, 27 — Спасская). 42 — крупные разломы (28 — Центрально-Сихота-Алинский левый сдвиг).