



ISSN 0002-3272

Ю.М.ПУЩАРОВСКИЙ
Е.Н.МЕЛАНХОЛИНА

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗЕМЛИ ТИХИЙ ОКЕАН И ЕГО ОБРАМЛЕНИЕ



· НАУКА ·

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Ю.М.ПУЩАРОВСКИЙ
Е.Н.МЕЛАНХОЛИНА

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ
РАЗВИТИЕ ЗЕМЛИ
ТИХИЙ ОКЕАН
И ЕГО ОБРАМЛЕНИЕ

Труды, вып. 473

Основаны в 1932 году



МОСКВА
"НАУКА"
1992

Russian Academy of Sciences
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
Yu.M. Pushcharovsky, Ye.N. Melankholina
TECTONIC DEVELOPMENT OF THE EARTH:
PACIFIC OCEAN AND ITS FRAMING

Transactions, vol. 473

Тектоническое развитие Земли: Тихий океан и его обрамление / Ю.М. Пушчаровский, Е.Н. Меланхолина. — М.: Наука, 1992. — 263 с. — (Тр. ГИН; Вып. 473) — ISBN 5-02-002234-9.

В монографии предложены новые аспекты тектонической истории дна Тихого океана и его обрамления. Выяснено большое значение в структурообразовании процессов тектонического расслоения коры и верхней мантии. На основе корреляции тектонических движений установлена сложнейшая картина их проявления как во времени, так и в пространстве. Показана сложность латерального геодинамического взаимодействия коровых и мантийных масс в зоне перехода океан—континент. Раскрыты особенности аккреционной тектоники во всех секторах тихоокеанского обрамления. Аргументируется новая модель глубинных тектонических процессов, основанная на разноуровневном, нерегулярном во времени и разномасштабном проявлении глубинной конвекции.

Ил. 54. Библиогр.: 286 назв.

Рецензенты: *И.С. Грамберг, С.В. Руженцев*

Редакционная коллегия:

член-корреспондент РАН *А.Л. Книппер* (главный редактор),
В.Г. Гербова, Ю.Б. Гладенков, В.А. Дриц

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук *С.Д. Соколов*

The book suggests new aspects in the tectonic history of the Pacific floor and its framing. The tectonic layering of the crust and upper mantle is shown to have a prime significance for structural evolution. Correlation of tectonic motions has been used to reveal a complex pattern of their manifestation both in time and in space. Compound lateral geodynamic interaction of crustal and mantle masses is proved for the ocean — continent transition zone. Features of accretionary tectonics are disclosed throughout the Pacific framing sectors. A new model of deep tectono-magmatic processes is advanced based on variable levels and irregular patterns deep convection manifestations in time and scope.

Reviewers: *I.S. Gramberg, S.V. Ruzhentsev*

Editorial Board:

Corresponding Member of Russian Academy of Sciences *A.L. Knipper* (Editor-in-Chief),
V.G. Gerbova, Yu.B. Gladenkov, V.A. Drits

Responsible editor

D. Sc. (Geology and Mineralogy) *S.D. Sokolov*

П 1804070000-151 420-92 I полугодие
042(02)-92

© Издательство "Наука", 1992

ISBN 5-02-002234-9

ет на перманентное существование в неогее в пределах Тихого океана симатической коры. Возможно, что это есть отражение первичной вещественной и энергетической неоднородности земного шара.

Индо-Атлантический сегмент включает все материки, за исключением их тихоокеанских окраин, и разделяющие материки океаны. Именно в этом сегменте происходило формирование основных континентальных масс Земли и их перераспределение в пространстве. Наиболее важными тектоническими событиями с конца палеозоя здесь были распад Лавразии и Гондваны, дрейф современных материков, раскрытие Атлантического, Северного Ледовитого и отчасти Индийского океанов, становление Альпийского складчатого пояса.

Сравнение с планетами земной группы — Марсом, Венерой и Меркурием, а также Луной, в строении которых имеется глобальная асимметрия, указывает на вероятность предположения об образовании такой асимметрии на стадии планетной аккреции.

Главные вопросы, которые будут рассматриваться в книге, — рост континентальной коры в обрамлении Тихого океана и тектоническая эволюция его ложа. Тем самым основное внимание уделяется аккреционной тектонике и деструктивным процессам, с одной стороны, и проблеме тектонического саморазвития океанической коры — с другой. Отметим, что как в первом, так и во втором случае имеющаяся литература противоречива и неполна и что вследствие этого авторам пришлось выполнить большой объем аналитической работы. В этом процессе мы каждый раз стремились использовать новейшие фактические материалы, в особенности полученные российскими океаническими экспедициями.

Что касается континентальных окраин, то отечественные материалы относятся почти исключительно к Северо-Западному сектору Тихоокеанского тектонического пояса. Существенно осложнило работу то обстоятельство, что в последний период необычайное развитие получили геодинамические исследования, весьма потеснившие тектонические. Чем дальше, тем все труднее становится отыскать в публикациях геологические профили, конкретные характеристики структурных форм и прочие сведения, на которые опирается тектонический анализ. Такой односторонний подход, конечно, нельзя признать нормальным.

Глава шестая по просьбе авторов написана А.О. Мазаровичем, раздел "Метаморфические породы" в главе пятой — А.В. Рихтером, Е.Н. Меланхолина — автор глав седьмой и восьмой. Весь остальной текст написан Ю.М. Пушаровским. При написании главы первой широко использовалась монография Е.Н. Меланхолиной "Тектоника Северо-Западной Пацифики" [45].

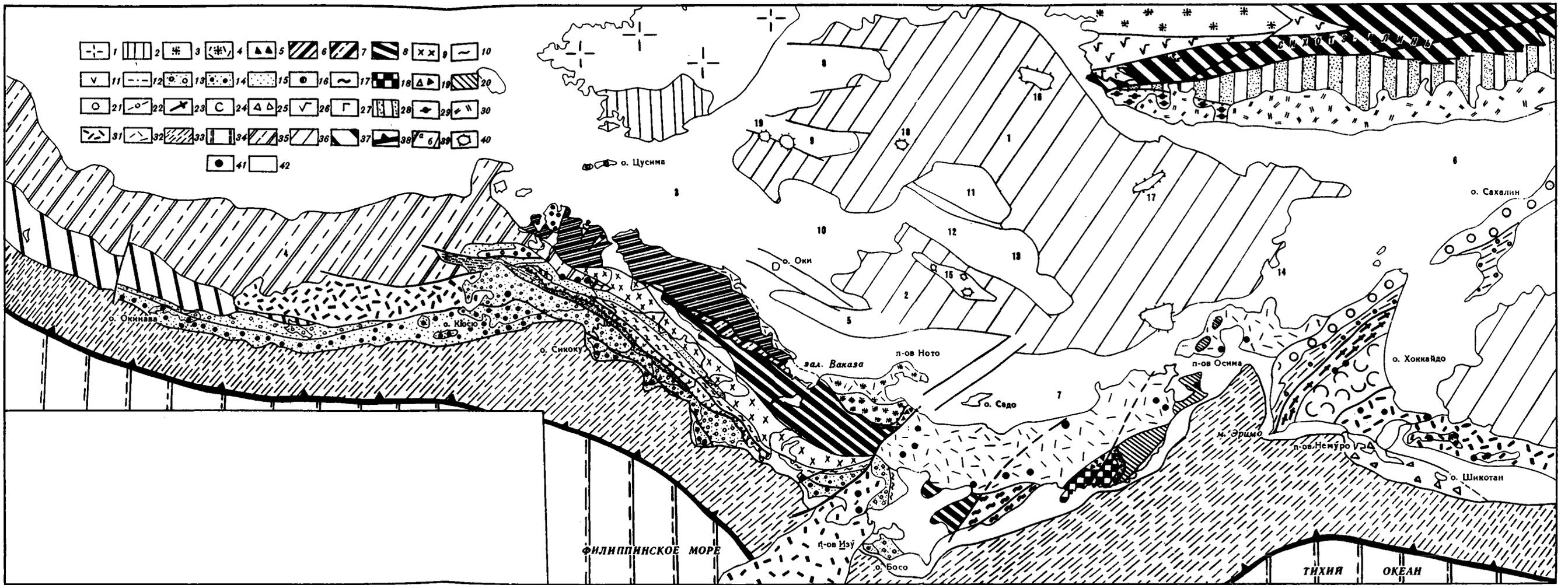


Рис. 45. Схема расположения основных структурно-вещественных комплексов Сихотэ-Алиния, Японских островов и юга Сахалина с элементами тектонической зональности

1, 2 — Корейский щит: 1 — докембрийский фундамент и палеозойские комплексы нерасчлененные, 2 — впадина Гионганг; 3 — докембрийские и палеозойские метаморфические образования, нижнемезозойские терригенные толщи и гранитоиды зоны Хида; 4 — то же, под покровами миоценовых комплексов; 5 — серпентинитовый меланж и зоны смятия (зона Циркум-Хида); 6 — палеозойские карбонатные, терригенные и кремнистые не- и метаморфизованные комплексы и нижнемезозойские олистостромы нерасчлененные (зона Сангун); 7 — терригенные, вулканогенные и кремнистые пермские образования, офиолиты Якуво (зона Майзуру и Ультра — Тамба); 8 — нижнемезозойские комплексы с широко распространенными олистостромами, включающими крупные фрагменты палеозойских пород (в Японии — Тамба—Мио—Ашио, в Приморье — Западно-Сихотэ-Алинская и Бикинская зоны); 9 — гранитоиды, юрско-меловые нерасчлененные и метаморфические породы (зоны Рюкю); 10 — высокобарические метаморфические образования (зона Самбагава); 11 — терригенные, вулканогенные палеозойские и нижнемезозойские комплексы, фрагменты коры докембрийского возраста

(зона Чичибу, Куросегава); 12 — юрский флиш (зона Самбосан); 13, 14 — терригенные, кремнистые, олистостромовые комплексы (зона Симаганто); 15 — меловые, 16 — палеогеновые и моложе; 17 — терригенные верхнемеловые толщи (зона Идзуми); 18 — палеогеновые терригенные образования; 19 — метаморфические комплексы, меловые гранитоиды (зона Абукума); 18—20 — палеозойские и нижнемезозойские толщи, офиолиты (зона Китаками с подзонами); 18 — палеозойские терригенно-вулканогенные и нижнемезозойские терригенные толщи нерасчлененные (Южное Китаками), 19 — палеозойские офиолиты (Хаяшине — Миямори), 20 — нижнемезозойские олистостромы, кремнистые и терригенные комплексы (Северное Китаками); 21 — верхнемеловые—палеогеновые толщи (Исикари—Западно-Сахалинская зона); 22 — метаморфизованные мезозойские комплексы (Камуикотан-Сунауйская зона); 23 — метаморфические кайнозойские комплексы и гранитоиды, юрские офиолиты (зона Хидака); 24 — юрско-меловые вулканогенно-кремнистые толщи (зона Токоро); 25 — терригенно-туфогенные толщи верхнего мела — кайнозой (Немуро-Шикотанская зона); 26 — вулканогенные образования девона и перми, нижнемезозойские терригенные толщи (Арсеньевская зона); 27 — габброиды палеозойского возраста; 28 — нижнемеловые терригенные толщи (Восточно-Сихотэ-Алинская зона); 29 — вулканогенно-кремнистые и карбонатные породы палеозоя и нижнего

мезозоя, нижнемезозойские и меловые олистостромы (Прибрежная зона); 30 — мел-палеогеновые эффузивные толщи и интрузивные комплексы (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, аналоги пояса в зонах Юго-Западной Японии и на юге Корейского полуострова не показаны); 31 — неоген-четвертичные вулканические комплексы (в пределах Кюсю не показаны); 32 — неогеновые образования; 33 — формации внешнего склона островной дуги; 34 — абиссальные, глубоководные впадины Тихого океана и Филиппинского моря; 35 — рифт Окинава (на Кюсю — грабены Беппу-Самигава); 36 — районы с новообразованной океанической корой; 37 — нижнемезозойские образования дуги Рюкю; 38 — ось желобов; 39 — разломы: а — надвиги, б — прочие; 40 — подводные горы; 41 — крупные валуны или вулканические центры новейшего времени; 42 — области с мощным плиоцен-четвертичным чехлом. Котловины: 1 — Центральная, 2 — Хонсю, 3 — Цусимская, 4 — трог Окинава; 25 — впадина Кита-Оки; 6 — Татарский трог; 7 — трог Могами; возвышенности: 8 — Восточно-Корейская, 9 — Криштофовича, 10 — Кита-Оки, 11 — Северное Ямато, 12 — Южное Ямато, 13 — Токуе, 14 — Окусири; подводные горы или их группы: 15 — Ямато, 16 — Первенца, 17 — Богорова, 18 — Гобэсс, 19 — Уллындо

дуг и подобных им огромных разломов-сдвигов, геологического сходства мало. Имеется лишь некоторое подобие во времени аккреционных процессов и в факте преобразования здесь столь же сложной системы краевых морей и островных дуг в субконтинентальную структуру. Такое преобразование, как и в Северо-Западном секторе, происходило в мезозое и раннем кайнозое. Отмеченное геологическое несходство Корякско-Камчатского сектора и Южной Аляски расходитсся с широко распространенным мнением об их родстве. Окончательное суждение, однако, требует проведения детального сравнения обоих регионов.

ГЛАВА ШЕСТАЯ ВОСТОЧНО-АЗИАТСКАЯ ОБЛАСТЬ

Приокеаническая область Тихого океана в районе Дальнего Востока и Японии отличается структурной гетерогенностью, которая проявляется в существовании областей с корой дорифейского, позднепалеозойского и позднемезозойского возраста, а также регионов с новообразованной океанической корой. Строение переходной зоны определяется сочетанием складчатых, покровно-складчатых и покровных структур, неоднократно формировавшихся в течение длительного времени (с конца палеозоя до плейстоцена включительно) с постепенным "захватом" районов с океанической корой. Структурное развитие неоднократно усложнялось как деструктивными, так и магматическими процессами, проявление и значение которых значительно изменялось от места к месту.

За основу приняты материалы, полученные Геологическим институтом РАН в течение многолетних исследований на Дальнем Востоке, а также многочисленные литературные источники, прежде всего последнего времени. При написании текста постоянно использовались Геологическая карта Японии [156] и монография "Геология и минеральные ресурсы Японии" [158], на которые в дальнейшем специальных ссылок не будет.

СИХОТЭ-АЛИНЬ

Общепринято, что в хребте Сихотэ-Алинь и его отрогах существует продольная тектоническая зональность. Однако характер структурных соотношений между зонами и их внутреннее строение понимаются неодинаково. Яркой иллюстрацией этого может послужить дискуссия о внутренней структуре центральных районов Ханкайского массива. Отметим, что в ходе исследований все большее обоснование находят представления о широком развитии в Сихотэ-Алине чешуйчато-надвиговых, а в ряде районов и покровных структур, сформированных в течение нескольких фаз деформаций в основном в допозднемеловое время. Их существование доказывается полевыми наблюдениями и подтверждается новыми геофизическими данными [57], которые, кстати, показывают, что "существование мощных кристаллических комплексов Ханкайского массива под Сихотэ-Алинем маловероятно, он может присутствовать здесь лишь в виде экзотических глыб" [Там же. С. 9].

Большую часть хребта Сихотэ-Алинь занимает Восточно-Сихотэ-Алинская складчатая зона, которая в Южном Приморье расположена между Центрально-Сихотэ-Алинским разломом и Прибрежной зоной, а севернее — между серией крупных разломов, круто наклоненных к юго-востоку, и Татарским проливом. Описываемая зона отличается широким развитием терригенных нижнемеловых образований, смятых в напряженные линейные складки северо-восточного простирания с шириной до 20 км, крылья которых нередко осложнены левыми сдвигами разных амплитуд и надвигами [12].

Наиболее древние образования зоны представлены на юге Сихотэ-Алиня эрдагоуской свитой (J_3-K_1), которая сложена кремнистыми породами со спилитами (170 м). Они надстраиваются берриас-альбскими алевролитами, песчаниками, объемные соотношения которых могут значительно изменяться в разрезе. Примерно на уровне валанжина отмечаются олистостромы с блоками каменноугольно-пермских известняков и пермских, триасовых, юрских и валанжинских кремней. В отдельных блоках песчаников встречены и норийские моноитиды. С апта в разрезе начинают появляться прослои туфотерригенных пород, линзы и прослои андезитовых туфов.

Сходное строение имеют берриас-альбские отложения и севернее, при этом к верхам разреза отмечается увеличение грубообломочных пород, а с нижеальбского уровня — появление лав и туфов среднего и основного составов. Нижнемеловые толщи совместно с прорывающими их альбскими гранитами на севере Сихотэ-Алиня перекрыты с резким угловым несогласием сеноман-туронскими континентальными терригенными отложениями.

Прибрежная зона расположена на юго-востоке Сихотэ-Алиня. На западе она по системе надвигов перекрывает меловые образования Восточно-Сихотэ-Алинской зоны, на востоке — скрыта под водами Японского моря.

Наиболее древними фаунистически охарактеризованными образованиями являются фаменские известняки и спилиты, стратиграфически выше которых с неясными взаимоотношениями находятся каменноугольно-пермские толщи, низы которых представлены пиллоу-лавами, гиалокластитами, лавобрекчиями высокоили умереннотитанистых базальтов, аналогичных базальтам океанических островов либо срединно-океанических хребтов [90]. Выше залегают рифогенные известняки или кремни, известковистые брекчии, песчаники. Количество тех или иных пород меняется от места к месту. Максимальные мощности непрерывных разрезов карбонатных пород (гора Зарод) достигают 1500 м. Палеозойские известняки, кремни и эффузивы нередко встречаются в виде глыб в олистостромах раннемелового возраста.

Наиболее обстоятельно описано строение Прибрежной зоны в районе Дальнегорска [12 и др.]. Здесь выделены автохтонный, параавтохтонный, два аллохтонных и неавтохтонный комплексы. Первый из них сложен песчаниками, алевролитами и олистостромами баррем-альбского или берриас-валанжинского возраста, второй — флишоидами. Нижний аллохтон представлен берриас-валанжинскими олистостромами с олистоплаками триасовых и(или) пермских известняков, верхний — кремнистыми породами триасово-юрского возраста, находящимися в тектонических взаимоотношениях с терригенными толщами титона—валанжина и нижнего мела. В целом структура района представляется как покровно-складчатая, осложненная многочисленными крутыми разломами. Неавтохтонный комплекс представлен валанжинскими терригенными породами. Покровная и чешуйчато-надвиговая структура известна и в других районах Прибрежной зоны [42, 12].

Все отмеченные образования с несогласием перекрыты эффузивами среднекислого состава и прорваны мел-палеогеновыми интрузивами Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса.

Западно-Сихотэ-Алинская зона протягивается широкой полосой субмеридионального простирания от побережья Японского моря вдоль западных отрогов хребта Сихотэ-Алинь до р. Ануй [42, 12 и др.]. Этой зоне соответствуют максимальные мощности (40—42 км) земной коры. Восточным ограничением зоны в пределах Южного Приморья является Центрально-Сихотэ-Алинский разлом; севернее она граничит по сложной системе разломов с Восточно-Сихотэ-Алинской зоной.

На западе Западно-Сихотэ-Алинской зоны залегают деформированные тектонические пластины амфиболизированных катаклазированных габброидов, габбро-

норитов, серпентинизированных гарцбургитов, дунитов, верлитов, которые представляют собой тектонически разобщенную офиолитовую ассоциацию, слагающую аллохтонный комплекс [42, 18]. Его восточным ограничением служит Калиновский надвиг. По последним данным [90], гипербазит-габбровый комплекс перекрыт толщей спилитизированных базальтов или кремнистых пород позднедевонско-раннепермского возраста. Базальты нередко включают крупные блоки каменноугольно-пермских известняков. В отдельных местах зоны достоверно установлено, что офиолиты перекрыты слюдястыми песчаниками или конгломератами верхней перми.

Вдоль Калиновского надвига, а также вдоль отдельных выходов габброидов, с ним не связанных, протягивается узкой полосой толща тонкозернистых песчаников и алевролитов верхней перми. Для Западно-Сихотэ-Алинской зоны характерно широкое развитие олистостромовых толщ как минимум двух типов. Первый из них представляет собой хаотический комплекс, матрикс которого сложен алевролитами, аргиллитами позднеэриасово-среднеэриасового возраста с прослоями кремней и песчаников, в которые заключены каменноугольные и пермские известняки, кремни пермского, ранне-, средне- и позднеэриасового возраста, эффузивы палеозойского возраста и песчаники, которые во многом сходны с образованиями зоны Тамба-Мино-Ашио Японии [42]. Второй тип олистостромовых образований включает блоки пород офиолитовой ассоциации, и их формирование увязывается со становлением аллохтонных структур в раннемеловое время.

Олистостромовые комплексы подстилаются кремнистыми толщами пермского и позднеэриасового возраста. Они представляют собой тонкое чередование кремней и кремнистых алевролитов. В верхней части сихотэ-алинского комплекса увеличивается количество терригенных пород. Все эти породы слагают чешуйчато-надвиговые структуры, осложненные складками, оси которых имеют северо-восточное простирание. В восточной части зоны отмечается запрокидывание складок к юго-востоку.

Ханкайский массив представляет собой фрагмент дорифейской континентальной коры. Его основание сложено мраморами, различными сланцами и гнейсами позднепротерозойского возраста, перекрытыми карбонатными и терригенными толщами рифея. Дофанерозойские образования имеют сложнейшую складчатую структуру с разломами различных простираний и падений.

Палеозойские комплексы [49] в низах представлены терригенно-карбонатными отложениями нижнего кембрия, сменяющимися кверху молассоидами нижнего—среднего кембрия с общей мощностью кембрийского разреза до 7500 м. Верхний кембрий сложен лавами и лавобрекчиями риолитов и липаритов. Ордовикско-силурийские толщи имеют пестрый терригенный состав. Среди силурийских пород широко развиты туфы, тефронды, лавы базальтов, андезитов, андезито-базальтов и терригенные образования, формировавшиеся в рифтах на континентальной коре. Они известны и к западу от Ханкайского массива, где распространены кремни, потоки базальтов, песчаники и алевролиты. Девон (до 5000 м) представлен толщами лав и туфов риолитов, терригенными породами, которые ложатся с резким угловым несогласием на нижележащие комплексы. В верхах его широко развиты лавы трахибазальтов и трахиандезитов. Каменноугольные образования сложены туфотерригенными маломощными породами.

Опущенные по Западно-Сихотэ-Алинскому разлому и переработанные части Ханкайского массива установлены в пределах Арсеньевской зоны; на них формировались вулканогенно-терригенные комплексы девона и перми. По данным [90], Арсеньевская зона состоит из двух подзон. В западной развиты пермские существенно вулканические и интрузивные образования, в восточной — терригенные (ариадненская свита) позднепермского—юрского возраста. Восточная граница зоны совпадает с Арсеньевским разломом. Все

палеозойские породы Ханкайского массива и Арсеньевской зоны с несогласием перекрыты триасовыми, а затем и юрскими мелководными и(или) прибрежными терригенными породами.

Севернее Ханкайского массива расположена Бикинская зона, сложенная верхнетриасово-юрскими кремнями и алевролитами, перекрытыми вулканогенно-терригенными и терригенными толщами мелового возраста. Нижнемезозойские образования имеют много общего с породами Сихотэ-Алиня.

ЯПОНИЯ

Ниже будут рассмотрены основные черты донеогеновой тектонической зональности Японских островов. Наиболее крупные из них (Кюсю, Сикоку и Хонсю) традиционно разделяются японскими геологами на юго-западную и северо-восточную провинции, отделенные друг от друга крупной зоной кайнозойских разломов Итоигава-Сидзуока. Она имеет субмеридиональное простирание, крутое западное падение и протягивается от района залива Суруга к восточным отрогам хребта Хида, выходя на побережье Японского моря восточнее залива Тояма. В южной части разломной зоны лежит грабен Фосса-Магна, выполненный неогеновыми осадочными и неоген-четвертичными вулканическими породами. Однако для мезозойского времени более существенную роль играла зона разломов Танакура, которая протягивается вдоль западных отрогов плато Абукума. Именно она и принимается нами как граница северо-восточной и юго-западной тектонических провинций Японии.

Юго-западная провинция разделена на внутреннюю и внешнюю части Срединным (Медианным) разломом, который был заложен в меловое время и интенсивно развивался как левый сдвиг в раннем олигоцене и как правый — в четвертичное время. Возможно, что основные движения, приводившие к катаклазу пород, завершились в раннем миоцене.

Строение Юго-Западной Японии

Внутренняя область Юго-Западной Японии с севера на юг разделяется на зоны Хида, Циркум-Хида, Сангун, Майзуру, Ультра-Тамба, Тамба-Мино-Ашию и Риоке (рис. 45).

Зона Хида расположена в районе п-ова Ното и гор Хида. В ее состав включаются также части возвышенности Ямато в Японском море и фундамент о-ва Оки. Основная часть зоны сложена докембрийскими сложнодислоцированными гнейсами Хида, надвинутыми на юг, на кианит-силлиманитовые сланцы Уназуки. Последние развивались по верхнекаменноугольным известнякам, пелитовым породам и вулканитам кислого состава. После надвигания гнейсы Хида совместно с палеозойскими образованиями были дислоцированы с последующим (220—250 млн лет назад) региональным метаморфизмом. Позже структура усложнилась при внедрении массивов кварцевых диоритов, диоритов, гранодиоритов и гранитов среднеюрского возраста.

В зоне Циркум-Хида установлены блоки силурийско-девонских и каменноугольно-пермских образований, частично метаморфизованных до филлитов и кристаллических сланцев, заключенные в зоны милонитов или в серпентинитовый меланж. Силурийские породы в районе Фукуи формировались в условиях мелководного шельфа с рифогенными постройками, в пределах которого в позднем лудлове были заложены вулканические аппараты, поставившие пирокластический материал существенно кислого состава. Жедин-эмс представлен карбонатно-терригенными породами и чередованием туфов кислого состава, алевролитов и известняков. Каменноугольно-пермские образования делятся на карбонатные (преобладают на северо-востоке зоны) и терригенные. Известняки, как правило, залегают на вулканических породах основного состава. Все палеори-

фогенные постройки (например, Оми) имеют в настоящее время тектонические контакты. Некарбонатные фации верхнего палеозоя представлены туфобрекчиями, песчаниками, аргиллитами, кремнями и конгломератами, в которых обнаружены гальки известняков с девонской фауной и гранитов.

Метаморфические породы и неметаморфизованный палеозой зон Хида и Циркум-Хида с несогласием перекрываются плохо сортированными конгломератами, песчаниками и алевролитами с отдельными горизонтами туфов (серия Тетори и Курума) с общим возрастным интервалом от ранней юры до конца раннего мела. Они имеют мощность от десятков до тысяч метров и содержат мелководную фауну, а также флору.

Зона Сангун расположена на западе о-ва Хонсю и северо-востоке о-ва Кюсю и по серии пологих надвигов или по крутопадающим разломам граничит с зоной Майзуру. Предложено несколько вариантов интерпретации строения зоны [147, 213], при этом все отчетливее ставится вопрос о ее сложном покровном строении. Вне зависимости от представлений о строении принимается, что зона сложена тремя основными комплексами пород: карбонатным, некарбонатным и метаморфическим.

Карбонатный комплекс представлен массивами (Акийоси, Атетсу, Таишаку и др.) визейско-среднепермских известняков, сходных с отмечавшимися выше известняками Оми (зона Циркум-Хида). Наиболее обстоятельно изучен массив Акийоси, расположенный на крайнем западе о-ва Хонсю. Он сложен светлыми биокластическими известняками, в которых на разных стратиграфических уровнях залегают рифовые тела. Важнейшими породообразующими организмами известняков являются фузулиниды, криноидеи, мшанки и синезеленые водоросли. Известняки практически лишены терригенных прослоев и залегают на потоках щелочных базальтов с подушечной отдельностью и гиадокластитах того же состава. Общая мощность известняков Акийоси 720 м. Они слагают аллохтон, породы которого смяты в сложные, в том числе лежащие, складки северо-восточного простирания с надвигами или крутопадающими разломами северо-восточного и северо-западного простираний.

Автохтон образован палеозойскими сериями (Беппу, Тсунемори, Ога), которые соответственно представлены кремнистыми светло-зелеными сланцами с тонкими прослоями терригенно-кремнистых пород и обломками известняков (визе — средняя пермь), массивными алевролитами с прослоями песчаников и аргиллитов (моложе верхов средней перми) и массивными песчаниками с блоками черных алевролитов, известняков и кремней (моложе средней перми). Все породы смяты в опрокинутые напряженные складки с северным падением осей. Серия Беппу надвинута на серию Ога по пологим надвигам.

Считается, что комплекс палеозойских образований [240] формировался на вершине, склоне и у подножия подводной горы, а затем был перемещен в виде террейна и вовлечен в покровно-складкообразование в поздней перми или раннем триасе. Вся структура зоны Сангун перекрыта с несогласием верхнетриасовыми мелководными толщами, которые в юрское и меловое время были вновь надвинуты в южном направлении [147].

Третий комплекс, слагающий зону Сангун, представлен одноименными метаморфическими породами, образовавшимися при высоких давлениях. Первично это были терригенные породы, известняки, радиолариты, базальты, диабазы, габбро и ультраосновные породы. В известняках обнаружены верхнекаменноугольно-нижнепермские фузулиниды, а в алевролитах остатки пермских растений. Кроме них, были найдены средне-верхнепермские и юрские радиолариты [213], что позволяет говорить о частичном формировании кристаллических сланцев меозойским породам, чему не противоречат К-Аг-датировки: 260—170 млн лет. Сланцы Сангун претерпели как минимум три фазы складкообразования, причем первые две привели к образованию изоклинальных складок запад-северо-за-

падного простирання. В раннемеловую фазу были сформированы субширотные складки с размахом крыльев до 10 км. Сланцы Сангун были надвинуты в южном направлении на породы зоны Тамба или Майзуру.

Наконец, в пределах зоны Сангун установлены комплексы нижнемезозойских олистостром [213], структурное положение и палеотектонический смысл которых обсуждаются.

Зона Майзуру протягивается от залива Ваказа в юго-западном направлении до префектуры Ямагучи [213, 147]. Она характеризуется широким развитием пермских терригенных образований (серия Майзуру), основных и ультраосновных пород комплекса Якуно, а также мезозойских терригенных отложений. В некоторых районах установлены вулканиты основного состава и кремнистые образования позднекаменноугольно-среднепермского возраста (толща Шимамото). Все домезозойские породы находятся, как правило, в тектонических взаимоотношениях. В целом зона Майзуру надвинута на более южные зоны по системе надвигов. Серия Майзуру сложена вулканическими породами основного состава, включая туфы (700 м), олистостромами и флишем (1300 м), алеволитами и песчаниками, относительное количество которых меняется от места к месту. Возраст серии определяется как позднепермский. В олистостроме имеются блоки пермских известняков, метаморфических пород, основных и ультраосновных пород Якуно и сланцев Сангун.

Комплекс Якуно представляет собой сложную ассоциацию перидотитов, клинопироксенитов, серпентинитов, метагаббро, амфиболитов, гранитоидов, основных вулканических пород, метаморфических образований и рассматривается как тектонизированная офиолитовая ассоциация. Возраст горнблендитов (К—Аг-метод) — ранняя—средняя пермь (278—241 млн лет), но есть и другие датировки (228—275 млн лет). Породы Якуно претерпели значительное пластическое течение, но не были подвержены метаморфизму высокого давления в отличие от своих аналогов в метаморфических породах Сангун. Тем не менее они объединяются как реликты единого океанического бассейна. Предполагается [147], что еще на океанической стадии породы Якуно участвовали в надвигообразовании.

В районах Майзуру и Комигори офиолиты надвинуты на серию Майзуру, в которой, кроме перечисленных пород, обнаружены олистолиты пиллоу-лав, базальтов, габбро, плагиогранитов и серпентинитов.

Севернее пород Якуно известны массивы ультраосновных пород, иногда объединяемых с ними в единый внутренний офиолитовый пояс. Он протягивается с перерывами от залива Ваказа до Северного Кюсю. Это в основном серпентинизированные дуниты (до 82%) и сильнодеформированные гарцбургиты, с которыми связаны небольшие тела лерцолитов и ортопироксенитов. Подчеркивается, что все описанные породы имеют вид тектонической смеси (меланж? — А. М.) и в плане обрамляют с юга выходы кристаллических сланцев Сангун, расположенных вдоль побережья Японского моря.

Зона Ультра-Тамба находится в тектонических взаимоотношениях с расположенной севернее зоной Майзуру и с более южной зоной Тамба-Мино-Ашио. Установленная протяженность зоны Ультра-Тамба с северо-востока на юго-запад 120 км при ширине от первых сотен метров до 3 км.

Зона представляет собой деформированный в складки пакет покровов, состоящий из двух аллохтонов. Нижний, или относительный, автохтон (подзона Ультра-Тамба II) сложен зелеными песчаниками свиты Хиками, которые переслаиваются с черными или зелеными алевролитами. Как правило, массивные песчаники состоят из плохо сортированных и угловатых обломков кварца, плагиоклаза, щелочного полевого шпата, кислых туфов и гранитов. Максимальная мощность — 1000 м — отмечается в более западных районах зоны. К востоку она уменьшается до 100—150 м, что позволяет предполагать снос с западных

районов о-ва Хонсю. В алевролитах обнаружены радиолярии верхов средней или низов верхней перми. Иногда возраст определяется как позднепермский— триасовый (?). Верхний аллохтон (подзона Ультра-Тамба I) сложен верхнепермской свитой Ои, которая представлена тонким чередованием кремнистых и пелитовых пород, переслаиванием песчаников и алевролитов (флиш), а также олистостромовыми комплексами с общей минимальной мощностью до 100 м.

Совмещение аллохтонов произошло в триасе, что совпадает с временем углового несогласия в северо-западных и западных районах о-ва Хонсю. В средне- или раннеюрское время они были надвинуты на образования зоны Тамба-Мино-Ашио.

Южнее описанных зон, от северо-востока Кюсю до нагорья Абукума, протягивается сложнопостроенная область, в которой, как считали ранее, были развиты палеозойские эвгеосинклинальные образования, несогласно перекрытые верхнемеловыми или более молодыми эффузивами кислого состава. Интенсивное изучение остатков радиолярий и конодонтов показало, что во всех выделенных ранее зонах (Тамба, Мино, Ашио) палеозойские образования, как правило, залегают в виде покровов, олистоплак или олистолитов в среднеили верхнеюрских олистостромах. В связи с этим вслед за [185] мы выделяем единую зону Тамба-Мино-Ашио, строение которой иллюстрируется рядом примеров.

В районе Нохи развиты верхнемеловые риолиты, образующие в плане полосу север-северо-западного простираения шириной до 30—40 км, которая разделяет подзону Мино на две части — восточную и западную. Палеомагнитные данные по верхнемеловым образованиям показали, что эта часть о-ва Хонсю испытала больший поворот (до 48°) против часовой стрелки по отношению к более западным районам Юго-Западной Японии.

С севера восточная часть подзоны Мино ограничена серпентинитовыми меланжами зоны Циркум-Хида или надвигами, по которым переместились образования подзоны Тамба. На юге граница проводится при появлении пород зоны Риоке (см. ниже). На востоке она проходит по разломам Итоигава-Шидзуока. Большая часть подзоны Мино сложена нижнемезозойскими образованиями, которые изредка прорываются верхнемеловыми гранитоидами. По данным Т. Отсука [214], в восточной части подзоны Мино с севера на юг выделено семь комплексов пород, образующих в плане ряд полос северо-восточного простираения.

Комплекс Хираю представляет собой среднеюрские алевролиты и аргиллиты, в которые включены блоки (от первых сантиметров до 1—2 км) ниже-среднепермских известняков, базальтов и кремней, триасовых и нижнеюрских кремней и юрских песчаников. Комплекс Юкава сложен нижнеюрскими кремнями, выше которых залегают среднеюрские алевролиты светло-зеленых, голубовато-серых и характерных красновато-коричневых оттенков, реже туфоалевролитов и аргиллитов. Эти отложения падают круто к северо-западу, в кремнях развиты асимметричные складки. Комплекс Ширахонэ представляет собой микстит верхов средней юры, большая часть которого образована блоками среднепермских известняков, иногда с прослоями кремней, пиллоу-лавами и гиадокластитами базальтов и, наконец, кремнистыми породами. Комплекс Савандо сложен переслаиванием кремней, песчаников и туфоалевролитов середины нижнего триаса — низов поздней юры. В верхах встречаются оползневые несоортированные конгломераты с гальками песчаников, гнейсов, гранитов, кремней, гранатбиотитовых гнейсов, известняков позднего триаса. Породы падают к северо-востоку под углами от 45 до 80°.

Комплекс Шимашима — микстит с алевролитовым матриком верхов средней — низов верхней юры, в котором заключены блоки кремней нижнего— верхнего триаса и песчаников. Породы интенсивно рассланцованы, смяты в складки, которые формировались как до консолидации осадков, так и после. Комплексы Мизогава и Киогатаки представляют собой турбидиты позднеюрского

возраста, сложенные песчаниками, алевролитами и подводно-оползевыми образованиями. В последних наблюдаются блоки кремней, кремнистых алевролитов, пермских и верхнетриасовых известняков и эффузивов основного состава протяженностью до 2 км.

На востоке западной части установлены микститы, матрикс которых представлен темно-серыми алевролитами верхов верхней юры — низов нижнего мела. В них заключены обломки и блоки песчаников, кремней и базальтов размером от миллиметров до километров. По радиоляриям из кремней восстановлен непрерывный разрез от среднего триаса до низов мела. В берриасе микститы были превращены в меланж, а затем смяты в складки северо-восточного простиранья.

Западная часть подзоны хорошо изучена на северо-западе гор Мино, где установлен пакет аллоптонов, смятый в синформную складку, ось которой погружается на северо-запад. Он сложен серией Окумине, которая разделена на три толщи, палеоокеанские породы которых имеют ранне-среднепермский возраст и находятся в тектонических взаимоотношениях. Первая из них образована пиллоулавами и гналокластитами базальтов, кремнями и доломитами, вторая — известняковыми брекчиями и мелководными известняками и третья — карбонатными породами с гналокластитами основного состава в основании. Кроме этого, в составе аллоптонов выявлены юрские песчаники и алевролиты (J_1^1 — J_2^1) и алевролиты (J_2^2 — J_3^2) с блоками кремней и кремнистых алевролитов.

Имеются работы, согласно которым юрские кремнистые образования района Инуяма были сформированы на 7° с.ш. и испытали перемещение на 8000 км к северу. Вместе с тем находки в среднеюрских микститах в западной части подзоны Мино аммонита *Keplerites* [241], относящегося к бореальной фаунистической провинции, противоречат палеомагнитным данным. Все описанные литологические ассоциации и структуры, установленные в подзоне Мино, прослеживаются как на запад в подзону Тамба, так и на восток в подзону Ашио.

Зона Риоке расположена севернее Срединного разлома, т.е. протягивается вдоль южной границы Внутренней области юго-западной тектонической провинции Японии более чем на 700 км. Иногда принимается, что гранитоиды гор Абукума являются аналогами пород зоны Риоке.

Более половины площади зоны занимают гранодиориты, граниты, тоналиты, кварцевые диориты и габброиды, которые по времени образования разделяются на древние и молодые. Метаморфические высокотемпературные породы слагают не менее трети зоны. На основании данных по радиологическому возрасту и геологическим наблюдениям установлено, что региональный метаморфизм и последующее внедрение древних гранитоидов Риоке произошло в конце позднерюрского — начале мелового времени, молодых — в позднем мелу. По геологическим данным, комплекс пород зоны Риоке образовался в результате метаморфизма терригенных и кремнистых пород (зоны Тамба-Мино-Ашио), которые были уже деформированы до этого события. Установлено, что изограды метаморфизма Риоке пересекают под небольшим углом складчатую структуру.

В южной части зоны Риоке, на островах Сикоку и Кюсю, развиты мощные (5000—7000 м) толщи кампан-маастрихтских морских терригенных отложений (серия Изуми), смятых в сложную синклиналичную складку. Низы серии образуют трансгрессивный ряд, верхи — регрессивный. На разных горизонтах присутствуют туфы риолитового и дацитового состава.

Внешняя область юго-западной Японии с севера на юг разделена на зоны Санбагава, Микабу, Чичибу, Куросегава, Самбосан и Симанто.

Зона Санбагава расположена непосредственно к югу от Срединного разлома. Она сложена метаморфическими образованиями высоких ступеней давления. Исследования последних лет показали, что метаморфиты слагают серию тектонических покровов, однако их взаимоотношения и состав до сих пор обсуждаются. Установлено, что метаморфиты имеют возраст 73—70 млн лет.

По мнению М. Фаура и др. [147], на о-ве Сикоку автохтон сложен конгломератами и лавами кислого состава среднепалеозойского возраста. На него надвинут пакет покровов, состоящий из глаукофановых сланцев, амфиболитов, эклогитов, слюдяных сланцев, диабазов, пиллоу-лав и серпентинизированных перидотитов, расслоенных серпентинитами на ряд литопластин, а также различными сланцами по породам зон Микабу и Чичибу (см. ниже).

Зона Микабу расположена южнее зоны Санбагава и представляет собой сложно деформированный покров, залегающий как на кристаллических сланцах зоны Санбагава, так и на олистостромах зоны Чичибу. Покров смят в изоклинальные или опрокинутые син- и антиформы. Перемещение, метаморфизм, широко развитый в зоне, и деформации пород произошли между поздним триасом и ранним мелом. На о-ве Сикоку зона Микабу образована [261] сложно построенной ассоциацией основных и ультраосновных пород, кремней, песчаников и известняков. Наиболее широко в зоне представлены гиалокластиты и лавы базальтов, вулканические брекчии и туфы, которые по петрохимическим особенностям относятся к толеитовым, пикритовым и щелочным базальтам. Большое количество гиалокластитов и некоторые другие особенности позволяют утверждать, что породы формировались на глубинах дна не более 500 м. На разных уровнях эффузивного разреза встречаются силлы габбро, образующие серии мощностью до 900 м.

Составной частью зоны Микабу является также перидотит-габбровый комплекс. Он представлен небольшими телами в той или иной мере серпентинизированных перидотитов, клинопироксенитов и габбро, которое их прорывает. В зоне описаны также специфические габбровые брекчии, которые представляют собой блоки, глыбы и гальки габбро размером от 1 см до 1 км, заключенные в песчаники того же состава. До 90% объема этой необычной олистостромы сложено клинопироксенитами и роговообманково-клинопироксеновыми габбро, иногда плагиогранитами. В осадочных породах зоны Микабу обнаружены остатки конодонтов позднекаменноугольного и средне-позднетриасового возраста. Вся ассоциация формировалась в нестабильной тектонической обстановке в поднятой области (спрединг-центр) окраинного бассейна [261], но несколько позже было сделано предположение, что эта габбровая олистострома образовалась в глубоководном желобе.

Зона Чичибу занимает центральную часть о-ва Сикоку, где она разделена на три подзоны — северную, среднюю и южную [176]. В средней подзоне установлены фрагменты древних образований зоны Куросегава (см. ниже). В северной подзоне наблюдается комплекс мезозойских образований, который надвинут на палеозойские породы. Наиболее древними породами в районе являются верхне-каменноугольные-среднепермские известняки и пиллоу-лавы основного состава, среди которых встречаются прослои песчаников и алевролитов. Верхнепермский комплекс (группа Ширикадани) сложен алевролитами, песчаниками, эффузивными и кремнистыми породами. Терригенные разности представлены плохо сортированными алевролитами с глыбами и линзами песчаников, кремней и эффузивов. Песчаники обычно содержат обломки кварца, плагиоклаза, обломки пород кислого и среднего состава. Эффузивы слагают как небольшие глыбы (до 0,1 м), так и гигантские блоки (протяженность до 2 км, мощность до 100 м) и тесно связаны с красными слоистыми кремнями. Оба комплекса образуют пакет тектонических пластин с северным падением под углами от 50 до 80°. Иногда по контактам пластин развиваются серпентиниты.

Стратиграфически выше расположена толща Шингаи, которая состоит из терригенных пород (до 1000 м) с блоками песчаников, массивных лав и гиалокластитов базальтов, известняков, известняковых конгломератов, кремней и диоритов с ксенолитами гнейсов.

К верхам перми относят толщу красных слоистых кремней, эффузивов основного состава и толщу слоистых кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов.

Мезозойские образования представлены олистостромовой толщей Камиякава мощностью до 2000 м, сложенной алевролитами с блоками (протяженностью от 2 до 5 км) пиллоу-лав и гиалокластитов базальтов, пермских и триасовых кремней, песчаников и чужеродных алевролитов. Матрикс формировался на поздних этапах ранней юры и начальных — средней.

Комплекс Кензан объединяет серию тектонических пластин, сложенных слоистыми кремнями, кремнистыми алевролитами, черными алевролитами и песчаниками, а также лавами базальтов, с которыми связаны доломиты позднекаменноугольного возраста. Все эти породы заключены в алевролиты верхов средней и верхней юры.

Зона Куросегава протягивается в виде узкой полосы с Южного Кюсю на Сикоку и далее на запад, до п-ова Кии. Она изучалась исследователями, которые отмечали, что ее породы являются экзотическими для всей территории Японских островов. По новейшим данным [147], в зоне Куросегава обнаружены гранитоиды, тоналиты, гранатовые амфиболиты, гранулиты, гранатовые пироксениты и габбро возрастом 300—400 млн лет. Вторую группу пород составляют метаморфические породы с глаукофаном, лавсонитом и жадеитом возрастом 400 и 200—240 млн лет. Широко развиты серпентиниты, и даже высказывалась точка зрения о том, что зона Куросегава представляет собой гигантский серпентинитовый меланж. Силурийско-девонские образования представлены песчаниками, кислыми туфами, известняками и конгломератами с обломками гранитов.

В описываемой зоне установлены также верхнепермские олистостромы с блоками карбон-пермских известняков, радиоляритов, основных вулканитов, сланцев и гранитов, которые несогласно перекрываются триасовыми песчаниками и конгломератами, а также верхнеюрскими мелководными конгломератами. Породы сильно тектонизированы, разбиты надвигами на отдельные аллохтоны. На Кюсю [211] они слагают крупные покровы (например, Кашимине). Практически все исследователи предполагают, что зона Куросегава образовалась в результате эволюции крупного блока с континентальной корой. Он представлял собой на длительном интервале времени цепь островов, протягивающихся от Кюсю до Северо-Восточной Японии.

Зона Санбосан представляет собой верхнеюрские флишонды с рифовыми известняками Ториносу. В терригенных образованиях установлены блоки верхнепермских и верхнетриасовых радиоляритов и каменноугольно-пермских известняков с вулканитами основного состава в основании. Структура зоны неясна, но в ней широко развита напряженная складчатость.

Зона Симанто протягивается от о-ва Окинава через южную часть о-ва Кюсю, о-в Сикоку на юг о-ва Хонсю, в районы п-ова Кии, гор Акаиси и Като и п-ова Босо. Она сложена верхнеюрско-миоценовыми вулканогенными и терригенными комплексами, объединенными в супергруппу Симанто, которая описана с разной степенью детальности в разных районах. Интерпретация структуры и происхождения супергруппы Симанто может заметно отличаться в разных работах.

По возрасту образований описываемая зона разделяется на северную и южную подзоны. Первая из них представлена верхами верхней юры — мелом, вторая — палеогеном — нижним миоценом. Все породы деформированы в складки разной степени напряженности и разного порядка, слагают покровные или чешуйчато-надвиговые структуры, прорваны в ряде мест (острова Кюсю, Якусима, Тапегасима, запад о-ва Сикоку) миоценовыми гранитоидами или перекрыты пирокластикой, лавовыми потоками риолитов щелочно-известковистых серий того же возраста. В целом супергруппа Симанто претерпела низкотемпературный метаморфизм в пренит-пумпеллитовой или зеленосланцевой фациях.

Мезозойская часть разреза супергруппы Симанто отделена от более северных районов крупным надвигом Батузо. В ней выделены мелководные морские фации, возраст которых омолаживается в сторону океана (от неокома до кампана-мааст-

рихта). Они сложены песчаниками, алевролитами или известняками и рассматриваются как фронтальные зоны островной дуги. Основную часть разреза образуют турбидитовые фации (2000—5000 м), которые представлены песчаниками и алевролитами с горизонтами олистостром. Древнейший возраст определен по радиоляриям как альбский. В северной подзоне зоны Симанто широко развиты терригенные меланжи, в которых глыбы и блоки песчаников, кремней и пиллоу-лав базальтов размером от сантиметров до километров заключены в рассланцованном терригенном матриксе. Кремни, связанные с базальтами, имеют валанжинский возраст, а матрикс — коньяк-сантонский или коньяк-кампанский.

Кайнозойская часть разреза супергруппы Симанто в целом сходна по составу с мезозойской. В ней широко развиты турбидиты, олистостромы, терригенные меланжи и отложения подводных каньонов и конусов выноса. Возраст изменяется от палеоцена до олигоцена. Возраст меланжа считается палеоцен-раннеэоценовым. В раннем-среднем миоцене палеогеновые образования супергруппы Симанто были дислоцированы, надвинуты в южном направлении и испытали метаморфизм. На о-ве Сикоку и п-ве Босо известны выходы серпентинитов.

Строение Северо-Восточной Янии

Зона Абукума характеризуется широким развитием метаморфических образований (сланцев, гнейсов) и гранитоидов нескольких генераций, которым в рельефе соответствует одноименное плоскогорье (50×200 км). Многочисленные выходы сходных пород прослеживаются и севернее вплоть до побережья Японского моря, и, таким образом, общая протяженность зоны достигает 1000 км.

Весь гранитно-метаморфический комплекс, имеющий общее простираие 340°, ограничен с юго-запада системой разломов Танакура, с запада — Футаба. Разлом Хатагава разделяет зону Абукума на западную и восточную части. Все разломы рассматриваются большинством авторов как левые сдвиги.

На севере гор Абукума (район Сома) известна толща Аиносава (70 м), сходная с толщей Тобигамори (юг Китаками). Она представлена темными алевролитами с прослоями базальтовых и андезитовых туфов с брахиоподами позднего девона. Выше с несогласием залегает толща песчаников и алевролитов (130 м) нижнего карбона (до верхнего визе), перекрытых, в свою очередь, с несогласием известняками (150 м) верхов нижнего карбона, сходными с известняками Онимару (Южное Китаками). Разрез палеозоя венчается алевролитами, песчаниками с телами известняков всех отделов перми, которые с несогласием перекрывают карбон. Общая мощность перми, известной только в двух районах нагорья Абукума, достигает 1500 м. Указывается, что более северные выходы соответствуют разрезам Южного Китаками, чем южные.

Неметаморфизованный мезозой известен в районе Сома, в котором он представлен одноименной серией среднеюрско-раннемелового возраста, которая сложена аркозовыми песчаниками и алевролитами с остатками аммонитов, пелеципод, реже флоры. В отложениях установлены прослои известняков и углей. Меловые отложения (конгломераты, песчаники, иногда дацитовые туфы) общей мощностью до 700 м развиты вдоль восточного края нагорья Абукума.

Метаморфические породы зоны Абукума уже давно разделены на две серии: Такануки (кварц-полевошпатовые гнейсы с известняками) и Госайосё (сланцы, амфиболиты), которые относили к самым разным уровням вплоть до докембрия. Недавно было установлено [148], что метаморфические образования Госайосё надвинуты с юга на север на Такануки в допозднемеловое, скорее всего в позднеюрское, время. Покровная структура испытала несколько фаз деформаций под воздействием внедрения двух комплексов гранитоидов: молодых (100 млн лет) и более древних, что привело к формированию сложной купольной структуры.

Аллохтонные образования сопоставляются с породами зоны Санбагава. Указывается, что известняки раннекаменноугольного и раннепермского возраста сов-

местно с ультраосновными породами являются олистолитами, а породы изначально представляют собой мезозойскую олистострому.

В районе гор Китаками выделены зоны Северного и Южного Китаками, разделенные зоной Хаяшине-Миямори.

Зона Южного Китаками расположена на юге одноименных гор и в восточной части гор Абукума. Она сложена силурийско-девонскими турбидитами, каменноугольно-меловыми мелководными осадками и более молодыми толщами.

Палеозойско-нижнемеловые образования деформированы в несколько фаз: в начале раннего карбона (складчатость Шизу), конце карбона (складчатость Сетанац, сопровождавшаяся метаморфизмом), валанжине (перемещение аллохтона Китаками), постнеокомскую-допозднеаптскую (складчатость Осима). С последней фазой связывают образование главных складок север-северо-западного и субмеридионального простирания с амплитудой до 2—4 км и кливажа север-северо-восточного простирания, а также внедрение гранитоидов.

В районе Тоно-Офунато (южная часть зоны) венлок-лудловские отложения с размывом залегают на гранитах Хиками, обнаженных в ядре антиклинали. В основании разреза установлен горизонт конгломератов с обломками разгнейсованных гранитов и аркозовых песчаников мощностью в несколько метров. Выше — силур (толща Коваучи), который представлен переслаиванием алевролитов, туфов кислого и основного состава, известняками и в меньшем количестве, известняковыми брекчиями. Общая мощность до 400 м.

Граниты Хиками представляют собой комплекс разгнейсованных биотит-кварцевых диоритов, биотитовых гранодиоритов, биотит-роговообманковых гранодиоритов с ксенолитами слюдястых сланцев и гнейсов Цубонозава.

Нижний девон залегает согласно на силуре. Он представлен туфами кислого состава и терригенными пачками с известняками подводно-оползневого происхождения (390 м). Средний девон (750 м) образован алевролитами и пирокластическими породами кислого и среднего составов, которые выше по разрезу сменяются алевролитами и песчаниками. В одном из тектонических блоков установлены верхнедевонские алевролиты (2000 м) с маломощными туфами основного и среднего состава, а также конгломераты.

По данным М. Минато и др., в районе Сетамай-Сакари ниже-среднедевонского образования сложены красными и зелеными кремнями с радиоляриями, переслаивающимися с туфопесчаниками (50 м). Они перекрываются кератофировыми туфами с небольшим количеством алевролитов и известняков с фауной (390 м). Разрез венчается черными алевролитами с туфами основного состава (750 м). Кератофировые туфы встречаются только в низах последней толщи. Верхи разреза содержат трилобиты, брахиоподы и кораллы. Верхи среднего и верхний девон не установлены.

Каменноугольные образования в районе Тоно-Офунато разделяются на несколько серий, которые можно объединить в две части. Нижняя, залегающая с несогласием на девонских и более древних образованиях, сложена конгломератами (10 м), черными и зелеными алевролитами, туфами основного и среднего состава, а также незначительным количеством известняков. Мощность этой части разреза 2500 м. Возраст — ранний — низы среднего (?) карбона. В основании верхней части отмечается резкая смена литофаций. В разрезе имеются несогласие и перерыв, после которого вплоть до конца карбона накапливались известняки и черные углистые сланцы общей мощностью до 1000 м.

В наиболее западных частях Южного Китаками (район Сетамай, субпояс Омата) разрез отличается от вышеописанного. Здесь верхневизейские образования (800 м) сложены алевролитами, песчаниками, оолитсодержащими песчаниками известняками и вулканокластическими породами, а выше появляются потоки базальтов, сочетающиеся с вулканокластическими отложениями. Алевролиты, из-

вестковистые песчаники, спекшиеся лапиллиевые туфы кислого состава и известняки с кораллами завершают разрез. Согласно выше установлены верхневизейско-намюрские породы (450 м), представленные известняками с отдельными прослоями туфов основного состава и алевролитов в верхней и нижней частях. Эти породы интерпретируют как краевую часть обрамления палеолагуны Онимару.

Юрские (средняя юра — низы верхней) отложения мощностью до 2500 м в Южном Китаками представлены мелководно-морскими, аллювиальными и озерными терригенными толщами, формировавшимися в дельтовых условиях. Они смяты в систему субмеридиональных складок и разбиты сдвигами восток-северо-восточного простирания.

Зона Хаяшине-Миямори разделяет зоны Северного и Южного Китаками. Здесь широко развиты ультраосновные породы, долериты, габбро, слагающие два крупных комплекса (Хаяшине и Миямори) и ряд мелких массивов, структурное положение которых находится в стадии обсуждения [215].

В Северном Китаками ультраосновные породы Миямори образуют тектонический покров (40×7 км), надвинутый с юга на метаморфизованные и неметаморфизованные каменноугольно-пермские образования. В его составе выделены три основные части: ультрабазитовая, габбровая и порфирировая интрузивная, которая является наиболее поздней. Габбровая часть состоит из роговообманкового, клинопироксен-роговообманкового габбро, горнблендитов и клинопироксеновых горнблендитов. Большинство контактов между габбро и перидотитами тектонические. Ультраосновные породы разделены на тектоническую и кумулятивную части, при этом ксенолиты тектонизированных гарцбургитов обнаружены в кумулятивных породах, что указывает на более ранние деформации нижних частей комплекса. Кумулятивная часть сложена "переслаиванием" дунитов, плагиоклазовых верлитов, верлитов и клинопироксенитов.

В целом комплекс Миямори представляет собой низы офиолитовой ассоциации и рассматривается как фрагмент верхней мантии, сформированный в среднесилурийское время под островной дугой. Перемещение покрова Хаяшине-Миямори происходило с юго-запада на северо-восток в начале валанжина, и амплитуда перемещения достигла 50 км.

На севере горного массива Китаками выделены три тектонические зоны — Северного Китаками, Иваидзуми и Таро, первая из которых относилась к эвгеосинклинальному комплексу позднекаменноугольного(?) — пермского возраста. Две последних отличались соответственно широким развитием ниже- и верхнемезозойских образований. На основании новых данных, как представляется, целесообразнее выделять единую зону Северо-Восточного Китаками с тремя подзонами, разделенными разломами Козумаки и Таро.

Основание зоны Северо-Восточного Китаками сложено триасово-юрским комплексом кремней, вулканитов основного состава, флиша, терригенных образований с глыбами каменноугольно-пермских, триасово-юрских, юрско-нижнемеловых известняков, пермско-триасовых кремней. В целом можно считать, что верхи разреза нижнего мезозоя представляют собой олистостромы юрско-раннемелового(?) возраста. Они перекрыты уже после складчато-надвиговых деформаций нижнемел-палеогеновыми осадками и прорваны комплексом калиевых гранитоидов (110—120 млн лет, К—Аг-метод). Гранитоиды слагают шесть зон. Отмечается, что есть массивы, образованные только гранитами или только габбро, а также теми и другими образованиями в разных соотношениях.

В подзоне Таро (J₃—K_{1nc}) в меловой части разреза установлены песчаники, алевролиты с фауной, андезитовые и более кислые лавы (до 2500 м), вулканокластика (толща Рикучи). Верхнеапт-альбские образования с несогласием ложатся на толщу Рикучи и граниты и представлены конгломератами и песчаниками (200 м), в которых встречены многочисленные остатки водорослей, аммонитов,

брахиопод. Сеноман сложен песчаниками с косою слоистостью, конгломератами, углистыми сланцами с флорой и кислыми туфами (500—600 м).

Нижнемезозойские образования зоны Северо-Восточного Китаками во многом сходны с породами Западного Хоккайдо.

ХОККАЙДО-САХАЛИНСКИЙ РЕГИОН

Описываемый регион имеет ряд специфических черт, которые резко его отличают как от охарактеризованной выше основной части Японских островов, так и от районов Приморья. Вместе с тем ряд тектонических зон, установленных на Хоккайдо, достаточно уверенно трассируется на о-в Сахалин, что позволяет нам ввести для них собирательные названия.

Исикари-Западно-Сахалинская зона протягивается от пролива Невельского вплоть до южного побережья о-ва Хоккайдо. Ее северная часть представляет собой моноклираль с западным падением, осложненную складками [45]. Нижняя часть разреза в основном сложена верхнемеловыми (с сеномана) глинисто-алевролитовыми породами общей мощностью 5—10 км, которые залегают на кремнисто-терригенных образованиях нижнего мела. На отдельных уровнях верхнего мела присутствуют горизонты и пачки туфов среднего и кислого состава, реже конгломератов. Установлено, что низы терригенных пород формировались в глубоководных условиях, а верхи — в мелководных. Грубообломочные образования палеогена с угленосными пачками залегают на мезозое со следами размыва, но без углового несогласия. Мощность палеогеновых пород достигает 1—3 км.

На о-ве Хоккайдо аналогами сахалинских меловых толщ являются флишевые комплексы с прослоями туфов ("группа Иезо"), которые содержат относительно большее количество алевролитов и аргиллитов. Эоцен-олигоценые образования представлены морскими терригенными породами. Разрез заканчивается молассами. Как мел-палеогеновые комплексы, так и неогеновые молассы смяты на юге о-ва Хоккайдо в перевернутые складки с западной vergenceй и осложнены надвигами и покровами.

Камуикотан-Сусунайская зона сформирована в результате тектонических движений конца мела — палеогена, которые привели к сближению и метаморфизму разнородных верхнемеловых комплексов, по которым, однако, возможно реконструировать палеотектонические обстановки их образования.

Камуикотан-Сусунайская зона отделена от Исикари-Западно-Сахалинской надвигом. На территории о-ва Хоккайдо в зоне Камуикотан установлен комплекс основания, реликты которого слагают отдельные блоки, заключенные в серпентинитовый меланж. Они сложены серпентинитами, полосчатыми метаперидотитами-габброидами, метагаббро, амфиболитами и амфиболовыми сланцами (офиолитовый комплекс Хороконаи), которые залегают на голубых сланцах, обнаженных в тектонических окнах на протяжении более чем 90 км. Эти же сланцы известны и в блоках серпентинитового меланжа. На юрских офиолитах несогласно залегают основные вулканиты, кремни и терригенные породы берриас-барремского возраста, перекрытые породами группы Иезо.

На о-ве Сахалин в Камуикотан-Сусунайской зоне восстановлены [71] фрагменты верхнемеловых разрезов, представленных терригенными породами (алевролитами, песчаниками, гравелитами), тектоногравитационными микститами и вулканогенно-кремнисто-терригенными образованиями, которые подстилаются вулканогенно-яшмовым комплексом триасово-раннемелового возраста (конденсированные разрезы). Кроме того, в составе серпентинитовых меланжей были выявлены реликты метаофиолитовых комплексов, реже — эклогитов, различного рода амфиболитов и роговообманковых метасоматитов. В альб-сеноманских

тектоногравитационных микститах содержатся глыбы каменноугольных и пермских известняков, некогда представлявших органогенные постройки. Отсутствие в них крупных бентосных фораминифер, известных как в Приморье, так и в Юго-Западной Японии, указывает на формирование известняков в борсальной или умеренной палеогеографической провинции.

Зона Хидака отделена от Камуикотан-Сусунайской зоны олигоцен-среднемиоценовым надвигом. Она разделяется на три подзоны субмеридионального простираения. Самая западная из них представлена меланжами Идоннаппу. Восточнее установлены выходы метаофиолитов, имеющих различное строение. Это либо сложное сочетание множества долеритовых силлов, внедрившихся в пиллоу-лавы и алевролиты кампанского возраста (комплекс Томурауши), либо линзовидные тела метагаббро, серпентинитов и своеобразных брекчий (барремские офиолиты Шимокава). В обломках брекчий установлены пиллоу-лавы, долериты, тонкозернистые песчаники и алевролиты. Считается, что офиолиты зоны Хидака формировались в бассейне с симатической корой с обильным терригенным осадконакоплением в условиях спредингового режима недалеко от континента.

Еще восточнее выделяется главная подзона зоны Хидака, сложенная метаморфическими породами, претерпевшими несколько фаз метаморфизма и деформации. В позднем олигоцене — раннем миоцене интенсивно внедрялись интрузии габбро и гранодиоритов. В формировании структуры важную роль играли зоны смятия, которые образовывались при правых сдвигах. Большая часть метаморфических пород была образована по терригенно-туфогенным комплексам супергруппы Хидака позднекампан-раннемаастрихтского возраста. В них заключены блоки эффузивов основного состава, известняков и верхнеюрско-нижнемеловых кремней [202].

Зона Токоро сложена неметаморфизованными или слабометаморфизованными юрско-меловыми образованиями. Верхнеюрские породы представлены щелочными базальтоидами (гавайит-муджнерит-трахитовые разности), образующими потоки, дайки и гиалокластиты. В незначительных количествах присутствуют известняки и кремни. Они рассматриваются как верхи офиолитового разреза, будучи несогласно перекрыты верхнемеловым флишем.

Немуро-Шикотанская зона расположена на северо-востоке о-ва Хоккайдо и на островах Малокурильской дуги. В Японии в основании разреза залегает кампан-маастрихтский флиш (2000 м) с вулканитами основного состава в основании. На о-ве Шикотан синхронные отложения представлены базальтовыми пиллоу-лавами и гиалокластитам, туфопесчаниками, которые перекрыты флишодными образованиями [45]. В маастрихте происходило надвигание габброидов, после которого были образованы туфотерригенные отложения палеоценового возраста. Сходные кайнозойские породы известны и на п-ове Немуро. Здесь палеоцен, однако, перекрыт олигоценовыми угленосными песчаниками, потоками андезитовых лав и конгломератами (2000 м). Совместно с неогеновыми образованиями мел-палеогеновые смятия в брахиантиклинальные складки, образующие систему северо-восточного и субширотного простираний. Есть данные о надвигании зоны Немуро (в понимании японских геологов) в западном направлении.

ЯПОНСКОЕ МОРЕ

Неоген-четвертичные процессы перестроили структурный план региона, сформированный в течение предшествующего времени. Континентальная окраина оказалась подверженной деструкции, которая привела к образованию глубоководных впадин Японского моря.

В рельефе Японского моря установлены несколько крупных котловин и поднятий, а также отдельные подводные горы и банки. В настоящее время

прочно утвердились представления о том, что эти морфоструктуры были образованы во время растяжения земной коры всего дальневосточного региона с последующими крупными опусканиями [14, 263 и др.].

Изучение поднятий показало, что они имеют различную природу. Значительная часть из них представляет собой фрагменты как утоненной, так и нормальной континентальной коры докембрийского, пермского и мелового возрастов. Такие блоки широко развиты вдоль восточного побережья Корейского полуострова, в центральной и восточной частях Японского моря. К ним относятся возвышенности Восточно-Корейская, Криштофовича, поднятие Ямато, банки Кита-Оки, Оки и некоторые другие. Наиболее крупное из них поднятие Ямато. Оно состоит из северной и южной частей и банки Такуе, протягиваясь в субширотном направлении почти на 700 км при ширине 200—300 км. Земная кора региона имеет трехчленное строение, и в ней установлены "осадочный" ($v_{пл}=2,0$ км/с), "гранитный" (5,3—5,6 км/с) и "базальтовый" (6,8 км/с) слои общей мощностью до 25 км. С разных мест поднятия был драгирован набор вулканических, осадочных и метаморфических пород, которые находят свои аналоги среди докембрийских, палеозойских и мел-кайнозойских комплексов Южного Приморья и Японских островов, а также Корейского полуострова. Кроме этого, с них были драгированы палеозойские, триасовые и юрско-меловые интрузивные породы различного состава (преимущественно гранитоиды). Акустический фундамент поднятия перекрыт хорошо стратифицированной толщей.

Осложняющие хребты (Окусири, Садо) имеют тектоническое происхождение и были сформированы в результате движений по крутопадающим разломам и надвигам в конце плиоценового времени. Их фундамент, судя по строению о-ва Садо, сложен нижнемиоценовыми вулканитами авгит-оливиновых базальтов и андезитовых пирокластических образований или лавовых потоков. Поднятие Окусири представляет собой эшелон хребтов, перекрытых осадочным чехлом позднемиоцен-плиоценового возраста. Хребты пространственно связаны с крупными депрессиями в акустическом фундаменте (трог Могами и др.), мощность осадочного чехла в которых может превышать 1,5 км.

Вулканические горы (Гебасс, Уллындо и др.) были сформированы в позднемиоцен-плиоценовое время и известны как в глубоководных котловинах, так и на поднятиях. Они сложены щелочными базальтами, трахитами. В осевой части котловины Хонсю [270] подводные горы образуют две цепи, простирания которых соответствуют простиранию котловины. На южной цепи были драгированы свежие пиллоу-базальты и гялокластиты возрастом 6—17 млн лет. Аналогичные породы с северного хребта имеют возраст 7—15 млн лет. Отмечается, что на границе миоцена и плиоцена произошло формирование систем разломов субмеридионального простирания. В целом считается, что впадина Хонсю образовалась в условиях спредингового центра.

Упомянутая глубоководная впадина, а также котловины Центральная и Цусима занимают большую часть моря. Они лишены "гранитного" слоя. Центральная котловина имеет выровненное дно (глубина около 3500 м), над которым возвышаются отдельные, часто высокие горы (Богорова и др.). В пределах котловины повсеместно развит осадочный чехол, мощность которого максимальна по периферии (до 2,2 с) и уменьшается к ее внутренним частям (до 1,5 с). Котловина Хонсю характеризуется несколько меньшими глубинами дна (на 500 м) и меньшими мощностями осадков (около 0,5 с). Дно котловины полого погружается с юга на север от 1000 до 2300 м. Накопление осадочного чехла началось с позднего олигоцена. Строение западной части впадины осложнено правыми сдвигами север-северо-восточного простирания.

Таким образом, дискордантное положение Японского моря по отношению к простиранию структур его обрамления, наличие утоненной континентальной и новообразованной субокеанических кор, повышенные тепловые потоки (например,

центральный грабен на поднятии Ямато), сходство вещественных комплексов Южного Приморья и Японских островов делают представления о деструктивной природе этого бассейна наиболее вероятными. Вместе с тем вопрос об истории его формирования до конца не решен. Последовательность событий может быть следующей. Процесс растяжения начался в олигоцене в районе котловины Цусима. В среднемиоценовое время растяжение охватило область Центральной котловины, а в позднемиоцен-плиоценовое — район котловины Хонсю (мультирифтовый спрединг). В плиоцен-четвертичное время процесс этот приостановился.

Образование Японского моря коррелируется с эволюцией Японской островной дуги, которая в неогеновое время разделилась на две крупные тектонические провинции. Первая из них ("зеленых туфов") характеризуется широким развитием кислых и основных вулканических пород раннемиоценового возраста, слагающих два пояса.

Пояс Су-Син-етцу — Север Фосса-Магна протягивается от Западного Хоккайдо до зоны разломов Итогигава-Сидзуока. Он представляет собой серию прогибов субмеридионального простирания, выполненных осадками мощностью до 3000 м, которые были смяты в складки в среднем миоцене — раннем плейстоцене (складчатость Мицзе). Пояс Хокурику-Сан-ин расположен между заливом Тояма и Цусимским проливом. Его отличают меньшее количество вулканического материала и менее интенсивная складчатость.

"Незеленотуфовая провинция" характеризуется слабо измененными вулканическими породами и обильным терригенным осадконакоплением. Неогеновые породы либо смяты в складки, как на Центральном Хоккайдо или в области Огигава-Бозо, либо разбиты на блоки.

В четвертичное время тектонические процессы интенсивно развиваются в районах внутреннего моря Сето, где происходило формирование блоковых структур. В ряде районов зеленотуфовой провинции отмечается дальнейшее образование складчатых структур. В Юго-Западной Японии происходило интенсивное воздымание ряда регионов и разломообразование.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Геологические реконструкции Приморско-Сахалинско-Японского региона сопряжены с большой неоднозначностью получаемых выводов. Это обусловлено исключительной сложностью строения территории, недостатками в определении возраста горных пород, фрагментарностью сведений о составе фундамента и возраста осадочного чехла в пределах акваторий. Попытаемся предложить такие реконструкции до раскрытия Японского моря.

В раннем мелу в Приморье, на Японских островах и на п-ове Корея существовало по крайней мере пять крупных палеогеографических и палеотектонических областей (рис. 46). Первая из них отчетливо вырисовывается как область прибрежно-морского и континентального терригенного осадконакопления. С тектонической точки зрения она соответствует областям с древней (докембрийской) континентальной корой. На юге Корейского полуострова (впадина Гионгсанг), в Цусимском прогибе, а также в отдельных частях Очхонского и Пхенгамского прогибов, в поздней юре — альбе формировались грубообломочные, иногда угленосные образования мощностями от 1900 до 4500 м. Среднеюрско-нижнемеловые толщи (преимущественно конгломераты с гальками гранитов, гнейсов и пр.) известны и на территории зоны Хида. Здесь низы разрезов формировались в мелководно-морских условиях, которые постепенно сменялись континентальными. Необходимо обратить внимание на то, что сколько-нибудь сходные образования не известны на территории зоны Тамба-Мино-Ашио. В верхах нижнего мела начинают появляться лавы кислого состава, формирование которых сопровождалось отложением туфов. Нижнемеловые алевриты и

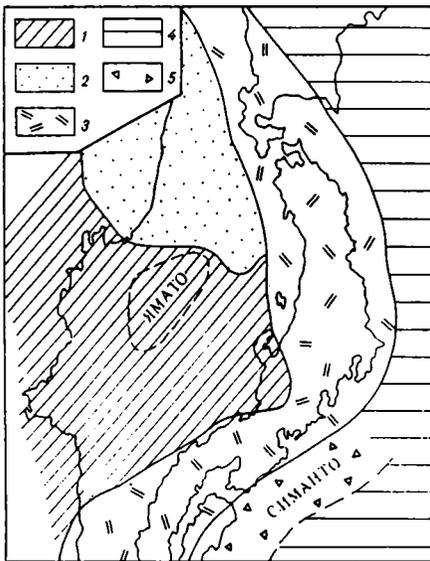


Рис. 46. Схема палеотектонической зональности Дальнего Востока для конца раннего мела

1 — континентальная кора (суша и прибрежно-морские условия); 2 — океаническое море с терригенным осадконакоплением; 3 — островная дуга и краевой вулканический пояс; 4 — океаническая кора; 5 — преддуговой прогиб

песчаники установлены на подводных хребтах Северного и Южного Ямато, причем в последнем случае палинокомплекс сходен с таковым из альбских отложений Южного Приморья. В юго-западной части Приморья готерив-альбские образования представлены песчаниками с подчиненными горизонтами конгломератов, углей и алевролитов (сучанская и никанская серии мощностями 1400 и 1200 м соответственно).

В Сихотэ-Алине нижнемеловые образования тесно связаны с верхнеюрскими и представлены в низах кремнистыми породами и спилитами. Однако уже берриас-

валанжинские толщи сложены преимущественно флишоидами и хаотическими комплексами (олистостромами), готерив-альбские отложения — в основном песчаниками и алевролитами. Подобный набор формаций распространен в пределах всего Восточного Сихотэ-Алия, однако не имеет аналогов на территориях Японских островов и Сахалина, что позволяет выделить здесь особую палеогеографическую область.

Существенно по-иному развивались территории, которые входят сейчас в состав Юго-Западной и Северо-Восточной Японии, Западного Хоккайдо и районов, прилегающих к Татарскому проливу. Здесь широко проявился магматизм в виде становления массивов гранитоидов, а также получили развитие комплексы риолитовых, дацитовых, андезитовых туфов, туфобрекчий, лав, спекшихся туфов. В ряде мест (осевые зоны Кюсю, Сикоку, в горах Канто) в апте-альбе появляются маломощные лагунные песчаники. Развитие эффузивных комплексов в пределах Юго-Восточной Кореи началось уже в готеривское время (серия Сума). Таким образом, констатируется третья крупная палеотектоническая провинция, которая, однако, неоднородна по простиранию. Можно предполагать, что в Южной Корее и Юго-Западной Японии она была представлена окраинно-материковым вулканическим поясом, который севернее переходил в островную дугу. В тылу этой дуги находилось окраинное море (территория Восточного Сихотэ-Алия).

В районе Сахалина в раннем мелу продолжалось формирование яшмовых комплексов, а на Хоккайдо — берриас-барремских вулканитов, кремней и терригенных пород, которые перекрывали офиолитовые ассоциации юрского времени. Фрагменты этих образований сохранились в Камуикотан-Суунайской зоне, восточнее которой известны барремские офиолиты Шимокава. Таким образом, восточнее островодужных ассоциаций существовал океанический бассейн. Позже произошли закрытие бассейна и деформации выполняющих его пород, которые в кайнозойе были надвинуты в западном направлении.

Наконец, во внешней зоне Юго-Западной Японии, протягиваясь до центральных районов дуги Рюкю, существовала тектоническая провинция Симанто, в которой формировались эффузивы основного состава, кремнистые и терригенные образования. По всей видимости, это была преддуговая область.

Таким образом, сопоставление комплексов пород Приморья, Японии и

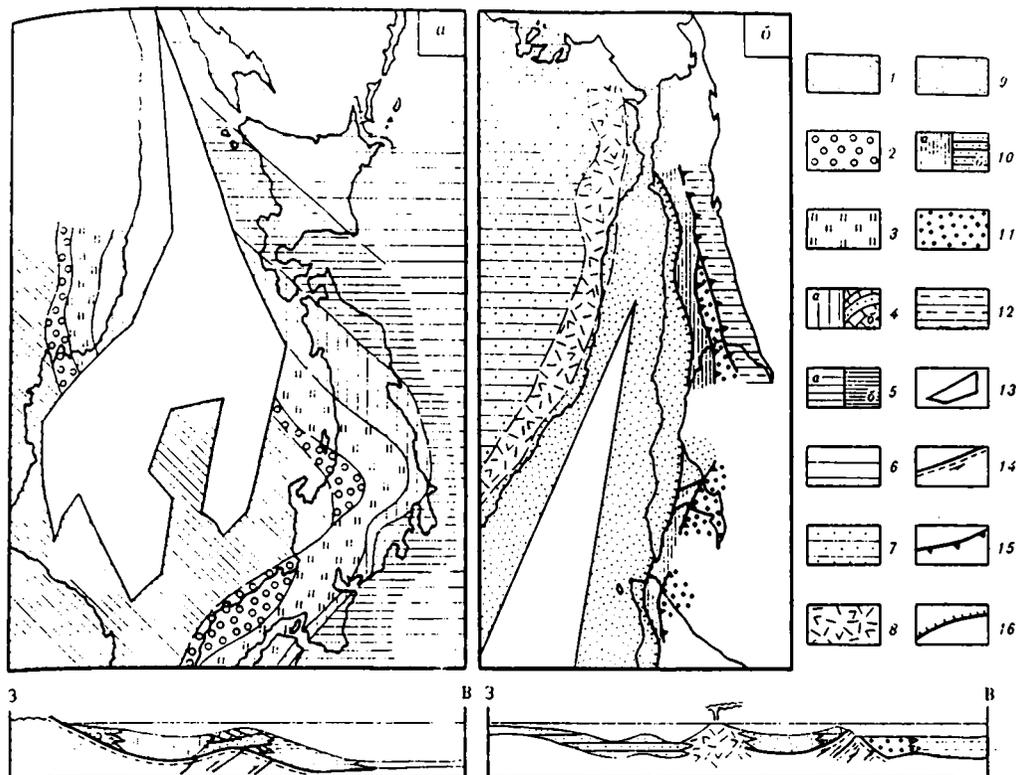


Рис. 47. Схема современного распространения на Дальнем Востоке триасовых (а) и средне меловых (б) структурно-формационных комплексов и палеоструктурные профили по А.О. Мазаровичу и А.В. Рихтеру

1—6 — триасовые образования: 1 — отложения отсутствуют или слагают отдельные грабены (континент), 2 — морские терригенные (шельф), 3 — вулканогенно-терригенно-кремнистые (склон и окраинное море), 4 — терригенно-карбонатные (подводное поднятие) на карте (а) и на профиле (б), 5 — вулканогенно-кремнисто-терригенные с линзами известняков (внешний склон поднятия) на карте (а) и на профиле (б), 6 — маломощные вулканогенно-кремнистые (океанический бассейн); 7—12 — средне меловые образования: 7 — терригенные и туфотерригенные (окраинное море), 8 — эффузивно-пирокластические и туфотерригенные (островная дуга), 9 — глинистые и туфотерригенные (преддуговой прогиб), 10 — грубые терригенные (подводные поднятия) на карте (а) и на профиле (б), 11 — тектоно-гравитационные микститы (внутренний склон желоба), 12 — вулканогенно-кремнисто-терригенные (основание внутреннего склона желоба); 13 — граница позднекайнозойской рифтовой структуры Японского моря; 14 — несогласное залегание; 15, 16 — надвиги (только для о-ва Сахалин); 15 — конца мела — начала палеогена, 16 — плиоцен-четвертичные

Сахалина свидетельствует о том, что здесь в меловое время существовала обширная активная переходная зона между континентом и океаном, которая вследствие складчатых и покровно-складчатых процессов конца мела — кайнозоя структурно значительно видоизменилась, сократившись при этом по ширине.

Анализ распространения ассоциаций магматических и осадочных пород триасового времени показывает, что они относительно хорошо прослеживаются с континента на острова (рис. 47).

В наиболее западных районах существовала Тююку-Ханкайская палеосуша с шельфом, представляющая собой покровно-складчатое сооружение, сформированное в досреднетриасовое время. Здесь формировались терригенные комплексы с прослоями углей. Восточнее располагалось сложно построенное окраинное море (Тамба-Уссурийская палеозона). В пределах Сихотэ-Алиня триас установлен как в

кремнистых (терригенно-кремнистых), так и в карбонатно-кремнистых фациях. Первые образовывались в бассейне с нормальной океанической соленостью в тропических или субтропических условиях. Глубины, по всей видимости, были абиссальными. Встреченные здесь комплексы радиоларий и конодонтов сходны с японскими. В восточных районах Сихотэ-Алиня известны карбонатно-кремнистые отложения, которые формировались в глубоководных условиях ублизи уровня карбонатной компенсации. На территории Японских островов установлены как терригенные, так и кремнистые образования, а также эффузивы основного состава.

Изложенное свидетельствует, что от западных районов Юго-Западной Японии до севера Сихотэ-Алиня в триасе протягивалась полоса зонального осадконакопления со сменой в восточном направлении мелководных условий более глубоководными. Восточнее этой полосы существовали сложно построенные зоны поднятий (палеозоны Титибу-Китаками и Самбосан-Северо-Сихотэ-Алинская), в которых образовывались терригенно-туфогенные и известняковые отложения, а также вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи.

В районах Хоккайдо и Сахалина устанавливается область преимущественного развития вулканогенно-кремнистых образований, формировавшихся в океанических условиях. Таким образом, для триасового времени также выявляется переходная зона, фрагменты которой известны как на континенте, так и на островах. При этом восстанавливается большое разнообразие геодинамических обстановок.

Позже в условиях прогрессивного сжатия начали образовываться мощные среднеюрские, позднеюрско-раннемеловые олистостромовые ассоциации, широко известные во всей Юго-Западной Японии (зоны Сангун, Тамба-Мино-Ашио), а также в пределах Западно-Сихотэ-Алинской зоны. С этим временем связано становление покровной структуры региона. В Юго-Западной Японии процессы покровообразования завершились перед внедрением гранитоидов Рекё ($J_2 - K_1$).

Тектоническая эволюция в палеозойское время вырисовывается в следующем виде. Каменноугольные образования, как правило тесно связанные с пермскими, известны в разных районах внутренней зоны Юго-Западной Японии. Они залегают в виде тектонических пластин, блоков, олистолитов или олистоплак в серпентинитовых меланжах либо мезозойских терригенных комплексах.

В зоне Хида верхнекаменноугольные породы представлены слоистыми известняками, пелитами и туфами кислого состава. Южнее, в зоне Циркум-Хида, визе-верхнекаменноугольные образования образуют ассоциацию туфов основного состава, известняков с прослоями терригенных пород и слоистых известняков. Есть данные о близко одновременном внедрении гранитоидов в зоне Хида. На Корейском полуострове каменноугольно-пермские толщи сложены карбонатно-терригенными, часто угленосными образованиями прибрежно-морского или морского происхождения. Как в этом районе, так и на Ханкайском массиве установлены отдельные выходы туфогенных или туфотерригенных толщ. Большая часть всей этой территории определенно имела континентальную кору докембрийского возраста.

Каменноугольные и пермские образования известны также в зонах Сангун и Тамба-Мино-Ашио. В первой из них в низах разреза залегают пиллоу-лавы и гиадокласты базальтов, которые надстраиваются известняками, формировавшимися в мелководных условиях. Некарбонатные породы образуют обломочные шлейфы, развитые вокруг гор. Представлены также кремнистые толщи.

В зоне Тамба-Мино-Ашио разрезы карбона начинаются с пиллоу-лав и гиадокластитов базальтового состава и надстраиваются кремнистыми породами и доломитами или известняками. В зоне Майзуру верхнекаменноугольно-среднепермские образования выделены пока только в составе толщи Шимамото, которая рассматривается как верхняя часть офиолитовой ассоциации, и представлены вулканитами основного состава и кремнистыми породами. Во внешней части Юго-Западной Японии, в зоне Микабу, к карбону отнесены лавы и гиадокластиты ба-

зальтов, кремни, ультраосновные и основные породы. В зоне Чичибу развиты известняки, которые подстилаются пиллоу-лавами и гналокластитами основного состава.

Южнее, в зоне Куросегава, известны верхнепермские олистостромы с блоками карбон-пермских известняков, вулканитов основного состава и радиоларитов. Тем не менее принято считать, что все эти породы образовались на древней континентальной коре. В Северо-Восточной Японии установлены относительно полные разрезы палеозоя и их каменноугольная часть залегает с несогласием и представлена песчаниками, алевролитами, известняками, туфами основного, среднего и кислого составов. Этот комплекс также формировался на континентальной коре.

В пределах Сихотэ-Алиня каменноугольные образования известны в Западно-Сихотэ-Алинской и Прибрежной зонах. В обоих случаях они представлены глыбами известняков, иногда эффузивами основного состава и (или) кремнистыми породами.

Указанное распределение каменноугольно-пермских ассоциаций свидетельствует о существовании в пределах Приморско-Японского региона окраинного моря (Сангун) с океанической корой и подводными горами (Акийоси, Атетсу и др.), севернее и восточнее которого находились области с корой континентального типа (Хида-Корейская и Куросегава соответственно). Латеральное прослеживание этих палеотектонических провинций в пределах современного континента проблематично, однако обращает на себя внимание то, что известняки из глыб в олистостромах Сихотэ-Алиня во многом (в том числе и по фауне) сходны с японскими.

В позднепермское время обстановка существенно изменилась. На этом этапе эволюции вдоль восточной границы Ханкайского блока и поднятия в зоне Майзуру начинают формироваться мощные вулканогенные толщи кислого состава. В целом тектоническая обстановка в это время соответствовала активной континентальной окраине.

Большинство современных моделей тектонического развития переходной зоны Восточной Азии опирается на представления о последовательном причленении к континентальному блоку террейнов — экзотических образований, претерпевших значительные перемещения [147, 185 и др.]. Террейны "создали в конце мела и палеогене аккреционную окраину Евразии в Корьякии, Сихотэ-Алине и на Сахалине, где эти блоки образуют прихотливую мозаику, скрепленную цементом из серпентинитового меланжа, флиша и олистостромов" [26. С.16-17]. Вместе с тем имеются весомые аргументы в пользу того, что на востоке Азии происходят процессы приокеанической аккреции "за счет преобразования океанической коры в сиалическую, в отличие от аллохтонного пути, который обуславливается столкновением масс в результате их дрейфа" [63. С.9].

Синтез геологического материала показывает, что переходная зона формировалась в данном случае не по хаотическому принципу, а вполне закономерно. Во-первых, по своему строению переходная зона представляет сложное сочетание разновозрастных покровно-складчатых, реже складчатых структур, первоначальные взаимоотношения между которыми осложнены деструктивными процессами. Достоверные данные о покровных движениях устанавливаются в зонах Сангун и Циркум-Хида уже в досреднетриасовое время. По простирацию переходной зоны синхронное покровообразование неизвестно. Это может свидетельствовать о неравномерности сжатия в разных регионах. Существенно, что наиболее молодое покровно-складкообразование фиксируется, как правило, в районах, наиболее удаленных от платформенных областей или их фрагментов. Исключение составляет "эмбриональное" надвигообразование вдоль шельфа Хонсю, что, как представляется, связано с началом наступившего этапа закрытия впадины Японского моря.

Важной особенностью тектонического развития Восточной Азии является то, что покровообразование, как правило, прекращается после формирования крупных интрузивных серий гранитоидов. Хорошим примером служат районы Сихотэ-

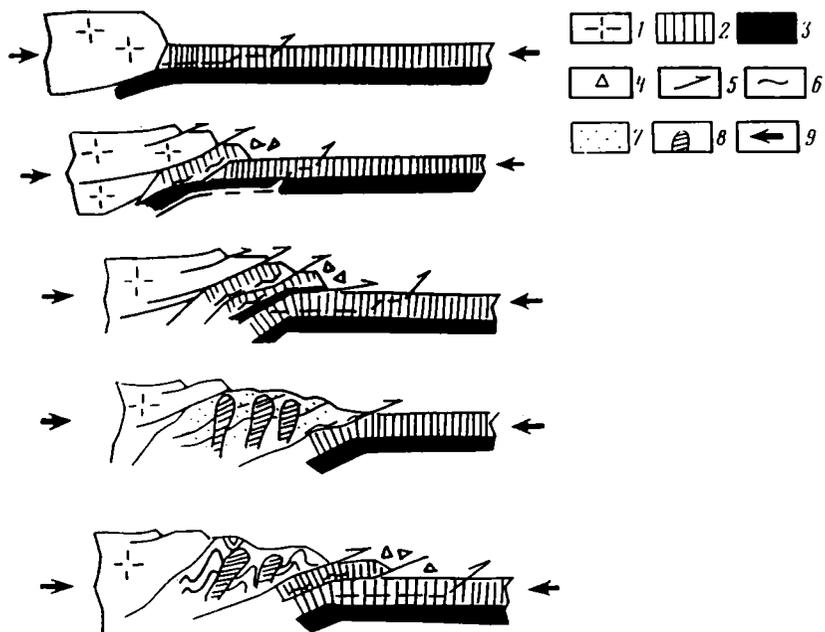


Рис. 48. Принципиальная схема формирования покровов в переходной зоне

1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — мантия; 4 — олистостромы; 5 — надвиги; 6, 7 — метаморфические образования высокого (6) и низкого (7) давления; 8 — интрузии; 9 — направление сжатия

Алиня, где континентальная кора была сформирована в конце мела, т.е. после образования основных покровных структур Западно-Сихотэ-Алинской и Прибрежной зон. Показательна также в этом отношении Юго-Западная Япония. Здесь, как говорилось выше, первые покровно-надвиговые процессы начались в конце перми — начале триаса, затем структура усложнилась покровами юрского времени. В конце юры — начале мела произошло внедрение гранитоидов Рёкё и покровообразование переместилось в более южные районы. Севернее районов покровообразования происходит дальнейшее усложнение структуры в основном за счет складчатых деформаций. Здесь же многократно внедряются массивы гранитоидов (в раннем и позднем мелу, палеогене и неогене).

Все эти данные позволяют заключить, что формирование покровных структур действительно предшествует образованию интрузивных серий, которые, в свою очередь, "сшивают" пакеты покровов в консолидированные блоки, и в дальнейшем их перемещение осуществляется как единое целое без сколько-нибудь заметного тектонического расслоения. Это можно сравнить с композитным эффектом, когда механическая прочность материалов резко возрастает при введении в них наполнителей (волокон, стержней и пр.). Существенно, что формирование покровных зон не всегда сосуществует с островодужным режимом. Идеализированная схема становления покровных структур показана на рис.48.

Во-вторых, очевидно, что в строении Приморско-Японско-Сахалинского региона принимают участие комплексы пород, сформированные не только в разных палеогеографических или палеотектонических условиях, но и на различных уровнях литосферы. Это, на наш взгляд, является доказательством относительно крупных премещений разных частей переходных зон, т.е. тектонического раслаивания литосферы. Общее перемещение масс приокеанической зоны на протяжении раннего мезозоя — неокома происходило в южном или восточном направлении. Позже

в отдельных зонах (Хоккайдо и др.) проявились движения в обратных направлениях.

В-третьих, прогрессивное становление структур сжатия могло осложняться деструктивными явлениями, которые приводили к формированию районов с новообразованной океанической корой.

Подводя итог, можно заключить, что в результате тектонического расслоения литосферы перемежение ее отдельных частей друг относительно друга вызывало образование многоярусных покровных структур. Такие процессы тектонического образования приводили к разогреву земной коры или более глубоких горизонтов и метаморфизму и(или) внедрению интрузивных комплексов. Неоднократное повторение подобных явлений в конечном итоге составляет сущность эволюции переходной зоны и преобразования океанической коры в континентальную.

ГЛАВА СЕДЬМАЯ ЗАПАДНЫЙ СЕКТОР

Западный сектор тихоокеанской активной окраины естественно обособляется в общей структуре в силу наибольшей сложности и мобильности его элементов. Особенности мезозойско-кайнозойской тектоники региона определяются его положением на участке бреши, существовавшей в пределах единой границы океан-континент. Развитие современной системы активной окраины отражает сложное взаимодействие структур Тихоокеанской, Индонезийской, Евразийской и Австралийской областей. Наиболее стабильный элемент континентальных кор Евразии и Австралии представляют древние платформы с докембрийским возрастом коры. Их граница с океаном в течение длительного времени определяла важнейшие структурные направления для всего региона.

ЮГО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ

Континентальные структуры Юго-Восточной Азии

На площади Юго-Восточной Азии совмещены разнородные и разновозрастные тектонические комплексы, или террейны, границами которых в ряде случаев служат крупные сутурные зоны (рис. 49). Их объединение в единый континент и создание современной тектонической картины региона относится к эпохе индосинийского тектогенеза.

Крупные платформенные массивы Южно-Китайский и Индосинийский представляют континентальные фрагменты протерозойского возраста. Их фундамент сложен гнейсами и кристаллическими сланцами амфиболитовой и в небольшом объеме гранулитовой фации метаморфизма. Окончательная консолидация коры на Южно-Китайской платформе оказывается более поздней, чем на Северо-Китайской (850—700 млн лет) [233]. Разрез платформенного чехла начинается с верхнего протерозоя (синия). В фанерозое для обоих массивов отмечены несвойственная платформам тектоническая расчлененность, локальное надвигообразование и неоднократные проявления магматизма. Фанерозойские складчатые области обрамляют со всех сторон древние массивы. На западе Индокитая и в Малайзии они принадлежат, по-видимому, южному ответвлению Палеотетиса и его окраинам. Несомненно циркумтихоокеанскую природу имеют тектонические структуры юго-востока Китая, занимающие Катазию и Яннань.

Тектонические зоны Юго-Восточного Китая во многих районах имеют докембрийский (?) континентальный фундамент, сравнимый с таковым Южно-Китайской платформы. В каледонидах Катазии возраст метаморфического

ЛИТЕРАТУРА

1. *Адейко Г.П.* Закономерности распределения вулканов Курильской островной дуги: К проблеме генезиса магм // Докл. АН СССР. 1989. Т. 304, N 5. С. 1196—1200.
2. *Андерсон Д.Л., Дзевонский А.М.* Сейсмическая томография // В мире науки. 1984. N 12. С. 16—25.
3. *Аносов Г.И., Балеста С.Т., Утнасин В.К.* Особенности сейсмических моделей земной коры под вулканами // Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977. С. 115—136.
4. *Апрелков С.Е., Ольшанский О.Н.* Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным // Тихоокеан. геология. 1989. N 1. С. 53—66.
5. *Андродов В.А.* Вулканы: М.: Мысль, 1982. 367 с.
6. *Астраханцев О.В., Казимиров А.Д., Крылов К.А.* и др. Тектоника юга Корякского нагорья // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики: Тез. докл. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1989. Т. 1. С. 10—11.
7. *Балеста С.Т., Гонтовая Л.И.* Сейсмическая модель земной коры Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода в районе Камчатки // Вулканогеология и сейсмология. 1985. N 4. С. 83—90.
8. *Богданов Н.А.* Тектоника глубоководных впадин окраинных морей. М.: Недра, 1988. 222 с.
9. *Брагин Н.Ю., Зинкевич В.П., Ляшенко О.В.* и др. Среднемеловые (апт-туронские) отложения в тектонической структуре Восточной Камчатки // Очерки геологии Востока СССР. М.: Наука, 1986. С. 21—34.
10. *Васильев Б.И.* Основные черты геологического строения северо-западной части Тихого океана. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 192 с.
11. *Виноградов В.И., Григорьев В.С., Лейтес А.М.* Возраст метаморфических пород Среднего хребта Камчатки // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. N 9. С. 30—38.
12. *Врублевский А.А., Мельников Н.Г., Голозубов В.В.* и др. Миктиты Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 111 с.
13. *Гатинский Ю.Г.* Латеральный структурно-формационный анализ. М.: Недра, 1986. 195 с.
14. Геология дна Японского моря. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987. 139 с.
15. Геология западной части Беринговоморья. М.: Наука, 1990. 159 с.
16. Глубинные разломы океанского дна. М.: Наука, 1984. 222 с.
17. *Головинский В.И.* Тектоника Тихого океана. М.: Недра, 1985. 199 с.
18. *Голозубов В.В., Мельников Н.Г.* Тектоника геосинклинальных комплексов Южного Сихотэ-Алия. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 124 с.
19. *Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 110—140.
20. *Дмитриев В.К., Башаркевич А.Л.* Торцовый тип сочленения разновозрастных складчатых структур на примере Камчатской и Корякской складчатых областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62, вып. 3. С. 14—20.
21. *Дмитриева В.Д., Золотарская С.Б., Магуськини М.А.* Современные движения блоков земной коры Камчатки по геолого-геодезическим данным // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики: Тез. докл. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1989. Т. 1. С. 29—30.
22. *Жегалова Г.В.* Меланж в массивах габбро-норит-кортландитового комплекса Среднего хребта Центральной Камчатки // Геотектоника. 1981. N 3. С. 105—112.
23. *Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакян Р., Брагина Л.Г.* Тектоника полуострова Озерного (Восточная Камчатка) // Очерки по геологии Камчатки и Корякского нагорья. М.: Наука, 1988. С. 87—102.
24. *Зинкевич В.П., Константиновская Е.А., Магакян Р., Цуканов Н.В.* Аккреционная структура Восточной Камчатки // Докл. АН СССР. 1990. Т. 312, N 5. С. 1186—1190.
25. *Злобин Т.К.* Глубинное строение литосферы и геодинамика Курильской островной дуги (по сейсмическим данным): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1989. 43 с.
26. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Наталов Л.М.* Фанерозойские палинпастические реконструкции территории СССР // Геотектоника. 1987. N 6. С. 3—19.
27. *Иванов В.В.* Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии. М.: Наука, 1985. 198 с.
28. *Казьмин В.Г., Матвеевков В.В., Разницин Ю.Н.* и др. Новые данные о породах Магеллановых

- гор (запад Тихого океана) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296, N 4. С. 942—946.
29. *Карп Б.Я., Медведев С.Н., Прокудин В.Г.* и др. Стрoение земной коры возвышенности Обручева по сейсмическим данным // Там же. 1988. Т. 303, N 3. С. 689—692.
 30. *Кинг Ф.* Геологическое развитие Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 299 с.
 31. *Кинг Ф.Б.* Тектоника Северной Америки: Объясн. зап. к тектон. карте. М.: Мир, 1972. 269 с.
 32. *Колли Х., Хиндл В.Х.* Вулканотектоническая эволюция архипелага Фиджи и окружающих окраинных бассейнов // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 256—274.
 33. *Корсаков О.Д., Пилипенко А.И.* Структуры тектонического сжатия в зоне разломов Клариион—Клиппертон (Тихий океан) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309, N 1. С. 157—160.
 34. *Корсаков О.Д., Пьянков В.Я., Казанцев Р.А.* Структурно-геоморфологические особенности строения зоны Клариион—Клиппертон // Геологическое строение Северо-Восточной котловины Тихого океана. Геленджик: ПО Южморгеология, 1988. С. 8—16.
 35. *Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П.* Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1981. 224 с.
 36. *Крашенинников В.А., Серова М.Я., Басов И.А.* Стратиграфия и планктонные фораминиферы палеогена высоких широт Тихого океана. М.: Наука, 1988. 120 с.
 37. *Кропоткин П.Н.* Генезис кольцевых структур Луны, Земли и других планет // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. N 7. С. 3—14.
 38. *Лобковский Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукции и двухъярусная тектоника плит. М.: Наука, 1988. 252 с.
 39. *Ломтев В.И., Патрикеев В.Н.* Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 139 с.
 40. *Лукальное А.В.* Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере: М.: ГИН АН СССР, 1989. 56 с.
 41. *Магматизм и тектоника океана (проект "Литос").* М.: Наука, 1990. 320 в.
 42. *Мазарович А.О.* Тектоническое развитие Южного Приморья в палеозое—раннем мезозое. М.: Наука, 1985. 104 с.
 43. *Марова Н.А.* Морфометрия подводных гор и некоторые закономерности их размещения на дне Тихого океана // Геоморфология и тектоника дна океана. М.: Наука, 1985. С. 134—140.
 44. *Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса.* М.: Мир, 1977. Т 1/2. 831 с.
 45. *Меланхолина Е.Н.* Тектоника Северо-Западной Пацифики: Соотношения структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с.
 46. *Минеральные преобразования пород океанической коры.* М.: Наука, 1984. 168 с.
 47. *Мирилин Е.Г., Пшенина И.А.* Опыт количественной оценки интенсивности вулканизма и структурообразования в зонах спрединга // Геотектоника. 1989. N 3. С. 26—36.
 48. *Моссаковский А.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В.* Фрагменты Палеопацифики в центре Евразийского континента // Тектонические процессы. М.: Наука, 1989. С. 30—46. (XXVIII Междунар. геол. конгр.: Докл. сов. геологов).
 49. *Назаренко Л.Ф., Бажанов В.А.* Геология Приморского края. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. 68 с.
 50. *Непрочнов Ю.П., Седов В.В., Буравцев А.А.* Результаты нового сейсмического литосферного эксперимента в северо-западной котловине Тихого океана // Океанология. 1989. Т. 29, вып. 4. С. 599—607.
 51. *Никушин А.М.* Предварительный анализ тектоники и эволюции Венеры // Геотектоника. 1990. N 3. С. 16—27.
 52. *Обузи Ж., Буржуа Ж., Азема Ж.* Новый тип активных окраин: Окраины конвергенции с растяжением на примере Центральноамериканского желоба у берегов Гватемалы // Тектоника. М.: Наука, 1984. С. 20—28. (XXVII Междунар. геол. конгр.; Т. 7).
 53. *Очерки тектоники Корякского нагорья.* М.: Наука, 1982. 220 с.
 54. *Очерки тектонического развития Камчатки.* М.: Наука, 1987. 248 с.
 55. *Пейве А.А.* Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 100 с.
 56. *Пейве А.А.* Офиолиты севера Тихоокеанского пояса // Геотектоника. 1990. N 1. С. 32—45.
 57. *Петрищевский А.М.* Новые геофизические данные о глубинном строении Сихотэ-Алинской складчатой системы. Владивосток: Дальневост. политехн. ин-т, 1988. 12 с.
 58. *Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей.* М.: Наука, 1987. 336 с.
 59. *Пуцаровский Ю.М.* Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры // Геотектоника. 1967. N 5. С. 90—102.
 60. *Пуцаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Наука, 1972. 220 с.
 61. *Пуцаровский Ю.М.* Проблемы тектоники Земли в свете сравнительной планетологии // Докл. АН СССР. 1978. Т. 241, N 4. С. 903—905.
 62. *Пуцаровский Ю.М.* Мировая рифтовая система — редкое событие в геологии? // Тихоокеан. геология. 1986. N 6. С. 98—101.
 63. *Пуцаровский Ю.М.* Развитие тектонических исследований в СССР в перспективе до 2000 года // Геотектоника. 1987. N 5. С. 5—12.
 64. *Пуцаровский Ю.М., Архипов И.В., Ломизе М.Г.* и др. Тектоническая эволюция Анд // Тектоника, сейсмичность и геодинамика юго-восточного обрамления Тихого океана. М.: Сов. радио, 1975. С. 7—19.
 65. *Пуцаровский Ю.М., Ельников И.Н., Перфильев А.С.* Новые данные о глубинном строении Срединно-Атлантического хребта на 20° ю.ш. // Геотектоника. 1985. N 5. С. 5—13.

66. Пуцаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н. Тектоника северо-запада Тихого океана // Там же. 1981. N 1. С. 5—18.
67. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Гетерогенность мантии и конвекция // Там же. 1989. N 5. С. 3—13.
68. Пуцаровский Ю.М., Новиков В.Л., Савельев А.А., Фадеев В.Е. Неоднородности и конвекция в тектоносфере // Там же. 1990. N 5. С. 3—8.
69. Разницын Ю.Н., Трофимов В.В. Тектоническое скупивание океанической коры в зоне разлома Зеленого Мыса (Центральная Атлантика) // Там же. 1989. N 2. С. 45—56.
70. Ремизовский Р.И., Валов М.Г., Патока М.Г., Успенский В.С. Эволюция движения Камчатки в кайнозое // Тектоника, энергетические и минеральные ресурсы Северо-Западной Пацифики: Тез. докл. Хабаровск: ДВО АН СССР, 1989. Т. 1. С. 52.
71. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с.
72. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
73. Селиверстов Н.И. Сейсмоакустические исследования переходных зон. М.: Наука, 1987. 113 с.
74. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992.
75. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Зинкевич В.П. и др. Аккреция и тектоническая расслоенность в структурах Корякского нагорья и Камчатки // Актуальные проблемы тектоники СССР. М.: Наука, 1988. С. 111—119.
76. Строение дна северо-запада Тихого океана. М.: Наука, 1984. 231 с.
77. Табунов С.М., Томановская Ю.И., Старичина Г.Н. Комплекс горных пород ложа Тихого океана в районе разломов Кларнон—Клиппертон // Тихоокеан. геология. 1989. N 4. С. 11—20.
78. Тараканов Р.З. О возможной роли сейсмофокальных зон в формировании и развитии структур островной дуги // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 11—29.
79. Тарарин И.А. Эволюция метаморфизма в Срединно-Камчатской метаморфической зоне // Тихоокеан. геология. 1988. N 1. С. 63—70.
80. Тарарин И.А., Чудаев О.В., Васильев Б.И., Говоров И.Н. Офиолитовый комплекс Центрального разлома в Филиппинском море // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299, N 3. С. 692—696.
81. Твердая кора океанов (проект "Литос"). М.: Наука, 1987. 189 с.
82. Тектоника континентов и океанов. М.: Наука, 1988. 246 с.
83. Тектоника плиты Картографов (Тихий океан). М.: Наука, 1988. 88 с.
84. Тильман С.М. Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, N 5. С. 1220—1222.
85. Удинцев Г.Б. Рельеф и строение дна океанов. М.: Недра, 1987. 239 с.
86. Федотов С.А., Гусев А.А., Чернышева Г.В., Шумилина Л.С. Зона Вадати—Заварицкого—Беньофа на Камчатке // Строение сейсмофокальных зон. М.: Наука, 1987. С. 5—10.
87. Хаин В.Е. Происхождение Тихого океана — проблема проблем истории Земли // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 7—11.
88. Хаин В.Е. Расслоенность Земли и многоярусная конвекция как основа подлинно глобальной геодинамической модели // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308, N 6. С. 1437—1440.
89. Ханчук А.И. Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах Восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1985. 138 с.
90. Ханчук А.И., Панченко И.В., Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое. Владивосток: ДВО АН СССР, 1988. 49 с.
91. Хокинс Дж. (мл.). Геология котловины Лау — окраинного моря позади дуги Тонга // Геология континентальных окраин. М.: Мир, 1978. Т. 2. С. 207—225.
92. Холленд Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы. М.: Мир, 1989. 552 с.
93. Хэйс Д. Окраинные моря Юго-Восточной Азии: Их геофизические характеристики и структура // История и происхождение окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1984. С. 30—44. (XXVII Междунар. геол. конгр.; Т. 6, ч. 2).
94. Цуканов Н.В. Тектоническое развитие приокеанической зоны Камчатки в позднем мезозое—раннем кайнозое. М.: Наука, 1991. 104 с.
95. Шараськин А.Я. Тектоника и магматизм окраинных морей в связи с проблемами эволюции коры и мантии: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1989. 43 с.
96. Щека С.А., Сьедин В.Т., Высоцкий С.В. и др. Магматические комплексы Филиппинского моря // Геология разломов и локальных впадин Филиппинского моря. Владивосток: ДВО АН СССР, 1987. С. 145—185.
97. Энциклопедия региональной геологии мира. Л.: Недра, 1980. 512 с.
98. Юбко В.М. Магматические образования северной приэкваториальной области Северо-Восточной Котловины (Тихий океан) // Геологическое строение Северо-Восточной котловины Тихого океана. Геленджик: ПО "Южморгеология", 1988. С. 26—35.
99. Aberg G., Aguirre L., Levi B., Nystrom J.D. Spreading — subsidence and generation of ensialic marginal basins: An example from the early Cretaceous of central Chile // Marginal basin geology. L., 1984. P. 185—193. (Geol. Soc. London. Spec. Publ.; N 16).
100. Aguirre L. Structural evolution of the Northernmost Andes, Colombia // Geol. Mag. 1976. Vol. 113, N 5. P. 475—485.
101. Aspden J.A., McCourt W.J. Mesozoic oceanic terrane in the central Andes of Colombia // Geology. 1986. Vol. 14, N 5. P. 415—418.

102. *Atherton M.P., Pitcher W.S., Warden V.* The Mesozoic marginal basin of central Peru // *Nature*. 1983. Vol. 305, N 5932. P. 303—305.
103. *Audley-Charles M.G.* Rates of Neogene and Quaternary tectonic movements in the southern Banda Arc based on micropaleontology // *J. Geol. Soc. London*. 1986. Vol. 143, Pt 1. P. 161—175.
104. *Audley-Charles M.G.* Evolution of the southern margin of Tethys (North Australian region) from early Permian to Late Cretaceous // *Gondwana and Tethys*. Oxford: Univ. press, 1988. P. 79—100.
105. *Audley-Charles M.G., Carter D.J., Barber A.J.* et al. Reinterpretation of the geology of Seram: Implications for the Banda Arcs and northern Australia // *J. Geol. Soc. London*. 1979. Vol. 136, pt 5. P. 547—568.
106. *Baker P.E., Gledhill A., Harvey P.K., Hawkesworth C.J.* Geochemical evolution of the Juan Fernandez Islands, SE Pacific // *Ibid.* 1987. Vol. 144, pt 6. P. 933—944.
107. *Bally A.W.* Phanerozoic basin evolution in North America // *Episodes*. 1987. Vol. 10, N 4. P. 248—253.
108. *Becker K., Sakai H., Adamson A.C.* et al. Drilling deep into young oceanic crust, hole 504B, Costa Rica rift // *Rev. Geophys.* 1989. Vol. 27, N 1. P. 79—102.
109. *Bell C.M.* The origin of the Upper Palaeozoic Chañaral mélange of N. Chile // *J. Geol. Soc. London*. 1987. Vol. 144, N 4. P. 599—610.
110. *Berrangé J.P., Thorpe R.S.* The geology, geochemistry and emplacement of the Cretaceous—Tertiary ophiolitic Nicoya Complex of the Osa Peninsula, southern Costa Rica // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 147, N 3/4. P. 193—220.
111. *Bloomer S.H., Fisher R.L.* Petrology and geochemistry of igneous rocks from the Tonga Trench: A non-accreting plate boundary // *J. Geol.* 1987. Vol. 95, N 4. P. 469—495.
112. *Bourgeois J., Toussaint J.-F., Gonzales H.* et al. Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of Northwestern South America (Colombian Andes) // *Tectonophysics*. 1987. Vol. 143, N 4. P. 307—327.
113. *Bowin C., Purdy G.M., Johnston C.* et al. Arc-continent collision in Banda Sea region // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1980. Vol. 64, N 6. P. 868—915.
114. *Bradshaw J.D.* Cretaceous geotectonic patterns in the New Zealand region // *Tectonics*. 1989. Vol. 8, N 4. P. 803—820.
115. *Bruhn R.L.* Rock structures formed during back-arc basin deformation in the Andes of Tierra del Fuego // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1979. Vol. 90, N 11. P. 998—1012.
116. *Bunopas S., Vella P.* Tectonic and geologic evolution of Thailand // *Workshop Stratigraphic Correlation Thailand Malaysia*. Bangkok, 1983. P. 307—317.
117. *Byrne T., Fisher D.* Episodic growth of the Kodiak convergent margin // *Nature*. 1987. Vol. 325, N 6102. P. 338—341.
118. *Cardwell R., Isacks B.L.* Geometry of the subducted lithosphere beneath the Banda Sea in eastern Indonesia from seismicity and fault plane solutions // *J. Geophys. Res. B*. 1978. Vol. 83, N 6. P. 2825—2838.
119. *Carney J.N., Macfarlane A.* Geological evidence bearing on the Miocene to Recent structural evolution of the New Hebrides Arc // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 87, N 1/4. P. 147—175.
120. *Cebull S.E., Shurber D.H.* Mexican volcanic belt: An intraplate transform? // *Geofis. Intern.* 1987. Vol. 26, N 1. P. 1—12.
121. *Cheminee J.L., Hekinian R., Talandier J.* et al. Geology of an active hot spot: Teahitia—Mehtia region in the Central Pacific // *Mar. Geophys. Res.* 1989. Vol. 11, N 1. P. 27—50.
122. *Christodoulidis D.C., Smith D.E., Kolenkiewicz R.* et al. Observing tectonic plate motions and deformations from satellite laser ranging // *J. Geophys. Res. B*. 1985. Vol. 90, N 11. P. 9249—9263.
123. *Clague D.A.* Petrology of ultramafic xenoliths from Loihi Seamount, Hawaii // *J. Petrol.* 1988. Vol. 29, pt 6. P. 1161—1186.
124. *Clowes R.M., Yorath C.J., Hyndman R.D.* Reflection mapping across the convergent margin of western Canada // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1987. Vol. 89, N 1. P. 79—84.
125. *Cobbing E.J.* Circum-Pacific phanerozoic granites // *Episodes*. 1988. Vol. 11, N 2. P. 137—138.
126. *Coira B., Davidson J., Mpodozis C., Ramos V.* Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile // *Earth-Sci. Rev.* 1982. Vol. 18. P. 303—332.
127. *Collier J., Sinha M.* Seismic images of a magma chamber beneath the Lau Basin back-arc spreading centre // *Nature*. 1990. Vol. 346, N 6285. P. 646—648.
128. *Collot J.Y., Malahoff A., Recy J.* et al. Overthrust emplacement of New Caledonia ophiolite: Geophysical evidence // *Tectonics*. 1987. Vol. 6, N 3. P. 215—232.
129. *Condie K.C.* Origin of the Earth's crust // *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 1989. Vol. 75, N 1/2. P. 57—81.
130. *Coney P., Jones D.L., Monger J.W.H.* Cordilleran suspect terranes // *Nature*. 1980. Vol. 288, N 5789. P. 329—333.
131. *Cooper P., Taylor B.* Seismicity and focal mechanism at the New Britain Trench related to deformation of the lithosphere // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 164, N 1. P. 25—40.
132. *Csejstey B.* Tectonic implications of a Late Palaeozoic volcanic arc in the Talkeetna mountains, south-central Alaska // *Geology*. 1976. Vol. 4, N 1. P. 49—52.
133. *Daly M.C.* Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador // *Tectonics*. 1989. Vol. 8, N 4. P. 769—790.
134. *Dalziel I.W.D.* Collision and Cordilleran orogenesis: An Andean perspective // *Collision tectonics*. L., 1986. P. 389—404. (*Geol. Soc. Spec. Publ.*: N 19).
135. *Davey F.J.* The structure of the South Fiji Basin // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 87, N 1/4. P. 185—242.
136. *Davies H.L., Smith I.* Geology of eastern Papua //

- Bull. Geol. Soc. Amer. 1971. Vol. 82, N 12. P. 3299—3312.
137. *Defant M.J., De Boer J., Oles D.* The western Central Luzon volcanic arc, the Philippines: Two arcs divided by rifting? // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 145, N 3/4. P. 305—317.
 138. *Desmet A., Rocci G.* Les dolérites et les ferro-basaltes du complexe ophiolitique de Sant Elena (Costa Rica): relations, géochimie et contexte géodynamique // *Bull. Soc. géol. France*. 1988. T. 4, N 3. P. 479—487.
 139. *Devlin W.J.* New isotopic data and preliminary age for volcanics near the base of the Windermere Supergroup, northeastern Washington, USA // *Canad. J. Earth Sci.* 1988. Vol. 25, N 11. P. 1906—1911.
 140. *Devlin W.J., Bond G.C.* The initiation of the early Palaeozoic Cordilleran miogeocline: Evidence from the uppermost Proterozoic—Lower Cambrian Hamil Group of southeastern British Columbia // *Ibid.* N 1. P. 1—19.
 141. *Dodge F.C.W., Lockwood J.P., Calk L.C.* Fragments of the mantle and crust from beneath the Sierra Nevada batholith: Xenoliths in a volcanic pipe near Big Creek, California // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1988. Vol. 100, N 6. P. 938—947.
 142. *Dow D.B., Sukanto R.* Western Irian Jaya: End-product of oblique plate convergence in the Late Tertiary // *Tectonophysics*. 1984. Vol. 106, N 2. P. 109—139.
 143. *Dziwonski A.M., Woodhouse J.H.* Three-dimensional earth structure and mantle convection // XXVIII Intern. geol. congr.: Abstracts. Wash. (D.C.), 1989. Vol. 1. P. 427—428.
 144. *Ernst W.G., Jahn B.M.* Crustal accretion and metamorphism in Taiwan, a post-Palaeozoic mobile belt // *Philos. Trans. Roy. Soc. London A*. 1987. Vol. 321. P. 129—161.
 145. *Evans C., Hawkins J.W. (Jr.)* Compositional heterogeneities in upper mantle peridotites from the Zambales Range ophiolite, Luzon, Philippines // *Tectonophysics*. 1989. Vol. 168, N 1/3. P. 23—41.
 146. *Ewart A., Brothers R.N., Maseen A.* An outline of the geology and geochemistry and possible petrogenetic evolution of the volcanic rocks of the Tonga—Kermadec—New Zealand island arc // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1977. Vol. 2, N 3. P. 205—250.
 147. *Faure M., Charvet J.* Late Permian — early Triassic orogeny in Japan piling of nappes transverse lineation and continental subduction of the Honshu blok // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1987. Vol. 84, N 2/3. P. 295—308.
 148. *Faure M., Lalevéé F., Gusogujima Y.* et al. The pre-Cretaceous deep-seated tectonics of the Abukuma massif and its place in the structural framework of Japan // *Ibid.* 1986. Vol. 77, N 3/4. P. 384—398.
 149. *Feininger T.* The metamorphic “basement” of Ecuador // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1982. Vol. 93, N 1. P. 87—92.
 150. *Feininger T.* Allochthonous terranes in the Andes of Ecuador and northwestern Peru // *Geol. Surv. Canada Contrib.* 1986. Vol. 24, N 2. P. 266—278.
 151. *Fornari D.J., Perfit M.R., Allan J.F., Batiza R.* Small-scale heterogeneities in depleted mantle sources: Near-ridge seamount lava geochemistry and implications for mid-ocean-ridge magmatic processes // *Nature*. 1988. Vol. 331, N 6156. P. 511—513.
 152. *Freedman A.P., Parsons B.* Seasat-derived gravity over the Musicians Seamounts // *J. Geophys. Res. B*. 1986. Vol. 91, N 8. P. 8325—8340.
 153. *Gahagan L.M., Scotese C.R., Royer J.-Y.* et al. Tectonic fabric map of the ocean basins from satellite altimetry data // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 155, N 1/4. P. 1—26.
 154. *Gardner M.C., Bergman S.C., Cushing G.W.* et al. Pennsylvanian pluton stitching of Wrangellia and the Alexander terrane, Wrangell Mountains, Alaska // *Geology*. 1988. Vol. 16, N 11. P. 967—971.
 155. *Gastil R.G., Krummenacher D., Douponi J., Bushee J.* The batholith belt of Southern California and Western Mexico // *Pacif. Geol.* 1974. N 8. P. 73—78.
 156. Geological map of Japan. Scale: 1:1 000 000. Kawasaki: Geol. Surv. Jap., 1978.
 157. *Géologie des Marges Continentales*. P., 1981. 294 p. (XXVI Congr. geol. intern. Colloq. C3).
 158. *Geology and mineral resources of Japan*. 3rd ed. Kawasaki, 1977. Vol. 1: Geology. 430 p.
 159. *Gill J.B.* Early geochemical evolution of an oceanic island arc and backarc: Fiji and the South Fiji Basin // *J. Geol.* 1987. Vol. 95, N 5. P. 589—615.
 160. *Gottschalk R.R., Oldow J.S.* Low-angle normal faults in the south-central Brooks Range fold and thrust belt, Alaska // *Geology*. 1988. Vol. 16, N 5. P. 395—399.
 161. *Hagstrum J.T., Sawlan M.G., Hausback B.P.* et al. Miocene paleomagnetism and tectonic setting of the Baja California Peninsula, Mexico // *J. Geophys. Res. B*. 1987. Vol. 92, N 3. P. 2627—2639.
 162. *Hall R., Audley-Charles M.G., Banner F.T.* et al. Basement rocks of the Halmahera region, eastern Indonesia: A Late Cretaceous—Early Tertiary fore-arc // *J. Geol. Soc. London*. 1988. Vol. 145, pt 1. P. 65—84.
 163. *Haller M.J., Lapido O.R.* The Jurassic—Cretaceous volcanism in the Septentrional Patagonian Andes // *Earth-Sci. Rev.* 1982. Vol. 18. P. 395—410.
 164. *Hamilton W.* Tectonics of the Indonesian region. Wash. (D.C.), 1979. 345 p. (US Geol. Surv. Prof. Pap.; N 1078).
 165. *Hamilton W.* Plate-tectonic evolution of the Western USA // *Episodes*. 1987. Vol. 10, N 4. P. 271—276.
 166. *Hanson R., Schweickerit R.A.* Stratigraphy of mid-Palaeozoic island-arc rocks in part of the northern Sierra Nevada, Sierra and Nevada Counties, California // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1986. Vol. 97, N 8. P. 986—998.
 167. *Hayes D.E., Lewis S.D.* A geophysical study of the Manila Trench, Luzon, Philippines.

1. Crustal structure, gravity and regional tectonic evolution // *J. Geophys. Res. B.* 1984. Vol. 89, N 11. P. 9171—9195.
168. *Heiko G.H.* High level and low level plagiogranites from the Nicoya ophiolite complex Costa Rica, Central America // *Geol. Rdsch.* 1987. Bd. 76, Hf 1. S. 285—301.
169. *Ho C.S.* A synthesis of the geologic evolution of Taiwan // *Tectonophysics.* 1986. Vol. 125, N 1/3. P. 1—16.
170. *Holloway N.H.* North Palawan block, Philippines — its relation to Asian mainland and role in evolution of South China Sea // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1982. Vol. 66, N 9. P. 1355—1383.
171. *Honda M., Bernatowicz T., Podosec F.A.* et al. Age determinations of Eastern Pacific seamounts (Henderson, 6 and 7) — implications for near-ridge and intraplate volcanism // *Mar. Geol.* 1987. Vol. 74, N 1/2. P. 79—84.
172. *Huene R. von, Suess E., Emeis K.-Ch.* Convergent tectonics and coastal upwelling: A history of the Peru continental margin // *Episodes.* 1987. Vol. 10, N 2. P. 87—93.
173. *Ibrahim A.K., Pontoise B., Latham G.* et al. Structure of the New Hebrides arc-trench system // *J. Geophys. Res. B.* 1980. Vol. 85, N 1. P. 253—266.
174. *Irving E.M.* Structural evolution of the Northernmost Andes, Colombia. Wash. (D.C.), 1975. 47 p. (US Geol. Surv. Prof. Pap.; N 846).
175. *Ishiga H.* Ultra-Tamba Zone of Southwest Japan // *J. Geosci.* Osaka City Univ. 1986. Vol. 29, art. 2. P. 45—88.
176. *Isozaki J.* End-Permian convergent zone along the Northern Margin of Kurosegawa landmass and its product in central Shikoku, SW Japan // *Ibid.* 1987. Vol. 30, art. 4. P. 51—131.
177. *Iwata K., Tajika J.* Jurassic and Cretaceous radiolarian from the pre-Tertiary system in the Hidaka Belt, Baruseppu Region, Northeast Hokkaido // *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Sect. IV.* 1989. Vol. 22, N 3. P. 453—466.
178. *Johnson R.W., Mackenzie D.E., Smith I.E., Taylor G.A.M.* Distribution and petrology of Late Cenozoic volcanoes in Papua New Guinea // *The Western Pacific: island arcs, marginal seas, geochemistry.* Nedlands, 1973. P. 523—533.
179. *Jones D.L., Silberling N.J., Coney P.J.* Collision tectonics in the Cordillera of western North America: Examples from Alaska // *Geol. Soc. Spec. Publ.* 1986. N 19. P. 367—387.
180. *Joshima M., Okuda Y., Murakami F.* et al. Age of the Solomon Sea Basin from magnetic lineations // *Geo-Mar. Lett.* 1987. Vol. 6, N 4. P. 229—234.
181. *Karig D.E.* Accreted terranes in the northern part of the Philippines Archipelago // *Tectonics.* 1983. Vol. 2, N 2. P. 211—236.
182. *Karig D.E., Barber A.J., Charlton T.R.* et al. Nature and distribution of deformation across the Banda Arc — Australian collision zone at Timor // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1987. Vol. 98, N 1. P. 18—32.
183. *Klein E.M.* The Clipperton transform team // *Eos.* 1987. Vol. 68, N 44. P. 27—29.
184. *Klimetz M.P.* The Mesozoic tectonostratigraphic terranes and accretionary heritage of south-eastern mainland Asia // *Terrane accretion and orogenic belts.* Wash. (D.C.), 1987. P. 221—234. (*Amer. Geophys. Union Geodyn. Ser.*; Vol. 19).
185. *Kojima S.* Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions // *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 1989. Vol. 69, N 3/4. P. 213—232.
186. *Kroenke L.W., Kellogg J.N., Nemoto K.* Mid-Pacific Mountains revisited // *Geo-Mar. Letters.* 1985. Vol. 5, N 2. P. 77—81.
187. *Lahson A.* Upper Cenozoic volcanism and tectonism in the Andes of Northern Chile // *Earth-Sci. Rev.* 1982. Vol. 18, N 3/4. P. 285—302.
188. *Lapierre H., Broxsel M., Albareda F.* et al. Paleozoic and Lower Mesozoic magmas from the eastern Klamath Mountains (North California) and the geodynamic evolution of north-western America // *Tectonophysics.* 1987. Vol. 140, N 2/4. P. 155—177.
189. *Levi B., Mehech S., Munizagz F.* Edades radiométricas y petrografía de granitos chilenos // *Inst. Invest. Geol. Chile. Bol.* 1963. N 12. P. 12—23.
190. *Lin P.-N., Stern R.J., Bloomer S.H.* Shoshonitic volcanism in the Northern Mariana Arc. 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: Evidence for source of incompatible element enrichments in intraoceanic arcs // *J. Geophys. Res. B.* 1989. Vol. 94, N 4. P. 4497—4514.
191. *Lonsdale P., Klitgord K.D.* Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1978. Vol. 89, N 7. P. 981—999.
192. *Louat R., Pelletier B.* Seismotectonics and present day relative plate motions in the New Hebrides — North Fiji Basin region // *Tectonophysics.* 1989. Vol. 167, N 1. P. 41—55.
193. *Macdonald K.C., Fox P.J.* Overlapping spreading centres: New accretion geometry on the East Pacific Rise // *Nature.* 1983. Vol. 302, N 5903. P. 55—58.
194. *Macdonald K.C., Fox P.J., Peram L.J.* et al. A new view of the mid-ocean ridge from the behaviour of ridge-axis discontinuities // *Nature.* 1988. Vol. 335, N 6187. P. 217—225.
195. *McCabe R.* Implications of paleomagnetic data on the collision related bending of Island Arcs // *Tectonics.* 1984. Vol. 3, N 4. P. 409—428.
196. *McCarthy J., Scholl D.W.* Mechanisms of subduction accretion along the central Aleutian trench // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1985. Vol. 96, N 6. P. 691—701.
197. *McClain J.S., Atallah C.A.* Thickening of the oceanic crust with age // *Geology.* 1986. Vol. 14, N 7. P. 574—576.
198. *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes.* Glasgow; L.: Blackie, 1985. 328 p.
199. *Mallick D.I.J.* Some petrological and structural variations in the New Hebrides // *The Western Pacific: Island arcs, marginal seas, geochemistry.* Nedlands, 1973. P. 193—211.

200. *Metcalf I.* Origin and assembly of south-east Asian continental terranes // *Gondwana and Tethys*. Oxford: Univ. press, 1988. P. 101—118. (Geol. Soc. Spec. Publ.; Vol. 37).
201. *Miller M.M.* Dispersed remnants of a North-East Pacific fringing arc: Upper Paleozoic terranes of Permian McCloud faunal affinity, Western US // *Tectonics*. 1987. Vol. 6, N 6. P. 807—830.
202. *Miyashita S., Yoshida A.* Pre-Cretaceous and Cretaceous ophiolites in Hokkaido, Japan // *Bull. Soc. géol. France*. Ser. 8. 1988. T. 4, N 2. P. 251—260.
203. *Monger J.W.H.* Evidence for large-scale horizontal displacement within the North American Cordillera // XXVII Intern. geol. congr.: Abstracts. Wash. (D.C.), 1984. Vol. 9, pt 1. P. 44.
204. *Monger J.W.H., Tempelman-Kluit D.J.* Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera // *Geology*. 1982. Vol. 10, N 2. P. 70—75.
205. *Moore G.F., Shipley T.H.* Mechanisms of sediment accretion in the Middle America Trench // *J. Geophys. Res.* B. 1988. Vol. 93, N 8. P. 8911—8927.
206. *Morán-Zenteno D.J.* Breve revision sobre la evolución tectónica de México // *Geofis. Intern.* 1986. Vol. 25, N 1. P. 9—33.
207. *Morrice J.D., Jezek P.A., Gill J.B.* et al. An introduction to the Sangihe arc: Volcanism accompanying arc—arc collision in the Molucca Sea, Indonesia // *J. Volcanol. and Geotherm. Res.* 1983. Vol. 19, N 1/2. P. 135—165.
208. *Moxon I.W., Graham S.A.* History and controls of subsidence in the Late Cretaceous—Tertiary Great Valley forearc basin, California // *Geology*. 1987. Vol. 15, N 7. P. 626—629.
209. *Mrozowski C.L., Lewis S.D., Hayer D.E.* Complexities in the tectonic evolution of the West Philippine Basin // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 82, N 1/2. P. 1—24.
210. *Mukasa S.B., Henry D.J.* The San Nicolás batholith of coastal Peru: Early Palaeozoic continental arc or continental rift magmatism? // *J. Geol. Soc.* 1990. Vol. 147, N 1. P. 27—39.
211. *Murata A.* Large Decke structures in the Kurosegawa and Sambosan terrains in Kyushu, Southwest Japan // *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. II*. 1981. Vol. 20, N 3. P. 277—293.
212. *Neef G., Plimer J.R.* Ophiolite complexes on Small Nggela Island, Solomon Islands: Summary // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1979. Vol. 90, N 2, pt 1. P. 136—138.
213. *Otoh B.* Late Paleozoic tectonic development in the northern part of the Chichibu geosyncline in the East Chugoku Mountains, Southwest Japan // *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo. Sect. II*. 1988. Vol. 21, N 4. P. 379—415.
214. *Otsuka T.* Paleozoic-Mesozoic sedimentary complex in the eastern Mino terrane, Central Japan and its Jurassic tectonism // *J. Geosci. Osaka City Univ.* 1988. Vol. 31, art. 4. P. 63—122.
215. *Ozawa K.* Geology of the Miyamori ultramafic complex in the Kitakami Mountains, Northeast Japan // *J. Geol. Soc. Jap.* 1984. Vol. 90, N 10. P. 697—716.
216. *Padilla y Sanchez R.J.* Post-Paleozoic tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico // *Geofis. Intern.* 1986. Vol. 25, N 1. P. 157—206.
217. *Page R.A., Plafker G., Fuis G.S.* et al. Accretion and subduction tectonics in the Chugach Mountains and Copper River Basin, Alaska: Initial results of the Trans-Alaska crustal transect // *Geology*. 1986. Vol. 14, N 6. P. 501—505.
218. Palaeomagnetic research in Southeast and East Asia. Kuala Lumpur, 1982. 229 p. (CCDP. TP 13).
219. *Parson L.M., Pearce J.A., Murton B.J., Hodgkinson R.A.* RRS Charles Darwin scientific party: Role of ridge jumps and ridge propagation in the tectonic evolution of the Lau bac-arc basin, southwest Pacific // *Geology*. 1990. Vol. 18, N 5. P. 470—473.
220. *Pascal G., Isacks B.L., Barazangi M., Dubois J.* Precise relocations of earthquakes and seismotectonics of the New Hebrides island arc // *J. Geophys. Res.* B. 1978. Vol. 83, N 10. P. 4957—4973.
221. *Paterson S.R., Tobisch O.T.* Using pluton ages to date regional deformations: problems with commonly used criteria // *Geology*. 1988. Vol. 16, N 12. P. 1108—1111.
222. *Patton W.W., Tailleux I.L., Brosgé W.P., Lanphere M.A.* Preliminary report on the ophiolites of Northern and Western Alaska // *Bull. Oregon. Dep. Geol. Miner. Ind.* 1977. Vol. 95. P. 51—57.
223. *Pautot G., Rangin C.* Subduction of the South China Sea axial ridge below Luzon (Philippines) // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1989. Vol. 92, N 1. P. 57—69.
224. *Phanerozoic Earth history of Australia*. Oxford: Clarendon press, 1986. 480 p.
225. *Pigram C.J., Surono Supandjono J.B.* Origin of the Sula Platform, eastern Indonesia // *Geology*. 1985. Vol. 13, N 4. P. 246—248.
226. *Plate tectonic map of the Circum-Pacific Region*, scale 1:20000000. Tulsa (Okla.), 1982. Pacific Basin sheet.
227. *Powell D.E.* The northwest Australian continental margin // *Philos. Trans. Roy. Soc. London. A*. 1982. Vol. 305, N 1489. P. 45—62.
228. *Ramos V.A., Jordan T.E., Allmendinger R.W.* et al. Paleozoic terranes of the Central Argentine—Chilean Andes // *Tectonics*. 1986. Vol. 5, N 6. P. 855—880.
229. *Ramos V.A., Niemeyer H., Skarmeta J., Muñoz J.* Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes // *Earth-Sci. Rev.* 1982. Vol. 18. P. 411—443.
230. *Ramsay W.R.H., Crawford A.J., Foden J.D.* Field setting, mineralogy, chemistry, and genesis of arc picrites, New Georgia, Solomon Islands // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1984. Vol. 88, N 4. P. 386—402.
231. *Rangin C., Stephan J.F., Müller C.* Middle Oligocene oceanic crust of South China Sea jammed into Mindoro collision zone (Philippines) // *Geology*. 1985. Vol. 13, N 6. P. 425—428.
232. *Raschka H., Nacario E., Rammlain D.* et al. Geology of the ophiolite of central Palawan Island, Philippines // *Ofioliti*. 1985. Vol. 10, N 2/3. P. 375—390.
233. *Ren J., Jiang C., Zhang Z., Qin D.* Geotecto-

- nic evolution of China. Beijing etc., 1987. 218 p.
234. *Renkin M.L., Sclater J.G.* Depth and age in the North Pacific // *J. Geophys. Res. B.* 1988. Vol. 93, N 4. P. 2919—2935.
 235. *Roddick J.A., Hutchison W.W.* Setting of the plutonic complex, British Columbia // *Pacif. Geol.* 1974. N 8. P. 91—108.
 236. *Rossmann D.L., Castanada G.C., Bacuta G.C.* Geology of Zambales ophiolite, Luzon, Philippines // *Tectonophysics.* 1989. Vol. 168, N 1/3. P. 1—22.
 237. *Ruiz J., Patchett P.J., Ortega-Gutierrez F.* Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1988. Vol. 100, N 2. P. 274—281.
 238. *Saleeby J., Hannah J.L., Varga R.J.* Isotopic age constraints on middle Paleozoic deformation in the northern Sierra Nevada, California // *Geology.* 1987. Vol. 15, N 8. P. 757—760.
 239. *Saleeby J.B., Harper G.D., Snoko A.W., Sharp W.D.* Time relations and structural-stratigraphic patterns in ophiolite accretion, West Central Klamath Mountains, California // *J. Geophys. Res. B.* 1982. Vol. 8, N 5. P. 3831—3848.
 240. *Sano H., Kanmera K.* Paleogeographic reconstruction of accreted oceanic rocks, Akiyoshi, Southwest Japan // *Geology.* 1988. Vol. 16, N 7. P. 600—603.
 241. *Sato T., Kasahara Y., Wakita K.* Discovery of a middle Jurassic ammonite *Keppelites* from the Mino belt, Central Japan // *Trans. Proc. Palaeontol. Soc. Jap. N.S.* 1985. N 139. P. 218—221.
 242. *Sato K., Ozima M.* ⁴⁰Ar—³⁹Ar geochronological studies on submarine rocks from the Western Pacific area // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1977. Vol. 33, N 3. P. 353—369.
 243. *Schlanger S.O., Campbell J.F., Jackson M.W.* Post-Eocene subsidence of the Marshall Islands recorded by drowned atolls on Harrie and Sylvia guyots. Wash. (D.C.), 1987. P. 165—174.
 244. *Scholl D.W., Vallier T.L., Packham G.H.* Framework geology and resource potential of southern Tonga platform and adjacent terranes — a synthesis // *Geology and offshore resources of Pacific island arcs — Tonga region.* Houston (Tex.), 1985. Vol. 2. P. 457—488.
 245. *Sedlock R.L.* Tectonic setting of blueschist and island-arc terranes of West-Central Baja California, Mexico // *Geology.* 1988. Vol. 16, N 7. P. 623—626.
 246. *Shor G.G. (Jr.), Kirk H.K., Menard H.W.* Crustal structure of the Melanesian area // *J. Geophys. Res.* 1971. Vol. 76, N 11. P. 2562—2586.
 247. *Silver E.A., Breen N.A., Prasetyo H.* Multibeam study of the Flores backarc thrust belt, Indonesia // *J. Geophys. Res. B.* 1986. Vol. 91, N 3. P. 3489—3500.
 248. *Silver E.A., McCaffrey R., Smith R.B.* Collision, rotation and initiation of subduction in the evolution of Sulawesi, Indonesia // *Ibid.* 1983. Vol. 88, N 11. P. 9407—9418.
 249. *Silver E., Gill J., Schwartz D.* et al. Evidence for submerged and displaced continental borderland north Banda Sea, Indonesia // *Geology.* 1985. Vol. 13, N 10. P. 687—691.
 250. *Sliter W.V.* Aptian anoxia in the Pacific Basin // *Ibid.* 1989. Vol. 17, N 10. P. 909—912.
 251. *Smith I.E.M.* Volcanic evolution in eastern Papua // *Tectonophysics.* 1982. Vol. 87, N 1/4. P. 315—334.
 252. *Smoot N.Ch.* Multi-beam sonar surveys of guyots of the Gulf of Alaska // *Mar. Geol.* 1981. Vol. 43, N 3/4. P. M87—M94.
 253. *Smoot N.Ch.* Observations on Gulf of Alaska seamount chains by multi-beam sonar // *Tectonophysics.* 1985. Vol. 115, N 3/4. P. 235—246.
 254. *Stern R.J.* Strontium isotopes from circum-Pacific intra-oceanic island arcs and marginal basins: Regional variations and implications for magmatogenesis // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1982. Vol. 93, N 6. P. 477—486.
 255. *Stewart J.H.* Latest Proterozoic and Paleozoic southern margin of North America and the accretion of Mexico // *Geology.* 1988. Vol. 16, N 2. P. 186—189.
 256. *Stout J.H., Chase C.G.* Plate kinematics of the Denali fault system // *Canad. J. Earth Sci.* 1980. Vol. 17, N 11. P. 1527—1537.
 257. *Struik L.C.* Crustal evolution of the Eastern Canadian Cordillera // *Tectonics.* 1988. Vol. 7, N 4. P. 727—747.
 258. *Subbarao K.V., Hekinian R.* Alkali-enriched rocks from the Central Eastern Pacific Ocean // *Mar. Geol.* 1978. Vol. 26, N 3/4. P. 249—268.
 259. *Sun S., Le J., Chen H.* et al. Mesozoic and Cenozoic sedimentary history of South China // *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.* 1989. Vol. 73, N 10. P. 1247—1269.
 260. *Suter M.* Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold-thrust belt in east-central Mexico // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1987. Vol. 98, N 3. P. 249—264.
 261. *Takeda K.* Geological and petrological studies of the Mikabu greenstones in Eastern Shikoku, Southwest Japan // *J. Sci. Hiroshima Univ. C.* 1984. Vol. 8, N 3. P. 221—282.
 262. *Talandier J., Okal E.A.* Crustal structure in the Society and Tuamotu Islands, French Polynesia // *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 1987. Vol. 88, N 3. P. 449—528.
 263. *Tamaki K.* Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications // *Bull. Geol. Surv. Jap.* 1988. Vol. 39, N 5. P. 269—365.
 264. *Taylor B.* Bismark Sea: Evolution of a back-arc basin // *Geology.* 1979. Vol. 7, N 4. P. 171—174.
 265. *Taylor B., Hayes D.E.* The origin and history of the South China Basin // *Geophys. Monogr.* 1983. Vol. 27. P. 23—56.
 266. *Tectonostratigraphic terranes of the Circum-Pacific region.* Wash. (D.C.), 1985. 581 p. (Earth Sci. Ser.; N 1).
 267. *The ocean basins and margins* / Ed. Nairn A.E.M. et al. N.Y.: Plenum press, 1988. Vol. 7B: The Pacific Ocean. 642 p.
 268. *Thornburg T.M., Kulm L.D.* Sedimentation in the Chile trench: Depositional morphologies, lithofacies, and stratigraphy // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1987. Vol. 98, N 1. P. 33—52.
 269. *Tobisch O.T., Paterson S.R., Longiaru S., Bhattacharyya T.* Extent of the Nevadan orogeny,

- central Sierra Nevada, California // *Geology*. 1987. Vol. 15, N 2. P. 132—135.
270. Tokuyama H., Suyemasa M., Tamaki K. et al. Report on DELP 1985 cruises in the Japan Sea. Pt 3. Seismic reflection studies in the Yamato Basin and the Yamato Rise Area // *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*. 1987. Vol. 62, N 4. P. 367—390.
271. Tucholke B.E. Sedimentation processes and acoustic stratigraphy in the Bellingshausen basin // *Mar. Geol.* 1977. Vol. 25, N 1. P. 209—230.
272. Turner C.C., Hughes G.W. Distribution and tectonic implications of Cretaceous—Quaternary sedimentary facies in Solomon Islands // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 87, N 1/4. P. 127—146.
273. Turner C.C., Ridgway J. Tholeiitic, calc-alkaline and (?) alkaline igneous rocks of the Shortland Islands, Solomon Islands // *Ibid.* P. 335—354.
274. United Nations ESCAP. CCOP. Techn. Publ. 1980. N 7. 258 p.
275. Urrutia-Fucugauchu J. Crustal thickness, heat flow, arc magmatism, and tectonics of Mexico — preliminary report // *Geofis. Intern.* 1986. Vol. 25, N 4. P. 559—573.
276. Vergara Muñoz A. Tectonic patterns of the Panama Blok deduced from seismicity, gravitational data and earthquake mechanisms: Implications to the seismic hazard // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 154, N 3/4. P. 253—265.
277. Watts A.B., Brink U.S. Crustal structure, flexure, and subsidence history of the Hawaiian Islands // *J. Geophys. Res. B*. 1989. Vol. 94, N 8. P. 10473—10500.
278. Watts A.B., Weissel G.H., Duncan R.A., Larson R.L. Origin of the Louisville Ridge and its relationship to the Eltanin fracture zone system // *Ibid.* 1988. Vol. 93, N 4. P. 3051—3077.
279. Weissel J.K., Taylor B., Karner G.D. The opening of the Woodlark Basin, subduction of the Woodlark spreading system and the evolution of northern Melanesia since mid-Pliocene time // *Tectonophysics*. 1982. Vol. 87, N 1/4. P. 253—277.
280. Weissel J.K., Watts A.B. Tectonic evolution of the Coral Sea basin // *J. Geophys. Res. B*. 1979. Vol. 84, N 9. P. 4572—4582.
281. Wernicke B., Klepacki D.W. Escape hypothesis for the Stikine block // *Geology*. 1988. Vol. 16, N 5. P. 461—464.
282. Whitford D.J., Jezek P.A. Origin of Late Cenozoic lavas from the Banda Arc, Indonesia: Trace element and Sr isotope evidence // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 68, N 2. P. 141—150.
283. Whitman J.M. Sedimentation and subsidence history of the East Mariana Basin, Western Pacific // *Geology*. 1986. Vol. 14, N 9. P. 771—775.
284. Williams P.R., Johnston C.R., Almond R.A., Simamora W.H. Late Cretaceous to Early Tertiary structural elements of West Kalimantan // *Tectonophysics*. 1988. Vol. 148, N 3/4. P. 279—298.
285. Wortel M.J., Cloetingh S.A.P.L. Accretion and lateral variations in tectonic structure along the Peru—Chile trench // *Ibid.* 1985. Vol. 112, N 1/4. P. 433—462.
286. Zheng X. Meso-Cenozoic volcanic rocks in East China and adjacent areas with relation to plate tectonics // *Ibid.* P. 533—550.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Тихий океан	8
Тихоокеанская рифтовая система	9
Разломная тектоника	14
Тектонические области и типы структур	22
Общие выводы	52
Глава вторая	
Кордильерский сектор	57
Невадийский отрезок	58
Канадский отрезок	64
Аляскинский отрезок	69
Мексиканский отрезок	74
Приматериковые окраины	81
Общие выводы	83
Глава третья	
Андийский сектор	88
Колумбийско-Эквадорский отрезок	90
Перуанский отрезок	94
Чилийско-Аргентинский отрезок	96
Патагонский отрезок	102
Подводное продолжение андийских структур	104
Общие выводы	107
Глава четвертая	
Центральноамериканская связка	112
Общие выводы	117
Глава пятая	
Корякско-Камчатская область и Курильская система	118
Корякский регион	119
Камчатский регион	128
Подводные прикамчатские структуры	139
Курильская система	142
Общие выводы	147
Глава шестая	
Восточно-Азиатская область	151
Сихотэ-Алинь	151
Япония	154
Хоккайдо-Сахалинский регион	164
Японское море	165
Общие выводы	167

Глава седьмая

Западный сектор	173
Юго-Восточная Азия	173
Северо-Западная Австралия	179
Система Банда и Сунда	180
Северная Индонезия	189
Филиппинская система	194
Филиппиноморская система	201
Общие выводы	205

Глава восьмая

Юго-Западный сектор	210
Восток Австралии	210
Новогвинейский регион	212
Фиджийско-Новобританский регион	214
Система Тонга — Кермадек — Новая Зеландия	219
Новокаледонская система	223
Тасманская область	224
Общие выводы	225

Глава девятая

Тектоническое развитие Тихоокеанского сегмента Земли	228
Возраст Тихого океана	228
О магматических провинциях и тектонике Тихого океана	230
Геодинамика обрамления	234
Типы континентальных окраин	238
Тектонические корреляции	239
Тихоокеанский тектонический сегмент Земли	245
Заключение	249

CONTENTS

Introduction	3
Chapter one	
Pacific Ocean	8
Pacific rift system	9
Fault tectonics	14
Tectonic provinces and types of structures	22
General conclusions	52
Chapter two	
Cordilleran Sector	57
Nevadan segment	58
Canadian segment	64
Alaskan segment	69
Mexican segment	74
Nearcontinental margins	81
General conclusions	83
Chapter three	
Andean Sector	88
Columbian-Ecuadorian segment	90
Peruvian segment	94
Chilean-Argentinian segment	96
Patagonian segment	102
Underwater prolongation of Andean structures	104
General conclusions	107
Chapter four	
Central American connection	112
General conclusions	117
Chapter five	
Koryak highland — Kamchatka province and Kurile System	118
Koryak region	119
Kamchatka region	128
Underwater near-Kamchatka structures	139
Kurile System	142
General conclusions	147
Chapter six	
East Asian province	151
Sikhote-Alin	151
Japan	154
Hokkaido-Sakhalin region	164
Japan Sea	165
General conclusions	167

Chapter seven

Western Sector	173
Southeastern Asia	173
Northwestern Australia	179
Banda and Sunda System	180
Northern Indonesia	189
Philippinian System	194
Philippine Sea System	201
General conclusions	205

Chapter eight

Southwestern Sector	210
Eastern Australia	210
New Guinean region	212
Fiji — New Britain region	214
Tonga — Kermadec — New Zealand System	219
New Caledonian System	223
Tasmanian region	224
General conclusions	225

Chapter nine

Tectonic development of the Pacific Segment of the Earth	228
Age of the Pacific Ocean	228
On Pacific magmatic provinces and tectonics	230
Geodynamics of the framing	234
Types of continental margins	238
Tectonic correlations	239
Pacific Tectonic Segment of the Earth	245
Conclusion	249

Научное издание

**Пушаровский Юрий Михайлович
Меланхолина Елена Николаевна**

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ ЗЕМЛИ:
ТИХИЙ ОКЕАН И ЕГО ОБРАМЛЕНИЕ**

Утверждено к печати
Геологическим институтом РАН

Труды ГИН, вып. 473

Редактор **А.В. Копп**
Художественный редактор **И.Ю. Нестерова**
Технический редактор **Н.М. Бурова**
Корректор **Л.А. Агеева**

Набор выполнен в издательстве
на электронной фотонаборной системе

ИБ № 49061

Подписано к печати 29.04.92
Формат 70 X 100 1/16. Бумага типографская № 2
Гарнитура Таймс. Печать офсетная
Усл.печ. 21,5 + 0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 22,2. Уч.-изд.л. 26,4
Тираж **225** экз. Тип. зак. 3199

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Санкт-Петербург В-34, 9-я линия, 12

ТИХИЙ ОКЕАН И ЕГО ОБРАМЛЕНИЕ

Предложены новые аспекты тектонической истории дна Тихого океана и его обрамления. Выяснено большое значение в структурообразовании процессов тектонического расслоения коры и верхней мантии. Показана сложность латерального геодинамического взаимодействия коровых и мантийных масс в зоне перехода океан — континент.