

УДК 551.24(265.4)

*В. Л. Безверхний, И. И. Берсенов, Н. Г. Ващенко,
М. Т. Горовая, Е. П. Леликов, И. Б. Цой*

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРНОГО ЗАМЫКАНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ КОТЛОВИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

На основе синтеза геолого-геофизических данных установлено, что северная часть япономорского региона представляет собой геосинклинальную систему, развивающуюся с палеозойского времени. В позднем палеозое — мезозое западная ее часть характеризовалась миогеосинклинальными, восточная — эвгеосинклинальными океаническими условиями, сохранявшимися до начала позднего мела. На рубеже раннего и позднего мела одновременно с инверсией Сихотэ-Алинской геосинклинали она была разделена геан-

тиклинальными поднятиями (Хидака-Восточно-Сахалинским и Южно-Татарским) на миогеосинклинали (Западно-Япономорскую и Исикари-Западно-Сахалинскую) и Восточно-Сахалинскую эвгеосинклинали. Центральная глубоководная котловина, являющаяся юго-западным продолжением Западно-Япономорского прогиба, унаследованно развивается с начала позднего мела в специфическом миогеосинклинальном режиме рифтогенного прогибания.

Обобщение результатов геолого-геофизических исследований северной части Японского моря, ограниченной Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатыми областями, необходимо для решения проблемы развития Япономорского региона в палеозое — кайнозое.

Рассматриваемая область включает приморскую материковую ступень, Западно-Япономорский прогиб, Южно-Татарскую горст-антиклинальную зону, Западно-Хоккайдский бордерленд и северную часть Центральной Япономорской котловины (рис. 1). Последняя отделена от Татарского пролива и бордерленда (хр. Окусири) уступом высотой до 1500 м. Уступ расчленен грабенами, разделяющими подводные возвышенности Витязя и Алпатова. Их крутые (15—35°) склоны и хр. Окусири драгировались в 1-м рейсе НИС «Каллисто», 20- 33-, 34- и 37-м рейсах НИС «Первенец». В районе выполнен значительный объем геофизических (гравимагнитных, сейсмических, геотермических и сейсмологических) работ. В настоящей статье сделана попытка синтеза указанных материалов.

Земная кора Приморья и о. Хоккайдо, по данным ГСЗ, относится к континентальному, Центральной котловины — к субокеаническому типу [6, 11, 12]. Кору южной части Татарского пролива следует, по-видимому, считать субконтинентальной, поскольку между «базальтовым» и осадочным слоями здесь залегает слой с «гранитными» скоростями сейсмических волн. В восточной части пролива он имеет мощность около 5 км и характеризуется скоростями

5,0—5,7 км/с, в западной — его мощность находится в интервале 5—10 км, скорости — 6,0—6,5 км/с [16]. «Гранитный» слой отсутствует лишь в северном апофизе Центральной котловины между возвышенностью Витязя и хр. Окусири. Названные разнотипные блоки земной коры разделяются зонами глубинных разломов: Восточно-Приморской и Северо-Япономорской. С первой связаны участки резкого повышения скоростей продольных сейсмических волн вдоль границы Мохо [10], положительные магнитные аномалии и остаточные аномалии силы тяжести. Магнитовозмущающие и гравитирующие объекты, соответствующие указанным аномалиям, обычно интерпретируются как интрузивные тела основного и ультраосновного состава, залегающие на глубинах от 4 до 25—30 км [17, 19]. С Восточно-Приморской зоной связаны повышенный тепловой поток [26] и ряд эпицентров землетрясений с глубиной очага 300—400 км [4].

Северо-Япономорская зона разломов расположена на одной широте с Южным Сихотэ-Алинским разломом, выделенным И. И. Берсеновым [7] в качестве фрагмента субширотного линеймента, имеющего, по его мнению, глобальное распространение. По данным А. Г. Гайнана [1], эта зона глубинных разломов характеризуется повышенной сейсмичностью, гравитационной ступенью, вытянутыми в субширотном направлении изостатическими и магнитными аномалиями. По-видимому, с ней связана область повышенного теплового потока, расположенная примерно вдоль северного склона котловины [18].

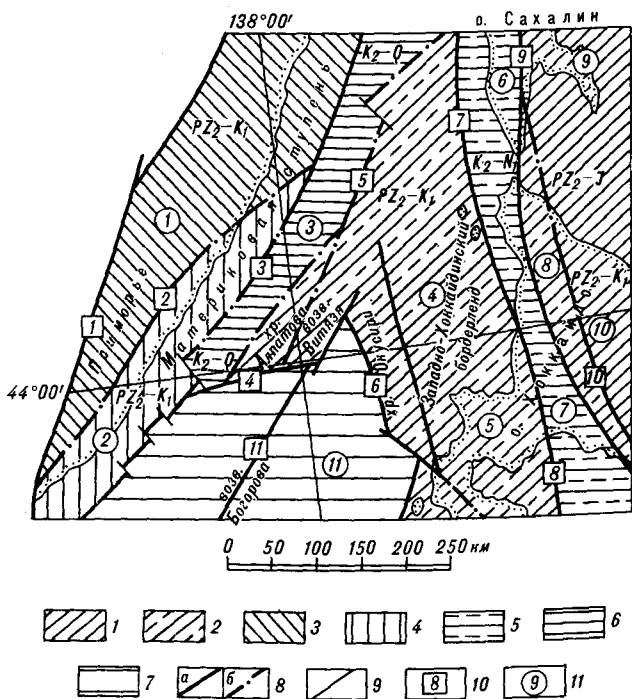


Рис. 1. Схема тектонического районирования северной части Японского региона.

1—7 — структурно-формационные комплексы: 1 — верхнепалеозойско-юрский эвгеосинклинальный, 2 — верхнепалеозойско-нижнемеловой эвгеосинклинальный, 3 — верхнепалеозойско (?)-нижнемеловой миогеосинклинальный, 4 — верхнепалеозойско-нижнемеловой геантиклинальный (субплатформенный?), 5 — верхнемеловой — миоценовый миогеосинклинальный, 6 — верхнемеловой — четвертичный миогеосинклинальный, 7 — верхнемеловой — четвертичный комплекс Центральной котловины; 8 — глубинные разломы, выходящие на поверхность или выраженные в рельефе дна (а), предполагаемые (б); 9 — прочие разломы; 10 — глубинные разломы; 11 — структурные зоны. Глубинные разломы: 1 — Центральный Сихотэ-Алинский, 2 — Прибрежный, 3 — Восточно-Приморский, 4 — Северо-Японский, 5 — Витязя, 6 — Восточно-Японский, 7 — Рисир-Монеронский, 8 — Саппоро-Томакомыйский, 9 — Центрально-Сахалинский, 10 — Хидакский. Структурные зоны: 1 — Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня, 2 — Прибрежный антиклиниорий Сихотэ-Алиня, 3 — Западно-Японский прогиб, 4 — Южно-Татарская горст-антиклинальная зона, 5 — зона Ивазуми, 6 — Западно-Сахалинский синклиниорий, 7 — синклиниорий Исикари-Румои, 8 — антиклиниорий Камужикотан, 9 — Сусунайский антиклиниорий, 10 — антиклиниорий Хидака, 11 — Центральная глубоководная котловина.

В пределах рассматриваемой области в 1971—1980 гг. проведена сейсмоакустическая съемка [24, 28], а также отработано несколько профилей МОВ [15] и ОГТ. Интерпретация этих материалов в комплексе с данными сеймо-стратиграфии [5] позволила построить схематическую геологическую карту района (рис. 2).

Геологическое опробование акустически жесткой толщи показало, что она сложена верхнепалеозойским метаморфическим комплексом (355, 270, 240 млн лет), позднемеловыми гранитоидами и вулканитами, кайнозойскими базальтоидами, а также олигоцен-нижнемиоценовой толщей «зеленых туфов».

Метаморфические породы установлены на возвышенностях Витязя, Алпатова и хребта Окусири. Это темно-серые с зеленоватым оттенком или темно-зеленые рассланцованные,

иногда микроплойчатые породы с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. Среди них выделяются первично вулканогенные и терригенные образования. Первые представлены метабазами, амфиболитами, амфиболовыми сланцами, альбит-эпидот-хлорит-актинолитовыми, альбит-биотит-хлоритовыми сланцами. Метаэффузивы и сланцы отвечают составу ультраосновных вулканитов и базальтов, относящихся к образованиям натрового типа. По соотношению титана и калия, титана и железистости, кобальта и никеля, рубидия и стронция они принадлежат к сложной ассоциации магматических образований, сходных с вулканитами океанических островов и абиссальных плато [22], и близки палеозойским метабазилам Сусунайского хребта, слагающим фундамент о. Сахалин [13]. В целом по исходному составу они отвечают толеитам.

Первично-осадочные породы широко развиты в пределах возвышенностей совместно с метаэффузивами (возвышенность Алпатова) и без участия последних (возвышенность Витязя). Преобладают пелитовые разности, превращенные в филлиты и филлитовидные сланцы, а также песчаники, среди которых по доминирующему составу обломков выделяются кварцевые песчаники, аркозы и кварцевые граувакки.

Осадочная составляющая пород метаморфического комплекса сформировалась за счет размыта и переотложения пород кислого состава типа микроклиновых гранитов, роговиков и филлитов, развитых обычно в пределах структур с сиалической корой. Сиалические блоки находились в палеозое в непосредственной близости от возвышенностей Витязя и Алпатова, возможно, в пределах современного положения Прибрежного антиклинория Сихотэ-Алиня.

По характеру метаморфизма это типичный зональный комплекс с различной степенью преобразования пород от проявления хлоритизации основной массы базальтов до их изменения в зеленосланцевой ступени метаморфизма с появлением альбит-амфиболового парагенезиса.

Верхнемеловые вулканиты установлены на материковом склоне Приморья и на хр. Окусири, а гранодиориты — на возвышенности Витязя. Вулканиты кислого и среднего состава на материковом склоне Приморья слагают толщу, состоящую из трех пачек. Нижняя имеет мощность не менее 200 м и представлена литокристаллокластическими туфами дацитов. Средняя пачка мощностью около 700 м сложена лито- и витрокристаллокластическими туфами липаритов, дацитов, а верхняя мощностью около 200 м — липаритовыми порфирами. Вышеописанные вулканиты имеют позднемеловой возраст (64—103 млн лет) и сходны с вулканогенными породами датского возраста южной части При-

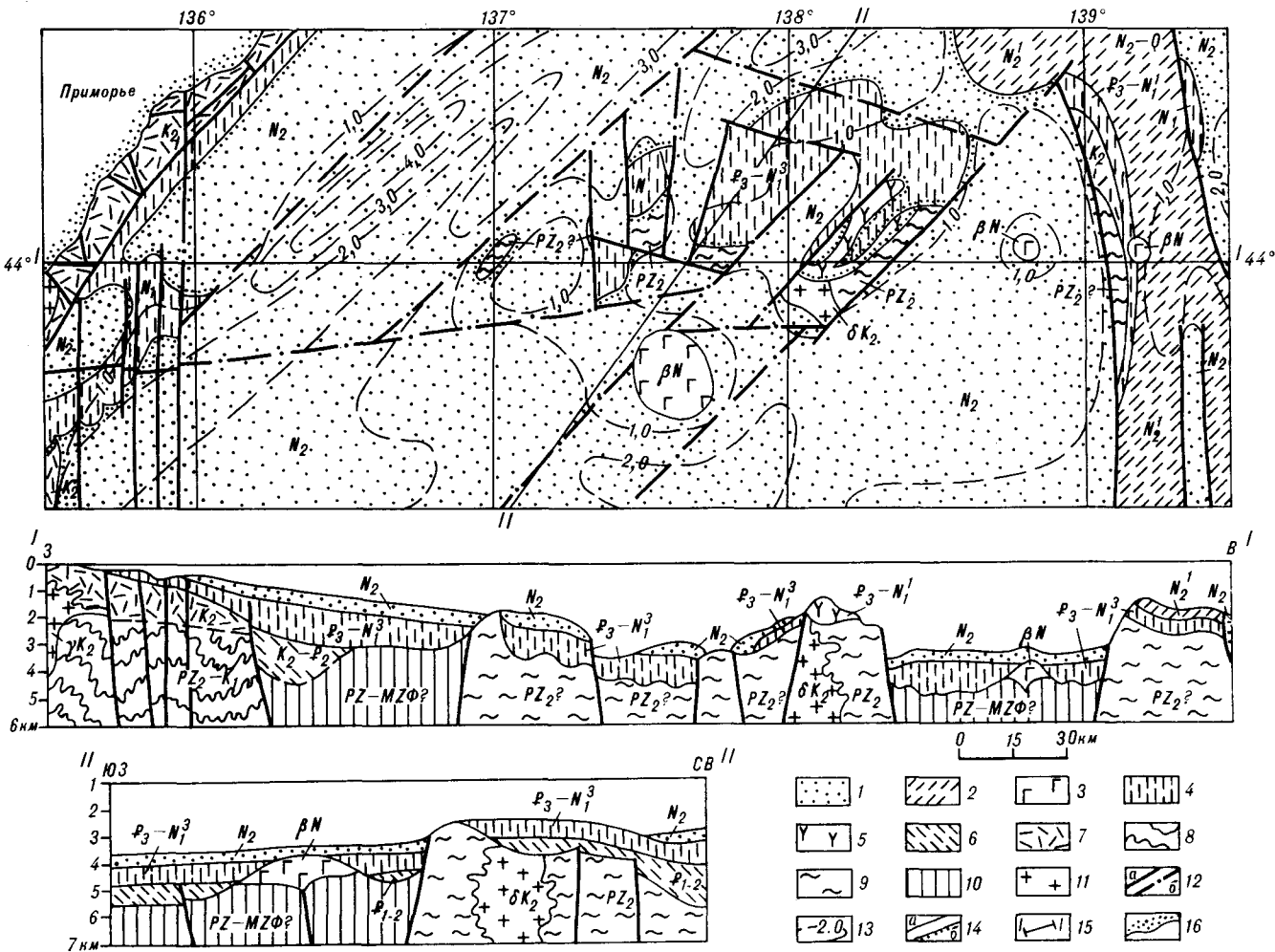


Рис. 2. Схематическая геологическая карта северного замыкания Центральной глубоководной котловины (Японское море).

1 — плиоцен (N_2); 2 — нижний плиоцен (N_2^1); 3 — неоген (N); 4 — олигоцен — верхний миоцен ($P_3-N_1^3$); 5 — олигоцен — нижний миоцен ($P_3-N_1^1$); 6 — верхний мел — эоцен ($K_2(?) - P_2$); 7 — верхний мел (K_2); 8 — верхний палеозой — нижний мел ($PZ_2 - K_1$); 9 — верхний палеозой (PZ_2); 10 — доверхнемеловые комплексы акустического фундамента неустановленного состава; 11 — верхнемеловые гранитоиды (γK_2); 12 — разломы, выходящие на поверхность или выраженные в рельефе дна (a) и перекрытые осадочным чехлом (б); 13 — изохаиты акустически проницаемой толщи (гм); 14 — геологические границы, согласные (a) и несогласные (б); 15 — линии геологических разрезов; 16 — береговая линия. Примечание: на карте и разрезах четвертичные отложения не показаны.

брежного вулканогенного пояса Сихотэ-Алиня [3].

На западном склоне хр. Окусири обнаружены слоистые туфы дацитового состава, состоящие из пелитовых и псаммитовых прослоев, сложенных обломками полевого шпата, кварца, пепловых туфов. Реже встречаются серые афанитовые липариты и зеленовато-серые андезитодациты. Эти вулканиты датируются поздним мелом на основании их сходства с верхнемеловыми породами приморской свиты Приморья и вулканитами возвышенности Мусаси с радиоизотопным возрастом (калий-аргоновый метод) 77,8 млн лет [29].

Гранитоиды возвышенности Витязя представлены среднезернистыми, биотит-роговооб-

манковыми, порфиридовидными гранодиоритами, иногда полосчатыми за счет обособления темноцветных минералов в субпараллельные полосы и линзы. Состав пород: плагиоклаз — 30—35% (32—35% An), кварц — 25—30%, темноцветные (биотит и роговая обманка) — до 35%, единичные зерна решетчатого микроклина, апгита, рудного минерала. Радиоизотопный возраст этих пород (83 млн лет) свидетельствует о позднемеловом времени их становления.

Олигоцен-раннемиоценовые вулканиты, развитые на возвышенности Витязя, имеют разнообразный состав. Это оливин-пироксеновые базальты и гиаобазальты, пироксен-плагиоклазовые андезитобазальты, долериты, пироксе-

новые и роговообманковые андезиты, андезитодациты, агломератовые и псаммитовые туфы основного и среднего состава, лавы и лавобрекчи липаритов, туфы кислого состава. В целом среди вулканического комплекса преобладают грубообломочные туфы смешанного состава. Время формирования вулкаников на основании радиоизотопного анализа андезитов (24—53 млн лет, калий-аргоновый метод) соответствует интервалу эоцен — ранний миоцен [14]. По набору пород (резкому преобладанию туфов смешанного состава) и возрасту вышеописанные вулканики соответствуют олигоцен-нижнемиоценовым «зеленым туфам» Японии [11] и сходны с щелочными вулканиками юго-восточной части Японского моря [20].

Кайнозойские базальты, слагающие вулканические постройки, драгированные южнее возвышенности Витязя, являются типичными представителями трахибазальтовой серии, распространенной в Центральной котловине. Время их формирования соответствует раннему миоцену — плиоцену (18—35 млн лет). На расположенном южнее хр. Богорова время начала вулканических процессов датируется эоценом. Указанные базальтоиды сходны с известково-щелочной серией островных дуг с повышенным уровнем щелочности [21].

На приморском материковом склоне обнаружены базальты, сходные по петрографическим и петрохимическим особенностям с платобазальтами — континентальными толеитами юга Приморья. На основании указанного сходства и радиоизотопных анализов их возраст определяется как миоцен-плиоценовый [10].

Расчленение акустически проницаемой части осадочного чехла проведено на основе сопоставления сейсмических материалов и данных геологического опробования. В результате анализа особенностей отражающих границ (распространения, рельефа и соотношения с выше- и нижележащими отражениями) на сейсмограммах выделялись поверхности напластования, субаэрального и подводного размыва и др. При интерполяции данных между полигонами драгирования наибольшее значение имеют границы, устойчиво прослеживающиеся на расстоянии более 100 км. По-видимому, они соответствуют поверхностям, разделяющим структурно-седиментационные ритмы (или циклы), как и на юге-западном шельфе о. Сахалин [23].

Для определения возраста толщ соответствующие сейсмические комплексы были прослежены до полигонов драгирования, где возраст пород определялся по микропалеонтологическим данным. При затруднениях в установлении характера залегания поднятых образцов принимались во внимание наиболее древние датировки по станции. Если станции драгирования не попадали на линию разреза, экстра-

поляция осуществлялась с учетом рельефа дна полигона, наклона отражающих границ и возможных дизъюнктивов. В результате на разрезах были выделены отражающие границы, соответствующие поверхностям раздела верхнемеловых — эоценовых (?), олигоцен-верхнемиоценовых и плиоцен-четвертичных отложений. Выполнен анализ мощности и соотношения выделенных толщ.

Угловые несогласия выделялись по изменению углов наклона отражающих границ на контакте толщ, азимутальные — в тех случаях, когда меняется и направление падения пластов. Если угол наклона слоев в контактирующих толщах не меняется, но имеются надежные признаки размыва подстилающих отложений, то выделялись стратиграфические несогласия. Разрывные нарушения в чехле выявлялись в основном по сейсмическим данным — коррелирующимся по параллельным профилям разрывам сплошности отражающих границ, зонам потери корреляции осей синфазности. В ряде случаев разломы подтверждены геологическими материалами — поднятыми при драгировании образцами с зеркалами скольжения и тектоническими брекчиями.

Верхнемеловая — эоценовая толща выделена в Западно-Японском прогибе предположительно на основе сравнительно-тектонического анализа мезо-кайнозойских прогибов северной части Тихоокеанского подвижного пояса [2]. Подошва толщ акустически почти прозрачна. В кровле имеются прерывистые субгоризонтальные отражающие границы. Значения скоростей сейсмических волн лежат в интервале 2,6—3,7 км/с. Толща имеет мощность до 2,0 км (в северных районах, возможно, до 5—6 км), трансгрессивно перекрывает поверхность акустического фундамента. Ее кровля не поднимается выше абсолютных отметок в 3 км и поэтому не опробована. Толща, вероятно, сложена вулканогенно-терригенными продуктами разрушения Сихотэ-Алинской складчатой области и Прибрежного вулканогенного пояса. Наиболее древняя часть акустически проницаемой толщи Центральной котловины также, вероятно, имеет позднемеловой — эоценовый возраст. Это предположение связано с гипотезой рифтогенного образования котловины, одновременного со складчатостью и надвигообразованием в Приморье и на о. Хонсю [9]. В составе этой толщ вместе с органогенно-терригенными породами должны быть широко представлены продукты базальтового вулканизма, обычно сопутствующего рифтообразованию. Поскольку присутствие базальтовых лав повышает акустическую жесткость осадочного чехла, часть верхнемеловых образований может входить в состав «переходного» слоя — акустического фундамента.

Олигоцен-верхнемиоценовая толща согласно перекрывает верхнемеловые — эоценовые отложения и трансгрессивно приключается к поверхности акустического фундамента. Она характеризуется четкой акустической стратификацией. Значения скоростей сейсмических волн лежат в интервале 2,0—2,6 км/с. Отражающие границы субгоризонтальны и часто весьма протяженны. Мощность толщи в Западно-Япономорском прогибе не превышает 3 км, в глубоководной котловине — 1 км. В алевролитах этой толщи, на южном склоне возвышенности Ямато, обнаружены верхнеолигоценные комплексы радиолярий (устное сообщение С. В. Точилюной).

Отложения, слагающие нижнюю часть толщи, опробованы драгами на западном склоне хр. Окусири. В базальной части, на контакте с акустическим фундаментом установлены конгломераты. Галька конгломератов размером до 15 см, окатанная и полуокатанная, представлена кислыми эффузивами, их туфами, кварцитами, кварцевыми порфирами и ороговикоматитовыми алевролитами. Заполнителем является разнозернистый плохо сортированный туфопесчаник. Выше залегают серые, зеленовато- и коричневатые алевритистые аргиллиты, содержащие линзовидные прослои алевропесчаников и большое количество мелкого растительного детрита. Основная масса породы сложена глинистым веществом с примесью тонких частиц кварца и полевого шпата. Алевритовый материал составляет 10—30 % и представлен угловатыми зернами кварца, пелитизированного полевого шпата, гидрослюд, обломков кислых эффузивов и пепловых туфов. В редких зернах встречены свежие плагиоклазы и вулканическое стекло.

В аргиллитах установлен палиноспектр, в котором преобладают покрытосеменные растения (68,4 %), преимущественно ореховые (28,2 %) (*Carya* sp., *Juglans* sp., *Platycarya* sp.). Многочисленны и разнообразны по таксономическому составу березовые (*Betula* sp., *Alnus* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp.). Подчиненное значение имеют буковые (*Fagus* sp., *Quercus* sp., *Castanea* sp.), ильмовые. Единично представлены термофильные таксоны (*Liquidambar* sp., *Comptonia* sp., *Nissa* sp.). Отмечена пыльца *Tricolporopollenites* и *Tricolporogoropollenites*. В составе голосеменных (32 %) многочисленны сосновые: *Picea* sp., *P. sect. Eurpicea*, *Pinus* s/g *Haploxydon*, *P. s/g Diploxydon*, *P. sp.*, несколько видов тсуги, единичные *Podocarpus* sp., *Keteleeria* sp. Среди таксодиевых (6 %) отмечены *Taxodium* sp., *Glyptostrobus* sp.

Палинофлора отражает лесной тип растительности с преобладанием ореховых, сосновых и березовых, с незначительной примесью термофильных элементов. Климат был умеренный

и влажный. По общему составу палинофлора изученных отложений сходна с палинофлорой конца олигоцена — первой половины миоцена восточного сектора Азии [30].

Среднемиоценовые отложения опробованы на возвышенностях Витязя, Алпатова и материковом склоне. Они представлены известковистыми алевролитами, туффитами, туфодиазомитами и глинистыми породами. Туфодиазомиты светло-серые с зеленым оттенком, сложены панцирями диатомовых водорослей, пелитоморфным глинисто-кремнистым веществом и мелкими осколками вулканического стекла (10—15 %).

Алевролиты светло-серые, зеленоватые, с редкими ходами илоедов (5—7 мм), с рассеянным гравием андезитов и пемзы. В составе обломочных зерен преобладает кварц, встречаются плагиоклазы и обломки кислых эффузивов. Цемент базального типа, глинистый с пятнами карбоната (размером до 0,05 мм) и большим количеством растительного детрита.

Туффиты зеленовато-бурые глинистые, плохо сортированные, с рассеянным гравием андезитобазальтов и пемзы. Они состоят из пелитовой кремнисто-глинистой массы, содержащей мелкие осколки вулканического стекла, спикулы губок, остатки радиолярий и диатомей. Характерна примесь псаммитового материала, представленного угловатыми продуктами и полуокатанными зернами (3—5 %) кварца, полевого шпата, плагиоклаза, обломков пород и ярко-зелеными неправильной формы зернами глауконита (5—7 %).

Уплотненные глины серые с зеленоватым оттенком, массивные, иногда слоистые, с плитчатой или призматической отдельностью. Сложены они тонкошуйчатым глинистым веществом, содержащим единичные остатки радиолярий и диатомей плохой сохранности. В некоторых шлифах видны округлые пустоты диаметром 0,03—0,06 мм, вероятно соответствующие растворенным диатомеям.

Диатомовые глины серые, зеленовато-серые мягкие массивные. Состоят из глинистого вещества и панцирей диатомей (до 30 %). Примесь обломочного алевритового материала, представленного кварцем, полевыми шпатами, реже слюдой и обломками пород, обычно незначительна (до 1—2 %).

Возраст указанных пород установлен на основе обнаруженных в них диатомовых комплексов. В диатомовых глинах возвышенности Алпатова, в туфодиазомитах и алевролитах возвышенности Витязя установлен комплекс подзоны «b» зоны *Denticulopsis lauta*-D. *hustedtii* [27]. Он содержит зональные виды *Denticulopsis lauta* Bail., *D. hustedtii* (Sim. et Kan). *Simonsen*, *D. praedimorpha* Barron ex Akiba. Доминирует *Actinocyclus ingens* Rattray; часто встречается *Stephanogonia hanzawae* Kanaya;

единичны *Rhizo solenia praebarboi* Schrader, *R. barboi* Brun, *Thalassiosira manifesta* Sheshukova.

Аналогичный комплекс диатомей, но без зонального вида *Denticulopsis praedimorpha*, обнаружен в диатомовых глинах возвышенности Алпатова. Для него характерна высокая численность *Coscinodiscus yabei* Kanaya, *C. gracilis* Dolm. Комплекс сопоставляется И. Б. Цой с подзоной «с» зоны *Denticulopsis lauta* — *D. hustedtii*.

С первым комплексом встречаются силикофлагеллаты *Distephanus crux* f. *longispinus* Shulz, со вторым — *Dictiocha pseudofibula* (Shulz) Bukry, *Mesocena circula* Ehrenberg.

Верхнемиоценовые отложения опробованы на западном склоне хр. Окусири, на возвышенности Алпатова и на материковом склоне. Они представлены диатомовыми глинами, глинистыми диатомитами с прослоями алевролитов и песчано-глинистых пород на хр. Окусири.

Глинистые диатомиты — светлые, желтоватые, очень легкие породы, состоят из опаловых панцирей диатомей и глинистого вещества. Отмечены редкие радиолярии и силикофлагеллаты. Существует переходный ряд от диатомовых глин к глинистым диатомитам.

В указанных породах обнаружено три диатомовых комплекса. Первый комплекс с зональным видом *Denticulopsis dimorpha* (Schrader) Simons. Хорошо сопоставляется с подзоной «d» зоны *Denticulopsis lauta* — *D. hustedtii*. Он обнаружен в диатомовых глинах и диатомитах возвышенности Алпатова и хр. Окусири. Доминирует *Goniothecium tenue*, реже встречаются *Actinocyclus ingens*, *Stephanogonia hanzawae*. Постоянными компонентами комплекса являются *Rhizosolenia barboi* Brun, *Coscinodiscus temperei* Brun, *Rouxia californica* Peragallo. Из силикофлагеллат обычно встречается *Mesocena hexagona* Haeskel. Второй диатомовый комплекс, выделенный из диатомитов хр. Окусири, сопоставляется И. Б. Цой с подзоной «b» зоны *Denticulopsis hustedtii* [27]. Он характеризуется высокой численностью *Nitzschia pliocena* (Brum) Kanaya et Koizumi, *Rouxia californica* Peragallo, *Rhizosolenia barboi* Brun, *Thalassiosira nativa* Sheshuk. sensu Koizumi. Сопутствующими видами являются *Actinocyclus ingens* Rattray, *Goniothecium tenue* Brun, *Denticulopsis* cf. *kamtschatica* (*Nitzschia rolandii* Schrader); отмечены *Denticulopsis hustedtii* (Sim. et Kanaya) Sim., *Coscinodiscus temperei* Brun. Встречены силикофлагеллаты *Mesocena circula* Ehr., *Dictiocha fibula* Ehr., *Distephanus speculum* Ehr. Третий диатомовый комплекс обнаружен в глинистых диатомитах и диатомовых алевролитах возвышенности Алпатова и хр. Окусири. Он характеризуется зональным видом *Denticulopsis kamtschatica*

(Zab.) Sim. и сопоставляется с верхнемиоценовой частью (подзоны «а») одноименной зоны. Для комплекса характерно разнообразие представителей рода *Thalassiosira*, появление видов *Actinocyclus ochotensis* Jouse, *Coscinodiscus insignis* Jouse. Встречены *Goniothecium tenue* Brun, *Actinocyclus ingens* Rattray, *Rhizosolenia barboi* Brun, *Stephanogonia hanzawae* Kanaya. Обычно встречаются силикофлагеллаты *Distephanus speculum* Ehrenberg.

Палиноспектры, выделенные из этих отложений, характеризуются бедным таксономическим составом. Доминирует пыльца голосеменных (89,8 %): *Tsuga* spp., *Picea* sp., *Pinus* sp., *Taxodiaceae*. Пыльца покрытосеменных (9,5 %) представлена: *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Ulmus* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., *Betula* sp., сем. *Chenopodiaceae*. Отмечены единичные споры сем. *Polypodiaceae*.

Состав палинофлоры свидетельствует об умеренном, влажном климате. По доминированию пыльцы сем. *Pinaceae* и *Taxodiaceae* изученный палиноспектр имеет сходство с палиноспектрами верхнемиоценовой окобыкайской свиты Северного Сахалина [25] и яруса Вакканай Юго-Западного Хоккайдо [30].

Плиоцен-четвертичная толща установлена повсеместно. Ее мощность на шельфе не превышает 300 м, в Западно-Японском прогибе и Центральной котловине — 500—800 м. В центральных частях депрессионных морфоструктур толща согласно лежит на более древних отложениях, на бортах имеются угловые и азимутальные несогласия. В ряде случаев она трансгрессивно перекрывает акустический фундамент.

В составе толщи преобладают терригенные породы (алевролиты, песчано-алевритистые диатомиты), возрастает роль пирокластического материала, встречаются карбонатные породы. На континентальном склоне Приморья в основании толщ залегают мелкогалечные гравелистые конгломераты. Галька представлена ороговикованными алевролитами, песчаниками, порфиритами. Заполнителем служит известковистый песчаник. В более южных районах в составе указанных конгломератов имеется галька миоценовых пород.

На западном склоне хр. Окусири обнаружены серые слоистые глинистые алевриты, состоящие из темно-серых, насыщенных углефицированным растительным детритом, глинистых и светло-серых алевритовых прослоев мощностью от 1 до 6 см.

На возвышенности Витязя установлены зеленовато-желтые мелкогалечные конгломерато-гравелиты и гравийные песчаники. Галька (3—4 см) и гравий хорошо окатанные, реже полуокатанные, составляют 20—30 % общего объема породы, представлены андезитобазальтами и туфами кислого состава. Наполнителем слу-

жит разнородный кварц-граувакковый песчаник с глинистым цементом, в котором присутствует до 5% округлых зерен глауконита.

В алевролитах, диатомитах, известковых песчаниках и мергелях выделен диатомовый комплекс, сопоставляемый И. Б. Цой с плиоценовой частью зоны *Denticulopsis kamtchatica* [5].

Анализ вышеизложенных и ранее опубликованных материалов позволил наметить основные черты геологического развития северной части Япономорского региона с позднепалеозойского времени. Петрографическая и петрохимическая аналогия метаморфизованного фундамента северного замыкания Центральной котловины, Сусунайского хребта о. Сахалин и зоны Хидака о. Хоккайдо позволяет сделать вывод о единой палеозойской океанической эвгеосинклинальной зоне, охватывавшей всю северо-восточную часть Япономорского региона. Эвгеосинклинальные условия сохранились на большей части региона до позднего мезозоя. Существенные преобразования имели место на рубеже раннего и позднего мела, когда произошла инверсия Сихотэ-Алинской геосинклинали [8], а Хоккайдо-Сахалинская геосинклинали была разделена на Исикари-Западно-Сахалинскую миогеосинклинали и Восточно-Сахалинскую эвгеосинклинали [23]. Вероятно, в это же время произошла окончательная консолидация зоны Иваизуми, протягивающейся с о. Хонсю через Юго-Западный Хоккайдо в южную часть Татарского пролива, где были сформированы горст-антиклинальные возвышенности Витязя, Алпатова, Окусири и др. Доверхнемеловые структуры о. Хонсю подверглись интенсивным складчато-надвиговым деформациям [9]. Заложение единой депрессионной структуры, развившейся в дальнейшем в Центральной глубоководную котловину и Западно-Япономорскую (Татарскую) миогеосинклинали, авторы связывают с обстановкой растяжения, компенсировавшегося сжатием в западной и восточной перифериях региона. Ранее было показано, что Западно-Япономорский прогиб является тектоническим гомологом мезозойско-кайнозойских миогеосинклиналей северной половины Тихоокеанского подвижного пояса [2]. Для Центральной котловины характерна лишь часть признаков геосинклинали: высокий тепловой поток и турбидитный (флишоподный) характер осадков. Невысокая (менее 100 м/млн лет) скорость седиментации, однообразный по разрезу и латерали состав осадков и незначи-

тельная сейсмичность [4] отличают эту структуру от типичных фанерозойских геосинклиналей.

В позднем мелу — палеогене воздымание испытывали Сихотэ-Алинская складчатая область, антиклинории Восточно-Сахалинский, Сусунайский, Хидака, а также горст-антиклинории Южно-Татарской зоны. Одновременно развивались депрессионные структуры: Западно-Япономорская и Исикари-Западно-Сахалинская миогеосинклинали, а также Центральная глубоководная котловина. Между воздымавшимися и опускавшимися блоками земной коры возникали зоны повышенной проницаемости, где накапливались магматогенные образования среднего и кислого состава Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса, возвышенности Витязя, хр. Окусири и др. Интенсивный магматизм, вероятно, сопровождал рифтогенные процессы в Центральной котловине. Состав доэценовых вулканитов неясен, с эоцена в подводных условиях формировались трахибазальты. В олигоцене в прапанономорском бассейне нормальной солености накапливались вулканогенно-органогенно-терригенные отложения.

В конце палеогена — начале миоцена усилилось дифференцированное погружение япономорских морфоструктур. На возвышенностях Южно-Татарской зоны и на западно-хоккайдинском бордерленде оно сопровождалось известково-щелочным «зеленотуфовым» вулканизмом, имевшим место в мелководных и аэральных условиях. В прогибах продолжалось накопление органогенно-терригенных отложений.

Общая направленность тектонических процессов в неогене — квартере была унаследована от позднемелового — палеогенового этапа: продолжалось воздымание континентального и островного обрамления и дифференцированное погружение Центральной котловины, Западно-Япономорской и Исикари-Западно-Сахалинской миогеосинклиналей, а также геантиклинальных возвышенностей между ними. Наиболее активно эти процессы проявились, вероятно, в среднем миоцене и в начале плиоцена. Они сопровождалась активизацией базальтоидного вулканизма — трахибазальтового в Центральной котловине, известково-щелочного (островодужного) на западно-хоккайдинском бордерленде и континентально-толеитового на приморском шельфе и побережье.

О современном продолжении процессов тектонической переработки региона свидетельствуют его сейсмическая активность и высокий тепловой поток.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аномальные гравитационные поля дальневосточных окраинных морей и прилегающей части Тихого океана. — Новосибирск: Наука, 1974.

2. Безверхний В. Л. О зоне перехода от Сихотэ-Алиня к Японскому морю и ее тектонических гомологах в северной части Тихоокеанского под-

- вижного пояса // Геофизические исследования Тихоокеанских активных окраин.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983.
3. *Безверхний В. Л., Леликов Е. П., Терехов Е. П.* Геологическое строение докайнозойского фундамента япономорского шельфа у берегов Приморья // Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1977.
 4. *Безверхний В. Л., Сушков Н. Г.* О некоторых вопросах сейсмотектоники юго-западной части зоны перехода от Сихотэ-Алиня к Японскому морю // Геофизика дна Японского моря.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1980.
 5. *Безверхний В. Л., Ващенко Н. Г. и др.* О стратиграфии неогеновых отложений шельфа и материкового склона Юго-Восточного Приморья (по сейсмоакустическим данным) // Там же.
 6. *Берснев А. Ф., Гайнанов А. Г. и др.* Строение земной коры и верхней мантии Японского моря и прилегающей к Японии части Тихого океана // Проблемы строения земной коры и верхней мантии.— М.: Наука, 1970.
 7. *Берснев И. И.* О тектоническом районировании Приморья // Сообщения Дальневосточного филиала СО АН СССР.— Владивосток: Дальневосточный филиал СО АН СССР, 1959.— Вып. 10.
 8. *Берснев И. И., Липкин Ю. С., Сигова К. П.* Впадина Японского моря // Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР.— М.: Наука, 1977.
 9. *Геологическое развитие Японских островов.*— М.: Мир, 1968.
 10. *Геология дна Японского моря.*— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1987.
 11. *Глубинное сейсмическое зондирование Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны.*— М.: Наука, 1974.
 12. *Глубинное строение Приморья (по данным ГСЗ).*— М.: Наука, 1976.
 13. *Гранник В. М.* Петрохимические особенности метабазитов сусунайского метаморфического комплекса.— Южно-Сахалинск: ДВНЦ АН СССР, 1984.
 14. *Евланов Ю. Б., Коновалов Ю. И.* О вулканических комплексах подводных структур северной части Японского моря // Геология дна Японского и Филиппинского морей.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1978.
 15. *Журавлев А. В.* Особенности тектоники и распределения мощностей осадочных образований Япономорской глубоководной котловины // Геофизический сборник, 1975.— (Тр. СахКНИИ; вып. 37).
 16. *Ковылин В. М.* Строение земной коры Японского моря по данным геофизических исследований: Автореф. док. дис. ...— М.: МГУ, 1973.
 17. *Красный М. Л.* Региональные особенности аномального магнитного поля Японского моря // Южно-Сахалинск, 1969.— (Тр. СахКНИИ. Вып. 20).
 18. *Красный М. Л., Сычев П. М.* Карта аномального теплового потока северо-запада Тихого океана // Тихоокеан. геология.— 1984.— № 1.
 19. *Кулинич Р. Г., Васильев Б. И. и др.* Геолого-геофизические данные о строении шельфа и континентального склона залива Петра Великого (Японское море) // Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1974.
 20. *Леликов Е. П., Терехов Е. П.* Щелочные вулканы дна Японского моря // Тихоокеан. геология.— 1982.— № 2.
 21. *Леликов Е. П., Съедин В. Т., Ферштатер Г. Б.* Рубидий и стронций в магматических породах дна Японского моря // Геохимия.— 1984.— № 8.
 22. *Луцк Б. Г.* Геохимия океанического и континентального магматизма.— М.: Недра, 1980.
 23. *Маргулис Л. С., Шпеталенко М. А. и др.* Стратиграфическое положение верхнекайнозойских отложений присахалинского района Татарского пролива // Сов. геология.— 1979.— № 7.
 24. *Пискунов Б. Н., Хведчук И. И.* Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря) // Докл. АН СССР.— 1976.— Т. 226, № 3.
 25. *Табоякова Л. А.* Спорово-пыльцевые комплексы неогеновых отложений Сахалина // Биостратиграфия, фауна и флора кайнозоя северо-западной части тихоокеанского подвижного пояса.— Новосибирск: Наука, 1969.
 26. *Шевалдин Ю. В.* Об особенностях проявления некоторых зон глубинных разломов Японского моря в Геофизических полях // Морские геофизические исследования.— Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975.
 27. *Barron J. A.* Lower Miocene to Quaternary diatom biostratigraphy of Leg 57, of Northeastern Japan, DSDP // Initial Report of the DSDP, Washington: US Govern. Print. Office — 1980.— V. 56, 57.
 28. *Geological investigation of the Okhotsk and Japan seas off Hokkaido June — July 1977 (GN77-3 Cruise)* // Cruise Report, N 11. Geol. Surv.— Japan 1978.
 29. *Uasa N., Tamoki K., Nishinura K., Honsa E.* Welded tuff dradged from Masasi Bank Northern Japan Sea and K-Ar age // Geol. Soc. Japan.— 1978.— V. 81, N 7.
 30. *Sato S.* Palynological study on Miocene sediment of Hokkaido, Japan // J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. 4, Geol. a. Mineral.— 1963.— V. 12, N 1.

ТОИ ДВО АН СССР
Владивосток

Поступила в редакцию
11 июля 1986 г.

ДИСКУССИЯ

Авторами сделана попытка синтезировать геолого-геофизические материалы по северному замыканию Центральной глубоководной котловины и осветить на этой основе проблему развития Япономорского региона в мезозое и кайнозое. Этой проблеме посвящена обширная литература, и важность ее решения не вызывает сомнения. Собственные материалы драгирования позволили авторам прояснить многие детали состава,

строения, возраста ряда структур этого региона. Однако надо признать, что в синтезе не нашли отражения некоторые геолого-геофизические материалы сахалинских и японских геологов, полученные в последнее десятилетие, поэтому синтез оказался неполным и выводы соответственно нуждаются в некоторой корректировке. Иллюстрацией сказанного может служить чрезмерная схематичность тектонического рай-