

УДК 552.+550.4 (571.642)

ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА ОХОТОМОРСКОГО РЕГИОНА

© 2013 г. В. М. Гранник

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН
693022, г. Южно-Сахалинск, ул. Науки, 1Б
E-mails: grannik@imgg.ru; gvm2564@mail.ru

Поступила в редакцию 25.07.2011 г.

Охарактеризованы структурные элементы Восточно-Сахалинской островодужной системы, а также Охотоморская субдукционная сутура и одноименный микроконтинент. Выявлены петрохимические особенности и геодинамические обстановки формирования изверженных пород и структурных элементов системы. Показано, что формирование аккреционно-коллизионных комплексов Рымникского, Терпеньевого и Шмидтовского террейнов, вмещающих фрагменты островодужной системы, произошло в процессе коллизионного взаимодействия Охотоморского микроконтинента, Шельтингской и Восточно-Сахалинской вулканических островных дуг.

Ключевые слова: *террейн, вулканоплутонический пояс, островная дуга, прогиб, окраинное море, изверженные породы, геодинамические обстановки, коллизия.*

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы было установлено, что геологическая структура Охотского сектора Тихоокеанского подвижного пояса формировалась постепенно в процессе конвергентного и трансформного взаимодействия литосферных плит, развития разновозрастных континентальных окраин, аккреции и частичного или полного закрытия океанских и окраинно-морских бассейнов, происходивших пульсационно, в процессе периодических коллизий, формирующих складчатые структуры. В Охотском секторе установлены фрагменты разновозрастных (от позднего рифея до четвертичного времени) континентальных окраин: окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов (ОКВПП), вулканических островных дуг (ВОД), окраинных морей, тыловых, преддуговых, междуговых прогибов, аккреционных призм, глубоководных желобов, субдукционных сутур, микроконтинентов, океанских плато, офиолитовых комплексов [14].

Выделенная автором в 1991 г. Восточно-Сахалинская островодужная система была включена в состав позднемеловой–палеогеновой континентальной окраины [9]. В состав ее входили Восточно-Сахалинская ВОД, развитая в Восточно-Сахалинских горах и на п-ове Шмидта, преддуговой и междуговой прогибы, Сахалинское окраинное море с глубоководной впадиной. Позже было установлено, что эта островодужная система состоит из северного и южного сегментов. Северный сегмент системы был сорван и перемещен в ларамийскую (поздний мел–палеоген) фазу интен-

сивного сжатия из акватории, занятой в настоящее время Охотским морем, в восточные районы центрального и северного Сахалина. Южный сегмент системы расположен на охотоморском склоне о-ва Сахалин, юго-восточнее Тонино-Анивского полуострова, где он был установлен по данным драгирования [10]. Было также показано, что в составе южного сегмента могла определенное время развиваться Малокурильская вулканическая островная дуга [10, 11]. Дальнейшее изучение активной континентальной окраины, в состав которой входила Восточно-Сахалинская островодужная система, привело автора к мысли о необходимости обнаружения субдукционной палеозоны, контролировавшей ее становление и развитие. Сохранившиеся фрагменты такой зоны в виде серпентинитового меланжа (офиолитового шва) действительно были обнаружены в шельфовой зоне Восточного Сахалина, а затем, по распределению редкоземельных элементов в эффузивных породах Восточно-Сахалинской ВОД, была осуществлена реконструкция действовавшей в позднемеловое–палеогеновое время Охотоморской сейсмоактивной субдукционной зоны (или зоны Беньофа) [12, 13]. Следует отметить также, что при определении тектонической природы позднемезозойских магматических пород Восточного Сахалина автором широко использовалась факторная диаграмма Дж.А. Пирса [41], которая, как оказалось, обладает большой эмпирической ошибкой (около 30%) при распознавании тектонической позиции базальтов. Более того, на этой диаграмме более 70% фигуративных точек таких внутриплитных базальтов как

траппы и около 22% базальтов континентальных рифтов попадают в поле островодужной ассоциации [3]. Поэтому возникла необходимость уточнить геодинамические обстановки формирования структурных элементов Восточно-Сахалинской островодужной системы и постараться определить магмогенерирующие тектоно-магматические структуры. Для этих целей был предложен петрохимический способ определения геодинамических обстановок формирования изверженных пород и магмогенерирующих структур древних складчато-блоковых и покровно-надвиговых систем, основанный на применении факторных диаграмм, разработанных для современных океанских и континентальных тектоно-магматических структур. Для выполнения реконструкций использованы факторные диаграммы, разработанные С.Д. Великовским и В.А. Глебовицким [3] для уточнения геодинамических обстановок формирования базальтов с доказанной принадлежностью к конкретным океанским или континентальным структурам. Вполне очевидно, что для того, чтобы устанавливать с помощью этих диаграмм геодинамические обстановки формирования изверженных пород древних складчато-блоковых и покровно-надвиговых систем необходимо предварительно произвести разграничение пород на океанские и континентальные типы. Для этой цели была использована факторная диаграмма [30], на которой довольно надежно разделяются не только базальты, но и все дифференциаты серий континентальных и океанских изверженных пород. После этого, на разработанных для базальтов факторных диаграммах [3] устанавливается, соответственно, принадлежность их к океанским MORB, WPB, IAB или континентальным трапповым, островодужным, континентальным рифтовым образованиям. Принадлежность изверженных пород к внешним островным дугам, вулканическим поясам тыловых зон островодужных систем или окраинно-континентальным вулканоплутоническим поясам производится на соответствующей диаграмме из работы [30]. В представленной статье, на основании полученных новых данных, установлены магмогенерирующие тектоно-магматические структуры и уточнены геодинамические обстановки формирования изверженных пород и структурных элементов сложной Восточно-Сахалинской островодужной системы. Кроме того, подтверждена принадлежность изверженных пород мыса Марии Шмидтовского террейна не к Монероно-Самаргинской [35, 36], а, как и предполагалось ранее [9], к Восточно-Сахалинской островодужной системе и выяснен механизм образования аккреционно-коллизийных комплексов Рымникского, Терпеньевого и Шмидтовского террейнов, включающих фрагменты структурных элементов рассматриваемой островодужной системы.

ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКАЯ ОСТРОВОДУЖНАЯ СИСТЕМА

В складчато-блоковом и покровно-надвиговом геологическом строении о-ва Сахалин и дна прилегающих акваторий установлены: Западно-Сахалинская и Восточно-Сахалинская складчатые системы, ограниченные с востока, соответственно, Центрально-Сахалинской и Охотоморской субдукционными сутурами (швами субдукционных палеозон), блокированных, соответственно, в альб-сеноманское время Поронайским, а в позднемеловое-палеогеновое время – Охотоморским микроконтинентами [15]. Восточно-Сахалинская складчатая система состоит из западной зоны террейнов аккреционных призм и восточной зоны террейнов аккреционно-коллизийных комплексов. Перечисленные террейны перекрыты кайнозойскими отложениями, залегающими на большей части территории острова с разрывом и структурным несогласием (рис. 1). Шмидтовский, Рымникский и Терпеньеvский террейны аккреционно-коллизийных комплексов восточной зоны Восточно-Сахалинской складчатой системы включают фрагменты структурных элементов северного сегмента Восточно-Сахалинской островодужной системы: Восточно-Сахалинской ВОД (в том числе фрагмент раннемеловой-палеогеновой дуги мыса Марии, включенный В.П. Симаненко с соавторами в состав Монероно-Самаргинской островодужной системы [35, 36]), междугового и преддугового прогибов и Сахалинского окраинного моря [5, 7]. В составе перечисленных террейнов отмечены зоны меланжа, горизонты тектоно-гравитационных микститов, серии покровно-надвиговых пластин (Западно-Шмидтовская, Елизаветинская, Промежуточная, Восточно-Шмидтовская, Пионерская, Клязьменская, Березовско-Гераньская, Нерпиченско-Ягодинская, Шельтингско-Песковская), включающие пакеты пород с внутренним чешуйчато-надвиговым строением, многочисленные тектонические блоки и останцы офиолитовых аллохтонов [8, 9, 13, 15, 31–34, 37]. При этом значительная часть позднемеловых-палеогеновых надвигов в неогеновое время была трансформирована в сдвиги и взбросо-сдвиги. Слагающие отмеченные террейны образования первоначально формировались, главным образом, на акватории, занятой в настоящее время Охотским морем, и в ларамийскую фазу интенсивного сжатия были обдуцированы в западном направлении на территорию о-ва Сахалин. Строение вулканогенно-осадочных структурно-вещественных комплексов Восточно-Сахалинской островодужной системы детально охарактеризовано в работах [8, 15]. На приведенных в этих работах разрезах хорошо видно, что окраинно-морские терригенные породы начали накапливаться во второй половине раннемелового времени, то есть до нача-

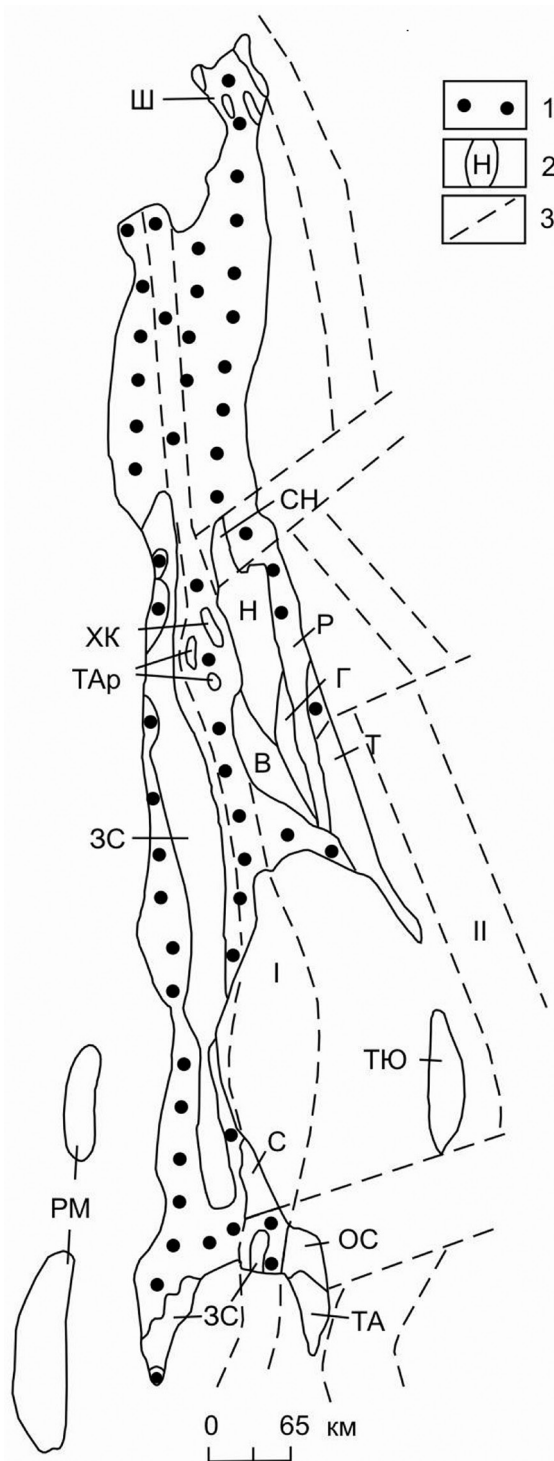


Рис. 1. Упрощенная тектоническая схема о-ва Сахалин.

1 – кайнозойские отложения; 2 – террейны: Ш – Шмидтовский, СН – Северо-Набильский, ХК – Хановско-Краснотымовский, ТАр – Таулан-Армуданский, Н – Набильский, Р – Рымникский, Г – Гомонский, Т – Терпеньеvский, В – Вальзинский, ТЮ – Тюлений, С – Сусунайский, ОС – Озерско-Свободненский, ТА – Тонино-Анивский, ЗС – Западно-Сахалинский; 3 – разломы и субдукционные сuture: I – Центрально-Сахалинская, II – Охотоморская.

ла заложения и развития островной дуги, тылового, междугового и преддугового прогибов Восточно-Сахалинской островодужной системы.

Восточно-Сахалинская ВОД

Вулканические острова, образующие островную дугу в юго-восточной части центрального Сахалина, были реконструированы автором в 1973 г. [8]. Сохранившиеся от разрушения фрагменты их сложены темно-серыми, зеленовато-серыми или кирпично-красными лавами, кластолавами, агломератовыми, бомбовыми или лапиллиевыми, иногда спекшимися туфами и экструзивными телами (дайки, некки, купола). Отложения вулканических островов надвинуты на относительно глубоководные терригенно-пирокластические породы, сформировавшиеся в обстановке Сахалинского окраинного моря. Образования вулканических островов обычно перекрываются или замещаются в латеральном направлении обвальными оползневыми субаэральными и прибрежно-морскими ритмично-слоистыми грубообломочными породами: глыбовыми брекчиями с алевролитовым матриксом, валунными и галечными конгломератами, гравелитами, разнотерристыми песчаниками, образовавшимися при разрушении выступов островной суши. Возраст пород, слагающих острова в отмеченном районе, установлен по фауне аммонитов и иноцератов как сanton–маастрихтский.

На северном Сахалине и в южной части п-ова Шмидта местоположение вулканических островов и распространение отложений междугового и преддугового прогибов установлено по данным глубоких поисковых и параметрических скважин, пробуренных на Тропунской, Центрально-Тамлевской и Охинской площадях [24]. На Центрально-Тамлевской площади была вскрыта позднемеловая–палеогеновая вулканогенно-осадочная толща мощностью 340 м, сложенная продуктами разрушения выступов островной суши: вулканомиктовыми песчаниками, грейнитами, конгломератами, алевролитами и аргиллитами с рассеянным обуглившимся детритом. Песчаники и грейниты почти полностью состоят из обломков андезитов, дацитов и риолитов. В конгломератах, кроме отмеченных пород, присутствуют гальки гранодиоритов, пегматитов, аргиллитов и алевролитов. В этой пачке отмечены единичные потоки андезитов и дацитов. Охинской параметрической скважиной вскрыта пачка чередующихся туфобрекчий, туфов и андезитовых лав, перекрывающая толщу туфогенных песчаников с обломками *Inoceramus ex. gr. Schidti Mich.* Установленная по данным скважины, мощность верхнемеловых отложений составляет 1050 м. Охарактеризованные вулканогенные пачки сложены продуктами извержений и разрушения островных вулканов центрального ти-

па, и, по-видимому, фиксируют остатки поздне-меловых вулканических островов. На п-ове Шмидта (Западно-Шмидтовская пластина Шмидтовского террейна [34]) в районе Эспенбергского горного массива закартированы супракрустальные части разрушенной вулканической постройки: силлы, дайки, экструзивные тела трахитов, пироксеновых сиенитов, альбитофиоров, дацитов, трахиандезитов, трахиандезибазальтов. Свод и крылья Эспенбергской антиклинали сложены покровами и туфами трахиандезитов, трахибазальтов и трахилипарито-дацитов палеогенового возраста (радиологический возраст 50 млн. лет). Северная часть Западно-Шмидтовской пластины сложена андезитовыми, андезито-базальтовыми и базальтовыми порфиритами, андезито-дацитами, липаритами, туфами, туфобрекчиями и экструзивно-жерловыми образованиями (марийская свита, мощность 1800 м). Установленный по радиоляриям возраст – валанжин-альб [35], радиологический возраст – 99–39 млн. лет (альб–эоцен) [24]. Хорошо сохранившийся стратовулкан на мысе Марии представлен экструзивно-жерловыми образованиями центральной и эффузивно-пирокластическими породами периферической частей постройки. На п-ове Шмидта, по данным крупномасштабных геологосъемочных работ, к континентальным отложениям вулканических островов и прибрежных равнин могут быть отнесены фациальные аналоги славянской и марийской свит [13, 34].

Восточно-Сахалинская ВОД в пределах южного сегмента островодужной системы (юго-восточный шельф Тонино-Анивского полуострова), по данным драгирования, представлена андезитами, трахиандезитами, дацитами, риолитами, сиенитами и гранит-аплитами с радиологическим возрастом 100.3–41.1 млн лет (альб–поздний эоцен). Ассоциированы они здесь с поздне-меловыми палеогеновыми океанскими базальтами. По мнению автора, Малокурильская ВОД в поздне-меловое время также развивалась в составе южного сегмента этой системы [10, 11]. Слагающие ее вулканические и интрузивные породы различными исследователями расчленены на следующие комплексы, возраст которых установлен по палеонтологическим и радиологическим (с ?) данным: восточношикотанский (альб–сеноман), крабозаводской и отрадненский (коньяк?–кампан), ноторо-томаринский (кампан–маастрихт), матакотанский (кампан–маастрихт), малокурильский (коньяк?–сантон?–маастрихт–палеоцен), димитровский (палеоцен–эоцен), шикотанский (даний–эоцен). Перечисленные комплексы автором объединены в три формации: базальтовую вулканическую (крабозаводской, отрадненский и матакотанский комплексы), шошонитовую вулкано-плутоническую (малокурильский комплекс) и габбро-диорит-андезибазальтовую вулкано-плутоническую (восточношикотанский,

ноторо-томаринский, димитровский, шикотанский комплексы). Изверженные породы, слагающие перечисленные формации представлены базальтами, андезибазальтами, трахибазальтами, трахидолеритами, тешенитами, габбро-норитами, монцонитами, монцодиоритами сиенитами, пикритами, долеритами, оливиновыми габбро, плагиоклазовыми перидотитами, габбро-диоритами, гранодиорит-аплитами. На петрохимических и геохимических диаграммах большая часть магматических пород Восточно-Сахалинской и Малокурильской ВОД тяготеют к трендам или полям, характерным для современных островных дуг [10, 11].

Приведенные в этом разделе данные позволяют в дальнейшем считать Восточно-Сахалинскую ВОД ранне–поздне-меловой–палеогеновой.

Структурно-вещественные комплексы преддугового и междугового прогибов

Комплексы представлены вулканомиктовотерригенными и терригенно-пирокластическими отложениями преимущественно гравитационных потоков осадков: обвального-оползневых, грязекаменных, зерновых, суспензионных [6, 8]. В латеральном направлении они замещают отложения вулканических островов. Среди отложений прогибов присутствуют олистостромы, грейниты и дебриты, а также турбидиты, слагающие флишевые и флишеоидные пачки вулканомиктовотерригенных пород. В верхней части образований междугового прогиба присутствуют отложения прибрежных заболоченных равнин, представленные бурыми углями, углистыми аргиллитами и алевролитами, песчаниками и конгломератами, содержащими крупные фрагменты обугленной древесины. Угленасыщенные породы, как правило, чередуются с прибрежно-морскими отложениями. Возраст охарактеризованных образований сантон–датский [15]. На Троптунской площади поисковой скважины были вскрыты отложения междугового прогиба, представленные внизу прибрежно-морскими и мелководно-морскими разнородными песчаниками с прослоями черных кремнистых алевролитов и аргиллитов и включениями мелких обломков иноцеромов мощностью 250–300 м. В верхней части разреза они перекрыты пачкой чередующихся разнородных песчаников, иногда туфогенных, с включениями обуглившихся растительных остатков и окатышей глинистых пород и черных аргиллитов и алевролитов, содержащих тонкие прослои углито-глинистых пород и блестящего каменного угля (мощность пачки 200–250 м). К образованиям преддугового прогиба на п-ове Шмидта автором отнесены терригенно-пирокластические флишеоидные и флишевые отложения томинской свиты (сеноман–кампан), а к отложениям междугового прогиба – прибрежно-морские, мелководные и относитель-

но глубоководные отложения тойской (ранний сенман) и славянской (коньяк–ранний кампан) свит.

Структурно-вещественные комплексы Сахалинского окраинного моря

Эти комплексы представлены разными сочетаниями вулканогенно-осадочных, терригенных, кремнистых, карбонатных, вулканических и интрузивных пород, среди которых достаточно широко распространены разнообразные турбидиты, грейниты и микститы. Суммарная мощность окраинно-морских образований достигает 7000 м. Сформировались они в прибрежной, мелководной и относительно глубоководной зонах седиментационного бассейна открытого и обособленного типов. Высокая тектоническая и сейсмическая активность, присущая рассматриваемому окраинно-морскому бассейну, способствовала формированию разнообразных гравитационных потоков осадков, отложения которых здесь широко представлены. Среди разнообразных пород Сахалинского окраинного моря наиболее отчетливо по литологическому составу выделяются отложения окраинно-морской глубоководной впадины, представленные кремнистыми аргиллитами, глинистыми яшмами, кремнистыми туффитами и пепловыми туфами с редкими маломощными прослоями граувакковых или аркозовых песчаников. Характерные особенности перечисленных пород: темно-серая, зеленовато-серая, светло-зеленая и голубовато-зеленая окраска, высокая плотность, преобладание микрогоризонтальнослоистых текстур и тонкозернистых структур, присутствие скелетов радиолярий и обильных включений пирита. После прекращения активных вулканических процессов впадина заполнилась вначале терригенным пелитовым и алевроитовым материалом, а затем – продуктами зерновых и суспензионных потоков (грейнитами, чередующимися с пакетами песчано-алевролитового флиша). Возраст структурно-вещественных комплексов Сахалинского окраинного моря, установленный по фауне иноцерамов и аммонитов, скелетам радиолярий, радиологическим определениям раннемеловой (вторая половина раннего мела), альб–сеноманский и коньяк–датский, а глубоководной впадины – позднемеловой.

Охотоморская субдукционная сутура

Расположение на востоке о-ва Сахалин раннепозднемеловой–палеогеновой островодужной системы позволило предположить существование во время ее развития Охотоморской субдукционной палеозоны (зоны Беньофа), располагавшейся восточнее полосы развития изверженных пород Восточно-Сахалинской ВОД. Для реконструкции местоположения и строения Охотоморской сейсмо-

активной палеозоны использованы установленные содержания и зональность распределения петрогенных и редкоземельных элементов в вулканитах островной вулканической дуги, сформировавшейся над ней [12, 13]. При выполнении расчетов использованы также установленные ранее зависимости между содержаниями редкоземельных и петрогенных щелочных элементов в островодужных вулканитах и глубинами до сопряженных с островными дугами сейсмофокальных зон [1, 16]. Реконструированная субдукционная палеозона состояла из нескольких сколовых поверхностей, имела мощность не менее 80 км и угол наклона около 45° [12, 13]. По особенностям строения реконструированная субдукционная палеозона оказалась подобной Японской субдукционной зоне, имеющей мощность от 60 до 90 км, редко – 100 км, и углы наклона от 36° до 42° [38]. Выход ее на дневную поверхность при неизменном угле наклона происходит в средней части континентального склона глубоководного желоба. Эта зависимость была использована при определении расположения осевой линии глубоководного палеожелоба Восточно-Сахалинской островодужной системы. Если опираться на закономерности, установленные для современных систем дуга–желоб [38], осевая линия глубоководного палеожелоба, предположительно располагалась на удалении 150–200 км от фронта вулканизма Восточно-Сахалинской ВОД. После блокировки в начале палеогенового времени реконструированной субдукционной палеозоны Охотоморским микроконтинентом она превратилась в одноименную субдукционную сутуру. Интересно отметить, что выход на дневную поверхность реконструированной палеозоны совпал с выходом довольно мощной (40–70 км) зоны серпентинитового меланжа, содержащего практически полный набор пород офиолитовой ассоциации, обычно сопоставляемой с океанской корой. Протягивается она вдоль восточной кромки о-ва Сахалин на расстояние более 1200 км. Зона меланжа отчетливо проявлена в региональной Восточно-Сахалинской геофизической аномалии в гравитационном и, особенно, в магнитном поле (интенсивность до 2000 гамм) [21]. М.Л. Красный [21] отождествлял эту аномалию с одноименной подсистемой островная палеодуга–глубоководный палеожелоб. В.С. Рождественский [34] считал аномалию и зону меланжа осевой зоной глубоководного желоба. Ю.Н. Разницин [31] меланжированные фрагменты относил к океанской литосфере, перемещенной в позднеантонское–датское время из расположенной восточнее глубоководной впадины Дерюгина. Е.Н. Меланхолина [23] полагала, что серпентинитовый меланж и магнитные аномалии обозначают корневые зоны покровов, обдуцированных на континентальную окраину в конце мела–начале палеогена. А.Н. Речкин [32] и автор [9] зону меланжа считали фрагментом границы (сутурного

шва, совпадающего с сейсмофокальной палеозонной) мелового континента и океанской литосферы, перемещенным в западном направлении и обдущированным на край континента в периоды скучивания сформировавшейся земной коры. Выполненные реконструкции подтверждают последнюю точку зрения.

Изверженные породы Охотоморской субдукционной сутуры развиты также в составе Северо-Набильского террейна – фрагмента Охотоморской субдукционной сутуры, перемещенного в центральную часть о-ва Сахалин. Северо-Набильский терреин сложен юрским–нижнемеловым вулканогенно-кремнистым океанским комплексом, перекрытым альб–сеноманскими кремнисто-терригенными и поздне меловыми кремнисто-вулканогенно-терригенными микститовыми отложениями и включает Набильскую зону серпентинитового меланжа [15].

Охотоморский микроконтинент

Крупная океанская неоднородность, располагавшаяся внутри плиты Кула, требует анализа геолого-геофизической информации с целью уточнения ее природы, конфигурации и возможных размеров. Несмотря на огромный объем геолого-геофизических исследований, выполненных на акватории Охотского моря, представления о тектонике и структуре его дна крайне разноречивы. Длительное время существовала точка зрения, согласно которой под водами Охотского моря погребен крупный сиалический блок – срединный массив Охотия, окруженный складчатыми сооружениями Сахалина, Камчатки и Курило-Камчатской островной дуги [4, 18–20, 22, 26, 39 и др.].

Рядом исследователей северная и центральная части дна акватории относятся к платформенным участкам с различным возрастом складчатого фундамента [28 и др.].

Ю.Н. Разницыным [31] была составлена тектоническая схема дна Охотского моря по времени становления зрелой континентальной коры или образования гранитно-метаморфического слоя там, где такая кора еще не возникла. На этой схеме были обозначены области континентальной поздне меловой коры с фрагментами дорифейской континентальной коры и участками с позднепалеозойским и поздне меловым гранитно-метаморфическим слоем, комплексы-показатели становления континентальной поздне меловой коры (вулканоплутонические ассоциации Восточно-Азиатского ОКВП), а также области с формирующейся континентальной корой и области островных дуг.

В свете тектоники литосферных плит, дно Охотского моря представляет собой Охотомор-

скую плиту, состоящую из Охотского свода, занимающего центральную и северную часть дна, и Курильской глубоководной впадины на юге [2, 25, 29 и др.]. В настоящее время Охотоморская плита представляет собой сложную мозаику мезозойских блоков, окончательно сформировавшуюся в поздне меловое время, перекрытую чехлом кайнозойских образований. Охотоморская плита отделена от соседних плит граничными аккреционно-коллизийными областями: Хоккайдо-Сахалинской, Северо-Охотской, Северо-Корякской и Западно-Камчатской. В докайнозойское время плита состояла из трех субширотных блоков: Северо-Охотского, Центрально-Охотского (Охотский свод) и Южно-Охотского. На юго-западной окраине коры Охотоморской плиты подверглась кайнозойской переработке, что привело к сокращению мощности субокеанской коры до 7–19 км и 20–30 км [25].

Н.А. Богданов и Н.Л. Добрецов [2] считают Охотоморскую плиту древним океанским вулканическим плато. По геофизическим характеристикам оно сходно с такими вулканическими плато, как Онтог-Джава, Шатского, Хесса и др. В краевых частях Охотоморской плиты этими исследователями выделены реликты океанской коры среднеюрского–нижнемелового возраста, которые обнажены в аккреционных комплексах Восточного Сахалина, п-ова Тайгонос, Кузольского хребта и Омгонского п-ова Западной Камчатки. Образовалось плато в результате подъема теплового мантийного плюма в конце юры–начале мела на литосферной плите Кула, к северу от тройного сочленения ее с плитами Тихоокеанской и Фаралон.

По данным Л.М. Парфенова [26] плита Кула вместе с Охотоморским микроконтинентом перемещалась в северном направлении и примерно 135 млн. лет тому назад в готеривское время Охотоморский микроконтинент располагался восточнее о-ва Хоккайдо и Южного Сахалина. В результате дальнейшего дрейфа плиты Кула на север, Охотоморский микроконтинент в конце турона заклинил зону субдукции под Охотско-Чукотским поясом, а в начале палеогена – под Восточно-Сахалинской ВОД [15].

В процессе многочисленных драгирований пород фундамента Охотского моря были получены разнообразные по происхождению и возрасту метаморфические, терригенные, интрузивные и вулканогенные породы: амфиболиты, гранат-амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и кварц-биотит-мусковитовые сланцы, биотит-кордиеритовые роговики, филлиты, зеленокаменные эффузивы с радиологическим возрастом 313.4 млн. лет (низы верхнего карбона), 218.1 млн. лет (верхний триас) (Банка Кашеварова); биотит-роговообманковые гнейсы и гранат-кварц-мусковитовые сланцы (возвышенность института Океанологии); биотит-хлоритовые, амфибол-хлорит-эпидотовые сланцы и метаэффузивы (Охотский свод, возвышенность Академии Наук). Интрузивные породы, драгированные в Охотском море, имеют позднеюрский (179.4–138 млн. лет, средняя юра–нижний мел; бан-

ка Кашеварова, возвышенность Академии Наук) и меловой (138–72 млн. лет, валанжин–маастрихт; все возвышенности) возраст, а вулканогенные комплексы – 179–142 млн. лет (поздняя юра), $130.3\text{--}97 \pm 4$ млн. лет (готерив–баррем), $96 \pm 6\text{--}69 \pm 3$ млн. лет (поздний мел), четыре вулканогенных комплекса имеют кайнозойский возраст. По петрохимическим данным установлено, что все драгированные в Охотском море вулканогенные породы сформировались в геодинамических обстановках активных континентальных окраин [17].

По мнению автора, Охотоморский микроконтинент состоит из океанского плато, которое перекрыто не коренными [17 и др.], а переотложенными образованиями, сформированными в процессе длительного разрушения и выноса в окраинное море палеозойско-мезозойских пород Охотско-Чукотского ОКВП. Микроконтинент имеет базальтовый и гранитный геофизические слои, присущие континентальной земной коре. Западнее микроконтинента располагалась океанская плита с энсиматической Восточного Сахалина [5] или Шельтингской [7] ВОД.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД

На классификационную TAS диаграмму [40] (рис. 2) были нанесены только анализы изверженных пород с хорошо сохранившимся первичным составом и небольшими потерями при прокаливании. На этой диаграмме изверженные породы Рымникского и Терпеньева террейнов Восточно-Сахалинской ВОД образуют две дифференцированные серии: одну в области низко-щелочных пород (А: андезиты–низко-щелочные риодациты), а вторую – в области умеренно-щелочных и щелочных пород (В, Г: трахибазальты–трахиты). На классификационную TAS диаграмму (рис. 4) и факторные диаграммы (рис. 5) нанесены все изверженные породы Шмидтовского террейна: островодужные и окраинно-морские породы Восточно-Сахалинской островодужной системы, океанские базальты юрско-раннемеловой орлинской толщи и базальты надвиговых пластин Восточно-Шмидтовского хребта.

Изверженные породы Шмидтовского террейна Восточно-Сахалинской ВОД образуют только одну дифференцированную серию в области умеренно-щелочных и щелочных пород, аналогичную второй серии островодужных пород Рымникского и Терпеньева террейнов (рис. 4). На диаграмме, разделяющей серии океанских и континентальных пород [30], островодужные породы всех трех террейнов расположились, преимущественно, в области, характерной для континентальных пород, и в подчиненном количестве – в области, характерной для океанских пород (1 рис. 3; 1, рис. 5). Весьма нежиз-

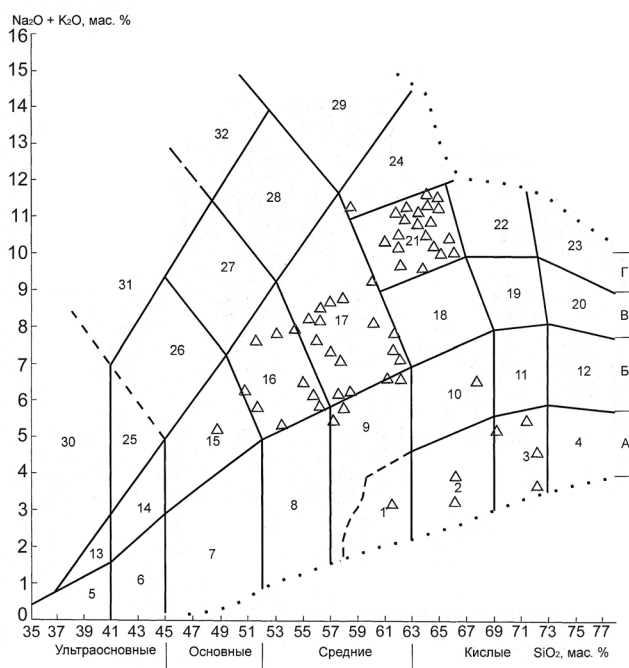


Рис. 2. TAS диаграмма химической классификации изверженных пород А – низкощелочные: 1 – андезиты, 2 – дациты, 3 – риодациты; Б – нормально-щелочные: 9 – андезиты, 10 – дациты; В – умеренно-щелочные: 15 – трахибазальты, 16 – трахиандеизбазальты, 17 – трахиандезиты; Г – щелочные: 21 – трахиты, 24 – щелочные трахиты [40].

данным результатом является то, что островодужные андезиты–базальты, андезиты и трахиты Рымникского и Терпеньева террейнов и базальты и андезиты Шмидтовского террейна, сформировавшиеся в подводной обстановке, имеют океанский петрохимический состав. Кроме того, единичный анализ раннемелового базальта мыса Марии показал, что эта изверженная порода сформировалась в океанской островодужной или окраинно-морской обстановке (IAB) [3] (2, рис. 5). На факторной диаграмме для разделения континентальных базальтов [3] виртуальные точки составов пород Рымникского и Терпеньева террейнов расположились в полях, характерных для островодужных пород (2, рис. 3), а Шмидтовского террейна – островодужных пород и траппов, а также частично в области перекрытия полей островодужных пород и континентальных рифтов (3, рис. 5). Для определения, в какой части островодужной системы сформировались изученные породы Шмидтовского, Рымникского и Терпеньева террейнов, была использована диаграмма [30] для разделения вулканоплутонических поясов и островных дуг, а также вулканических пород внешних и тыловых вулканических зон в островодужных системах. На эти диаграммы были нанесены параметры, вычисленные для собственных анализов и анализов из [35]. Как следует

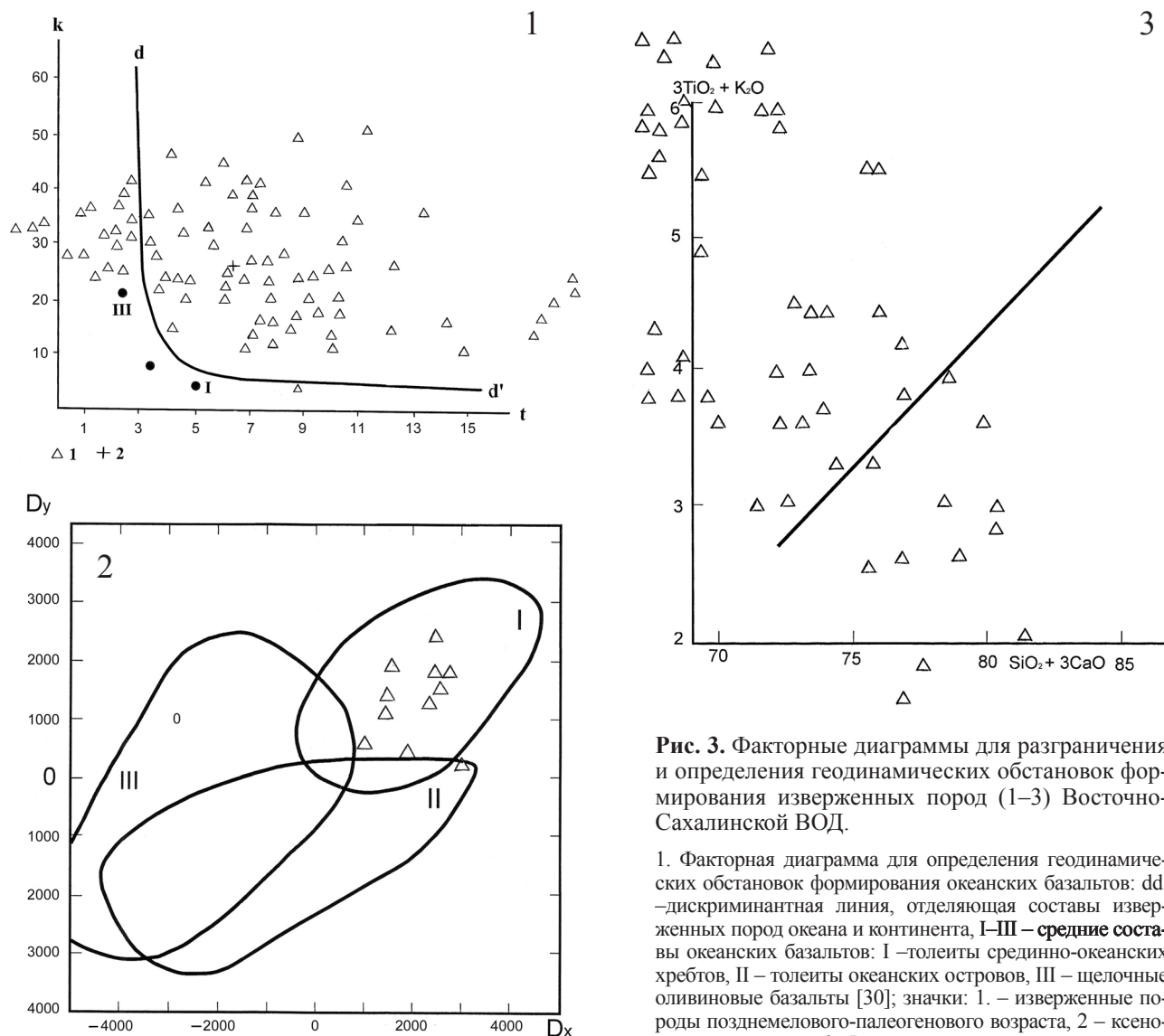


Рис. 3. Факторные диаграммы для разграничения и определения геодинамических обстановок формирования изверженных пород (1–3) Восточно-Сахалинской ВОД.

1. Факторная диаграмма для определения геодинамических обстановок формирования океанских базальтов: dd' – дискриминантная линия, отделяющая составы изверженных пород океана и континента, I–III – средние составы океанских базальтов: I – толеиты срединно-океанских хребтов, II – толеиты океанских островов, III – щелочные оливиновые базальты [30]; значки: 1. – изверженные породы позднемелового-палеогенового возраста, 2 – ксенолит гранодиорита. 2. Факторная диаграмма для разграничения базальтов [3]: I – островных дуг, II – траппов, III – континентальных рифтов. 3. Факторная диаграмма для определения принадлежности серий изверженных пород к островодужным (нижняя часть диаграммы) или поясовым (верхняя часть диаграммы) образованиям [30].

из этих диаграмм, изученные изверженные породы всех трех террейнов относятся к вулканическому поясу окраинно-континентальному или тыловой зоны островодужной системы и, частично, – к внешней островной дуге (3, рис. 3; 4, рис. 5). Типичные примеры аналогичных современных островодужных систем – это п-ов Камчатка (Срединно-Камчатский пояс, островная дуга Восточной Камчатки) и острова Папуа-Новая Гвинея (пояс Хайланд-Антраксто, Ново-Британская дуга) и Северный в Новой Зеландии (пояс Норфолк-Коромондель, дуга Кермадек). Тыловые зоны вулканизма первых двух регионов заложены вблизи границ гетерогенного фундамента с утолщенной земной корой и областей прогибания, а в третьем регионе они разобщены междуговым бассейном [30].

Базальты юрско-раннемеловой орлинской толщи и базальты надвиговых пластин Восточно-Шмидтовского хребта на TAS диаграмме [40] (рис. 4)

расположились преимущественно в поле трахибазальтов и единичные анализы – в поле нормально щелочных пикробазальтов и базальтов. На диаграмме, разделяющей серии океанских и континентальных пород [30] (1, рис. 5), базальты орлинской толщи и Восточно-Шмидтовского хребта расположились в поле, характерном для океанских пород между средними составами толеитов океанских островов и щелочных оливиновых базальтов (II, III, рис. 5). На факторной диаграмме для разделения океанских базальтов [3] (2, рис. 5) виртуальные точки их составов расположились в полях спрединговых базальтов (MORB) и внутриплитных базальтов (WPB).

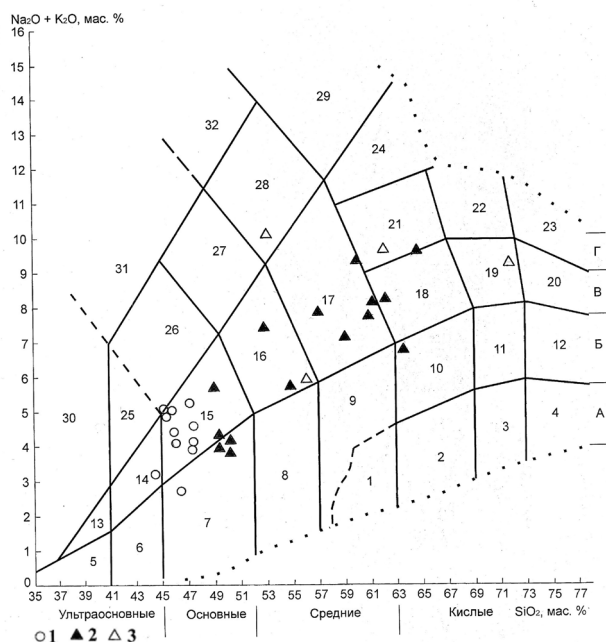


Рис. 4. TAS диаграмма химической классификации изверженных пород Шмидтовского террейна [40].

А – низкощелочные: 1 – андезиты, 2 – дациты, 3 – риодациты, 4 – риолиты; Б – нормально-щелочные: 5 – пикриты, 6 – пикробазальты, 7 – основные пикробазальты, базальты, 8 – андезибазальты, 9 – андезиты, 10 – дациты, 11 – риодациты, 12 – риолиты; В – умеренно-щелочные: 13 – пикриты, 14 – пикробазальты, 15 – трахибазальты, 16 – трахиандезибазальты, 17 – трахиандезиты, 18 – трахидациты, 19 – трахириодациты, 20 – трахириолиты; Г – щелочные: 21 – трахиты, 22 – пантеллериты, 23 – комендиты, 24 – щелочные трахиты, 25 – щелочные пикриты, пикробазальты, 26 – щелочные базальты, 27 – фонотефриты, 28 – фонолиты; 30–32 – фойдовые породы: 30 – щелочные пикриты, 31, 32 – фойдиты.
1–3 – изверженные породы: 1 – юрско-раннемеловые, 2 – раннемеловые, 3 – позднемеловые-раннепалеогеновые.

На классификационной TAS диаграмме [40] изверженные породы Сахалинского окраинного моря также образуют две серии (рис. 6): одну в области низкощелочных и нормально-щелочных пород (А, Б: андезиты–риолиты) и вторую – в области умеренно-щелочных и щелочных пород (В, Г: трахибазальты–трахиандезиты). Установлено, что среди изверженных пород ранне–позднемелового–палеогенового Сахалинского окраинного моря преобладают океанские породы (1, рис. 7), при этом базальты сформировались в спрединговых зонах (MORB), в обстановке океанских островов (WPB) и океанского окраинного моря или островной дуги (IAB) [3] (2, рис. 7). В то же время, континентальные базальты Сахалинского окраинного моря обладают петрохимическим составом, характерным для островодужных пород и траппов [3] (3, рис. 7).

Изверженные породы Охотоморской субдукционной сутуры (субдукционной палеозоны) обнажены в восточной части Шмидтовского террейна (орлинская толща, офиолиты Восточно-Шмидтовского хребта) и развиты в составе Северо-Набильского террейна – фрагмента Охотоморской субдукционной сутуры, перемещенного в центральную часть о-ва Сахалин [15]. На классификационной TAS диаграмме [40] они расположились преимущественно в поле умеренно-щелочных (Б) трахибазальтов и нормально-щелочных (А) базальтов и единичные анализы – в поле нормально щелочных пикробазальтов и трахиандезибазальтов (рис. 8). На диаграмме, разделяющей серии океанских и континентальных пород [30], почти все они, за исключением двух анализов континентальных пород, расположились в поле, характерном для океанских пород (1, рис. 9). На факторной диаграмме для разделения океанских базальтов [3] (2, рис. 9) виртуальные точки их составов расположились в полях спрединговых базальтов (MORB) и внутриплитных базальтов (WPB). На факторной диаграмме для разделения континентальных пород [3] два анализа базальтов поздне-мелового-палеогенового и раннемелового возраста расположились в поле, характерном для островодужных пород, и один анализ базальта юрско–раннемелового возраста – в поле, характерном для континентальных рифтовых пород (3, рис. 9).

Установленные петрохимические особенности и геодинамические обстановки формирования изверженных пород Рымникского, Терпеньева и Шмидтовского террейнов свидетельствуют о том, что Восточно-Сахалинская сложная островодужная система заложилась на гетерогенном фундаменте, состоявшем из блоков океанской и континентальной земной коры. Она включала тыловой вулканоплутонический пояс, фронтальную островную дугу и окраинное море, в строении которых принимали участие континентальные и океанские изверженные породы. Субдукционная палеозона, контролировавшая заложение и развитие островодужной системы, превратилась в субдукционную сутуру, сложенную изверженными породами, сформировавшимися в спрединговых (MORB) и островных внутриплитных (WPB) тектоно-магматических структурах.

РЕКОНСТРУКЦИИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВЕК ФОРМИРОВАНИЯ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ

Для реконструкции геодинамических обстановок формирования структурных элементов Восточно-Сахалинской островодужной системы привлечены данные по южной части Охотоморского региона [15] и данные, охарактеризованные в предыдущем разделе. В складчатых структурах обозначенного региона установлены структурно-

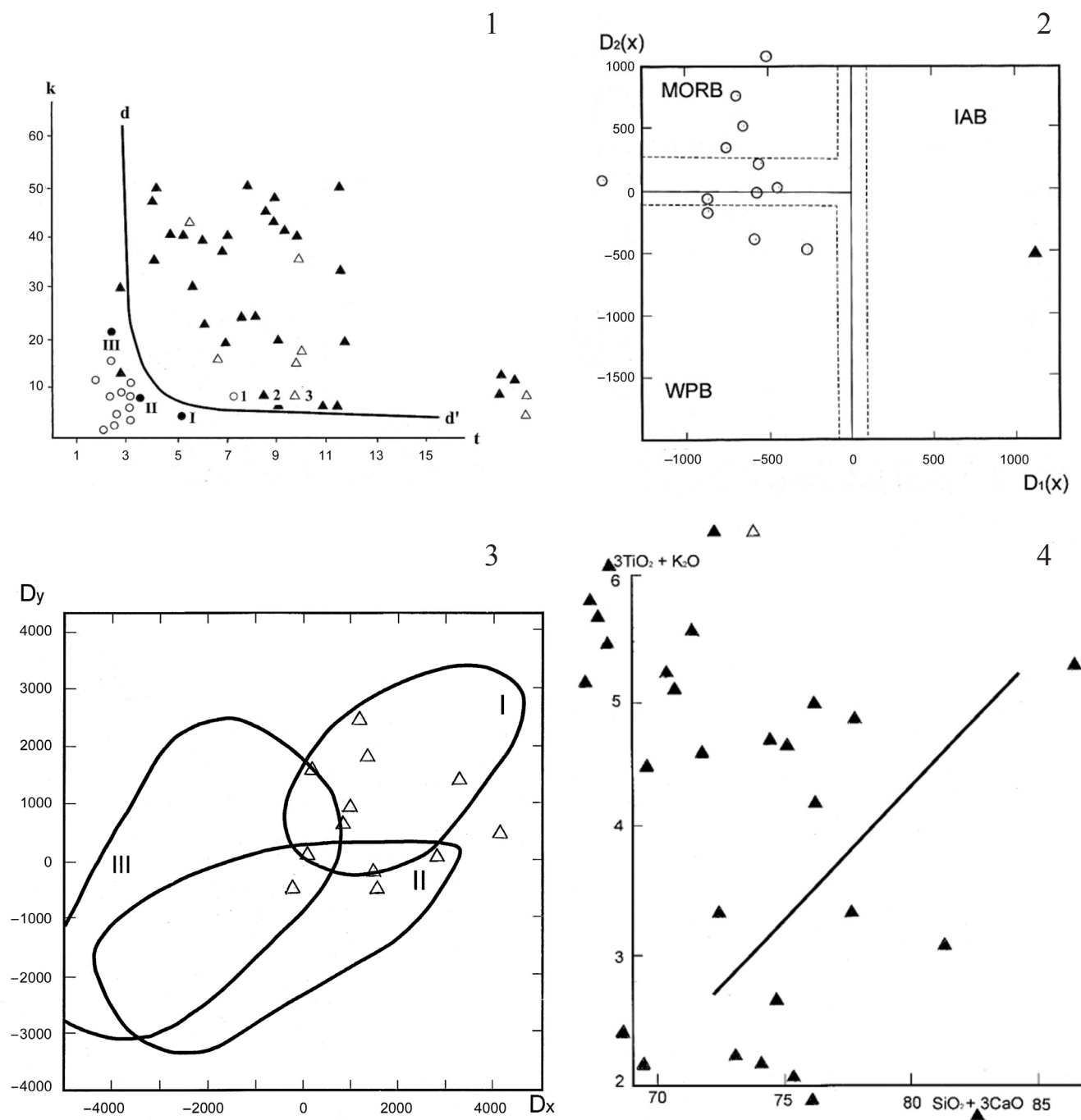


Рис. 5. Факторные диаграммы для разграничения и определения геодинамических обстановок формирования изверженных пород Шмидтовского террейна.

1. Диаграмма для разграничения океанских и континентальных пород [30]; 2, 3 – Диаграммы для определения геодинамических обстановок формирования базальтов [3]; 2 – океанических: MORB – спрединговых, WPB – внутриплитных (океанских островов), IAB – островодужных и окраинно-морских; 3 – континентальных: I – островодужных, II – траппов, III – континентальных рифтовых; 4 – Диаграмма для определения принадлежности серий изверженных пород к островодужным (нижняя часть диаграммы) или поясовым (верхняя часть диаграммы) образованиям [30]. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

вещественные комплексы фрагментов мезозойских и кайнозойских континентальных окраин: окраинных морей, преддуговых прогибов, надсуб-

дукционных ОКВПИ, ВОД, субдукционных сутур (рис. 10). Океанская обстановка на о-вах Сахалин и Хоккайдо существовала вплоть до конца ранне-

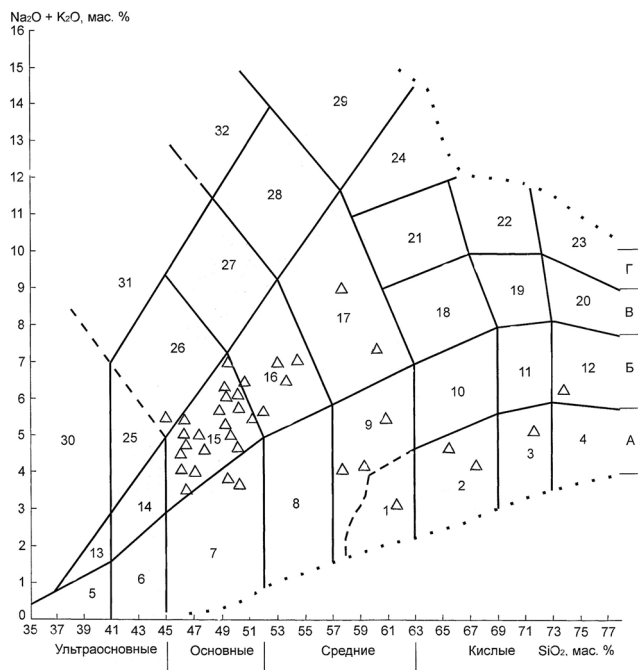


Рис. 6. TAS диаграмма химической классификации изверженных пород Сахалинского окраинно-моря

А – низкщелочные: 1 – андезиты, 2 – дациты, 3 – риодациты; Б – нормально-щелочные: 7 – базальты, 9 – андезиты, 12 – риолиты; В – умеренно-щелочные: 15 – трахибазальты, 16 – трахиандезибазальты, 17 – трахиандезиты, 26 – щелочные базальты.

мелового времени, когда сформировалась ранне-меловая континентальная окраина, включавшая Сихотэ-Алинское окраинное море, Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинскую ВОД, Иссикари-Румои и Западно-Сахалинский преддуговые прогибы, Центрально-Сахалинскую и Камуикотан субдукционные палеозоны, Поронайский микроконтинент, океанское плато Сорачи (рис. 11) [15].

Центрально-Сахалинская субдукционная палеозона в конце раннемелового–начале позднемелового времени была заблокирована Поронайским микроконтинентом, а зона Камуикотан – океанским плато Сорачи, что способствовало завершению развития раннемеловой континентальной окраины, деформации накопившихся отложений, образованию одноименной субдукционной сутуры, миграции верхней части субдукционной зоны на восточный край Поронайского микроконтинента (рис. 11) [15]. Примерно в это же время, то есть, до начала заложения ранне–позднемеловой–палеогеновой континентальной окраины, на территории о-ва Сахалин и прилегающих акваторий образуется обширное Сахалинское окраинное море. Оно представляло собой часть плиты Кула, отделенной от океана вместе со спрединговыми зонами и океанскими вулканическими островами Охотоморским микроконтинентом и юрско–раннемеловой Шельтингской

ВОД, располагавшейся западнее этого микроконтинента. Согласно выполненным ранее реконструкциям, в среднемеловое время Охотоморский микроконтинент находился в непосредственной близости от спредингового хребта, разделявшего плиты Кула и Тихоокеанскую [25], а в готеривское время – восточнее о-ва Хоккайдо и Южного Сахалина [27]. По крайней мере, начиная, примерно, со второй половины раннемелового времени на территории о-ва Сахалин и прилегающих акваторий происходит интенсивное терригенное осадкообразование в обстановке окраинно-морского бассейна и одновременно, как установлено в предыдущем разделе, продолжается формирование океанских изверженных пород в спрединговых зонах и на вулканических внутриплитных островах (рис. 6). В альб–сеноманское–палеогеновое время происходит заложение и развитие ранне–позднемеловой–палеогеновой активной континентальной окраины, включавшей Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВПП, Западно-Сахалинский и Иссикари-Румои преддуговые прогибы, тыловую глубоководную впадину Сахалинского окраинного моря, Восточно-Сахалинскую, Малокурильскую (Палеокурильскую) ВОД, Восточно-Сахалинский, Хидака, Идоннаппу, Юбетсу и Немуро преддуговые прогибы, Охотоморскую и Токоро субдукционные палеозоны (рис. 11). Восточно-Сахалинская сложная островодужная система включала тыловой вулканический пояс, который мог формироваться на континентальной земной коре Поронайского микроконтинента и его возможных фрагментах, а фронтальная вулканическая дуга могла располагаться восточнее – на границе микроконтинента с океанской плитой. Малокурильская ВОД, согласно реконструкциям японских геологов [15], располагалась на южном субширотном крае Охотоморского микроконтинента. Гетерогенный фундамент был и у Сахалинского эпиконтинентального окраинного моря, о чем свидетельствует состав окраинно-морских изверженных пород (рис. 6). Охотоморский микроконтинент вместе с Шельтингской энзиматической дугой перемещался в северном направлении до тех пор, пока не заблокировал в туронское время субдукционную зону Охотско-Чукотского ОКВПП [25]. После чего, плиту Кула вместе с отмеченными неоднородностями под действием спрединговых напряжений развернуло в юго-западном направлении, что привело к блокировке в начале палеогена Охотоморской субдукционной палеозоны [15].

Формирование аккреционно-коллизонных комплексов Восточно-Сахалинской складчатой системы произошло в процессе дальнейшего коллизонного взаимодействия Охотоморского микроконтинента, Шельтингской и Восточно-Сахалинской ВОД, располагавшейся, в том числе на Поронайском микроконтиненте и его фрагментах. В это вре-

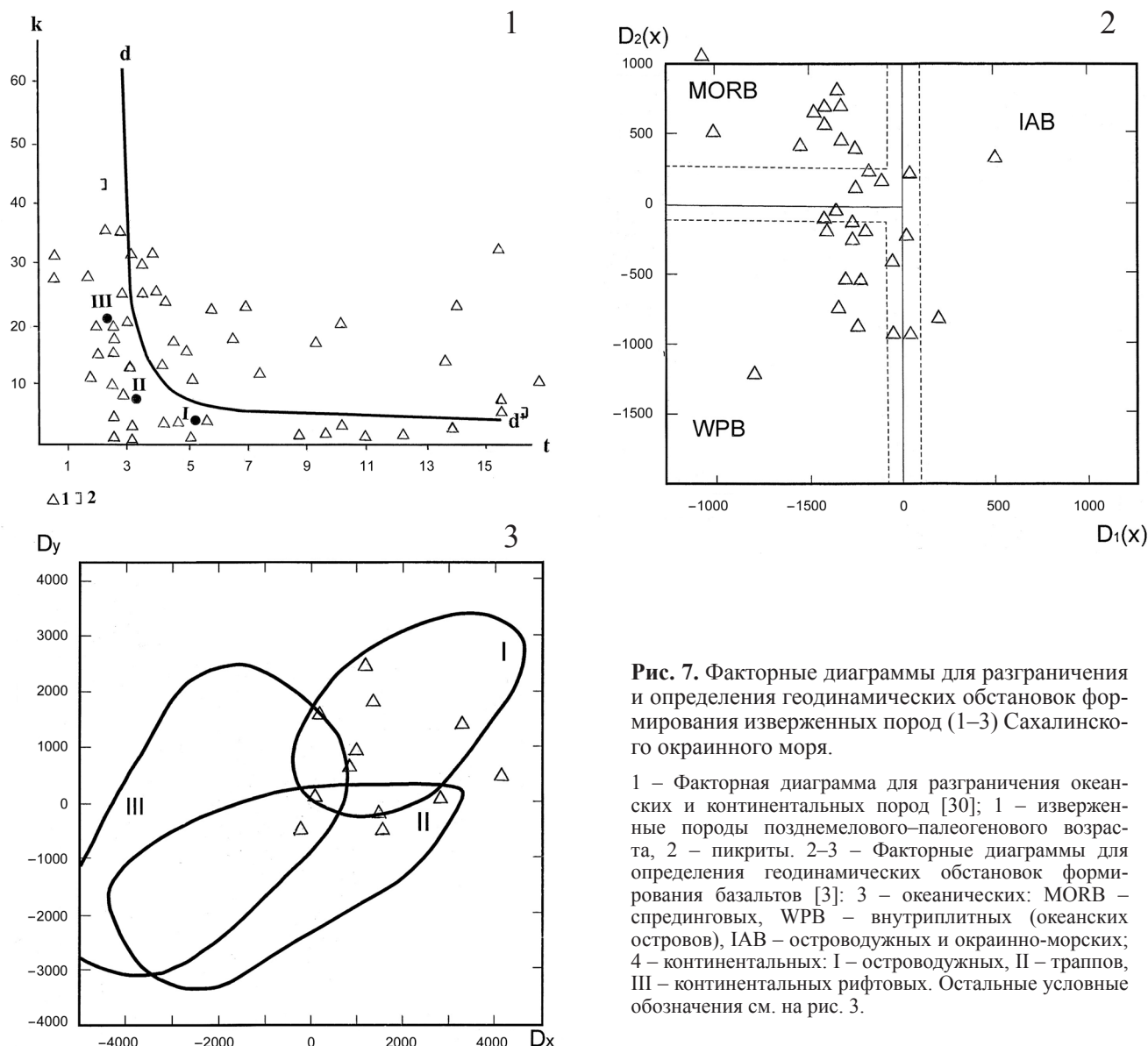


Рис. 7. Факторные диаграммы для разграничения и определения геодинамических обстановок формирования изверженных пород (1–3) Сахалинского окраинного моря.

1 – Факторная диаграмма для разграничения океанских и континентальных пород [30]; 1 – изверженные породы позднемелового–палеогенового возраста, 2 – пикриты. 2–3 – Факторные диаграммы для определения геодинамических обстановок формирования базальтов [3]: 3 – океанических: MORB – спрединговых, WPB – внутриплитных (океанских островов), IAB – островодужных и окраинно-морских; 4 – континентальных: I – островодужных, II – траппов, III – континентальных рифтовых. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

мья движение структурных элементов островодужной системы, обусловленное спрединговыми напряжениями, происходило по надвигам и сдвигам в западном направлении. В конечном итоге в восточные районы Сахалина были перемещены тектонические покровно-надвиговые пластины с внутренней чешуйчато-надвиговой структурой, включавшие фрагменты сложной Восточно-Сахалинской островодужной системы, Шельтингской ВОД, пластины метаморфических пород, перекрывших Поронайский микроконтинент, и пластины океанской литосферы. Блокировка Охотоморской субдукционной палеозоны вызвала образование одноименной субдукционной сутуры, проявление ларамийской фазы интенсивного сжатия и откат зоны субдукции в восточном направлении. В конце датского времени территория современного Сахалина и Хок-

кайдо оказалась поднятой на непродолжительное время выше уровня моря и подверглась интенсивному разрушению. Ларамийская фаза сжатия привела к формированию континентальной земной коры на большей части Охотоморского региона, включая рассматриваемую территорию [25]. В это время были также сформированы ларамийские складчатые системы Сахалина, Западной Камчатки, Хоккайдо и дна прилегающих акваторий, подвергшиеся в кайнозой деструкции [15]. В кайнозой, во время раскрытия Японского моря, перемещение с вращением тектонических блоков происходило в восточном направлении. Относительно небольшие перемещения в это время испытала северная часть о-ва Сахалин, включая Шмидтовский террейн, где раскрытие Татарского пролива было наименьшим.

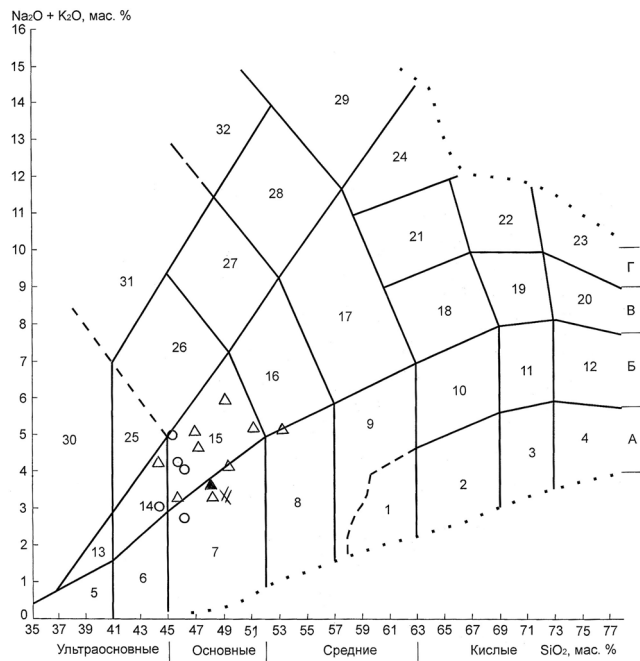


Рис. 8. TAS диаграмма химической классификации Охотоморской субдукционной сутуры (Шмидтовский и Северо-Набильский террейны).

1. Б – нормально-щелочные: 7 – базальты, 8 – андезиты; В – умеренно-щелочные: 14 – пикробазальты, 15 – трахибазальты.

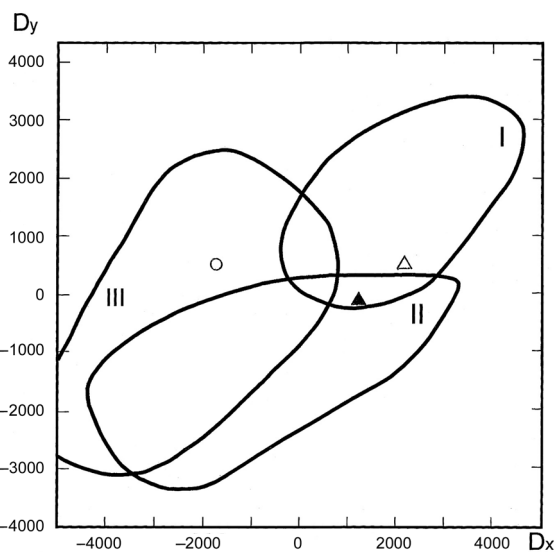
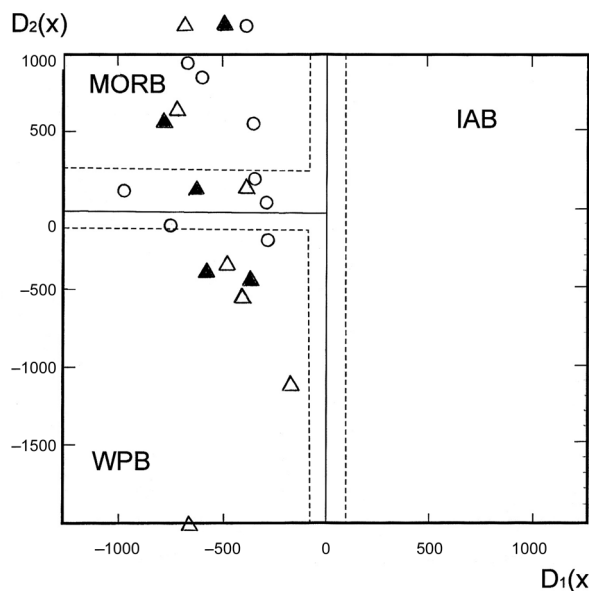
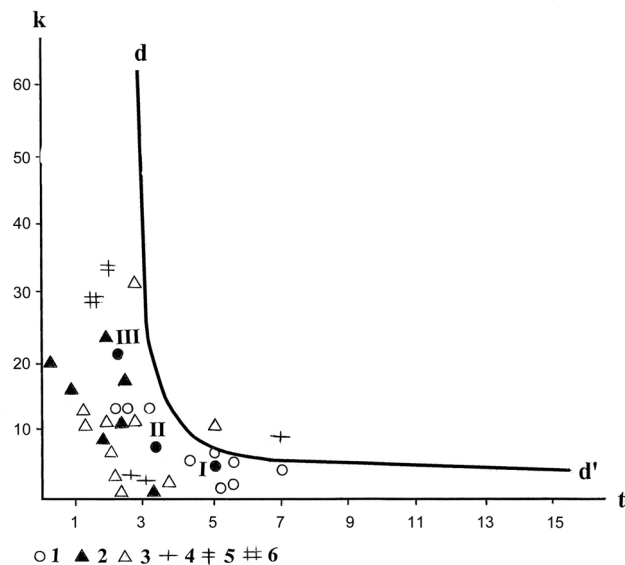
ВЫВОДЫ

Таким образом, в результате выполненных исследований установлены следующие особенности состава, строения и развития ранне-позднемило-вой-палеогеновой Восточно-Сахалинской островодужной системы Охотоморского региона.

Восточно-Сахалинская сложная островодужная система включала тыловой вулканоплутонический пояс, фронтальную вулканическую островную дугу, преддуговой и междуговой прогибы, тыловую глубоководную впадину, Сахалинское окраинное

Рис. 9. Факторные диаграммы для разграничения и определения геодинамических обстановок формирования изверженных пород охотоморской сутуры.

1. Диаграмма для разграничения океанских и континентальных пород [30]; 2–3 – факторные диаграммы для определения геодинамических обстановок формирования базальтов [3]: 2 – океанических: MORB – спрединговых, WPB – внутриплитных (океанских островов), IAB – островодужных и окраинно-морских; 3 – континентальных: I – островодужных, II – траппов, III – континентальных рифтовых. Условные обозначения к 1–3, рис. 9: 1–3 – изверженные породы возраста: 1 – триасового-раннемелового, мезозойского, 2 – раннемелового, альб-сеноманского, 3 – позднемелового-палеогенового; 4–6 интрузивные породы: 4 – диориты, метадiorиты, 5 – монцогаббро, 6 – сиениты, монцититы, эссекиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.



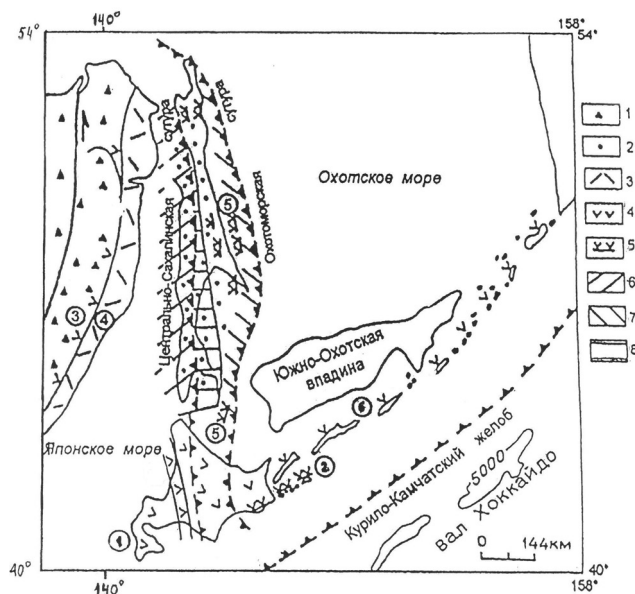


Рис. 10. Фрагменты структурных элементов мезозойских и кайнозойских континентальных окраин в геологической структуре южной части Охотоморского региона [15].

1–2 – структурно-вещественные комплексы окраинных морей: 1 – раннемелового Сихотэ-Алинского, 2 – раннемелового–палеогенового Сахалинского; 3 – Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс (4 – на схеме); 4–5 – вулканические островные дуги: 4 – в автохтонном залегании (цифры на схеме: 1 – Тохоку-Хонсю, 6 – Курильская); 5 – в аллохтонном залегании (цифры на схеме: 2 – Малокурильская, 3 – Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинская, 5 – Восточно-Сахалинская); 6–7 – структурно-вещественные комплексы преддуговых прогибов: 6 – апт–сеноманского Западно-Сахалинского, 7 – коньяк–палеогенового Восточно-Сахалинского; 8 – апт–сеноманские и альб–сеноманские аккреционные комплексы Восточно-Сахалинской складчатой системы.

море. Заложение и развитие островодужной системы контролировала Охотоморская субдукционная палеозона, превратившаяся в одноименную сутуру в результате блокировки ее в начале палеогенового времени Охотоморским микроконтинентом.

Полученные новые данные свидетельствуют о том, что в составе Восточно-Сахалинской ВОД преобладают континентальные типы изверженных пород, при этом базальты имеют петрохимический состав, характерный для тыловых вулканоплутонических поясов, фронтальных островных вулканических дуг и траппов. Островодужные базальты и андезиты-базальты этой дуги, сформировавшиеся в подводной обстановке, имеют петрохимический состав, характерный для океанических островодужных или окраинно-морских пород (IAB).

Реконструированы геодинамические обстановки формирования структурных элементов Восточно-Сахалинской островодужной системы. Установле-

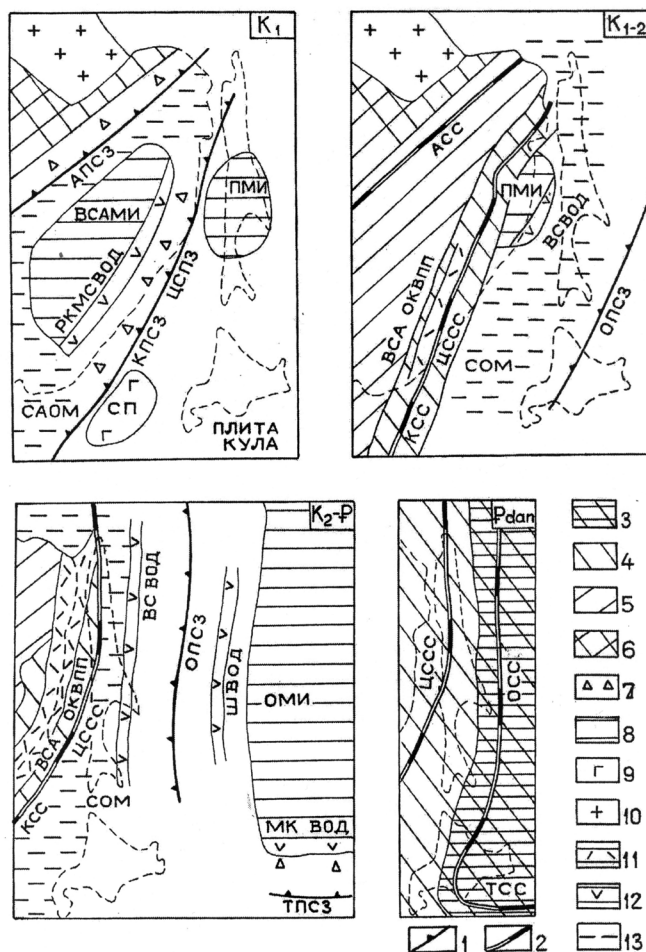


Рис. 11. Геодинамические обстановки формирования структурных элементов южной части Охотоморского региона в мезозое и раннем кайнозое [15].

1 – палеосубдукционные зоны (ПСЗ): АПСЗ – Амурская, ЦПСЗ – Центрально-Сахалинская, КПСЗ – Камуйкотан, ОПСЗ – Охотоморская, ТПСЗ – Токоро; 2 – субдукционные сuture (СС): АСС – Амурская, ЦССС – Центрально-Сахалинская, КСС – Камуйкотан, ОСС – Охотоморская, ТСС – Токоро; 3–6 – аккреционно-коллизонные комплексы: 3 – позднемеловые–палеогеновые, 4 – апт–сеноманские и альб–сеноманские, 5 – триасовые–юрские и юрские–раннемеловые, 6 – позднемеловые–раннемеловые; 7 – аккреционные призмы; 8 – микроконтиненты (МИ): ВСАМИ – Восточно-Сихотэ-Алинский, ПМИ – Поронойский, ОМИ – Охотоморский; 9 – океанское плато: СП – Сорачи плато; 10 – Сибирский кратон; 11 – окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса (ОКВПП): ВСА – Восточно-Сихотэ-Алинский; 12 – вулканические островные дуги (ВОД): РКМС – Ребун-Кабато-Монероно-Самаргинская, ВС – Восточно-Сахалинская, Ш – Шельтингская, МК – Малокурильская; 13 – окраинные моря (ОМ): САОМ – Сихотэ-Алинское, СОМ – Сахалинское.

но, что Сахалинское окраинное море до заложения островодужной системы во второй половине раннемелового времени было отделено Охотоморским

микроконтинентом и Шельтингской ВОД от океана в виде части плиты Кула вместе с океанскими спрединговыми зонами и внутриплитными вулканическими островами, которые продолжали функционировать, но уже в обстановке интенсивного терригенного осадконакопления. Видимо, именно поэтому среди изверженных пород Сахалинского окраинного моря преобладают океанические базальты, формирование которых происходило в обстановке спрединговых зон (MORB), океанских островов (WPB) и окраинного моря или островной дуги (IAB) на океанической коре. В то же время, континентальные базальты Сахалинского окраинного моря обладают петрохимическим составом, характерным для островодужных пород и траппов, что свидетельствует о присутствии в его фундаменте блоков с континентальной корой. Таким образом, фундамент сложной Восточно-Сахалинской островодужной системы был гетерогенным, то есть состоял из блоков с континентальной и океанической земной корой.

Океанические базальты юрско-раннемеловой орлинской толщи, офиолиты Восточно-Шмидтовского хребта и изверженные породы Северо-Набильского террейна являются фрагментами океанической плиты, субдуцированной в Охотморскую палеозону. В начале палеогена Охотморская субдукционная палеозона была заблокирована Охотморским микроконтинентом, в результате чего она превратилась в одноименную субдукционную сутуру.

Установлено, что коллизионное взаимодействие Охотморского микроконтинента, Шельтингской энсиматической ВОД и Восточно-Сахалинской ВОД способствовало трансформации аккреционных призм в аккреционно-коллизионные комплексы, которые были перемещены в восточные районы острова в виде покровно-надвиговых пластин, имеющих внутреннее чешуйчато-надвиговое строение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов А.Ю., Волинец О.Н., Авдейко Г.П. и др. Редкоземельные элементы в четвертичных образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск: Наука, 1987. С. 36–55.
2. Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 2. С. 101–114.
3. Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А. Новая дискриминантная диаграмма для классификации островодужных и континентальных базальтов на основе петрохимических данных // Докл. АН. 2005. Т. 401, № 2. С. 213–216.
4. Власов Г.М. Приохотские складчатые области (Сахалин, Курильские острова, Камчатка и Корякское нагорье) // Геологическое строение СССР. Т. 3. М.: Госгеолтехиздат, 1958. С. 223–234.
5. Высоцкий В.С., Говоров Г.И., Кемкин И.В., Сатин В.И. Бонинит-офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенезиса // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17, № 6. С. 3–15.
6. Геосинклинальная и океанская седиментация и вулканизм (сравнительная характеристика) / И.В. Хворова, Т.А. Вознесенская, В.И. Гречин и др. М.: Наука, 1984. 223 с.
7. Говоров Г.И. Фанерозойские магматические пояса и формирование структуры Охотоморского геоблока. Владивосток: Дальнаука, 2002. 198 с.
8. Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 164 с.
9. Гранник В.М. Петрогеохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы // Тихоокеанская геология. 1991. № 6. С. 67–86.
10. Гранник В.М. Магматизм и геодинамика фанерозойских активных континентальных окраин Востока Азии (Сихотэ-Алинь–Сахалин–Курильские острова) // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией. Т. 1). Южно-Сахалинск: Ин-т морской геологии и геофизики ДВО РАН, 1997. С. 7–44.
11. Гранник В.М. Формации и тектоническая природа магматических пород Малой Курильской гряды // Докл. АН. 1998. Т. 359, № 1. С. 70–73.
12. Гранник В.М. Реконструкция сейсмофокальной зоны Восточно-Сахалинской вулканической палеодуги по распределению редкоземельных элементов // Докл. АН. 1999. Т. 366, № 1. С. 79–83.
13. Гранник В.М. Древние сейсмофокальные зоны Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 2003. 121 с.
14. Гранник В.М. Формирование геологической структуры Охотского сектора Тихоокеанского тектонического пояса в фанерозое // Области активного тектогенеза в современной и древней истории Земли: мат-лы XXXIX Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2006. С. 185–190.
15. Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
16. Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. 168 с.
17. Емельянова Т.А., Леликов Е.П., Съедин В.Т., Нарыжный В.И. Геология и особенности вулканизма дна Охотского моря // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 4. С. 3–18.
18. Косыгин Ю.А., Парфенов Л.М. Тектоника Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1977. № 11. С. 150–157.
19. Красный Л.И. Схема геолого-структурного районирования Охотского моря и окаймляющих его складчатых сооружений // Докл. АН СССР. 1956. Т. 107, № 1. С. 135–138.
20. Красный Л.И. Внутренняя часть Тихоокеанского подвижного пояса // Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Недра, 1966. С. 426–439.
21. Красный М.Л. Геофизические поля и глубинное строение Охотско-Курильского региона. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 162 с.

22. Кропоткин П.Н., Шахваростова К.А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Изд. АН СССР, 1965. 365 с.
23. Меланхолина Е.Н. Типы задуговых бассейнов Востока Азии: тектонические, магматические и геодинамические аспекты // Геотектоника. 1998. № 6. С. 34–50.
24. Мишаков Г.С. О скорости накопления осадков в Северо-Сахалинском седиментационном бассейне // Новые данные по нефтегазовой геологии. Владивосток: ДВ НЦ АН СССР, 1981. С. 16–21.
25. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2 500 000 / Отв. ред.: Н.А. Богданов, В.Е. Хаин. М.: Ин-т литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
26. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойско-кайнозойского востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
27. Парфенов Л.М., Корсаков Л.П., Натальин Б.А. и др. Древние сиалические блоки в складчатых структурах Дальнего Востока // Геология и геофизика. 1979. № 2. С. 29–46.
28. Пейве А.В., Янишин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты) // Геотектоника. 1976. № 5. С. 6–23.
29. Петрологические провинции Тихого океана / И.Н. Говоров, Э.Д. Голубева, И.К. Пущин и др. М.: Наука, 1996. 444 с.
30. Пискунов Б.Н. Геолого-петрологическая специфика вулканизма островных дуг. М.: Наука, 1987. 230 с.
31. Разницын Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубокоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 108 с.
32. Речкин А.Н. Роль офиолитов в структуре Сахалина // Корреляция эндогенных процессов Дальнего Востока СССР. Владивосток: ДВ НЦ АН СССР, 1984. С. 102–120.
33. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с.
34. Рождественский В.С. Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта (о. Сахалин) // Тихоокеанская геология. 1988. № 3. С. 62–71.
35. Симаненко В.П., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А. и др. Раннемеловые вулканы и раннекайнозойские экзотруизмы мыса Марии на п-ове Шмидта (Северный Сахалин): геохимические исследования // Тихоокеанская геология. 2007. Т. 26, № 3. С. 75–88.
36. Симаненко В.П., Голозубов В.В., Малиновский А.И. Монероно-Самаргинская островодужная система Японского моря // Литосфера. 2010. № 3. С. 60–69.
37. Старожилов В.Т. Структурно-тектоническое районирование Пионерско-Шельтингской зоны Восточно-Сахалинских гор о. Сахалин // Тихоокеанская геология. 1990. № 3. С. 90–96.
38. Тараканов Р.З., Ким Чун Ун, Сухомлинова Р.Н. Особенности строения фокальных зон Курило-Камчатского и Японского регионов // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. 1976. С. 99–109.
39. Чиков Б.М., Юнов А.Ю., Беляев И.В. Строение акватории Охотского моря и его соотношение со складчатыми структурами побережий // Геология и геофизика. 1970. № 1. С. 23–34.
40. Шарпенко Л.Н., Кухаренко Е.А., Костин А.Е. Новые положения петрографического кодекса о вулкано-генных образованиях // Вулканология и сейсмология. 2009. № 4. С. 64–80.
41. Pearce J.A. Statistical analysis of major element patterns in basalts // J. Petrol. 1976. V. 17, № 1. P. 220–300.

Рецензент В.М. Нечехин

The East-Sakhalin island arc system of the Okhotsk Sea region

V. M. Grannik

Institute of Marine Geology and Geophysics, Far East Branch of RAS

The structural elements of the East-Sakhalin island arc system and also the Okhotsk Sea subduction suture and the same name microcontinent are characterized. The petrochemical peculiarities and geodynamic conditions of the formation of erupted rocks and structural element of the system were determined. It is shown that the formation of accretion-collision complexes of Rymniksky, Terpen'evsky, and Shchmidtovsky terrains including the fragments of the island arc system occurred at the process of collision interaction of Okhotsk Sea microcontinent, Sheltingkaya and East-Sakhalin volcanic island arcs.

Key words: *terrain, volcano-plutonic belt, island arc, trough, marginal sea, erupted rocks, geodynamic conditions, collision.*