

ПАЛЕОСЕЙСМОФОКАЛЬНЫЕ ЗОНЫ САХАЛИНА

В.М. Гранник

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

Приведена краткая характеристика структурных элементов раннемеловой и поздне меловой – палеогеновой активных тихоокеанских окраин. Уточнено содержание понятий сейсмофокальная зона (зона Беньофа), палеосейсмофокальная зона (палеозона Беньофа, субдукционная сутура, коллизионная сутура). Зоны Беньофа соответствуют субдуцирующей части океанской плиты. Представлены они одной или несколькими зонами концентрации разрывов и сколов сплошности геологической среды, на границах или внутри погружающейся плиты, вызванными механическими перемещениями горнопородных и термофлюидных масс, фазовыми переходами (структурными и вещественными преобразованиями) горных пород погружающейся плиты и ее взаимодействием с подастеносферной мантией. Палеозоны Беньофа представлены в складчатых поясах субдукционными сутурами, фиксирующими блокировку погружения океанских плит и отмирание действовавших зон Беньофа. Домезозойские палеозоны Беньофа могут также входить в состав зон смятия. Реконструированы Центрально-Сахалинская (зона меланжированных крупноблоковых микститов и офиолитового меланжа шириной 65–70 км, падение 13–56 градусов на запад) и Охотоморская (зона офиолитового меланжа шириной 40–70 км, падение 45 градусов на запад) палеозоны Беньофа, входившие в состав раннемеловой и поздне меловой – палеогеновой активных окраин. Геологическая структура острова и прилегающих акваторий в поздне мезозойское – раннекайнозойское время формировалась в процессе последовательного развития охарактеризованных разновозрастных активных окраин.

Ключевые слова: палеосейсмофокальная зона, сутура, тихоокеанская активная окраина, поздний мезозой, ранний кайнозой, Сахалин.

ВВЕДЕНИЕ

В течение длительного периода изучения геологического строения Сахалина представления о его структурных особенностях неоднократно изменялись [11, 27, 39, 42, 50 и др.]. В последние десятилетия установлена тесная связь формирования геологической структуры острова и прилегающих акваторий с эволюцией разновозрастных активных окраин [24, 38, 50 и др.]. Современные активные окраины (конвергентные или переходные зоны) включают краевой (окаинный) вал, субдукционную сейсмоактивную зону (сейсмофокальную зону, зону Вадати-Заварицкого-Беньофа или просто Беньофа), глубоководный желоб, магматическую дугу (вулканическую островную дугу или окраинно-континентальный вулкано-плутонический пояс), глубоководную впадину задугового (тыльно-дугового) окраинного моря или тыловую область растяжения или сжатия за вулкано-плутоническим поясом. Важнейшим элементом активных окраин являются субдукционные сейсмоактивные зоны (зоны Беньофа), формирующиеся в ходе сложнейших тектонических процессов, протекающих в пределах переходных от континентов к океанам зон и определяющих основные особенности рельефа, тектоники, сейсмичности, магматизма, метал-

логении, геофизических полей, глубинного строения активных окраин [49 и др.].

Зоны Беньофа сразу же после их обнаружения [52] вызвали повышенный интерес со стороны сторонников конкурирующих концепций: геосинклинального развития и тектоники литосферных плит. Сторонники геосинклинального развития считают, что именно зоны Беньофа являются проводниками к поверхности глубинной энергии и мантийного вещества и регулируют глубинные процессы, определяющие развитие и зональное строение геосинклинальных систем. Сторонники концепции тектоники литосферных плит восприняли зоны Беньофа как сейсмическое выражение процесса субдукции, столкновения и взаимодействия литосферных плит, преобразования и плавления океанской плиты. При подобном понимании зон Беньофа зоны субдукции и Беньофа полностью совпадают [5]. Автор разделяет точку зрения, согласно которой зоны Беньофа соответствуют субдуцирующей части океанской плиты. Представлены они одной или несколькими зонами концентрации разрывов и сколов сплошности геологической среды, расположенными на нижней и верхней границах или внутри погружающейся плиты, вызванными механическими перемещениями горных пород и термофлюидных масс, фазовыми переходами

(структурными и вещественными преобразованиями) горных пород погружающейся плиты и ее взаимодействием с подастеносферной мантией. По аналогии с современными сейсмофокальными зонами (зонами Беньофа) палеосейсмофокальные зоны (палеозоны Беньофа) являются структурными элементами активных окраин древних океанов. Проведенное в последние десятилетия изучение строения и развития активных окраин палеоокеана Тетис показало, что в течение мезозоя и кайнозоя неоднократно происходили сближения микроконтинентов или островных дуг с активными окраинами. Эти структурные элементы, обладающие более низкой плотностью (высокой плавучестью), вызывали блокировки зон субдукции и коллизионные деформации сжатия. В результате проявления этих процессов действовавшие зоны субдукции прекращали вначале частично, а затем и полностью свою сейсмическую активность и превращались в коллизионные швы или офиолитовые сuture, которые предлагается в дальнейшем называть субдукционными сuture. Одновременно на внешнем крае микроконтинента происходило заложение новой зоны субдукции и ее «откат», вызванный погружением океанской литосферной плиты [32]. Таким образом, конвергентное взаимодействие континентальной и океанской литосферных плит хотя временно и приостанавливалось, но полностью не прекращалось. После кратковременной коллизии оно продолжалось уже на новом месте. Палеозоны Беньофа в складчатых поясах должны быть представлены субдукционными сuture, выполненными офиолитовым меланжем, включающим фрагменты океанской плиты, гайотов, аккреционных клиньев, микроконтинентов, эксгумированных включений глаукофановых сланцев и эклогитов, погруженные в серпентинитовый меланж либо матрицу перетертых обвальнo-оползневых отложений. Фрагменты палеозон Беньофа могут также присутствовать в составе коллизионных сuture, фиксирующих полное закрытие палеоокеанов. Эти сuture формируются в процессе коллизионного взаимодействия двух континентальных плит – кратонов, окруженных аккреционно-коллизионными комплексами, состоящими из фрагментов структурных элементов разновозрастных активных и пассивных окраин. Характеризуются они более разнообразным составом и большой протяженностью (сотни и тысячи километров), интенсивной, как правило, многоэтапной дислоцированностью и метаморфизмом пород. Они включают фрагменты разновозрастных островных дуг, активных и пассивных континентальных окраин, микроконтинентов, аккреционных клиньев, субдукционных сuture. В них присутствуют зеленые и глаукофановые сланцы, эклогиты, кристаллические сланцы, гранитоиды, гранитогнейсы, рудная минерализация, ха-

рактерная для активных окраин. Формирование коллизионных сuture сопровождается накоплением моласс и проявлением коллизионного гранитоидного магматизма [10, 37, 49 и др.]. В складчатых поясах они могут картироваться как мощные и протяженные зоны смятия [31].

Задачей предлагаемой работы наряду с уточнением содержания понятий является реконструкция автором палеозон Беньофа, входивших в состав раннемеловой и поздне меловой – палеогеновой активных тихоокеанских окраин, и последовательности формирования аккреционно-коллизионной структуры Сахалина.

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ АКТИВНЫХ И ПАССИВНЫХ ОКРАИН, СУБДУКЦИОННЫХ И СЕЙСМОФОКАЛЬНЫХ ЗОН

Главными структурными элементами активных континентальных окраин и островодужных систем, хорошо сохраняющимися в ископаемом состоянии, являются: магматические пояса, образованные преимущественно известково-щелочными ассоциациями пород, преддуговые прогибы, аккреционные клинья и субдукционные сuture (палеозоны Беньофа), в островодужных системах кроме того – тыловые и междугровые прогибы. Присутствие индикаторных структурно-вещественных комплексов и их положение в латеральном ряду являются главными признаками выделения структурных элементов древних островодужных систем и активных континентальных окраин. Приступая к палеотектоническим реконструкциям, следует иметь в виду, что в геологических разрезах тип активной или пассивной окраины, а также тектонотип зоны субдукции удается определить только при выделении и прослеживании латеральных рядов структурно-вещественных комплексов, характеризующих принадлежащие им разнообразные структурные элементы. В ископаемом состоянии эти ряды в идеальном случае (при достаточно хорошей сохранности всех структурных элементов) представлены следующим образом: 1) латеральный ряд островодужной системы включает структурно-вещественные комплексы: тылового прогиба, вулканической дуги, преддугового прогиба, крупного аккреционного клина (шириной десятки и первые сотни км [49]), субдукционной сuture, присутствующей в случае блокировки зоны субдукции; 2) латеральный ряд активной континентальной окраины включает структурно-вещественные комплексы окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса или пояса гранодиоритовых батолитов, преддугового прогиба, крупного аккреционного клина, субдукционной сuture, присутствующей в случае блокировки зоны субдукции; 3) латеральный ряд пассивной континентальной окраины включает сменяющиеся

вкосте простирания структурно-вещественные комплексы континентальной террасы (континентальные, прибрежно-морские, мелководные), континентального склона (прибрежно-морские, мелководные, относительно глубоководные), мощные (10 км и более) терригенные турбидитовые отложения континентального подножия, глубоководные океанские отложения. Как показали выполненные исследования, иногда фрагменты аккреционного клина оказываются вовлеченными в субдукционную сутуру.

Океанские отложения представлены кремнистыми, кремнисто-глинистыми и терригенными гемипелагическими и пелагическими отложениями, образованиями гайотов и офиолитами.

Палеозоны субдукции и Беньофа (субдукционные сутуры) в латеральном ряду активной окраины располагаются между структурно-вещественными комплексами преддугового прогиба или хорошо сохранившегося аккреционного клина и океанского склона глубоководного желоба. В случае проявления значительных сдвиговых перемещений и шарьяжных перекрытий перед определением местоположения палеозон необходимо производить палинспастические реконструкции.

Достаточно полный перечень признаков выделения современных и древних зон Беньофа приведен в монографии [31]. По мнению автора, при реконструкциях зон субдукции и Беньофа в пределах мезозойских и кайнозойских активных окраин Тихоокеанского и Средиземноморского складчатых поясов следует обращать внимание на следующие признаки. Зонам Беньофа могут соответствовать зоны офиолитового меланжа или меланжированных микститов, расположенные между хорошо сохраняющимися в разрезах комплексами островной вулканической дуги, окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса, преддугового прогиба или аккреционного клина и океанского склона глубоководного желоба. Они могут проявлять остаточную сейсмичность в виде фокусов мелких землетрясений. Зонам Беньофа могут соответствовать цепочки положительных гравитационных и магнитных аномалий вдоль выходов зон, соответствующие телам ультраосновных пород или террейнам (в том числе и субдцированным) океанской плиты. На направление падения сейсмофокальных зон указывает последовательная смена толеитовых лав известково-щелочными, субщелочными и щелочными. Возрастание концентраций щелочных металлов и многих несовместимых микроэлементов и отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, расположение парных метаморфических поясов Миясиро. В прилегающих к зонам Беньофа районах локализованы рудопоявления фемического профиля с Cr, Pt, Ni, Co и колчеданная и медно-колчеданная минерализация.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ РАННЕМЕЛОВОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ СИХОТЭ-АЛИНЬ – САХАЛИНО-КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА

По представлениям автора [24], в состав раннемеловой активной окраины региона входили следующие структурные элементы: Лужкинское окраинное море, Самаргинская вулканическая островная дуга (ВОД), Западно-Сахалинский преддуговой прогиб, Центрально-Сахалинская субдукционная сутура (палеозона Беньофа) (рис. 1). Фрагменты Лужкинское окраинное море и Самаргинской ВОД установлены в пределах Журавлевско-Тумнинского (Лужкинско-Кемского) пояса (прогиба) Сихотэ-Алиня.

Лужкинское раннемеловое окраинное море представлено, главным образом, валанжинскими – альбскими турбидитами с редкими прослоями кремнистых и кремнисто-глинистых пород, спилитов и туфов. Суммарная мощность окраинноморских отложений превышает 11 км. Значительная мощность отложений, накопившихся за достаточно узкий временной интервал (35 млн лет), свидетельствует о формировании этого структурного элемента в обстановке повышенной сейсмичности, способствовавшей лавинной седиментации. Возможно, Лужкинское окраинное море располагалось вблизи края Палеоазиатского континента и заполнялось обломочным материалом, выносившимся очень крупной палеорекой (или палеореками).

Самаргинская раннемеловая ВОД [8] сложена аптскими – альбскими вулканогенными, вулканогенно-флишевыми и вулканогенно-молассовыми образованиями, прослеживающимися в восточной части Журавлевско-Тумнинского пояса, в Нижнем Приамурье, на западе Сахалина (самохинская и побединская свиты), на островах Ребун и Монерон, а также предположительно под позднемеловыми – палеогеновыми образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулкано-плутонического пояса (ОКВП), отложениями Татарского пролива и Японского моря. Самаргинская ВОД представляла собой эшелонированную систему куполообразных поднятий и разделяющих их прогибов, простирающуюся в северо-восточном направлении. Куполообразные поднятия, как правило, соответствуют отдельным вулканическим постройкам диаметром от 5 до 50 км. Прогибы выполнены терригенными породами увеличенной мощности с подчиненной ролью вулканогенной примеси. Эти отложения прорваны многочисленными силлообразными телами и дайками базальтов, редко – пикробазальтов. Охарактеризованные отложения перекрываются молассовыми образованиями, нижние горизонты которых формировались в условиях мелководного

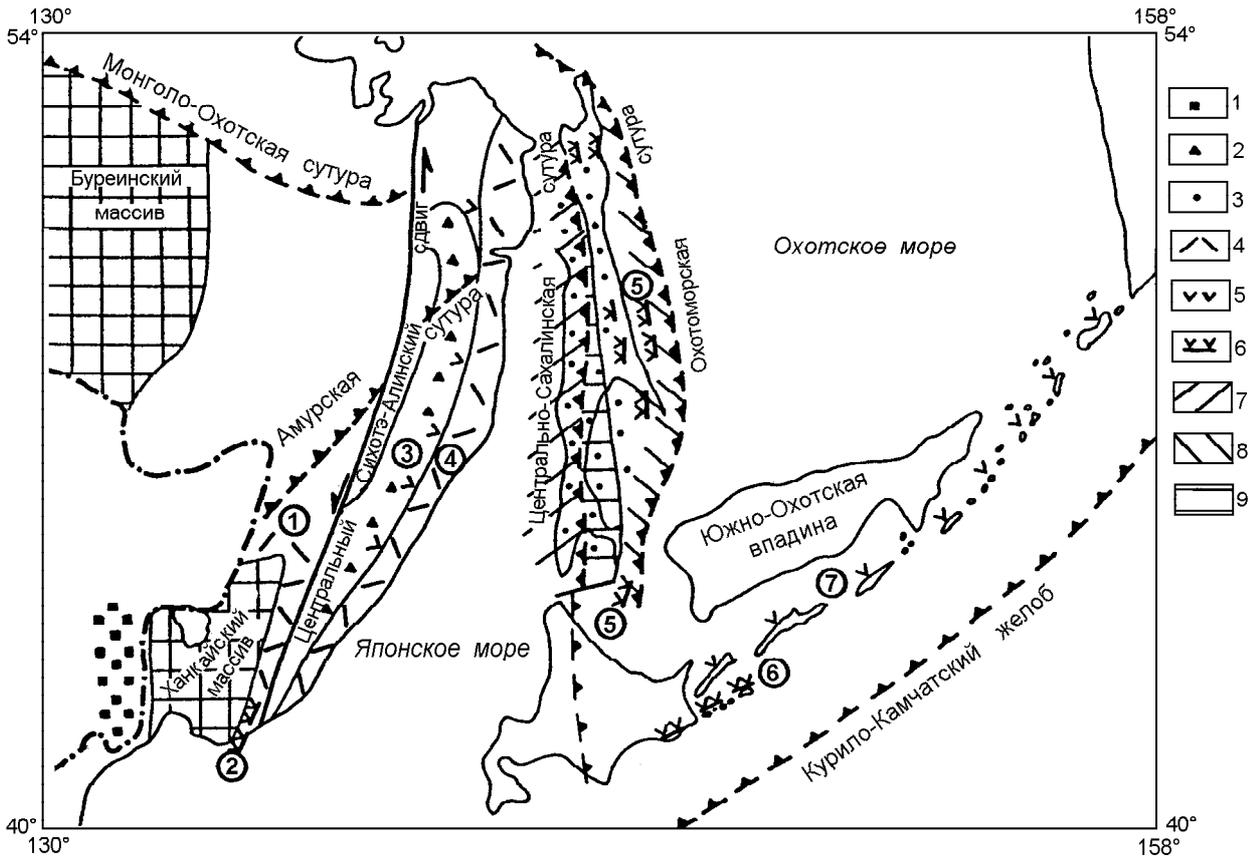


Рис. 1. Палеотектоническая схема Сихотэ-Алинь – Сахалино-Курильского региона.

1–3 – структурно-вещественные комплексы окраинных морей: 1 – палеозойского Лаоелин-Гродековского, 2 – раннемелового Лужкинского, 3 – поздне мелового – палеогенового Сахалинского; 4 – окраинно-континентальные вулcano-плутонические пояса; 5–6 – вулканические островные дуги: 5 – в автохтонном залегании; 6 – в аллохтонном залегании; 7–8 – структурно-вещественные комплексы преддуговых прогибов: 7 – аптского – сеноманского западно-сахалинского, 8 – коньякского – палеогенового восточно-сахалинского; 9 – альбские – сеноманские аккреционные комплексы Центрального Сахалина. Цифрами в кружках на схеме обозначены: 1,4 – окраинно-континентальные вулcano-плутонические пояса: 1 – Западно-Сихотэ-Алинский, 4 – Восточно-Сихотэ-Алинский; 2, 3, 5–7 – вулканические островные дуги: 2 – Муравьевская, 3 – Самаргинская, 5 – Восточно-Сахалинская, 6 – Малокурильская, 7 – Курило-Камчатская.

морского бассейна, а верхние, содержащие большое количество туфов среднего и кислого состава, – в континентальных условиях. К островодужным образованиям относят также комплекс гранитоидов (сандинский комплекс) с радиологическим возрастом 120–85 млн лет (баррем – сантон).

Западно-Сахалинскому преддуговому прогибу [38], развивавшемуся в составе раннемеловой активной окраины, соответствуют альбские – сеноманские образования Западно-Сахалинских гор [11]. На юге они представлены флишоидно переслаивающимися или слагающими монопородные пачки аргиллитами, алевролитами и песчаниками с редкими прослоями туффитов, туфов среднего, кислого состава и линзами глинистых известняков (айская, найбинская, побединская свиты), а на севере в верхней части – континентальными угленосными и прибреж-

но-морскими отложениями (верхнепобединская под-свита).

РЕКОНСТРУКЦИЯ ЦЕНТРАЛЬНО-САХАЛИНСКОЙ ПАЛЕОЗОНЫ БЕНЬОФА

Обоснованная в работе [24] латеральная последовательность в размещении структурных элементов раннемеловой активной окраины рассматриваемого региона свидетельствует, что палеозона Беньофа, входившая в состав этой окраины, располагалась в средней части Сахалина к востоку от Западно-Сахалинского преддугового прогиба. В настоящее время в этой части острова установлены следующие наиболее протяженные разломы, различающиеся по глубине заложения: 1) Тымь-Поронайский (Центрально-Сахалинский) взбросо-надвиг, состоящий из отдельных разрозненных (непрерывно не прослеживае-

мых), эшелонированно расположенных надвиговых чешуй (рис. 2) [42]. По этому разрывному нарушению альб-сеноманские и более молодые образования преддугового прогиба надвинуты (и продолжают надвиговое перемещение) на кайнозойские отложения Центрального Сахалина; 2) ограниченная глубинными (сквозькоровыми) разломами зона меланжированных крупноблоковых микститов шириной 65–70 км отождествляется автором с Центрально-Сахалинской палеозоной Беньофа. Глубинный разлом, ограничивающий эту палеозону с запада, располагается примерно в 20 км к востоку от Тымь-Поронайского взбросо-надвига. Этот разлом на юге острова разграничивает западный и восточный блоки земной коры (данные ГСЗ [1]), далее на север он отчетливо прослеживается по цепочке высокоградиентных (несколько десятков миллигал) гравитационных ступеней (рис. 3) [46]. На рис. 3 отчетливо видно, как Поронайский микроконтинент блокировал Центрально-Сахалинскую палеозону Беньофа и деформировал ее таким образом, что создается впечатление ее выклинивания при приближении к микроконтиненту. Однако и второй глубинный разлом, ограничивающий палеозону Беньофа с востока, отчетливо прослеживается от Буюклинско-Побединского погребенного поднятия (гравитационного максимума) примерно параллельно охарактеризованному разлому через акватории заливов Терпения и Анива [34, 45] и Тонино-Анивский п-ов в южном направлении и от северного ограничения микроконтинента вплоть до Северо-Набильского террейна в северном направлении. Восточная цепочка гравитационных ступеней, прослеживающихся к северу от Поронайского микроконтинента, соответствует как восточному разлому субдукционной сутуры, так и фронтальным частям покровов и надвигов Восточно-Сахалинской складчато-блоковой системы (рис. 2, 3) [25]. Наибольшая ширина выхода на дневную поверхность Центрально-Сахалинской субдукционной сутуры (палеозоны Беньофа) составляет 65–70 км. В северной части острова разлом восточного ограничения субдукционной сутуры возможно перекрыт надвигами Восточно-Сахалинской складчато-блоковой системы [39, 40], залегающими под кайнозойскими терригенными образованиями, либо здесь происходит существенное сужение характеризуемой сутуры. По мнению автора, продолжением Центрально-Сахалинской субдукционной сутуры на острове Хоккайдо является зона Камуикотан [53]; 3) фронтальные надвиговые чешуи Восточно-Сахалинской складчато-блоковой и покровно-надвиговой системы, по которым она надвинута на Центрально-Сахалинскую субдукционную сутуру.

Крупноблоковый меланж Центрально-Сахалинской субдукционной сутуры (палеозоны Беньофа)

включает террейны триасовых – раннемеловых вулканогенно-кремнистых, нередко интенсивно метаморфизованных, океанских пород (Сусунайский, Центрально-Терпеньеvский, Буюклинско-Побединский, Таулан-Армуданский, Хановско-Краснотымовский) и более мелкие их фрагменты, сцементированные и перекрытые альбскими – сеноманскими, позднемеловыми и кайнозойскими вулканогенно-кремнисто-терригенными отложениями, содержащими горизонты альбских – сеноманских и более молодых олистостром. Цементирующая масса в виде офиолитового меланжа установлена в Хановско-Краснотымовском, Буюклинско-Побединском (предположительно) и Сусунайском террейнах [42]. Наиболее широко она представлена на острове Хоккайдо (зона Камуикотан). На карте аномального поля силы тяжести (рис. 3) [46] отчетливые гравитационные максимумы соответствуют наиболее крупным по размерам террейнам древней океанской плиты, а относительно повышенные гравитационные аномалии – незначительным по площади океанским террейнам. Детальная характеристика Сусунайского, Таулан-Армуданского, Хановско-Краснотымовского террейнов (тектонических блоков) приведена в специальных работах [11, 14–18, 21, 23]. Центрально-Терпеньеvский террейн отождествляется автором с одноименным поднятием, установленным комплексными геолого-геофизическими исследованиями, выполненными в заливе Терпения [45]. Соответствующие террейну аномалии гравитационного поля в редукции Буге характеризуются преимущественно положительными значениями интенсивностью в первые десятки миллигал. Буюклинско-Терпеньеvский террейн – Буюклинский и Терпеньеvский локальные гравитационные максимумы [46], Буюклинско-Терпеньеvское погребенное поднятие [1] – сложен допоздне-меловыми метаморфизованными образованиями. В северо-западном направлении погребенное поднятие прослежено вплоть до выхода на поверхность Центрально-Сахалинской субдукционной сутуры (Тымь-Поронайского взбросо-надвига, по [2]). Установленный состав и возраст слагающих террейнов образований позволяет считать его фрагментом палеозойской (?) – раннемеловой океанской плиты, причлененным к западному разлому, ограничивающему реконструированную палеозону Беньофа.

Западно-Сахалинская зона положительных гравитационных аномалий (максимумов) в редукции Буге (Рыбновский, Погибинский, Александровский, Красногорский, Холмский, Ульяновский, рис. 3), линейно вытянутая вдоль западного побережья острова, отождествляется автором с субдуцированными террейнами океанской плиты [26]. По интенсивности эти аномалии тождественны аномалиям, соответствующим крупным террейнам океанской плиты, присутствующим в Центрально-Сахалинской суб-

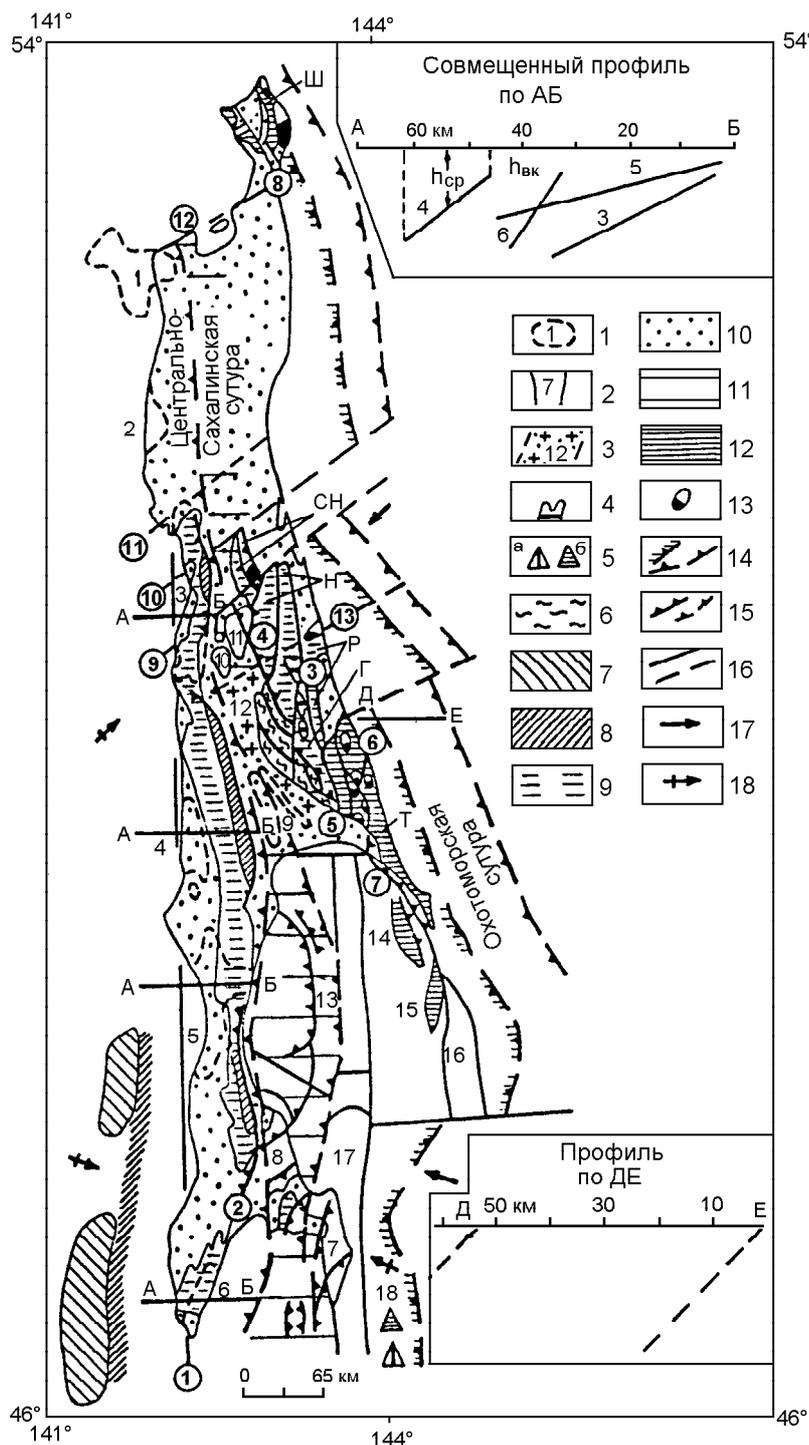


Рис. 2. Тектоническая схема о-ва Сахалин.

1 – залегающие на разных глубинах субдуцированные террейны, установленные по геолого-геофизическим данным (1–6 – на схеме: 1 – Рыбновский, 2 – Погибинский, 3 – Александровский, 4 – Красногорский, 5 – Холмский, 6 – Ульяновский); 2 – террейны, установленные по геологическим данным (цифры и буквы на схеме: 7 – Тонино-Анивский, включая 17 – горст Свободный, 8 – Сусунайский, 9 – Буюклинско-Побединский, 10 – Таулан-Армуданский, 11 – Хановско-Краснотымовский, 13 – Центрально-Терпеньеvский, 16 – Тюлений, Г – Гомонский, Н – Набильский, СН – Северо-Набильский, Р – Рымникский, Ш – Шмидтовский, Т – Терпеньеvский, включая фрагменты 14, 15, установленные по данным драгирования); 3 – Поронайский микроконтинент (12 – на схеме); 4 – выходы юрско-меловых океанских пород; 5 – установленные по данным драгирования выходы: а – океанских базальтов, б – островодужных магматических пород; 6 – Вальзинский составной террейн (покровно-надвиговые пластины динамометаморфизованных пород); 7 – ребун-монеронские островодужные образования; 8 – раннемеловые отложения Западно-Сахалинского преддугового прогиба; 9 – позднемеловые – датские окраинноморские образования; 10 – кайнозойские отложения; 11 – Центрально-Сахалинская субдукционная сутура; 12 – позднемеловые – датские образования Восточно-Сахалинской островодужной системы; 13 – останцы офиолитовых аллохтонов; 14 – Охотоморская субдукционная сутура; 15 – достоверные и предполагаемые надвиги и взбросо-надвиги; 16 – достоверные и предполагаемые сдвиги, взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги; 17–18 – направление движения масс в фазу сжатия: 17 – ларамийскую, 18 – сахалинскую. Цифрами в кружках обозначены разломы: 1 – Западно-Сахалинский, 2 – Тьмь-Поронайский, 3 – Центральный, 4 – Первомайский, 5 – Витницкий, 6 – Лиманский, 7 – Терпеньеvский, 8 – Западно-Шмидтовский, 9 – Хребтовый, 10 – Тымовский, 11 – Виахтинский, 12 – Северо-Байкальский, 13 – Нампинский. На совмещенном профиле по АБ показано положение субдуцированных террейнов; $h_{ср}$ – средние глубины аномальных тел; $h_{вк}$ – глубины до верхних кромок аномальных тел. На профиле по ДЕ показано сечение Охотоморской субдукционной сутуры.

дукционной сутуре и в Восточно-Сахалинской складчато-блоковой и покровно-надвиговой системе. Ранее считалось, что эти аномалии обусловлены рельефом поверхности доверхнемелового фундамента, выступами базальтового слоя земной коры или внедрениями крупных масс основных и ультраосновных пород в земную кору [1, 7, 46]. Автор разделяет точку зрения о связи этих аномалий с основными и ультраосновными породами, но считает, что обус-

ловлены они субдуцированными террейнами океанской плиты. Этому предположению не противоречат данные бурения на Рыбновском гравитационном максимуме (пробурены измененные базальты [46]). Подтверждается оно и идеальным совпадением интенсивности рассматриваемых аномалий с гравитационными аномалиями Сусунайского и Тонино-Анивского террейнов океанской плиты [21]. Свое современное положение они заняли, как полагает ав-

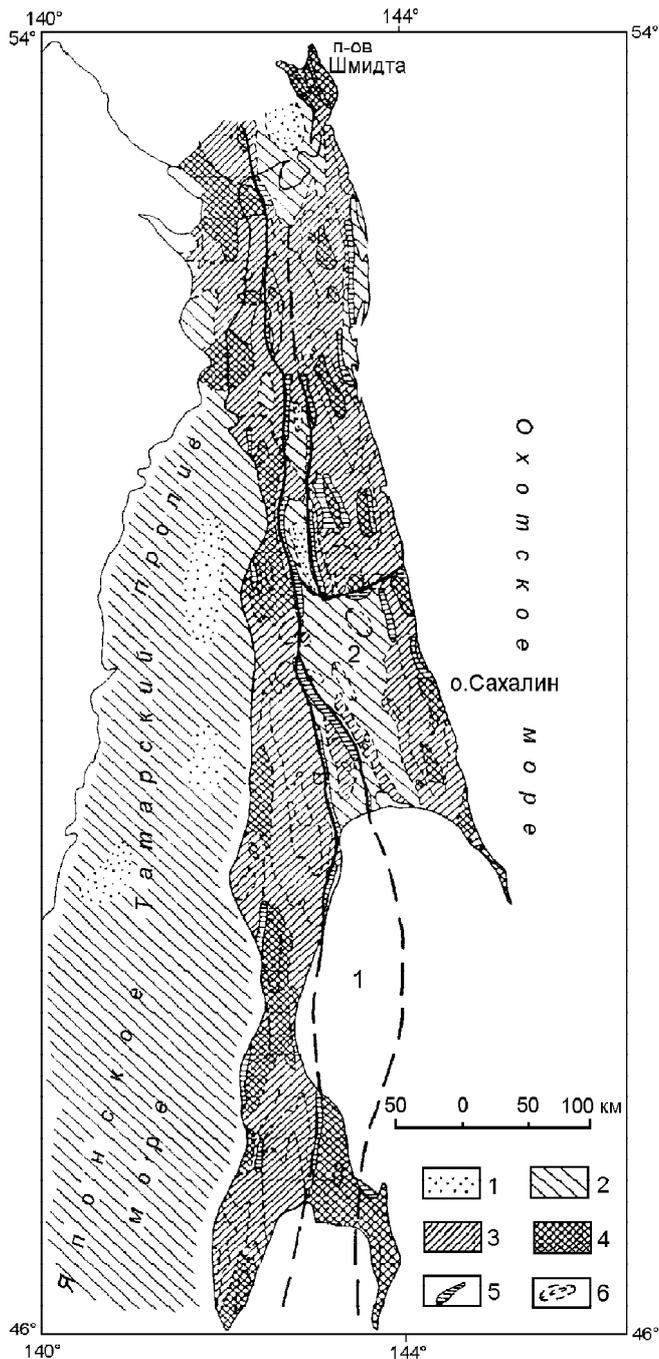


Рис. 3. Схема элементов аномального поля силы тяжести Сахалина [46].

1 – наиболее пониженные значения силы тяжести, 2 – относительные минимумы, 3 – относительно повышенные аномалии, 4 – отчетливые максимумы, 5 – гравитационные ступени, 6 – контуры аномальных зон. Цифры на схеме: 1 – Центрально-Сахалинская субдукционная сутура, 2 – Поронайский микроконтинент.

тор, в результате подвига (субдукции) террейнов океанской плиты под континентальную литосферу, а не путем подъема или внедрения магматических расплавов или затвердевших магматических масс в земную кору. В этом случае имеется возможность определить угол и направление падения палеозоны Беньофа, восстановить некоторые особенности реального процесса субдукции террейнов древней океанской плиты и установить глубины их погружения. Пространственное расположение аномальных тел определяем с использованием вычисленных П.Ф. Волгиным [7] средних глубин и глубин до их верхних кромок (рис. 2). Если углы наклона поверхностей аномальных тел идентичны наклону палеозоны Беньофа, то диапазон их изменений для Центрально-Сахалинской палеозоны (а точнее для западного глубинного разлома, ограничивающего палеозону) составляет 13–56 градусов [26], (рис. 2). Определяем на совмещенном профиле глубины субдукционного погружения аномальных тел, которые составляют соответственно (в км): 1) 38; 2) 66; 3) 45; 4) 50. Конвергентное взаимодействие плит, сопровождавшееся субдукцией, происходило в позднеаптское и альбское время, то есть примерно в течение 18 млн лет. Зная время и глубины подвига аномальных тел (террейнов), вычисляем среднюю скорость субдукции каждого из них (мм/год или км/млн лет, так как численное выражение этих скоростей совпадает): 1) Александровского – 2,1; 2) Красногорского – 3,7; 3) Холмского – 2,5; 4) Ульяновского – 2,8. Необходимо подчеркнуть, что выполненные построения и расчеты носят сугубо оценочный характер. Однако они позволяют сделать следующие выводы: 1) субдукция предшествовала фрагментации океанской плиты на террейны, 2) погружение террейнов в субдукционную зону происходило асинхронно, с присущей каждому из них индивидуальной скоростью. Этот процесс мог быть также дискретным и во времени. В этом случае скорость субдукции в отдельные отрезки времени могла превышать полученные значения. Террейны, располагающиеся в настоящее время внутри субдукционной сутуры и включающие метаморфические породы, могли также испытать в раннемеловое время субдукционный подвиг на небольшие глубины. Современное свое положение они заняли в неотектонический этап при участии возвратных течений [30] и процессов денудации.

Произошедшая в конце раннемелового – начале позднемелового времени перестройка активной окраины, затронувшая главным образом приокеанические структурные ее элементы, сопровождалась миграцией палеозоны Беньофа в восточном направлении, образованием обширного Сахалинского окраинного моря, перекрывшего краевые части палеоконтинента и палеоокеана, и заложением Восточ-

но-Сахалинской ВОД над новой Охотоморской зоной Беньофа. Анализ карт гравитационного и магнитного полей Сахалина [46] привел автора к выводу, что возможной причиной произошедших изменений могла послужить блокировка Центрально-Сахалинской палеозоны Беньофа Поронайским микроконтинентом, выраженным в геофизических полях обширным гравитационным минимумом и отрицательной магнитной аномалией [26]. Гравитационный минимум занимает район Поронайской впадины и площадь распространения метаморфических пород Восточно-Сахалинских гор. Выполненные А.А. Андреевым [1] расчеты показали возможное соответствие остаточной отрицательной аномалии гранитоидному массиву, нижняя кромка которого может располагаться на глубине 2–5 км. Принимая во внимание, что кислые породы не образуют единого тела, а насыщают разрез осадочных образований, размеры аномалиеобразующего объекта должны значительно превышать расчетные. Это предположение подтверждается и тем, что в районе Поронайского микроконтинента Сахалин имеет максимальную мощность земной коры (35–37 км), а также гранитного слоя (14–16 км) [48]. Западная часть реконструированного микроконтинента погребена под позднемеловыми, неогеновыми и четвертичными отложениями, а восточная – перекрыта серией покровно-надвиговых пластин динамометаморфизованных океанских и окраинноморских пород небольшой мощности (не выраженных положительными аномалиями в гравитационном и магнитном полях). Предположительно, размеры Поронайского микроконтинента были не менее чем 200–250 × 150–200 км.

Таким образом, раннемеловая субдукция террейнов океанской плиты была остановлена Поронайским микроконтинентом, заблокировавшим Центрально-Сахалинскую субдукционную зону (палеозону Беньофа) в альбское – сеноманское время. Непродолжительная коллизия между Азиатским палеоконтинентом и Поронайским микроконтинентом положила начало формированию в этой части Сахалина покровно-надвиговых структур, перекрывших в конечном итоге Поронайский микроконтинент. Через какое-то время произошел откат палеозоны Беньофа в восточном направлении, сопровождавшийся заложением позднемеловой – палеогеновой активной окраины. В приконтинентальной части в позднемеловое время на месте Самаргинской ВОД сформировался и продолжил свое унаследованно-наложенное развитие Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВПП. После блокировки Поронайским микроконтинентом раннемеловой субдукционной зоны (зоны Беньофа) сформированная субдукционная сутура подверглась интенсивному разрушению. Это подтверждается обнаружением продуктов

размыва слагающих ее офиолитов в верхней части набильской серии (гомонская, лопатинская свиты, верхняя часть верхнехойской подсвиты [41]).

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ – ПАЛЕОГЕНОВОЙ АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ СИХОТЭ-АЛИНЬ – САХАЛИНО-КУРИЛЬСКОГО РЕГИОНА

По представлениям автора, в состав позднемеловой – палеогеновой активной окраины региона входили следующие структурные элементы [24]: Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс (ОКВПП), Западно-Сахалинский преддуговой прогиб, Сахалинское окраинное море, Восточно-Сахалинская вулканическая островная дуга (ВОД), Восточно-Сахалинский преддуговой прогиб, Охотоморская субдукционная сутура (палеозона Беньофа) [29] (рис. 1). Структурные элементы, располагавшиеся в позднемеловое – палеогеновое время на краю Азиатского палеоконтинента, сохранились достаточно хорошо. В то же время, структурные элементы, располагавшиеся в то время на периферии палеоокеана, оказались сильно нарушенными пликативными и дизъюнктивными дислокациями, сжатыми и перемещенными по надвигам (сжатыми).

Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВПП протягивается вдоль побережья Японского моря и Татарского пролива на расстояние около 1500 км при ширине от 20 до 300 км [8]. Согласно магнитометрическим данным, пояс прослеживается в северо-восточном направлении на 300 км в пределы акватории Охотского моря, но с Охотско-Чукотским ОКВПП здесь он, по мнению Л.М. Парфенова [38], не соединяется. Считается, что позднемеловые – палеогеновые континентальные вулканы и гранитоиды Юго-Западной Японии (юго-западная часть о. Хонсю, смежная часть о. Кюсю) являются его южным продолжением. Эти участки пояса были разобщены в кайнозойское время в результате раздвига континентальных блоков при образовании Японского моря. Восточно-Сихотэ-Алинский ОКВПП в южной и центральной части сложен внизу сеноманскими – туронскими вулканогенно-осадочными и пирокластическими породами вулканогенно-молассового типа [6]. В верхней части часто присутствуют лавы среднего состава. Раннесенонские отложения представлены исключительно игнимбритами и кислыми туфами. Позднесенонские – датские отложения содержат в нижней части лавы среднего состава, а в верхней части – кислые биотитсодержащие туфоигнимбритовые породы. Датские и дат-палеоценовые отложения представлены соответственно кислыми и умеренно-кислыми вулканидами. Разрезы кайнозойских вулканогенных образований повсеместно начинаются с эоценовых

основных и средних эффузивно-пирокластических отложений. Вышезалегающие олигоценые образования представлены опокосодержащими и угленосными породами. Позднеолигоценые – раннемиоценовые комплексы сложены основными эффузивами, образующими крупные вулканические покровы и плато. Экструзии, завершающие во времени вулканические циклы, имеют разнообразный (от липаритов до базальтов) состав и разный (от сеномана – турона до неогена) возраст, соответствующий возрасту генетически связанных с ними вулканитов. Интрузии позднемелового возраста наиболее широко развиты в прибрежной полосе Японского моря. В западном направлении насыщенность разрезов интрузиями и размеры их уменьшаются. Охарактеризованные позднемеловые магматические комплексы образуют две разновозрастные, близкие по составу вулканоплутонические формации: гранитоидно-липарито-андезитовую и гранитоидно-липарито-дацитовую, а кайнозойские эффузивные образования относятся к вулканической базальтовой формации [6, 8, 24 и др.].

В северной части Восточно-Сихотэ-Алинского ОКВПП наблюдается изменение простираний полей вулканических образований с северо-восточного на меридиональное [8]. Вулканогенные образования выполняют здесь вулканотектонические депрессии, развитые вдоль широтных зон растяжения. Состав вулканогенных образований северной части пояса эволюционирует от начальных андезитовых формаций к кислым липаритовым, липарито-дацитовым, дацито-андезито-базальтовым и контрастным (бимодальным) и, далее, к завершающим – базальтовым и оливинбазальтовым.

Западно-Сахалинский преддуговой прогиб располагался также на территории Западного Сахалина и развивался унаследованно (без стратиграфического перерыва) с раннемиоценового до начала туронского времени [24, 38]. Начиная с туронского времени, этот прогиб развивается как остаточный, компенсационный, заполняясь осадками в обстановке Сахалинского окраинного моря, отделявшегося от океана Восточно-Сахалинской ВОД. За время развития позднемиоценовой – палеогеновой активной окраины он заполнился сенонскими – датскими туфогенно-терригенными отложениями быковской, красноярковской, тымовской, верблюжегорской, арковской и жонкьерской свит [11].

Сахалинское окраинное море в позднем мелу, начиная с туронского века, располагалось между Восточно-Сихотэ-Алинским ОКВПП и Восточно-Сахалинской ВОД, простиравшейся вдоль западного края Охотоморской субдукционной сутуры (рис. 1). Структурно-вещественные комплексы окраинного моря включают вулканогенно-осадочные, терригенные, кремнистые, карбонатные, эффузивные, вулка-

нокластические и интрузивные породы, а также разнообразные турбидиты, грейниты и микститы. Перечисленные образования достаточно детально охарактеризованы в [13, 19, 22, 23 и др.]. Суммарная мощность окраинноморских образований достигает 7000 м. Сформировались они в прибрежной, мелководной и относительно глубоководной зонах седиментационного бассейна открытого и обособленного типов. Высокая тектоническая и сейсмическая активность, присутствующая рассматриваемому окраинноморскому бассейну, способствовала формированию разнообразных гравитационных осадков (оползневых, грязекаменных, зерновых, суспензионных), отложения которых широко представлены среди характеризуемых образований. Среди разнообразных пород Сахалинского окраинного моря наиболее отчетливо по литологическому составу выделяются отложения окраинноморской глубоководной котловины (тылового прогиба), 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 котловина заполняется вначале терригенным пелитовым и алевроитовым материалом, а затем продуктами зерновых и суспензионных потоков (грейниты, чередующимися с пакетами песчано-алевролитового флиша). Исключительно редко в этой части разреза котловины встречаются линзы эффузивных и кремнистых пород, мощность которых не превышает 10–30 м.

Позднемиоценовая – палеогеновая Восточно-Сахалинская ВОД, впервые реконструированная автором [12], достаточно детально охарактеризована в [19, 20, 24, 43, 44]. Рассматриваемая дуга, как теперь установлено, состоит из северного и южного секторов [24]. Северный сектор ВОД образуют фрагменты вулканических островов, сорванные и перемещенные в ларамийскую фазу интенсивного сжатия из акватории Охотского моря в восточные районы центрального и северного Сахалина. Мощность вулканических комплексов достигает 2000 м. Относительный возраст пород, установленный по аммонитам, иноцерамам и флоре – сантонский – датский, радиологический возраст – 99–39 млн лет (альб – поздний эоцен). Осуществленные реконструкции показали, что при формировании Восточно-Сахалинской ВОД проявился вулканизм преимущественно центрального типа. Большая часть аппаратов центрального типа разрушены и вулканиты переотложены в виде

грубообломочных вулканомиктовых отложений. Сохранившиеся фрагменты отдельных построек свидетельствуют, что некоторые из них представляли собой стратовулканы, другие – насыпные конусы. Южный сектор рассматриваемой ВОД расположен на охотоморском склоне острова Сахалин юго-восточнее Тонино-Анивского полуострова, где он был установлен [25] по данным драгирования, осуществленного в 31 рейсе НИС «Пегас» [40]. Драгированные островодужные породы представлены андезитами, трахиандезитами, дацитами, риолитами, сиенитами и гранит-аплитами с радиологическим возрастом 100,3–41,1 млн лет (альб – поздний эоцен). Вместе с ними здесь драгированы позднемеловые – палеогеновые океанские базальты. В составе южного сектора Восточно-Сахалинской ВОД в позднемеловое – палеогеновое время, по мнению автора, развивалась Малокурильская ВОД [9, 24, 28].

Восточно-Сахалинский преддуговой прогиб сложен вулканомиктово-терригенными и терригенно-пирокластическими комплексами, разнообразными микститами, пачками тефрового и вулканомиктово-терригенного флиша, являющимися продуктами вулканических извержений и гравитационных потоков осадков. В верхней части разреза прогиба местами присутствуют: бурые угли, углистые аргиллиты, алевролиты, песчаники, конгломераты с крупными фрагментами обугленной древесины – отложения прибрежных заболоченных равнин. Пачки угленасыщенных пород здесь чередуются с прибрежно-морскими отложениями [13].

РЕКОНСТРУКЦИЯ ОХОТОМОРСКОЙ ПАЛЕОЗОНЫ БЕНЬОФА

Охотоморская палеозона Беньофа, входившая в состав позднемеловой – палеогеновой активной окраины [24], исходя из присущей активным окраинам тектонической зональности, располагалась восточнее Восточно-Сахалинского преддугового прогиба в нижней части континентального склона позднемелового – палеогенового глубоководного желоба. Для ее реконструкции осуществлен отбор проб вулкаников по профилям, пересекающим Восточно-Сахалинскую ВОД. Определение содержаний в них петрогенных и редких элементов выполнено в лабораториях городов Южно-Сахалинска, Хабаровска и Москвы. Присутствие на востоке Сахалина позднемеловой – палеогеновой островодужной системы, представленной фрагментами вулканических островов, преддугового и междугового прогибов, аллохтонно залегающих на разновозрастных окраинноморских образованиях, указывало на то, что Охотоморская зона Беньофа располагается восточнее полосы развития магматических образований Восточно-Сахалинской палеодуги. Для реконструкции местоположения

Охотоморской палеозоны Беньофа использованы установленные содержания и зональность распределения петрогенных и редкоземельных элементов в вулканиках ВОД, сформировавшейся над ней [29]. При выполнении расчетов использованы установленные ранее зависимости между содержаниями РЗЭ, петрогенных щелочных элементов в вулканических породах островных дуг и глубинами до сопряженных с ними сейсмофокальных зон. Для выяснения особенностей распределения редкоземельных элементов в эффузивных породах Восточно-Сахалинской палеодуги были опробованы фрагменты вулканических островов, принадлежащих установленным нами ранее [20] фронтальной (р. Пиленга, мыс Беллинсгаузена) и тыловой (реки Владимировка, Каменушка) зонам палеодуги (рис. 4, табл.). Опробованные вулканические породы принадлежат известково-щелочной, субщелочной и щелочной магматическим сериям (табл.). Сравнение графиков нормированных по отношению к хондриту [51] содержаний РЗЭ в породах Восточно-Сахалинской (рис. 5), Курильской [3] и Камчатской [35] вулканических дуг обнаруживает соответствие распределения РЗЭ в породах рассматриваемой дуги с распределением их в породах промежуточной (15–45 км от фронта вулканизма (ФВ) и тыловой (более 45 км от ФВ) зон Курильской и Камчатской ВОД. Спектры пород всех трех серий Восточно-Сахалинской палеодуги характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми и закономерными постепенными уменьшениями нормализованных концентраций от легких лантаноидов к тяжелым (рис. 5). Достаточно отчетливые европиевые минимумы, в целом не характерные для рассматриваемых зон, проявлены лишь в кварцевом латиандезите и риодаците, хотя значения Eu/Eu^* в них невелики (0.74 и 0.83). Весьма слабо выраженные европиевые минимумы в латите и кварцевом андезите имеют значения $Eu/Eu^*=0.90$ и 0.91 (рис. 5, табл.). Отмеченные особенности свидетельствуют о весьма ограниченной роли фракционирования плагиоклазов при образовании пород установленных зон. Среди изученных пород Восточно-Сахалинской палеодуги не установлено распределений РЗЭ, характерных для фронтальных (0–15 км от ФВ) зон вулканических дуг, выраженных в близких к горизонтальным (т.е. хондритовым) наклонам графиков распределений РЗЭ с превышением над хондритовыми содержаниями в средних и кислых породах в 10–40 раз, в незначительном преобладании в некоторых случаях концентраций тяжелых лантаноидов относительно легких, в проявлении весьма отчетливых цериевых, а в некоторых кислых породах и европиевых минимумов [3, 35]. Следовательно, выделенная нами ранее фронтальная зона для рассматриваемой палеодуги [20] соответствует промежуточной (15–45 км от ФВ)

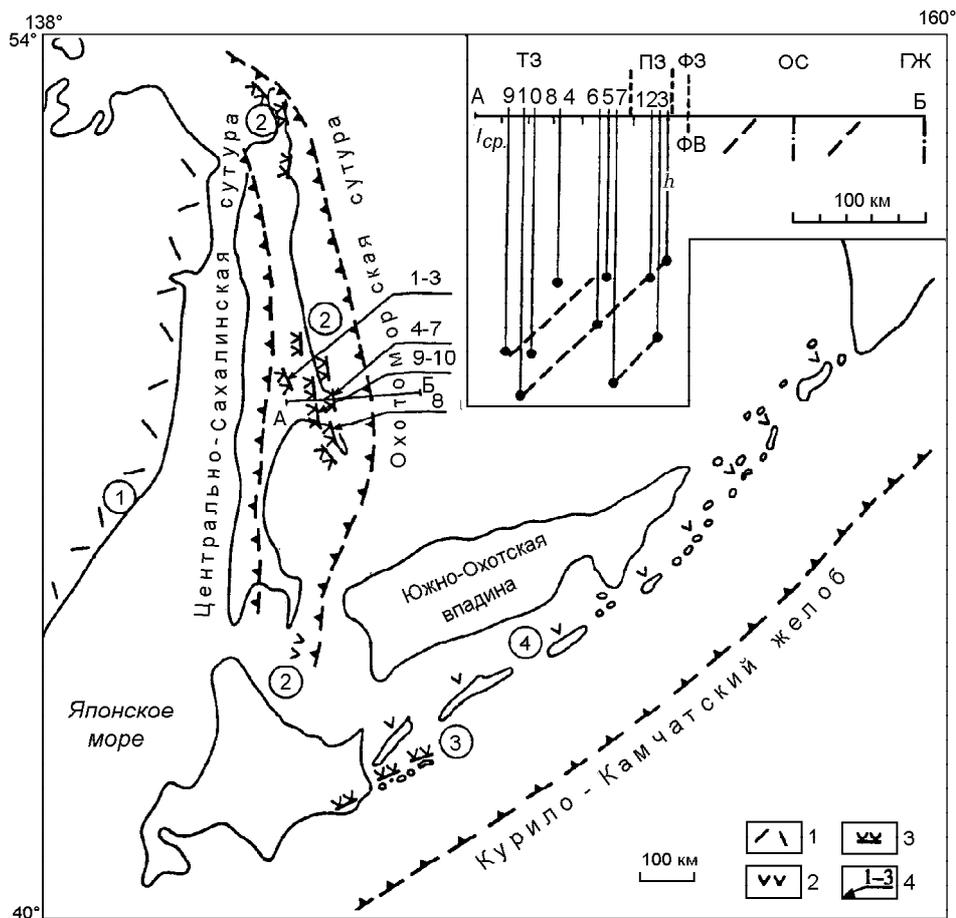


Рис. 4. Схема расположения вулcano-плутонического пояса и вулканических дуг Сихотэ-Алинь – Сахалино-Курильского региона.

1 – вулcano-плутонический пояс; 2,3 – разновозрастные вулканические дуги: 2 – в автохтонном залегании, 3 – в аллохтонном залегании; 4 – место отбора пробы и ее номер. Цифры в кружках: 1–3 – позднемереловые – палеогеновые: 1 – Восточно-Сихотэ-Алиньский окраинно-континентальный вулcano-плутонический пояс; 2–4 – вулканические островные дуги: 2 – Восточно-Сахалинская, 3 – Малокурильская, 4 – олигоценая – четвертичная Курильская. Буквами и цифрами на профиле обозначены: l_{cp} – средняя удаленность вулканитов от фронта вулканизма, h – глубина до сейсмофокальной зоны, ГЖ – ось глубоководного желоба, ОС – Охотоморская субдукционная сутура, ФВ – фронт вулканизма, ФЗ – фронтальная зона, ПЗ – промежуточная зона, ТЗ – тыловая зона; 1–10 – номера образцов в табл.

зоне по [3]. В латеральном направлении она закономерно сменяется ранее установленной тыловой (более 45 км от ФВ) зоной.

Вычисленные нами величины отношений La/Yb в исследуемых породах (в какой-то степени отражающие соотношения легких и тяжелых лантаноидов в спектре РЗЭ) колеблются от 3.3 до 9.8 (табл.) и близки таковым для вулканических образований других вулканических дуг [4]. На геохимической диаграмме La/Yb – кремнезем составы пород Восточно-Сахалинской вулканической палеодуги образуют самостоятельное поле, частично перекрывающее поле составов промежуточной и тыловой зон Курильской вулканической дуги, что также подтверждает их принадлежность к аналогичным зонам рассматриваемой дуги (рис. 6). Лантан-иттербиевых отношений, присущих фронтальным зонам вулканических дуг, среди изученных пород не обнаружено.

Всеми исследователями отмечается, что щелочность расплавов является одним из основных факторов, контролирующих распределение в них РЗЭ. Повышение щелочности приводит к накоплению в расплавах легких лантаноидов [4]. Известно, что уве-

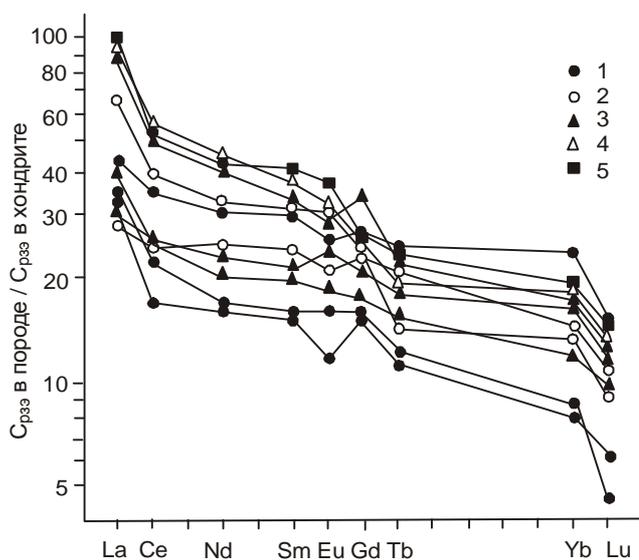


Рис. 5. Графики нормализованных содержаний РЗЭ для эффузивных пород Восточно-Сахалинской вулканической палеодуги.

1, 2 – известково-щелочные породы состава: 1 – среднего, 2 – кислого; 3, 4 – субщелочные породы состава: 3 – среднего, 4 – кислого; 5 – щелочные породы среднего состава.

Таблица. Химический состав (мас. %) и содержание (г/т) редкоземельных элементов в вулканических породах позднемеловой – палеогеновой Восточно-Сахалинской дуги.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	58.99	57.50	68.96	69.05	63.15	62.32	53.97	66.50	64.23	57.36
TiO ₂	0.72	0.74	0.68	0.46	0.58	0.64	1.00	0.79	0.69	0.77
Al ₂ O ₃	15.78	15.21	15.80	13.33	16.56	16.17	18.14	15.50	16.67	18.34
Fe ₂ O ₃	2.43	5.00	1.37	4.20	4.95	4.29	9.59	2.32	2.95	3.24
FeO	6.38	4.74	4.02	1.05	0.93	2.75	0.39	2.23	1.57	4.07
MnO	0.10	0.12	0.08	0.10	0.11	0.15	0.18	0.26	0.16	0.21
MgO	5.44	6.08	2.52	1.00	2.06	1.64	1.57	0.86	1.25	2.47
CaO	4.92	4.00	2.57	4.05	4.14	5.02	6.79	1.01	1.60	5.37
Na ₂ O	4.68	4.58	2.04	4.15	5.73	4.18	4.70	6.40	6.97	4.07
K ₂ O	0.92	1.85	1.75	2.43	1.59	2.56	3.19	3.94	3.68	3.73
P ₂ O ₅	0.14	0.18	0.21	0.18	0.20	0.28	0.48	0.19	0.23	0.37
La	13.80	9.72	9.00	19.95	9.60	10.80	12.00	27.15	30.00	26.85
Ce	29.40	22.26	21.84	33.18	15.54	18.23	21.42	47.46	45.36	43.68
Nd	17.86	14.21	14.79	19.14	10.15	10.15	11.89	26.10	26.10	26.10
Sm	6.45	4.72	5.36	6.51	3.46	3.51	4.20	8.09	8.51	6.51
Eu	1.96	1.78	1.48	2.22	0.90	1.24	1.41	2.22	2.81	2.22
Gd	8.80	6.56	7.36	8.32	5.28	5.28	5.76	8.32	8.48	11.52
Tb	1.25	0.88	1.03	0.74	0.59	0.59	0.81	0.98	1.14	0.98
Yb	4.17	2.89	2.55	2.31	1.36	1.50	2.07	3.06	3.06	3.06
Lu	0.47	0.37	0.36	0.28	0.19	0.14	0.28	0.48	0.48	0.48
ETR	84.16	63.39	63.77	92.65	47.07	51.44	59.84	12386	12594	121.4
ETR ₂ O ₃	130	140	110	70	90	140	180	270	230	220
Y	31	34	11	10	28	10	20	25	15	40
La/Yb	3.31	3.36	3.53	8.64	7.05	7.20	5.80	8.87	9.80	8.77
(C _{La} - C _{Sm}) _{норм}	15.3	9.9	4.5	35.5	15.5	19.3	20	52	59.5	58.5
Eu/Eu*	0.91	1.12	0.82	1.05	0.74	1.01	1.00	0.93	1.13	0.90
l ₁ км	19	22	26	102	80	82	58	105	125	107
l ₂ км	37	26	10	92	40	49	53	125	142	137
l _{ср} км	28	24	18	97	60	65.5	55.5	115	133.5	122
l _ф км	60	60	60	-10	-10	-10	-10	0	20	20
h км	143	180	131	154	149	186	242	218	217	247

Примечание. 1, 5 – кварцевый андезит; 2, 7 – латит; 3 – риодацит; 4, 6 – кварцевый латиандезит; 8, 9 – щелочной кварцевый трахит; 10 – латит; 1–3 – р. Пиленга; 4–7 – мыс Беллинсгаузена; 8 – р. Владимировка; 9, 10 – р. Каменушка. Аналитические работы по определению РЗЭ проведены нейтронно-активационным методом в лаборатории ИТиГ В.А. Попеко, по определению Y, ETR₂O₃ – в Броницкой геолого-геохимической экспедиции, воспроизводимость количественных определений – 10 г/т. l₁, l₂, l_{ср} – удаленность вулканов от фронта вулканизма, установленная: l₁ – по отношению La/Yb, l₂ – по разности нормированных по хондриту концентраций La и Sm. l_{ср} – среднее значение из произведенных оценок; l_ф – фактическая удаленность фрагментов вулканических островов от фронта вулканизма.

личение щелочности вулкаников, и особенно их калиевости, происходит синхронно с углублением сейсмофокальной зоны под вулканами, а градиент возрастания калиевости пород в значительной степени зависит от угла ее наклона. Параметрами, отражающими происходящие синхронные изменения скорости накопления легких РЗЭ, калиевости пород, расстояний до фронта вулканизма, глубин до сейсмофокальной зоны, являются La/Yb-отношение и разность (C_{La} - C_{Sm})_{норм}. Изменения отмеченных выше параметров (La/Yb и (C_{La} - C_{Sm})_{норм}) в зависимости от удаленности (l) четвертичных вулканов от фронта вулканизма были установлены для Курильской и Японской ВОД А.Ю. Антоновым с соавторами [3]. Тренды изменения этих параметров коррелируются с

углами наклона сейсмофокальных зон. Естественно предположить, что подобная корреляция должна иметь место и между значениями La/Yb-отношений и концентрациями оксида калия. Исходя из отмеченных допущений, автор построил диаграмму La/Yb - K₂O для вулкаников фронтальной, промежуточной и тыловой зон Курильской и Восточно-Сахалинской дуг (рис. 7). Выявленные тренды изменений этих величин показали, что Охотоморская сейсмофокальная зона Восточно-Сахалинской палеодуги имела угол наклона, близкий к углу наклона сейсмофокальной зоны Японской ВОД [3]. Установленное подобие углов наклона сейсмофокальных зон позволило по значениям La/Yb и (C_{La} - C_{Sm})_{норм} вычисленным для вулкаников (палеовулканов) Восточно-Сахалин-

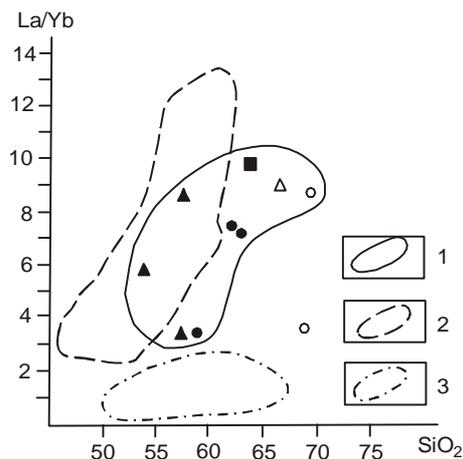


Рис. 6. Диаграмма La/Yb – кремнезем для эффузивных пород Восточно-Сахалинской палеодуги.

1–3 – поля составов: 1 – эффузивных пород Восточно-Сахалинской палеодуги, 2,3 – вулканитов зон Курильской вулканической дуги (2 – промежуточной и тыловой, 3 – фронтальной). Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

ской палеодуги (табл.), на графиках (La/Yb –1 км и $C_{La} - C_{Sm}$ –1 км), построенных для вулканов Японской ВОД [3], определить удаленность (l_1 и l_2) палеовулканов (вулканитов) Восточно-Сахалинской палеодуги от фронта вулканизма. После этого, методом усреднения полученных значений была определена вероятная средняя удаленность (l_{cp}) палеовулканов Восточно-Сахалинской палеодуги от ФВ (табл.). Полученные значения средней удаленности палеовулканов (вулканитов) от ФВ также подтверждают их принадлежность к промежуточной и тыловой зонам Восточно-Сахалинской палеодуги.

Выполненными ранее исследованиями установлена строгая зависимость между содержаниями оксида калия и глубиной до зон землетрясений сейсмофокальных зон (СФЗ), выраженная соответствующими уравнениями регрессии, учитывающими углы наклона СФЗ [31]. Выявленное нами подобие Охотоморской и Японской СФЗ, позволяет достаточно корректно использовать установленное для Японской СФЗ уравнение регрессии $h=345.32+34.97K_2O-3.99SiO_2$ в целях реконструкции Охотоморской палеозоны Беньофа. Вычисленные по этой формуле значения глубин от вулканических полей до палеозоны (h) приведены в таблице. Используя средние значения удаленности вулканов от ФВ (l_{cp}) и расположив их на профиле в соответствии с полученными данными (см. врезку на рис. 4), а затем нанеся на профиль вычисленные под ними значения глубин палеозоны, мы реконструировали Охотоморскую палеозону Беньофа. Реконструированная палеозона состоит из нескольких сколовых поверхностей, имеет мощность не менее 80 км и угол наклона около 45

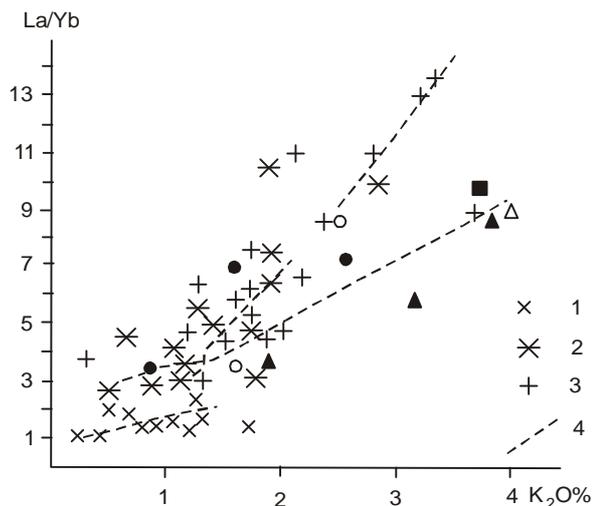


Рис. 7. Диаграмма La/Yb – K_2O для эффузивных пород Курильской и Восточно-Сахалинской вулканических островных дуг.

1–3 – эффузивные породы зон Курильской вулканической дуги: 1 – фронтальной, 2 – промежуточной, 3 – тыловой; 4 – тренды накопления легких РЗЭ. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.

градусов. Известно, что Японская СФЗ в разных сечениях имеет мощность от 60 до 90, редко 100 км и углы наклона от 36 до 42 градусов [47]. Выход СФЗ на дневную поверхность при неизменном угле наклона происходит в средней части континентального склона глубоководного желоба. Вероятное расположение осевой линии желоба определено по аналогии с современными системами дуга-желоб, в которых она располагается на удалении 150–200 км от фронта вулканизма [47].

Выход на дневную поверхность реконструированной палеозоны совпадает с выходом Охотоморской сутуры (субдукционной), представленной зоной серпентинитового меланжа и отчетливо выраженной в геофизических аномалиях [19]. Ранее автор [19] считал ее древней сейсмофокальной зоной, а В.С. Рождественский [43, 44] отождествлял эту зону с осевой зоной глубоководного желоба, от которой, как оказалось, она удалена на расстояние не менее 50–100 км (см. врезку на рис. 4). Произведенное нами определение на обзорной схеме (рис. 4) фактической удаленности ($l_{ф}$, табл.) фрагментов вулканических островов от фронта вулканизма показало несоответствие полученных данных с вычисленной для них первоначальной удаленностью (l_{cp} , табл.). Перемещенными на 32–42 км в западном направлении оказались вулканиты, расположенные в верховьях р. Пиленга (обр. 1–3, рис. 4). Вулканиты мыса Беллингаузена располагаются на 10 км восточнее фронта вулканизма на континентальном склоне глубоководного желоба. Относительно своего первоначального

положения они оказались перемещенными на 45–47 км в восточном направлении. Вулканиды рек Владимировка и Каменушка оказались также смещенными в восточном направлении на расстояние 112–115 км. Полученные данные могут свидетельствовать, что в ларамийскую фазу интенсивного сжатия, характеризовавшуюся движением масс с востока на запад, фрагменты вулканических островов оказались сорванными и перемещенными в западном направлении [19]. А позже, в позднеолигоценное – неогеновое время, в период формирования современной активной окраины (раскрытие Японского моря, Курильской впадины) они были перемещены в обратном направлении.

Таким образом, выполненные исследования распределения РЗЭ в эффузивных породах позднемеловой – палеогеновой Восточно-Сахалинской ВОД позволили уточнить присущую ей латеральную петрохимическую зональность, реконструировать Охотоморскую палеозону Беньофа. Сформировавшаяся после ее блокировки Охотоморская субдукционная сутура представлена довольно мощной (40–70 км) зоной серпентинитового меланжа, содержащего практически полный набор пород офиолитовой ассоциации, обычно сопоставляемой с океанской корой [43, 44]. Протягивается она вдоль восточной кромки Сахалина на расстояние более 1200 км. Субдукционная сутура отчетливо проявлена в региональной Восточно-Сахалинской геофизической аномалии, в гравитационном и, особенно, в магнитном поле интенсивностью до 2000 гамм. М.Л. Красный [33] отождествлял эту аномалию с одноименной подсистемой островная палеодуга – глубоководный палеожелоб. В.С. Рождественский [43, 44] считал аномалию и зону меланжа осевой зоной глубоководного желоба. Ю.Н. Разницын [39] меланжированные фрагменты относил к океанической литосфере, перемещенной в позднеантонское – датское время из расположенной восточнее глубоководной впадины Дерюгина. Е.Н. Меланхолина [36] полагала, что серпентинитовый меланж и магнитные аномалии обозначают корневые зоны покровов, обдуцированных на континентальную окраину в конце мела – начале палеогена. А.Н. Речкин [41] и автор [19] зону меланжа считали фрагментом границы (структурного шва) мелового континента и океанической литосферы, совпадающей с палеосейсмофокальной зоной, перемещенным в западном направлении и обдуцированным на край континента в периоды сгущивания сформировавшейся земной коры. Выполненные исследования подтверждают именно эту точку зрения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные выше данные позволяют сделать следующие достаточно аргументированные выводы:

Сейсмофокальные зоны или зоны Беньофа соответствуют сейсмоактивным субдуцирующим частям литосферных плит. Формируются они в ходе сложнейших тектонических процессов, протекающих в пределах переходных от континентов к океанам зон и определяющих основные особенности рельефа, тектоники, сейсмичности, магматизма, металлогении, геофизических полей, глубинного строения активных окраин.

Палеозоны Беньофа представлены в складчатых поясах субдукционными сутурами, выполненными офиолитовым меланжем, включающим фрагменты океанской плиты, гайотов, аккреционных клиньев, микроконтинентов, эксгумированных включений глаукофановых сланцев и эклогитов, погруженные в серпентинитовый меланж либо матрицу перетертых обвальнo-оползневых отложений. Фрагменты палеозон Беньофа могут также присутствовать в составе коллизионных сутур, фиксирующих полное закрытие палеоокеанов. При работе в складчатых областях необходимо также учитывать то обстоятельство, что офиолитовые швы фиксируют не только полное, но и частичное закрытие океанского или окраинноморского бассейна.

Реконструированы Центрально-Сахалинская и Охотоморская палеозоны Беньофа, входившие в состав раннемеловой и позднемеловой – палеогеновой активных окраин Пацифики.

Приведенные сведения подтверждают представления о том, что геологическая структура острова и прилегающих акваторий в позднемезозойское – раннекайнозойское время формировалась в процессе последовательного развития разновозрастных активных тихоокеанских окраин. Конвергентное взаимодействие литосферных плит в раннемеловое и позднемеловое – палеогеновое время обусловило проявление поясового, островодужного и задугового окраинноморского магматизма, формирование аккреционных призм, субдукционный метаморфизм пород. Блокировка субдукционных сейсмоактивных зон микроконтинентами завершалась образованием субдукционных сутур, способствовала эксгумации субдукционных высокобарических метаморфических образований, а также вызывала локально проявлявшиеся орогенез, складкообразование, формирование покровно-надвиговых структур, олистостром и в рассмотренное время завершалась миграцией зон Беньофа по направлению к океану.

Исследования в части реконструкции палеозон Беньофа выполнены при поддержке Администрации Сахалинской области – проект 2-2.4-99.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А.А. Геологическая структура о. Сахалин по результатам комплексной интерпретации гравиметри-

- ческих данных: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Новосибирск, 1974. 21 с.
2. Андреев А.А. О глубинном строении Поронайской низменности Сахалина по геофизическим данным // Тр. СахКНИИ. 1975. Вып. 30. С. 145–151.
 3. Антонов А.Ю., Вольнец О.Н., Авдейко Г.П. и др. Редкоземельные элементы в четвертичных вулканических образованиях Курильской островной дуги в связи с проблемой генезиса островодужных магм // Геохимия магматических пород современных и древних активных зон. Новосибирск, 1987. С. 36–55.
 4. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 265 с.
 5. Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии / РАН. Сиб. отд-ние. Объед. Ин-т геологии, геофизики и минералогии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 69 с. (Тр. ОИГГМ СО РАН; Вып. 840).
 6. Ветренников В.В. Особенности вулканизма, тектоники и оруденения окраинно-материковых вулканических поясов. М.: Недра, 1976. 156 с.
 7. Волгин П.Ф. О геологической природе гравитационных аномалий Сахалина и вероятном механизме образования тектонической структуры острова // Проблемы нефтегазоносности кайнозойских осадочных бассейнов Дальнего Востока СССР. Л., 1985. С. 34–49.
 8. Вулканические пояса Востока Азии. М.: Наука, 1984. 504 с.
 9. Гаврилов В.К., Соловьева Н.А. Вулканогенно-осадочные формации геоантиклинальных поднятий Малых и Больших Курил. Новосибирск: Наука, 1973. 152 с.
 10. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана / Н.А. Берзин, Р.Г. Колман, Н.Л. Добрецов и др. // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
 11. Геология СССР. Т. XXXIII: Остров Сахалин. Ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 432 с.
 12. Гранник В.М. Вулканизм и основные стадии развития Восточно-Сахалинской эвгеосинклинали // Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов: Тез. докл. Владивосток, 1976. С. 169–171.
 13. Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 169 с.
 14. Гранник В.М. Новые данные о палеозойско-мезозойском вулканизме Южного Сахалина // Докл. АН СССР. 1986. Т. 289, № 3. С. 683–685.
 15. Гранник В.М. Петрогеохимические особенности metabазитов сусунайского метаморфического комплекса (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1986. № 4. С. 37–48.
 16. Гранник В.М. Петрогеохимическая характеристика мезозойских вулканических пород Тонино-Анивского полуострова: Препр. Южно-Сахалинск, 1989. 45 с.
 17. Гранник В.М. Вопросы стратиграфии вулканогенно-осадочных комплексов Сахалина // Вулканогенный мел Дальнего Востока (Проект 245 «Корреляция неморского мела» Международной программы геологической корреляции). Владивосток, 1989. С. 114–120.
 18. Гранник В.М. Эволюция магматизма при рифтогенезе и некоторые практические следствия // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313, № 4. С. 955–958.
 19. Гранник В.М. Петрогеохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской поздне-мезозойской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 67–86.
 20. Гранник В.М., Сергеев К.Ф. Петрогеохимические критерии тектонической природы поздне-мезозойского магматизма Восточного Сахалина // Докл. АН СССР. 1991. Т. 317, № 4. С. 972–976.
 21. Гранник В.М. Мезозойские террейны Южного Сахалина // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 3. С. 675–678.
 22. Гранник В.М. Мезозойские вулканогенно-осадочные и магматические породы Набильского, Лунского и Центрального хребтов Восточно-Сахалинских гор: Препр. Южно-Сахалинск, 1992. 63 с.
 23. Гранник В.М. Мезозойские вулканогенно-осадочные и магматические породы Таулан-Армуданской гряды, Хановского и Краснотымовского хребтов // Тихоокеан. геология. 1993. № 1. С. 68–86.
 24. 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. Южно-Сахалинск, 1997. С. 7–44. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. 1).
 25. Гранник В.М., Коваленко Р.В., Сергеев К.Ф. Островодужные и океанические породы юго-восточной части охотоморского склона о. Сахалин // Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск, 1997. С. 146–149. (Геодинамика тектоносферы зоны сочленения Тихого океана с Евразией; Т. 1).
 26. Гранник В.М. Субдуцированные террейны океанической плиты и фрагмент континентальной литосферы в геологической структуре Сахалина // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: Материалы совещ. М., 1998. Т. 1. С. 147–149.
 27. Гранник В.М. Тектоника Сахалина и прилегающих акваторий // Закономерности строения и эволюции геосфер: Материалы Четвертого международного междисциплинарного научного симпозиума. Хабаровск, 1998. С. 306–308.
 28. Гранник В.М. Формации и тектоническая природа магматических пород Малой Курильской гряды // Докл. АН. 1998. Т. 359, № 1. С. 70–73.
 29. Гранник В.М. Реконструкция сейсмофокальной зоны Восточно-Сахалинской вулканической палеодуги по распределению редкоземельных элементов // Докл. АН. 1999. Т. 366, № 1. С. 79–83.
 30. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Моделирование процессов субдукции // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 5. С. 846–856.
 31. Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1981. 168 с.
 32. Казьмин В.Г. Подвижность зон субдукции и субдукционные пояса // Докл. АН. 1999. Т. 366, № 4. С. 526–529.
 33. Красный М.Л. Геофизические поля и глубинное стро-

- ение Охотско-Курильского региона. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 162 с.
34. Куделькин В.В. Структурный контроль осадочных бассейнов в юго-западной части Охотского моря // Геологические и геохимические исследования Охотоморского региона и его обрамления. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1986. С. 4–10.
 35. Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск: Наука, 1985. 200 с.
 36. Меланхолина Е.Н. Тектоника Северо-Западной Пацифики: соотношение структур океана и континентальной окраины. М.: Наука, 1988. 216 с. (Тр. ГИН; Вып. 334).
 37. Натальин Б.А., Борукаев Ч.Б. Мезозойские сuture на юге Дальнего Востока СССР // Геотектоника. 1991. № 1. С. 84–97.
 38. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойской Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
 39. Разницин Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 108 с. (Тр. ГИН; Вып. 371).
 40. Результаты охотоморской экспедиции на НИС “Пегас” (рейс 31) / Корнев О.С., Неверов Ю.Л., Нарыжный В.И. и др.: Препр. Южно-Сахалинск, 1989. 40 с.
 41. Речкин А.Н. Роль офиолитов в структуре Сахалина // Корреляция эндогенных процессов Дальнего Востока СССР. 1984. С. 102–120.
 42. Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с. (Тр. ГИН; Вып. 411).
 43. Рождественский В.С., Речкин А.Н. Эволюция офиолитового магматизма Сахалина // Тихоокеан. геология. 1982. № 2. С. 40–44.
 44. Рождественский В.С. Геологическое строение и тектоническое развитие полуострова Шмидта (о. Сахалин) // Тихоокеан. геология. 1988. №3. С. 62–71.
 45. Строение залива Терпения о.Сахалина по материалам комплексных геофизических и геологических исследований / Соловьев С.Л., Туезов И.К., Васильев Б.И. и др. // Геология и геофизика. 1974. № 12. С. 47–60.
 46. Сычев П.М. Особенности строения и развития земной коры Сахалина и прилегающих к нему акваторий. М.: Наука, 1966. 124 с.
 47. 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, 1976. С. 99–109.
 48. Терещенков А.А., Туезов И.К., Харахинов В.В. Земная кора Сахалина и прилегающих акваторий // Тихоокеан. геология. 1982. № 1. С. 84–91.
 49. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Изд-во МГУ, 1995. 480 с.
 50. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
 51. Хэскин Л.А., Фрей Ф.А., Шмидт Р.А., Смит Р.Х. Распределение редких земель в литосфере и космосе. М.: Мир, 1968. 186 с.
 52. Wadati K. On the activity of deep-focus earthquakes in the Japanese islands and neighbor hoods // Geophys. Mag. Tokyo. 1935. V. 3, N 8. P. 305–325.
 53. Geology of Hokkaido. Geological map of Hokkaido 1:600000. Geological Survey of Hokkaido, 1980. 113 p.

Поступила в редакцию 28 февраля 2001 г.

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

V.M. Grannik

Paleoseismofocal zones of Sakhalin

Brief characteristics of structural elements of the Early Cretaceous and Late Cretaceous-Paleogene active Pacific margins are given. The essence of the notions “seismic focal zone” (Benioff zone) and “paleoseismic focal zone” (Benioff paleozone, subduction suture) is specified. Benioff zones correspond to a subducting part of the oceanic plate. They are represented by one or several zones of the geological medium continuity located at the boundaries or inside the subducting plate caused by mechanical dislocations of rock and thermal fluid masses, phase transitions (structural and material transformations) of rocks of the subducting plate and its interaction with the subasthenospheric mantle. In folded belts Benioff paleozones are represented by subduction sutures fixing blocking of subsidence of oceanic plates and disappearance of the earlier active Benioff zones. Pre-Mesozoic Benioff paleozones can also be included into zones of folding. The Central Sakhalin Benioff paleozone (a zone of melanged large-block mixites and ophiolite melange 65-70 km wide, dipping west at 13-56°) and the Okhotsk Sea Benioff paleozone (a zone of ophiolite melange 40-70 km wide, dipping west at 45°) included into the Early Cretaceous and Late Cretaceous-Paleogene active margins are reconstructed. The geological structure of the island and adjacent water areas in the Late Mesozoic-Early Cenozoic formed in the course of subsequent development of the characterized different-age active margins.