

УДК 551.24(571.6)

ОЧЕРК ТЕКТОНИКИ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

© 2010 г. С. Д. Соколов

Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., д. 7

Поступила в редакцию 12.04.2010 г.

Дана общая характеристика тектонических элементов Верхояно-Чукотской (мезозоида) и Корякско-Камчатской складчатых областей и показаны существенные различия в их строении и составе слагающих террейнов. Определены геодинамические обстановки формирования террейнов и восстановлены основные этапы тектонической истории. Формирование мезозоид было обусловлено коллизионными процессами и главным образом по модели континент–микроконтинент (Колымо-Омолонский и Чукотский). Структуры Корякского нагорья имеют аккреционную природу и сложены разнообразными террейнами, которые транспортировались тихоокеанскими плитами и причленились к Азиатскому континенту, периодически наращивая его край. В тектонической эволюции установлены этапы деструкции Северо-Азиатского континента (ордовик, поздний девон – ранний карбон, пермь–триас), амальгамации (средняя юра для “колымских” и средний мел для “корякских” террейнов), коллизии (конец раннего мела) и континентального роста (конец раннего мела, конец позднего мела, средний эоцен).

ВВЕДЕНИЕ

Исследования Отдела тектоники Геологического института РАН отличает широкая география изучаемых объектов от Атлантического и до Тихого океана. В области континентальной геологии одним из основных полигонов являются структуры Северо-Востока России. В первую очередь это связано как с гигантскими размерами, обусловившими разнообразие объектов для изучения широкого спектра проблем, так и тем, что современные теоретические разработки и понятийная база геотектоники (аккреция, субдукция, конвергентные и трансформные границы и др.) основаны на изучении активных континентальных окраин Тихого океана. Необходимость адаптации базовых положений тектоники плит для объяснения происхождения покровно-складчатых структур тихоокеанского кольца привела к созданию концепций тектонической расслоенности литосферы и коллажа террейнов. Изучение процессов формирования континентальных окраин обусловило появление аккреционной тектоники, как одного из ведущих направлений геотектоники. В этом плане работы российских геологов на Северо-Востоке России сыграли немаловажную роль [22, 24, 25, 28, 31, 32, 44, 48, 49 и др.].

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

На Северо-Востоке Азии к востоку от Сибирской платформы в составе Тихоокеанского складчатого пояса принято выделять Верхояно-Чукотскую и Корякско-Камчатскую складчатые области, разделенные Охотско-Чукотским вулканическим поясом (ОЧВП) (рис. 1). Эти крупные тектонические

элементы имеют различные структурные планы и состоят из нескольких складчатых систем. Для более дробного подразделения при тектоническом районировании использовался террейновый анализ. При описании отдельных террейнов автор старался придерживаться названий и подходов, принятых в международной карте “Тектоностратиграфические террейны северной Циркум-Пацифики” (масштаба 1 : 5000000 и 1 : 10000000) [52]. Только в редких случаях, продиктованных необходимостью, сделаны определенные изменения. Например, геодинамическая типизация надсубдукционных террейнов добавлена террейнами, сложенными комплексами, образовавшимися в окраинных и задуговых морях и др.

Верхояно-Чукотская складчатая область

Верхояно-Чукотские мезозоиды имеют, в основном, северо-западные простирания, на которые накладываются структуры Колымской петли [10]. Здесь выделяются Верхояно-Колымская (рис. 2), Алазейско-Олойская, Южно-Ануйская и Чукотская (Ануйско-Чукотская) складчатые системы, состоящие из разнообразных террейнов [25, 52].

Вдоль восточного края Северо-Азиатского кратона расположен протяженный **Верхоянский** складчато-надвиговый пояс [25, 37, 38]. По характеру осадков это отложения пассивной окраины континента, сходные с платформенным чехлом Сибирской платформы, что позволяет включать их в состав кратона. Однако, по характеру деформаций это уже покровно-складчатая структура, типичная для фронтальных частей орогенных поясов и находящаяся в аллохтонном залегании. В за-

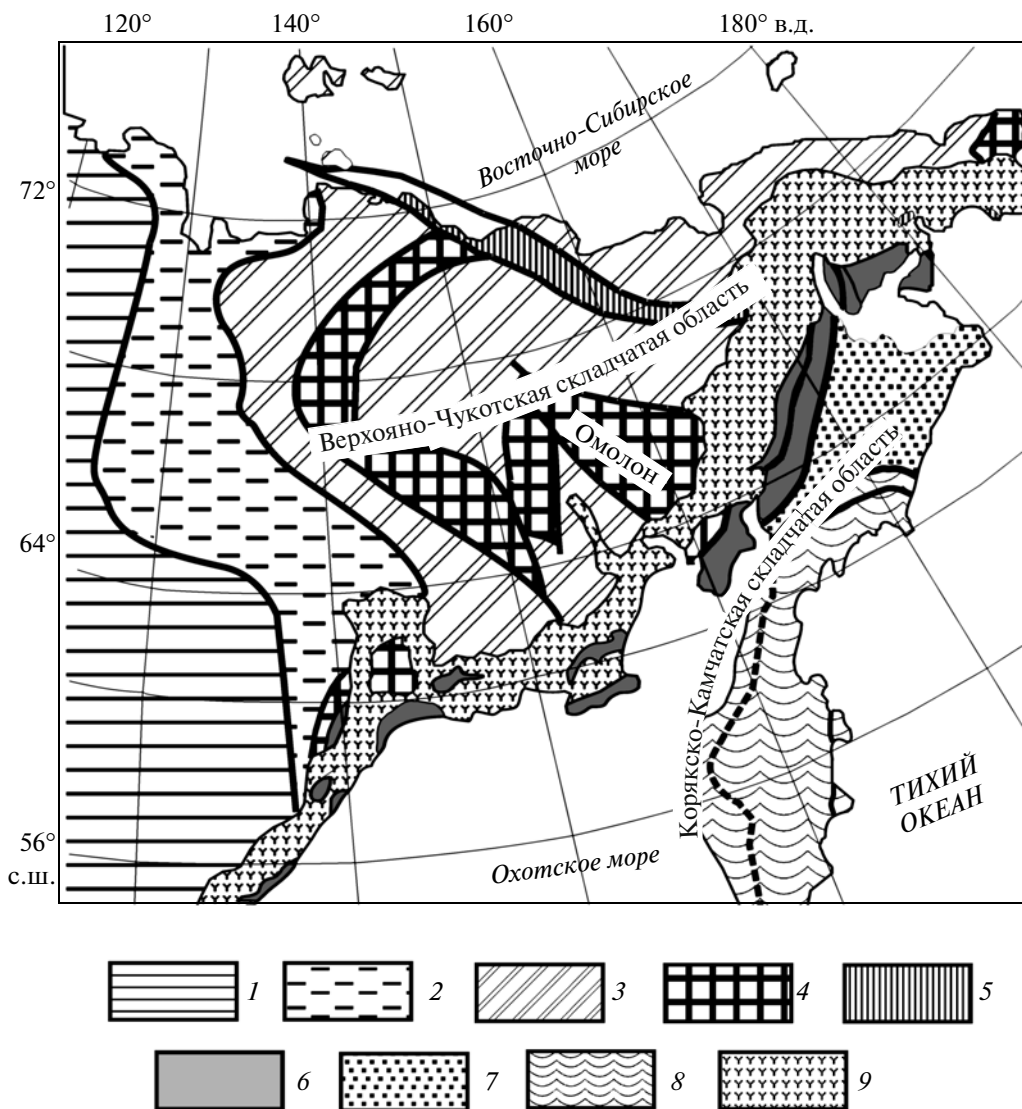


Рис. 1. Схема основных тектонических элементов Северо-Востока Азии

1 – Сибирская платформа; 2 – структуры пассивной окраины Сибирского кратона (Верхоянский комплекс); 3–5 – Верхояно-Чукотская складчатая область: 3 – палеозойско-мезозойские отложения, 4 – террейны с континентальной корой, 5 – Южно-Ануйская коллизийная сутура; 6–8 – Корякско-Камчатская складчатая область: 6 – Западно-Корякская складчатая система, 7 – Анадырско-Корякская складчатая система, 8 – Олюторско-Камчатская складчатая система; 9 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

падном направлении структуры надвинуты на отложения Сибирской платформы. Со структурных позиций эти отложения можно относить к разряду перикратонных террейнов или террейнов пассивных континентальных окраин.

Нижняя часть разреза сложена карбонатно-терригенными и карбонатными отложениями рифея – нижнего палеозоя. Выше залегает монотонная терригенная толща верхоянского комплекса (турнейский ярус – средняя юра). В восточном направлении происходит смена фаций мелкого шельфа осадками глубокого шельфа, появляются более глубоководные фации, увеличи-

вается полнота разрезов и их мощность, а также наблюдается общее омоложение отложений.

Среди рифейско-нижнепалеозойских и девонских отложений встречаются магматические образования, свидетельствующие о деструкции Северо-Азиатского континента [10, 37, 38].

С востока на отложения чехла Сибирской платформы и пассивной окраины по Адыча-Тарыньскому разлому надвинуты сильно деформированные верхнепермско-нижнеюрские отложения Кулар-Нерского турбидитового террейна. Это глубоководные терригенные отложения с большим количеством черных сланцев. Они рассматриваются как дистальные части обломочных

отложений пассивной окраины, накапливавшихся на континентальном склоне и подножье Северо-Азиатского континента [10, 28, 37].

Коллаж террейнов Колымской петли сложен перикратонными, шельфовыми, турбидитовыми, островодужными и офиолитовыми комплексами. При их описании даже в публикациях одних и тех же авторов [25, 37, 52] используются разные названия террейнов и их размеры.

Омулевский и Приколымский террейны. Омулевский террейн состоит из нескольких блоков (Селенняхский, Уччинский, Чемалгинский, Тас-Хаяхтасский, Россохинский и др.), которые выделяются как субтеррейны или как самостоятельные террейны [7, 37]. Древний кристаллический фундамент обнажается только в Приколымском террейне, где представлен гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами с возрастными (Pb-Pb метод) цирконов из гнейсов 2360 ± 90 млн. лет и из гранитов 1735 ± 20 млн. лет (Pb-Pb метод) [7].

Выше залегают карбонатные и терригенно-карбонатные шельфовые отложения нижнего рифея — нижнего карбона с прослоями гипсов, ангидритов, красноцветных пород и конгломератов [3, 21, 37]. Верхнепалеозойские отложения представлены достаточно глубоководными вулканогенно-кремнисто-терригенной, карбонатно-терригенной и кремнисто-терригенной ассоциациями. Отложения триаса — средней юры сложены тонкообломочными породами (алевролиты, аргиллиты) с прослоями известняков, мергелей, кремнистых пород, андезитов и базальтов. На разных стратиграфических уровнях (рифей, ордовик, девон—карбон) встречаются вулканы дифференцированной толеитовой или щелочной серии континентальных рифтов.

Нагонджинский и Арга-Тасский террейны сложены верхнепалеозойскими гемипелагическими вулканогенно-терригенно-кремнистыми отложениями с фрагментами конденсированных разрезов, подушечных базальтов и трахибазальтов. Ладинско-келловейские отложения представлены глинистыми породами с прослоями известковистых песчаников, алевролитов и в верхней части — олистостромов и конгломератов.

Офиолиты маркируют осевую зону коллизии осевого пояса хр. Черского и слагают разрозненные в пространстве пакеты тектонических пла-

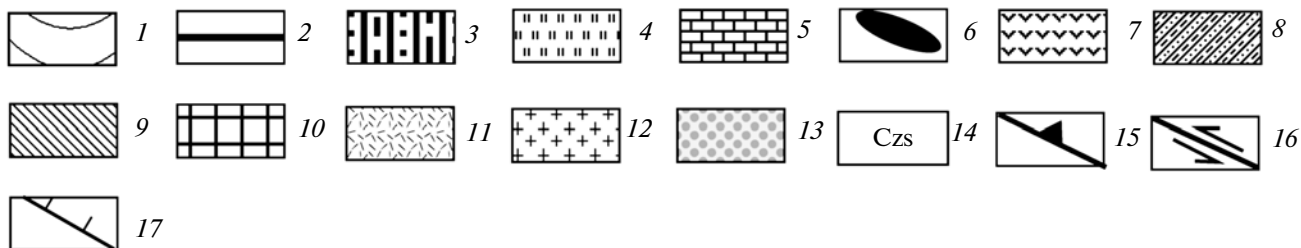
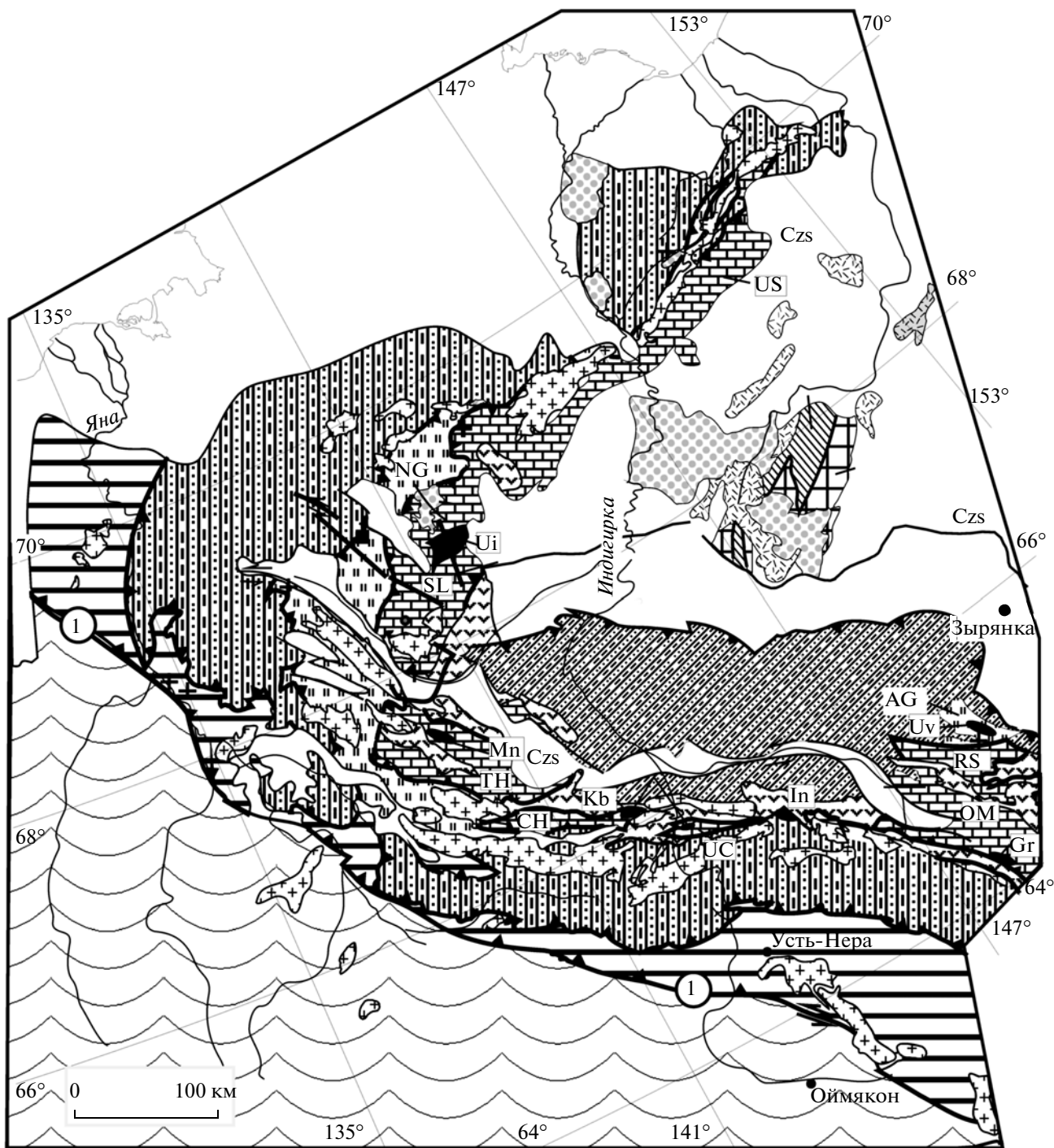
стин, объединяемые в **Мунилканский офиолитовый террейн** [21, 37]. Наиболее крупные выходы Уяндинский (Калгынский) и Мунилканский занимают верхнее структурное положение (рис. 3). Более мелкие фрагменты слагают линзовидные тела вдоль сдвигов. Наиболее полные разрезы офиолитов представлены серпентинизированными метаморфическими перидотитами, ультраосновными кумулятами, габбро-амфиболитами, метабазами. Состав, геодинамические обстановки формирования офиолитов и их тектоническая история подробно изложены в работах [12, 21, 37]. Они рассматриваются как реликты земной коры раннепалеозойского задугового или окраинно-морского бассейна с возрастом 419 ± 20 млн. лет [21]. Обдукция офиолитовых аллохтонов датируется 174 млн. лет [21].

В центре Колымской петли на Алазейском плоскогорье (см. рис. 2) расположены Алазейский и Кенкельдинский террейны [37]. **Алазейский островодужный террейн** сложен каменноугольно-нижнеюрскими вулканогенно-обломочными образованиями — туфами, андезитами, базальтами, кислыми вулканидами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами. Это мелководные прибрежно-морские отложения, накапливавшиеся вблизи островной дуги. **Кенкельдинский террейн** аккреционной призмы надвинут в юго-восточном направлении на Алазейский террейн. Различаются два комплекса: 1) метабаза, кварциты, метаморфические сланцы и мраморизованные известняки; 2) песчаники, туфогенные аргиллиты, прослой гравелитов, яшм, известняков, редкие пласты базальтов, а также включения мраморизованных известняков и кремнистых пород. Алазейский и Кенкельдинский террейны несогласно перекрываются мелководными морскими отложениями средней и верхней юры.

Комплексы Алазейского плато обычно объединяются с расположенными восточнее островодужными образованиями в единую Алазейско-Олойскую складчатую систему, представляющую собой долгоживущую активную окраину [10, 37]. В Олойской части выделяются террейны: 1) **Хетачанский**, сложенный мощными вулканогенными и осадочными толщами верхнего триаса — нижней юры; 2) **Олойский** объединяет Сиверский, Надеждинский, Уш-Уракчанский, Североолойский

Рис. 2. Тектоническая схема Верхояно-Колымской складчатой системы [по 21, 37]

1 — Верхоянский складчато-надвиговый пояс; 2 — Кулар-Нерский турбидитовый террейн; 3 — Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина; 4 — Нагонджинский (NG) и Арга-Тасский террейны (AG); 5 — блоки Омулевского террейна: US — Улахан-Тасский, SL — Селенняхский, TH — Тас-Хаяхтасский, CH — Чемалгинский; UC — Уччинский, RS — Россохинский, OM — Омулевский; 6 — выходы офиолитов: Ui — Уяндинский, Mп — Мунилканский, Kb — Кыбытыгасский, In — Индигирский, Uv — Увязкинский, Gг — Гарбыньинский; 7 — Уяндино-Ясачненский вулканический пояс; 8 — Верхнеюрские отложения Ильинь-Тасского прогиба; 9 — Кенкельдинский террейн аккреционной призмы; 10 — Алазейский островодужный террейн; 11 — вулканогенно-осадочные отложения верхней юры — нижнего мела Алазейско-Олойской складчатой системы; 12 — гранитные плутоны; 13 — вулканогенно-осадочные отложения верхнего мела; 14 — кайнозойский чехол; 15 — надвиги; 16 — сдвиги; 17 — сбросы. Цифрой 1 показан Адыча-Тарынский разлом



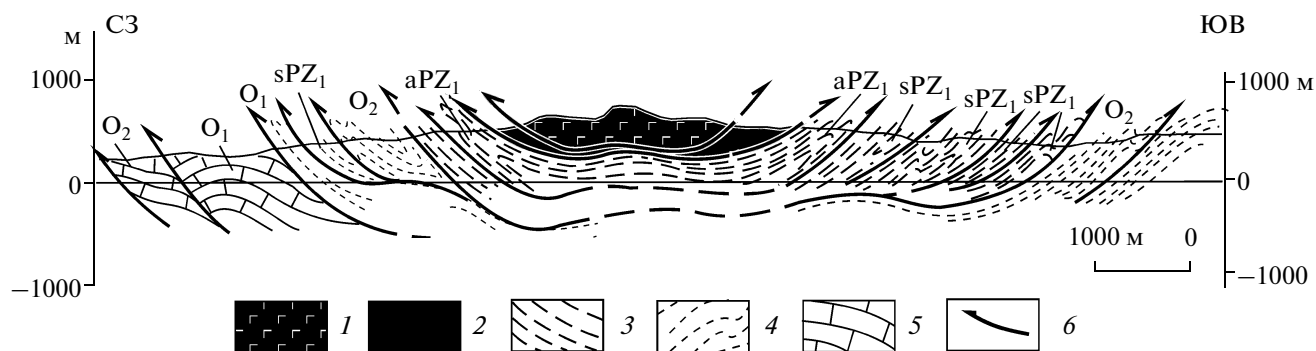


Рис. 3. Тектоническая позиция Уяндинских офиолитов [21, 37]

1 – габбро-амфиболиты; 2 – ультрамафиты, серпентинитовый меланж; 3 – амфиболиты (aPz₁) и двуслюдяные сланцы (sPz₁), нижний палеозой; 4 – зеленосланцевая вулканогенно-терригенно-карбонатная ассоциация, ордовик; 5 – карбонатные и карбонатно-терригенные породы; 6 – разломы

и Еропольский субтеррейны, сложенные вулканогенно-осадочными, вулканогенно-кремнисто-терригенными граувакковыми и флишевыми толщами девона–триаса и оксфорда–неокома; 3) **Березовский**, сложенный глубоководными и мелководными вулканогенно-осадочными отложениями девона–карбона и пермско-триасовыми мелководными морскими туфогенно-осадочными отложениями.

“Олойские” террейны разобщены в пространстве и еще слабо изучены. Отсутствуют представительные геохимические данные об особенностях вулканизма, надежные сведения о внутреннем строении, полноте и корреляции разрезов, составе фундамента. В Сиверском, Надеждинском субтеррейнах есть метаморфические породы (сланцы, кварциты, мраморы и др.), которые считаются древним сиалическим основанием, сходным с Омолонским массивом [38]. Вместе с тем среди метаморфических пород в ряде мест встречаются глаукофановые сланцы, что свидетельствует в пользу субдукционной природы этих образований. Разнообразие породных ассоциаций позволяет предполагать, что при дальнейших исследованиях удастся выделить комплексы вулканической дуги, предостроводужные, задуговых бассейнов и, возможно, аккреционных призм.

Самым восточным среди Алазейско-Олойской группы террейнов, является **Яракваамский террейн**, сложенный островодужными вулканогенно-осадочными образованиями карбона – средней юры и верхней юры – нижнего мела. В западной части террейна расположены Алучинские офиолиты, а на севере Вургувеемский (или Громаденско-Вургувеемский) офиолитовый массив. Установлена надсубдукционная природа габброидов, комплекса даек и каменноугольный возраст метаморфизма габброидов Вургувеемского массива [4, 5, 6]. Новые данные позволяют рас-

сматривать массив как нижнюю часть коры позднепалеозойской энсиматической островной дуги.

Характерной особенностью Верхояно-Чукотской складчатой области являются крупные блоки с древней континентальной корой. К ним относятся Омолонский, Охотский, Авековский и Чукотский террейны.

Омолонский кратонный террейн расположен в тылу Колымской петли. Фундамент террейна сложен кристаллическими породами докембрия [7, 9, 37, 38]. Чехол начинается карбонатно-терригенными породами рифея, кембрия, известняками, доломитами и терригенными породами с конгломератами ордовика. Выше несогласно залегает дифференцированная от андезитов до риолитов субаэральная вулканогенная кедонская серия (средний–верхний девон), на которой согласно лежат прибрежно-морские карбонатно-терригенные породы верхнего девона. Кедонская серия вместе с субвулканическими и гранитоидными телами рассматривается как фрагмент андийской окраины [10]. Верхний палеозой – нижний мезозой представлен мелководными карбонатно-терригенными и терригенными породами с горизонтами углей. Верхнеюрско-нижнемеловые отложения представлены прибрежно-морскими и континентальными угленосными отложениями с горизонтами туфов и лав трахибазальтов и андезитов.

Охотский кратонный террейн имеет докембрийское основание [7, 9]. Изотопные датировки пород фундамента дают различные цифры: гранат-биотитовые гнейсы 1900–2090 млн. лет (K-Ar метод), цирконы из гранулитов 3350 ± 20 – 2630 ± 50 , из гранито-гнейсов – 2030 ± 80 и из гранитов – 1830 ± 50 (Pb-Pb метод). Чехол сложен мелководными карбонатно-терригенными отложениями среднего рифея – нижнего ордовика. Выше несогласно залегает карбонатно-терригенная толща среднего–верхнего девона, перекрытая вулканогенно-

осадочной толщей верхнего девона. Карбон и пермь представлены континентальными терригенными отложениями с горизонтами вулканитов. Верхнетриасовые и юрские морские грубообломочные отложения также содержат вулканиты.

Авековский кратонный террейн сложен метаморфическими породами докембрия и нижнего палеозоя, которые перекрываются слабо деформированным осадочным чехлом верхнего палеозоя [7, 9], и рассматривается как часть Омолонского микроконтинента, обособившаяся в результате позднепалеозойского рифтогенеза [38].

Постамальгамационные образования объединяют террейны Колымской петли в единый Колымо-Омолонский супертеррейн [25, 37]. К ним относятся средне-верхнеюрские и неокомские отложения, перекрывающие с резким угловым несогласием различные террейны Верхояно-Колымской и Алазейско-Олойской складчатых систем. Они занимают значительные пространства вдоль границы Кулар-Нерского террейна и Омолонского супертеррейна, слагая Полоусно-Дебинский, Илинътасский синклиории и Уяндино-Ясачненский вулканический пояс. В работе [37, см. рис. 2] Л.М. Парфенов выделяет Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина.

Уяндино-Ясачненский вулканический пояс сложен оксфорд-неокомскими известково-щелочными базальтами, андезитами, риолитами, туфами и мелководными морскими и континентальными отложениями (конгломераты, гравелисты, песчаники).

Южно-Анюйская сутура (см. рис. 1) образовалась в результате коллизии Чукотского микроконтинента со структурами активной окраины Северо-Азиатского континента. Геологическое строение сутуры изучено недостаточно и поэтому допускает различные палеотектонические трактовки, начиная от границ, времени начала и завершения коллизии и кончая происхождением Южно-Анюйского бассейна: континентальный рифт [38, 48] или палеоокеанический бассейн [10, 25, 53].

В северо-западной части сутуры находится Шалауровский террейн, в центральной части — Южно-Анюйский террейн. Наиболее вероятным восточным продолжением являются “эвгеосинклинальные” комплексы Вельмайского террейна Чукотки и далее коллизионная сутура Кобук на Аляске [25]. Сложнее обстоит дело с западным продолжением сутуры. Большинство исследователей [10, 25] считают возможным трассировать ее через Таймыр на Полярный Урал. Однако характер магнитного и гравитационного полей западнее о-ва Б.Ляховский не дает однозначного решения этого вопроса, на что неоднократно указывалось в работах М.К. Косыко [16]. До появления новых геофизических данных по морской акватории нельзя исключать, что непосредствен-

ным продолжением офиолитовых комплексов Южно-Анюйской сутуры могут быть офиолитовые террейны Колымской петли. В этом случае конфигурация сутуры будет сходна с границами террейна Ангаючам на Аляске. Недавно такой вариант был детально рассмотрен в работе [50].

Южно-Анюйский террейн состоит из системы сложно деформированных тектонических покровов, которые были надвинуты в северном направлении на триасовые отложения Чукотского микроконтинента [2, 53]. В составе тектонических покровов выделяются следующие тектоно-стратиграфические комплексы: 1) вулканогенно-кремнисто-карбонатный, карбон; 2) вулканогенно-туфогенно-терригенный, верхний триас — валанжин; 3) терригенный с горизонтами вулканитов, верхняя юра; 4) турбидитовый, верхний триас; 5) турбидитовый, верхняя юра — нижний мел; 6) вулканогенно-терригенный комплекс, киммеридж—титон; 7) микститовый, верхняя юра — нижний мел; 8) базальт-кремнистый, средняя—верхняя юра. Они образовались в различных частях океанического бассейна и его окраин. Полуценные в последние годы сотрудниками Лаборатории тектоники океанов и приокеанических зон новые данные потребовали значительного пересмотра прежних представлений о структуре, возрасте и тектонической истории структурно-вещественных комплексов Южно-Анюйской сутуры [2, 53].

Шалауровский офиолитовый террейн расположен в юго-восточной части о. Бол. Ляховский [25, 37, 50]. В его составе выделяются серпентинизированные перидотиты, габбро-диабазы, подушечные базальты СОХ, амфиболиты и глаукофановые сланцы. Метаморфические породы и офиолиты надвинуты на флишевые отложения верхней юры — нижнего мела. Предполагается, что флиш накапливался в передовом прогибе, возникшем во время коллизии Анюйско-Святоносской дуги и Новосибирского континентального блока [50].

Относительно возраста метаморфических пород и офиолитов отсутствуют надежные геохронологические данные. Например, Sm-Nd возраст пиллоу-базальтов (291 ± 62 млн. лет) и K-Ar возраст амфиболитов (473 млн. лет) были сделаны по породе в целом, а K-Ar возраст вторичных минералов в базальтах 133.5 ± 4.5 и 139 ± 8 млн. лет скорее отражает более молодые изменения [50].

Вельмайский террейн включает ультрабазиты, габброиды, плагиограниты и вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения, распространенные к югу от Колючинской губы и к северу от зал. Креста. Отмечаются зоны тектонического меланжа, характерные для дезинтегрированных пород офиолитовой ассоциации. Относительно возраста существуют разные точки зрения. Одни исследователи относят весь комплекс к верхней

юре — нижнему мелу [15], а другие — к верхнему триасу [39].

Чукотский кратонный террейн включает Анойский, Чаунский и Врангелевский субтеррейны [25, 52], которые сложены сходными по составу, но разными в фациальном отношении платформенными и шельфовыми отложениями палеозоя—мезозоя. На острове Врангель метаморфический фундамент (верхний протерозой) сложен амфиболовыми, эпидот-амфиболовыми и зелеными сланцами, которые образовались по осадочным и вулканогенным породам. Они прорваны гранитами (609–677 млн. лет) и несогласно перекрывается отложениями девона — нижнего карбона [16].

На Восточной Чукотке к докембрию относятся наиболее сильно метаморфизованные в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях вулканические и осадочные породы с горизонтами мраморов, гранито-гнейсов и гипербазитов [8, 38]. Большинство исследователей отмечают сходство метаморфических комплексов Восточной Чукотки и п-ова Сьюард на Аляске и объединяют их в единый террейн [25, 52]. Наиболее древние датировки были получены Rb-Sr (2565 и 1990 млн. лет) и K-Ar (1570 и 1680 млн. лет) методами [7, 9]. Надо отметить, что в последние годы для метаморфических пород, относимых к докембрию, были получены более молодые палеозойские и меловые возраста. Прежде всего, это относится к гранитно-метаморфическим куполам, формирование которых произошло в конце раннего мела [8]. U-Pb возраста цирконов из ортогнейсов Кооленского купола указывают на то, что большинство из них являются деформированными меловыми гранитами (108–104 млн. лет). Только два образца дали возраст 369.6 ± 1.2 Ма и 374.8 ± 0.5 [51]. Цирконы из ортогнейсов дают цифры в интервале 650–540 млн. лет.

Палеозой представлен карбонатными, карбонатно-терригенными и терригенными отложениями в стратиграфическом диапазоне от среднего ордовика до среднего карбона, которые в большинстве мест метаморфизованы в амфиболитовой и зеленосланцевой фациях [8]. Триасовые отложения залегают несогласно и представлены, в основном, турбидитами, которые накапливались на шельфе, континентальном склоне и подножье [42]. Для триасовых турбидитов фиксируется южное, юго-западное (координаты современные) направление сноса терригенного материала [19, 42]. В нижней части разреза встречаются многочисленные силлы и мелкие пластовые интрузивы габбро-диабазов, диабазов и долеритов, которые смяты в складки вместе с вмещающими породами [38]. Недавно в одном из таких интрузивов в районе Колючинской губы были выделены и определены цирконы — 252 ± 4 млн. лет [35], что подтверждает представления о существовании в чехле Чукотского террейна пермских отложений.

Верхнеюрско-нижнемеловые отложения представлены терригенными породами с горизонтами конгломератов и глинистых сланцев с растительным детритом.

Корякско-Камчатская складчатая область

Корякско-Камчатская складчатая область расположена к востоку от ОЧВП и имеет северо-восточные и восточные простирания, характерные для тихоокеанского обрамления. Это типичный пример континентальных окраин аккреционного типа, формировавшихся в процессе последовательного приращения к континенту со стороны океана разновозрастных и разнообразных по геодинамическому типу террейнов. Различаются островодужные, офиолитовые, окраинноморские, турбидитовые террейны, террейны океанической коры и аккреционных призм [22, 25, 28, 31, 46, 49]. Выделяются Западно-Корякская, Анадырско-Корякская и Олюторско-Камчатская складчатые системы (см. рис. 1), в формировании которых основная роль принадлежала аккреционным процессам, развивавшимся вдоль конвергентной границы Северо-Азиатского континента и Северо-Западной Пацифики.

Западно-Корякская складчатая система

На границе Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей во фронтальной части ОЧВП выделяются линейные структуры discordantные к структурным планам этих областей (рис. 1, 4). Развитые здесь комплексы характеризуются широким распространением островодужных вулканогенно-осадочных образований в возрастном диапазоне от карбона до конца раннего мела. Помимо островодужных террейнов в Западно-Корякской складчатой системе распространены также офиолитовые и аккреционных призм террейны. Аккреция террейнов завершилась в конце раннего мела и постааккреционный чехол сложен отложениями верхнего альба — сенона.

Тайгоносский террейн объединяет вулканогенно-осадочные отложения полуостровов Тайгос, Кони и Пьягина. Они образовались в структурах позднепалеозойской—раннемезозойской Кони-Тайгоносской и позднеюрско-раннемеловой Удско-Мургальской островных дуг и представлены верхнепермско-среднетриасовым, норийско-среднеюрским и верхневожско-нижнемеловым комплексами большой мощности. Вулканогенно-осадочные породы верхней юры — нижнего мела накапливались как в мелководных морских, так и континентальных условиях. В северо-восточном направлении островодужные образования верхнего палеозоя — нижнего мела продолжают в Пенжинском районе, Усть-Бельских горах и в хр. Пекульней, где они выделяются в со-

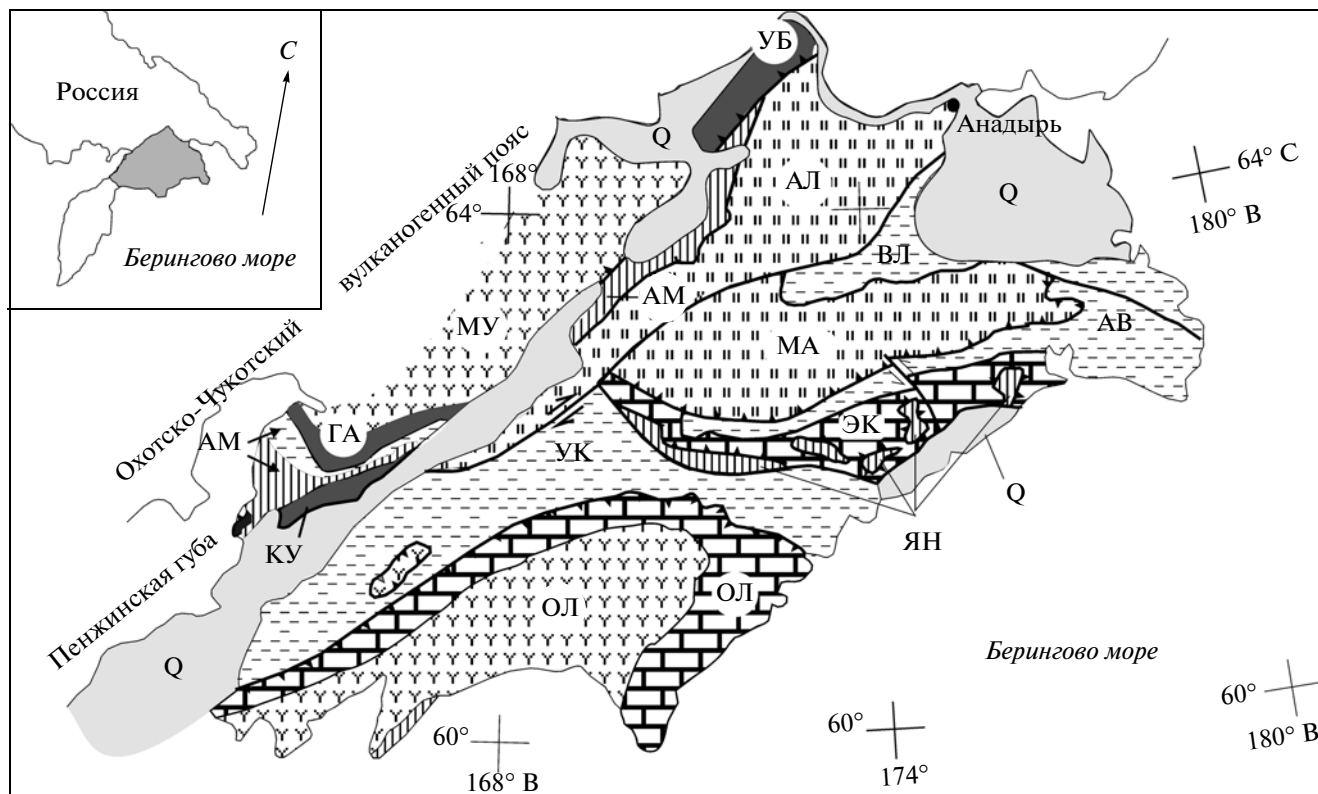


Рис. 4. Тектоническая схема Корьякского нагорья

1 – палеоген-четвертичный чехол; 2–6 террейны с преобладанием комплексов: 2 – островодужных, 3 – офиолитовых, 4 – океанических, 5 – окраинноморских, 6 – аккреционных призм; 7 – терригенных; 8 – тектонические границы (а – сдвиги и сбросы, б – надвиги).

Буквами обозначены террейны: АВ – Аляктваамский; АЛ – Алганский; АМ – Айныно-Майнский; ВЛ – Велико-реченский; ГА – Ганычаланский; КУ – Куюльский; МА – Майницкий; МУ – Мургалский и Харитонинский террейны нерасчлененные; ОЛ – Олюторский; УБ – Усть-Бельский; УК – Укэляятский; ЭК – Эконайский; ЯН – Янранайский

стве Харитонинского, Мургалского и Западно-Пекульнейского террейнов [19, 22, 25, 34, 43].

Харитонинский террейн сложен туфо-терригенными, вулканогенными и известково-терригенными отложениями карбона, перми, триаса и нижней–средней юры. Эти достаточно мелко-водные отложения с прослоями угленосных пород содержат фауну и флору.

Мургалский террейн сложен вулканогенно-осадочными образованиями верхней юры – альба, накопившимися в осевой и преддуговой частях Удско-Мургалской островной дуги.

Западно-Пекульнейский террейн сложен дифференцированной вулканической серией от базальтов до риолитов и туфогенно-осадочными образованиями верхней юры – валанжина, накопившимися в мелководной морской и континентальной обстановках. Широко развиты

дайковый (базальты–риолиты) и plutonic (габбро, гранитоиды) комплексы. Во фронтальной части дуги расположен своеобразный готеривский пикрит-базальтовый комплекс, который нередко превращен в тектонический меланж.

Комплексы Удско-Мургалской островной дуги продолжают на Чукотке **Канчаланским, Ушканьегорским и Золотогорским террейнами**, где они представлены дифференцированными вулканитами осевой части дуги, преддуговыми и задуговыми туфо-терригенными отложениями [19].

Офиолиты сосредоточены в Ганычаланском, Куюльском и Усть-Бельском террейнах [20, 22, 23, 32, 33]. **Ганычаланский террейн** имеет сложное строение и состоит из нескольких тектонических пластин, смятых в крупную антиформную структуру. Дезинтегрированный разрез раннепалеозойских офиолитов представлен: серпентинито-

Тектоно-стратиграфические единицы Куюльского террейна

Тектоническая пластина	Состав	Возраст, геодинамическая обстановка
Ганкуваямская	перидотиты, кумуляты, габбро, плагиограниты, дайковый комплекс, базальт-андезит-дацитовая ассоциация	$J_2-J_3^1$ надсубдукционная
Веселая	базальты—известняки—кремни	$P-T-J_2$ океаническая
Встречная	базальты—кремни	$T_2-J_3^1$ океаническая
Уннаваямская	перидотиты, кумуляты, габбро	Mz океаническая
Таловская	перидотиты, габбро, базальты	? внутриплитная
Тылпынтыхлаваям	песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремни, олистостромы, терригенный меланж	J_3-K_1 океанический желоб
Удачная	амфиболиты, зеленые и глаукофановые сланцы	139 и 92 млн. лет (Rb-Sr метод) 134, 122, 82 млн. лет (K-Ar метод) субдукционная

вым меланжем с блоками ультрабазитов, габбро, плагиогранитов, базальтов, кремнистых, терригенных и метаморфических пород; габброидами и габбро-амфиболитами, чередующимися с троктолитами, верлитами и плагиогранитами (Ar-Ar возраст роговых обманок из слабо измененных габбро — 559 ± 3 млн. лет [45]); габбро-диабазами и диабазами дайкового комплекса; вулканогенными и осадочными породами ордовика — нижнего силура. Геохимические характеристики свидетельствуют об океанической природе офиолитов [4, 22, 45, 46 и др.]. С офиолитами пространственно связаны метаморфические образования, включая глаукофановые сланцы. Изотопные данные дают хорошую сходимость результатов: 325 ± 25 млн. лет (K-Ar метод по вулканитам) и 327 ± 5 млн. лет (Rb-Sr метод, динамосланцы). Особенности метаморфизма свидетельствуют о его субдукционной природе, что хорошо согласуется с возрастом островодужного вулканизма Харитонинского террейна.

Куюльский террейн сложен серпентинитовым меланжем с блоками ультрабазитов, габбро, базальтов, кремней, известняков, терригенных и метаморфических пород [22, 33, 46]. Среди офиолитов различаются фрагменты океанического, супрасубдукционного и внутриплитного генезиса (таблица). Они слагают систему тектонических пластин смятых в сложные складки.

Усть-Бельский террейн состоит из нескольких тектонических пластин [22, 23] офиолитов, терригенных и туфо-терригенных пород средней юры и верхней юры — валанжина. Отроженская пластина сложена офиолитами (ультрабазиты, габброиды, диабазы, базальты), которые пере-

крываются кремнистыми породами, песчаниками, конгломератами, туфами и известняками среднего—верхнего девона и нижнего карбона. Таловская пластина представлена лерцолитами, гарцбургитами и габброидами Усть-Бельского массива с зонами серпентинитового меланжа. U-Pb возрасты цирконов 799 ± 15 (габбро) и 575 ± 10 (диорит) млн. лет указывают на несколько этапов магматической активности [17].

Структуры аккреционных призм Удско-Мургальской дуги установлены в **Береговом террейне** полуострова Тайгнос, **Айнынско-Майнском террейне** и **Восточно-Пекульнейском террейне**. Они сложены пакетами чешуй, которые состоят из верхнеюрско-нижнемеловых турбидитов, фрагментов мезозойской океанической коры (базальты, кремни, офиолиты, метаморфиты), терригенных и серпентинитовых меланжей [19, 34].

Анадырско-Корякская складчатая система

Современные представления о тектонике Корякского нагорья в значительной мере базируются на исследованиях Корякской геологической экспедиции, организованной в 1976 г. на паритетных началах Геологическим институтом РАН и Северо-Восточным комплексным научно-исследовательским институтом ДВО РАН, и продолжавшей свою деятельность до начала 90-х годов. В северной части Корякского нагорья были выделены Корякская и Эконайская системы покровов и несколько структурно-формационных зон [22, 29, 31]. Позднее тектоническое районирование было выполнено на принципах террейнового анализа [25, 32].

Алганский и Майницкий террейны имеют покровно-чешуйчатое внутреннее строение и сложены офиолитами, протяженными зонами серпентинитовых меланжей, среднеюрско-раннемеловыми туфо-терригенными отложениями пекульнейвеевской свиты и чирынайской серии, а также постамальгамационными флишоидными отложениями альба – верхнего мела [22, 31].

Серпентинитовые меланжи, как правило, занимают нижнее структурное положение и в целом построены однотипно. Состав глыб разнообразный: гипербазиты, габброиды, плагиограниты, дайковый комплекс, различные вулканиты, кремни, известняки палеозойско-раннемезозойского возраста с тетической фауной, фрагменты чирынайской серии, амфиболиты, зеленые и глаукофановые сланцы, эклогитоподобные породы. Офиолиты существенно гетерогенны [22, 23, 26] и образовались в разных геодинамических обстановках (океанические и надсубдукционные) в пределах двух возрастных интервалов (поздний палеозой – ранний мезозой и поздний мезозой).

В составе Эльгеваямского и Чирынайского меланжей встречаются крупные тела (4 × 15 км) габброидов, тоналитов, плагиогранитов, дифференцированных вулканитов от базальтов до риолитов и флишоидных туфотерригенных пород. Они рассматриваются как островодужные образования позднетриасового–раннеюрского возраста [26, 31].

Накопление пород базальтовой, кремнистой, турбидитовой, граувакковой и др., ассоциаций происходило в разных геодинамических режимах: окраинного моря, энсиматических островных дуг и аккреционных призм.

Великореченский террейн сложен терригенными отложениями альбско-коньякского возраста, а также мелководными и континентальными отложениями сенон-датского возраста.

Алькатваамский террейн сложен мощными (до 5–6 км) терригенными, часто флишоидными сериями верхней юры – нижнего мела и верхнего мела – палеоцена. Внутреннее строение достаточно сложное. Выделяется несколько самостоятельных тектонических пластин, разрезы которых имеют различные стратиграфические, литологические и фациальные особенности. В составе некоторых пластин на уровне готерива и маастрихта–палеоцена встречаются вулканогенно-осадочные образования островодужной природы.

Эконайский террейн имеет сложную покровно-складчатую структуру с лежачими и опрокинутыми складками, которые несогласно перекрываются постааккреционными отложениями верхнего маастрихта–палеоцена [22, 29, 31]. Выделяются несколько покровов, которые можно рассматривать как самостоятельные тектоно-стратиграфические комплексы: туфо-терригенные отложения верхней юры – мела; ультрабазиты и габбро; габ-

бро, плагиограниты, дайковый комплекс; вулканогенно-кремнистые ассоциации карбона – нижней юры; туфо-терригенные, кремнисто-глинистые и грубообломочные отложения верхнего палеозоя, триаса.

В геодинамическом плане выделяются разнообразные офиолиты [26], базальты и кремни (1 и 2 океанические слои) Палео- и Мезопацифики, островодужные образования верхнего триаса, содержащие тепловодную фауну, а также верхнепалеозойские известняки с тетической фауной, представляющие собой внутриокеанические плато. Отложения верхней юры и нижнего мела накапливались вблизи активной континентальной окраины, на что указывают терригенный и туфогенный материал. Некоторые фации, содержащие обильную фауну и ракушняки, характеризуют мелководные, возможно, шельфовые обстановки.

Янранайский террейн [32] на большей части тектонически перекрыт структурами Эконайского террейна и слагает систему чешуй, надвинутых на верхнемеловые толщи Укэлаятского террейна. Террейн представляет собой аккреционную призму, которая сложена терригенными породами, в том числе турбидитами, базальт-яшмовыми ассоциациями и олистостромами, охватывающими возрастную интервал от поздней юры до позднего мела. Базальт-яшмовые ассоциации являются фрагментами океанической коры, сорванными с погружающихся литосферных плит в результате аккреционно-субдукционных процессов. Среди базальтов встречаются толеиты COX и базальты океанических островов. Кремни являются типичными конденсированными океаническими осадками.

Олюторско-Камчатская складчатая система

Структуры южной части Корякского нагорья имеют кайнозойский возраст складчатости и прослеживаются на Камчатку в виде Укэлаят-Западно-Камчатской и Олюторско-Восточно-Камчатской складчатых зон, к которым с востока примыкает зона Восточных полуостровов. Террейны полуострова Камчатка в данной работе не рассматриваются.

Укэлаятский террейн имеет дугообразную форму и прослеживается от северо-западной Камчатки до побережья Берингового моря [18, 36]. В бассейне рек Укэлаят и Пикасьваам структуры Корякской складчатой системы, перекрытые мелководными шельфовыми отложениями маастрихта (постааккреционный чехол), надвинуты на терригенные отложения Укэлаятского террейна. Вдоль границы развиты зоны серпентинитового меланжа и комплексы Янранайской аккреционной призмы, включающей фрагменты верхнеюрско-нижнемеловых и верхнемеловых вулканогенных и кремнистых пород [31].

Укелаятский террейн сложен мощным (до 7–8 км) флишем верхнего мела (сантон–маастрихт) и палеоцена–эоцена. Турбидиты представлены граувакками, а контуриты – субаркозами [11]. Локально встречаются олистостромы, базальты и кремнистые породы. Олистостромы, за исключением зоны Ватынского надвига, представлены эндоолистостромами, базальты – океаническими толеитами, кремни – кремнисто-глинистыми разностями кампанского возраста, иногда турбидитовой природы с призматическими слоями раковин радиально-ребристых иноцерамов [11, 31]. Внутренняя структура террейна слабо изучена, отмечаются разнообразные складки, осложненные многочисленными разрывами типа взбросов, надвигов и сдвигов [36]. Присутствие надвигов и литологическое разнообразие разрезов свидетельствует о тектоническом совмещении отложений разных ландшафтно-фациальных обстановок. В палеотектоническом отношении они обычно рассматриваются как комплекс осадков континентального склона, подножья и окраинного моря.

Олоторский террейн занимает южную часть Корякского нагорья [22, 49]. Это крупный аллохтон, обдуцированный в северном направлении на Укелаятский террейн. Нижняя часть сложена вулканогенно-кремнистыми отложениями ватынской серии (альб–кампан). Выше залегают вулканогенно-осадочные островодужные образования ачайваямского комплекса (сантон–маастрихт–палеоцен). Локально развиты зональные ультрабазит–габбровые интрузии аляскинского типа.

Аллохтонная природа террейна помимо геологических данных подтверждается палеомагнитными данными: океанические породы ватынской серии образовались на палеошироте 44–59° с.ш., а островодужные комплексы – 45–63° с.ш. [13]. Относительно сопоставления комплексов ачайваямской дуги с разновозрастными островодужными образованиями существуют разные точки. Одни исследователи [13, 14] склонны выделять единую Ачайва-ям–Валагинскую островную дугу, объединяя вулканогенно-осадочные образования Западной и Восточной Камчатки. Другие выделяют на Западной Камчатке систему островных дуг [31, 49].

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

Поздний докембрий – средний палеозой. Обособление Северо-Азиатского и Северо-Американского континентов связывается с распадом протерозойского континента Родиния в позднем рифее – начале венда. Общее погружение привело к накоплению платформенных, главным образом, карбонатных осадков. Формирование пассивной окраины началось в конце венда – раннем палеозое [37]. Относительно происхождения террейнов с древней континентальной корой существуют две альтернативные точки зрения. Одни

исследователи рассматривают их как единое целое с Сибирской платформой, а другие как чужеродные террейны.

В настоящее время предпочтение отдается представлениям о том, что Охотский, Омолонский, Приколымский и Омуревский террейны являются фрагментами Сибирского континента [37]. Дезинтеграция и обстановки растяжения начались в ордовике, что подтверждается многочисленными дайками основного состава [47] и фациальными особенностями, указывающими на появление глубоководных отложений с горизонтами базальтов [3]. На рубеже кембрия и ордовика возникли рифтогенные прогибы (малые океанические бассейны), которые были разделены подводными карбонатными и вулканическими поднятиями и сиалическими блоками. Отделение террейнов завершилось в фамен–турнейское время, на что указывает появление глубоководных вулканогенно-кремнисто-терригенных отложений в Селенняхском и Тас-Хаяхтахом субтеррейнах [37]. При этом рифейско-раннепалеозойские рифты формировались по модели пассивного, а девонский – по модели активного рифтогенеза [47]. Палеомагнитные данные [37, 54] показывают, что в силуре–девоне Омуревский и Омолонский террейны находились в низких широтах и до позднего девона были связаны с Сибирью. Во второй половине девона – раннем карбоне эти террейны были отчленены от Сибирской платформы. В результате раскрытия образовался Оймяконский океан, фрагменты океанической коры которого сохранились в офиолитах [25, 38]. Максимальное широтное расхождение террейнов с Сибирью отмечается для пермского времени. К поздней юре они вновь сблизились с Сибирью, аккретировали и стали частью Северо-Азиатского континента.

Дискуссионным также остается вопрос о существовании и размерах океанических бассейнов, разделявших микроконтиненты. Альтернативные точки зрения об обширном океане [10, 24 и др.] или континентальных рифтах [30, 38, 48 и др.] сменились представлениями о малых океанических бассейнах [21, 34 и др.].

Наиболее древние кембрийские офиолитокластовые породы Россохинского субтеррейна и возраст (419 ± 16 млн. лет) “океанского” метаморфизма офиолитов [21, 37] свидетельствуют о существовании океанического бассейна в раннем палеозое. В позднем палеозое в результате рифтогенеза образовался Оймяконский бассейн с утоненной континентальной или океанической корой (рис. 5). В это время в океаническом бассейне происходило тектоническое расслаивание литосферы, сопровождавшееся внутрокеаническими надвигами и динамотермальным метаморфизмом офиолитов и вулканогенно-осадочных комплексов [21]. В недавно опубликованной книге [40] на примере Мунилканского и Уяндинского массивов показано их минералого-геохимическое раз-

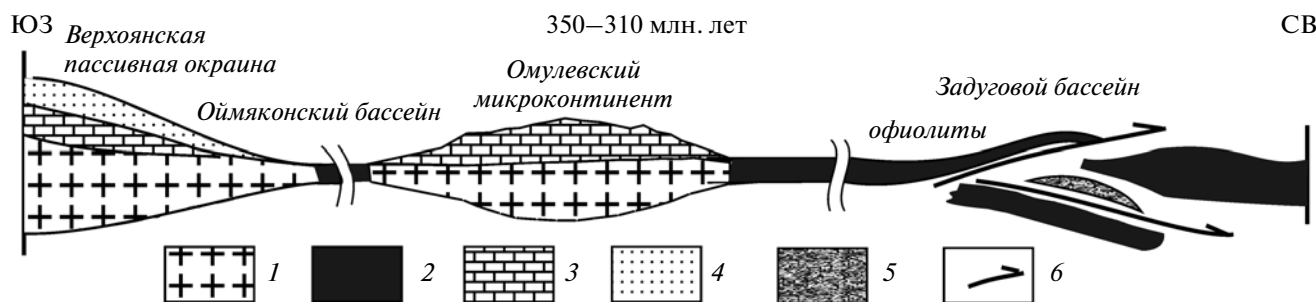


Рис. 5. Палеогеодинамический профиль [21]

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора, офиолиты; 3, 4 – ранне-среднепалеозойские отложения: 3 – карбонатно-терригенные отложения; 4 – терригенные отложения; 5 – граниты; 6 – внутриокеанические надвиги

личие и ставится под сомнение принадлежность к офиолитам. Предполагается, что они образовались в обстановке рифтогенеза, в бассейнах на утоненной континентальной коре. Причем Уяндинский базит-ультрабазитовый комплекс скорее имеет неопротерозойский, а не раннепалеозойский возраст.

Раннепалеозойская история аккреционных структур Корякского нагорья записана в офиолитах Ганычаланского и Усть-Бельского террейнов. В первом случае восстанавливается океанический бассейн с достаточно обширными карбонатными плато [4, 20, 44]. В перекрывающих офиолиты обломочных породах ордовика, которые фиксируют время аккреции океанической коры, содержатся североамериканские виды фауны. Кроме того, в конгломератах встречается галька островодужных пород, которые также не могли поступать с Северо-Азиатского континента. Эти данные указывают на неопределенность первоначального положения террейна (*suspect terrane*). Приведенные выше датировки цирконов Усть-Бельских офиолитов свидетельствуют об их более древнем возрасте и существенном возрастном разрыве с пространственно связанными терригенно-карбонатными отложениями девона – нижнего карбона. Массив представляет собой фрагмент субконтинентальной литосферной мантии (фертильные шпинелевые лерцолиты), переработанной субдукционными расплавами (деплетированные шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты) [1]. Эти новые данные позволяют связывать образование деплетированных шпинелевых перидотитов с плавлением в обстановке энсиалической островной дуги или активной окраины континента.

Поздний палеозой – ранний мезозой. Вдоль внешнего (тихоокеанского) края Омолонского и Охотского микроконтинентов в девоне образовалась активная окраина с Палеопацификой. Частью этой окраины, вероятно, были Кони-Тайгонская дуга [20, 25, 31], островодужные образования хр. Пекульней и Чукотки [1, 19]. Более определенно объединять эти островодужные комплексы в единую конвергентную границу за-

трудняет отсутствие надежных данных об их пространственном положении и полярности зон субдукции.

В современных координатах к северу от Омолонского массива в карбоне и даже возможно в девоне вдоль конвергентной границы с Прото-Арктическим океаническим бассейном, являвшимся заливом Палеопацифики, образовалась система “алазейско-олойских” островных дуг. Яракваамский фрагмент представлял собой энсиматическую дугу, а находки глаукофановых сланцев, в том числе и в Алазейском террейне подтверждают субдукционную обстановку. Необходимо отметить дискордантное простираание Алучинских офиолитов к структурам Алазейско-Олойской и Южно-Ануйской складчатых систем. Это связано с перестройкой в предпозднетриасовое время конвергентной границы Прото-Арктического океана, выразившейся в амальгамации Яракваамского и Олойского островодужных террейнов.

В составе Алучинских офиолитов обнаружены дайковые комплексы и вулканы триасового возраста [6], свидетельствующие о существовании в это время сложной зоны перехода континент–океан западно-тихоокеанского типа.

В пермское и триасовое время сохранился латеральный ряд палеоструктур: Верхоянская пассивная окраина – Оймяконский бассейн с глубоководными черносланцевыми и турбидитовыми осадками – Омулевский микроконтинент – задуговой бассейн с вулканогенно-терригенными отложениями – система островных дуг вдоль конвергентной границы с Палеопацификой и Прото-Арктическим океаническим бассейном. В конце триаса – начале юры происходило сокращение и обмеление Оймяконского бассейна [21, 37].

Чукотский кратонный террейн в это время был частью Гиперборейской платформы [38], или континента Арктиды [9], или Северо-Американского континента [25]. В любой интерпретации террейн принадлежал Северо-Американской плите, которая была отделена от Северо-Азиат-

ского континента Прото-Арктическим океаном. Вдоль пассивной окраины накапливались терригенные отложения и турбидиты анюйской серии Чукотских мезозойских [38, 41]. Дистальные фации верхнетриасовых турбидитов известны среди тектоно-стратиграфических единиц Южно-Анюйского террейна.

В конце перми и начале триаса континентальная кора Восточной Арктики подверглась деструкции [35, 38]. Для пермско-нижнетриасовых отложений Чукотки характерны многочисленные силлы, мелкие гипабиссальные тела диабазов, габбро и долеритов, и встречающиеся локально туфы и базальты, имеющие геохимическое сходство с траппами Сибирской платформы. Вполне вероятно, что процессы растяжения были вызваны плюмовой тектоникой. В дальнейшем предстоит выяснить был ли магматизм связан с зарождением самостоятельного мезо-кайнозойского Арктического плюма или это была одна из ветвей Сибирского суперплюма.

Средняя юра важный этап в тектонической истории Северо-Востока Азии, характеризующийся структурными перестройками и деформациями, совпадающими по времени с началом формирования системы тихоокеанских плит, обусловивших современный облик Тихого океана. В Верхояно-Чукотской складчатой области офиолитовые аллохтоны коллизионного пояса хр. Черского [21] перекрыли палеозойские карбонатно-терригенные отложения Омудевского микроконтинента. Началась амальгамация террейнов, завершившаяся образованием Колымо-Омолонского супертеррейна [25, 37]. Средне-верхнеюрские мелководные морские и континентальные отложения несогласно перекрывают комплексы Омолонского, Алазейского и других террейнов Колымской петли. Они слабо деформированы и могут рассматриваться как постамальгамационный чехол.

В Чукотском кратонном террейне недавно были обнаружены деформации раннеюрского времени [42], связанные с общим поднятием территории, что обусловило ограниченное распространение нижнеюрских и отсутствие отложений средней юры.

Произошла перестройка конвергентных границ Северо-Азиатского континента. Завершился вулканизм в Кони-Тайгоносской и Алазейско-Олойской системах островных дуг. На границе с Мезопацификой начала формироваться Удско-Мургальская дуга. Вдоль границы с Прото-Арктическим океаном возник протяженный вулканический пояс, получивший название Олойско-Святоносского [25].

Поздняя юра – ранний мел. В келловей-ранневожское время образовалась Уяндино-Ясачненская островная дуга, пространственное положение которой трактуется различно. Согласно

М.И. Гедько [10] зона субдукции погружалась под Северо-Азиатский континент (рис. 6а). В этом варианте отложения Полоусненского и Иньяли-Дебинского синклиналиев накапливались в задуговом бассейне, Илинью-Тасского антиклинория (бастахская серия) – во фронтальной части дуги. Л.М. Парфенов с соавторами [25, 37] считают, что зона субдукции имела противоположную полярность и погружалась под Колымо-Омолонский супертеррейн (рис. 6б). Из этого следует иная по отношению к осевой зоне дуги интерпретация образования Полоусно-Дебинского и Илинью-Тасского прогибов.

В любом варианте субдукция под дугу вызвала сокращение пространства и закрытие Оймьяконского бассейна. Затем последовало погружение континентальной литосферы, сопровождавшееся массовым выплавлением гранитов (около 150 млн. лет [27]). Коллизия супертеррейна с Северо-Азиатским континентом и последние деформации завершились в преаптское время [10].

Близкие в возрастном отношении коллизионные события были связаны с закрытием Прото-Арктического океана. Однако, представления о позднеюрско-раннемеловом возрасте Южно-Анюйского океанического бассейна [10, 24, 30 и др.] представляются ошибочными. Сотрудниками лаборатории Тектоники океанов и приокеанических зон Геологического института РАН были получены данные о более древнем доволжском возрасте вулканогенно-кремнистых образований, позднеюрском возрасте задуговых комплексов Алучинских офиолитов и др. [2, 5, 6, 52]. В связи с этим во избежание путаницы было предложено океанический бассейн именовать Прото-Арктическим.

В предволжское время прекратился спрединг в Прото-Арктическом океаническом бассейне, и началась лавинная терригенная седиментация в условиях остаточного, закрывающегося бассейна, за которым следует сохранить название Южно-Анюйского (рис. 7). При этом отмирают энсиалические внутриокеанические дуги (Кульпольнейская и др.), и зона субдукции сосредотачивается вдоль Алазейско-Олойского окраинно-континентального пояса (или энсиалической островной дуги). Субдукционный магматизм позднеюрско-раннемелового времени был связан с погружением под активную окраину Северо-Азиатского континента вначале океанической коры Прото-Арктического бассейна и затем континентальной коры Чукотского микроконтинента. Вдоль конвергентной границы формировались аккреционные призмы с блоками базальтов и кремней [53].

Обычно выделяется Олойско-Святоносской окраинно-континентальный вулканический пояс, сложенный мелководными морскими и континентальными образованиями [25, 37], или Анюйско-Святоносской дуга [10]. Однако, судя по характеру и

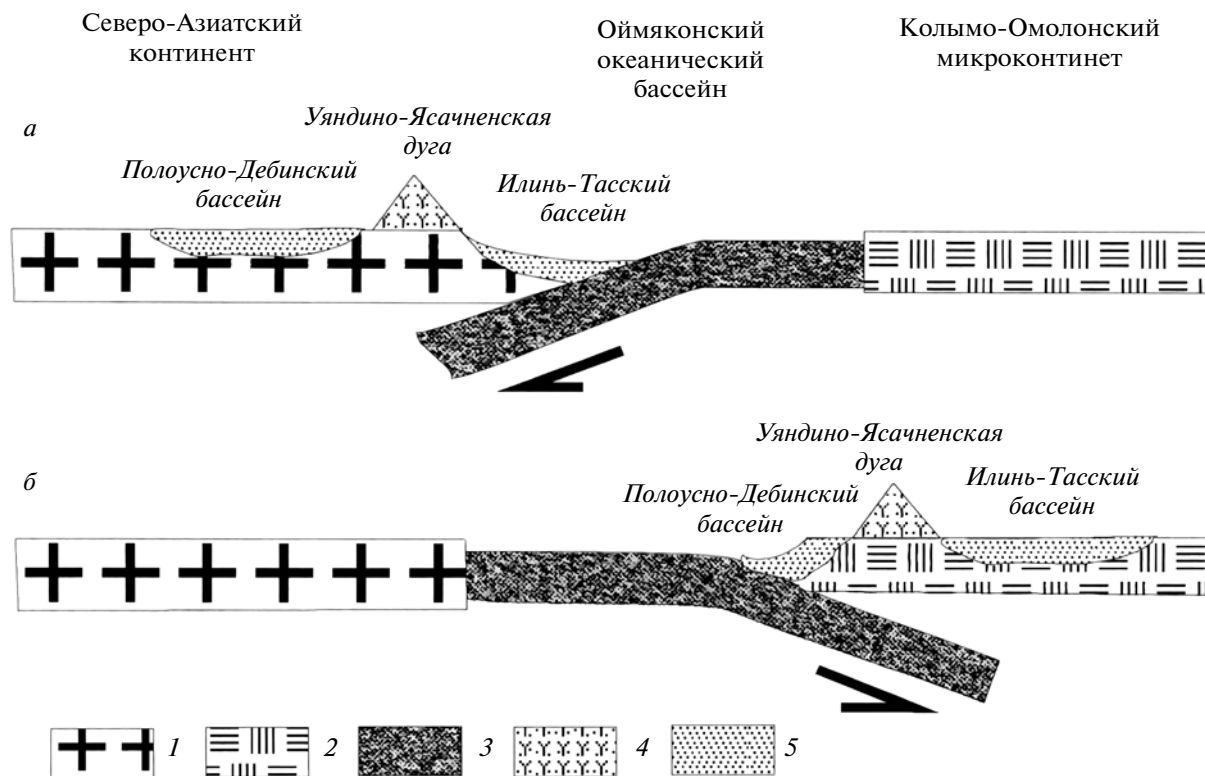


Рис. 6. Палеогеодинамические профили для поздней юры – раннего мела: а – по модели М.И. Гедько, Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузьмина, Л.М. Натапова и др. [10]; б – по модели Л.М. Парфенова с соавторами [37]
 1 – древняя континентальная кора; 2 – аккреционная кора Колымо-Омолонского микроконтинента; 3 – океаническая литосфера; 4 – вулканическая дуга; 5 – терригенные отложения



Рис. 7. Палеогеодинамический профиль Южно-Ануйской сутуры для поздней юры – раннего мела
 1 – кора Чукотского микроконтинента; 2 – аккреционная кора Северо-Азиатского континента; 3 – океаническая литосфера; 4 – окраинно-континентальный вулканический пояс; 5 – энсиматическая дуга; 6 – аккреционная призма

возрасту островодужных образований м. Святой Нос, представляется возможным их сопоставление с Кульполнейской дугой [2, 53], которая является фрагментом энсиматических дуг Прото-Арктического палеоокеанического бассейна.

Таким образом, структуры коллизионного пояса хр. Черского образовались в результате коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента с Северо-Азиатским кратоном. Коллизии предшествовал среднеюрский этап амальгамации террейнов Ко-

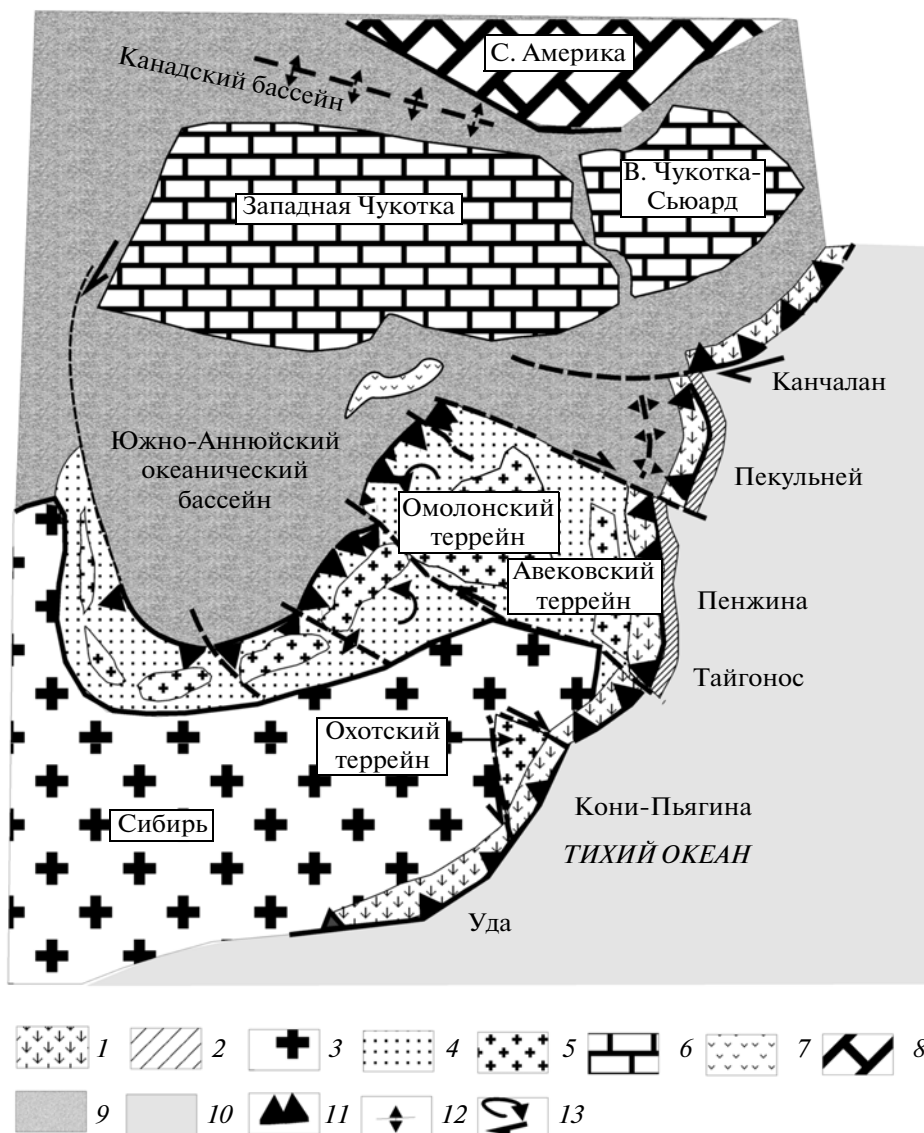


Рис. 8. Палеотектоническая реконструкция позднеюрско-раннемелового времени [31]

1, 2 – Удско-Мургалская островодужная система: 1 – вулканическая дуга; 2 – аккреционная призма; 3–5 – Северо-Азиатская плита: 3 – Сибирская платформа, 4 – структуры обрамления Сибирской платформы, включая террейны мезозойид, 5 – микроконтиненты; 6 – Чукотско-Аляскинский микроконтинент; 7 – Кульполнейская островная дуга; 8 – Северо-Американская плита; 9 – Арктический океанический бассейн; 10 – Мезопафифика; 11 – зона субдукции; 12 – зона спрединга; 13 – стрелки показывают направление движений

лымской петли в единый супертеррейн, который во время коллизии играл роль индентора входящего и деформирующего отложения Верхоянской пассивной окраины [21, 37]. Южно-Аноийская сутура образовалась в результате столкновения Чукотского микроконтинента с активной окраиной Северо-Азиатского континента. При этом офиолиты и островодужные образования Южно-Аноийской сутуры оказались надвинутыми в северном направлении на пассивную окраину микроконтинента, осадочный чехол которого был сильно деформирован [2, 53].

Вдоль конвергентной границы Северо-Азиатского континента и северо-западной Мезопафификой и возник протяженный вулканический пояс известный под названием Удско-Мургалской дуги [31, 43]. На рис. 8 показана палеотектоническая реконструкция, на которой видно, что в южной части слабо деформированные наземные вулканы перекрывают образования континента и представляют собой типичный окраинно-континентальный вулканический пояс. По простиранию на полуостровах Кони, Пьягина и Тайгоносе они сменяются морскими и мелководными морскими вулканоген-



Рис. 9. Геодинамический профиль через Анадырско-Корякскую складчатую систему для позднеюрско-раннемелового времени [31]

1 - Азиатский континент; 2 - аккрецированные террейны (Ганычаланский, Усть-Бельский и др.); 3 - меланократовый фундамент; 4 - блоки палеозойско-раннемезозойской коры; 5 - вулканогенно-кремнистые отложения; 6 - граувакковые серии; 7 - шельфовые отложения; 8 - молассы; 9 - терригенные и флишоидные отложения; 10 - островодужные образования; 11 - океаническая кора

но-осадочными образованиями, накапливавшимися в обстановке зрелой островной дуги. В Пекульнейском сегменте в тылу дуги располагался задуговой бассейн, который можно рассматривать как реликт Южно-Ануйского бассейна или как рифтогенный бассейн, возникший в процессе откола от континента части дуги подобно модели образования Японского моря.

Со стороны Тихого океана в поздней юре — раннем мелу располагалась система краевых морей и энсиматических островных дуг Алганского и Майницкого террейнов. В более южной части в составе Берегового и Кулюльского террейнов также известны комплексы энсиматических островных дуг. Возрастные соотношения комплексов позволяют говорить о Филиппинской модели формирования зоны перехода океан—континент (рис. 6). Высказывалось предположение о формировании этих структур в результате деструкции Корякской океанической плиты [29].

Пространственное положение островодужных и окраинноморских комплексов из-за отсутствия палеомагнитных данных остается неопределенным. В аккрецированных океанических базальт-кремнистых ассоциациях известны северо-тетиические и более холодноводные комплексы, что ограничивает возможность значительных перемещений островодужных террейнов из южных широт. Скорее всего, здесь существовала сложная эшелонированная зона перехода континент—океан (рис. 9) и к юго-востоку от Удско-Мургальской конвергентной границы располагалась система островных дуги и краевых морей Филиппинского типа.

Средний мел (апт—альб) время коренных перестроек структурных планов. Тектонические дви-

жения проявились во всех структурах Корякского нагорья. К Удско-Мургальской конвергентной границе причленились и нарастили край континента Кулюльский, Алганский и Майницкий террейны. Аккреция завершилась в предпозднелальбское время. Примерно в это же время завершилась коллизия Чукотского микроконтинента с активной окраиной Северо-Азиатского континента. Аккреция и коллизия сопровождалась внедрением гранитоидных интрузий, свидетельствующих о формировании нового гранитно-метаморфического слоя, спаявшего Сибирский, Чукотско-Аляскинский, Омолонский и другие континентальные блоки. Вдоль новообразованного края континента и новой конвергентной границы возник Охотско-Чукотский вулканический пояс, представлявший собой окраину андийского типа.

Поздний мел — палеоген. С океанической стороны ОЧВП располагался Пенжинский преддуговой прогиб и далее Алганско-Майницко-Емраваамский и Алькатваамский бассейны, заполнявшиеся терригенными осадками. Их разделяло крупное Кэнкэрэнское поднятие. В альб-коньякское время зона перехода континент—океан напоминала Берингово море (рис. 10). В позднем сеноне окраинноморская седиментация на большей части Корякского нагорья сменяется шельфовой. Возник обширный шельф, внешняя граница которого проходила на юге по Кулюльскому террейну, наследуя более древний Пенжинский шельф, затем она резко смещалась к востоку вдоль Емраваамского и Хатырского поднятий. В основании их континентального подножья формировалась Янранайская аккреционная призма. С океанической стороны вдоль континентального склона и подножья накапливались терриген-



Рис. 10. Геодинамический профиль через Анадырско-Корякскую складчатую систему для начала позднего мела [31]

1 – континентальная кора; 2 – нижняя кора и верхняя мантия переходной зоны; 3 – океаническая кора; 4 – верхняя мантия; 5 – меланократовый фундамент; 6 – Янранайская аккреционная призма; 7 – аккрецированные террейны (Ганьчаланский, Усть-Бельский и др.); 8 – вулканогенно-кремнисто-граувакковые отложения; 9 – островодужные образования; 10 – терригенные и флишвидные отложения; 11 – палеозойско-нижнемеловые комплексы Эконайского террейна; 12 – терригенные осадки

ные граувакковые отложения Укеляятского террейна. С отмиранием ОЧВП и аккреционных призм резко увеличилось поступление обломочного материала в Укеляятский бассейн, где вдоль континентального склона и подножья накапливались турбидиты и контуриты. С заложением в позднем кампане Ачайваямской островной дуги на океанической коре, представленной породами вытынской серии (Олюторский террейн), Укеляятский бассейн превратился в окраинное море. В среднем эоцене произошла коллизия Ачайваямской дуги с Азиатским континентом и по Ватынскому надвигу океанические и островодужные комплексы Олюторского террейна перекрыли край континента.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В строении и тектонической эволюции Верхояно-Чукотской (мезозойды) и Корякско-Камчатской складчатых областей имеются существенные различия. Среди террейнов мезозойд главную роль играют микроконтиненты, а в Корякском нагорье – офиолиты и фрагменты океанической коры. Структурный рисунок мезозойд ближе к мозаичному типу, а простираение корякских и камчатских элементов конформно и типично для структур тихоокеанского кольца.

Структурный план Верхояно-Чукотской складчатой области является результатом коллизионных процессов, среди которых определяющую роль играли коллизия континент–микроконтинент, континент – островная дуга. Складчатое сооружение Корякского нагорья было создано, в основном, аккреционными процессами, проявившимися вдоль конвергентной границы Северо-Азиатского континента и Северо-Западной Пацифики. Структурные различия обусловлены геодинамическими особен-

ностями и пространственным положением по отношению к конвергентной границе. На протяжении длительного времени мезозойды располагались в ее тылу, а корякские структуры образовались во фронтальной части.

В тектонической эволюции выделяются этапы деструкции континентальной коры в ордовике, позднем девоне – раннем карбоне и на рубеже перми и триаса. В средней юре и в конце раннего мела произошли кардинальные структурные перестройки, сопровождавшиеся интенсивными деформациями. В эти периоды происходили разноплановые тектонические события: амальгамация террейнов, коллизия Омолонского и Чукотского микроконтинентов с Северо-Азиатским континентом, перестройки конвергентных границ плит, формирование покровно-складчатых сооружений, аккреция континентальных окраин. Подобные периоды можно рассматривать как эпохи тектонических бифуркаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Базылев Б.А., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А., Соловьева Н.В., Фомичев Н.Н. Типизация перидотитов Усть-Бельского ультрамафит-мафитового массива (Чукотка) по составам минералов: предварительные данные // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы третьей международной конференции. Т. 1. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. С. 73–76.
2. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойд северного обрамления Тихого океана. М.: МГУ, 2004. 46 с.
3. Булгакова М.Д. Ранний–средний палеозой Северо-Востока СССР (седиментологический анализ). Якутск, Изд-во “Полиграфист” ЯНЦ СО АН СССР, 1991. 101 с.

4. Ганелин А.В., Пейве А.А. Геодинамическая обстановка формирования офиолитов Ганычаланского террейна (Корякское нагорье) // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 215–230.
5. Ганелин А.В., Силантьев С.А. Габброиды Громадненско-Вургувеевского перидотит-габбрового массива (Западная Чукотка) и их геодинамическая интерпретация // Докл. РАН. 2004. Т. 394. № 2. С. 225–228.
6. Ганелин А.В., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Лейер П., Хоуриген Дж. Дайковые серии в офиолитах Южно-Анхойской сутуры (палеогеодинамические аспекты формирования) // Докл. РАН. 2003. Т. 388. № 4. С. 321–325.
7. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с.
8. Гельман М.Л. Фанерозойские гранитно-метаморфические купола на северо-востоке Сибири. Статья 1. Геологическая история палеозойских и мезозойских куполов // Тихоокеанская геология. 1995. Т. 14. № 4. С. 102–115.
9. Жуланова И.Л. Земная кора Северо-Востока Азии в докембрии и фанерозое // М.: Наука, 1990. 302 с.
10. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Книга 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
11. Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на примере юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.
12. Карякин Ю.В., Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф. Калгынский офиолитовый комплекс Селенняхского края (северо-восток России): структура и минералого-петрохимический состав // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77. Вып. 6. С. 24–33.
13. Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов Камчатки и Южной Кореи. М.: Научный мир, 2003. 255 с.
14. Константиновская Е.А. Тектоника восточных окраин Азии: структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 233 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 349).
15. Косыгин Ю.А., Воеводин В.Н., Житков Н.Г., Соловьев В.А. Восточно-Чукотская вулканическая зона и тектоническая природа вулканических поясов // ДАН СССР. 1974. Т. 216. № 4. С. 885–888.
16. Косыко М.К. Восточно-Арктический шельф России: геология и тектонические основы нефтегазогеологического районирования. Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. СПб: Санкт-Петербургский университет, 2007. 46 с.
17. Леднева Г.В., Лебедев В.В., Базылев Б.А. U-Pb возраст цирконов из метагаббро Усть-Бельского массива (Чукотка) // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы 4-ой Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. 1. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 330–332.
18. Маркевич П.В. Флишевая формация северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. М.: Наука, 1978. 144 с.
19. Морозов О.Л. Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки // М.: ГЕОС, 2001. 201 с.
20. Некрасов Г.Е., Заборовская Н.Б., Ляпунов С.М. Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья – фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.
21. Оксман В.С. Тектоника коллизинного пояса Черского (Северо-Восток Азии) // М.: ГЕОС, 2000. 268 с.
22. Очерки тектоники Корякского нагорья / Ред. Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. М.: Наука, 1982. 220 с.
23. Паланджян С.А. Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан: СВКНИИ, 1992. 104 с.
24. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
25. Парфенов Л.М., Натанов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника, 1993. № 1. С. 68–78.
26. Пейве А.А. Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 101 с.
27. Проконьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Трунилина В.А., Бахарев А. Г. Гранитоиды Главного батолитового пояса (СВ Азии): новые U-Pb SHRIMP геохронологические и геохимические данные // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и Восточной Азии. Хабаровск: ИТИГ, 2007. С. 286–288.
28. Пушаровский Ю.М., Соколов С.Д., Тильман С.М., Крылов К.А. Тектоника и геодинамика Северо-Западного обрамления Тихого океана // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Т. 1. Хабаровск: ДВО ИТИГ АН СССР, 1992. С. 128–137.
29. Руженцев С.В., Бялбжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 69–80.
30. Сеславинский К.Б. Строение и развитие Южно-Анхойского шовного прогиба (Западная Чукотка) // Геотектоника. 1979. № 5. С. 56–68.
31. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
32. Соколов С.Д., Бялбжеский С.Г. Террейны Корякского нагорья (опыт использования террейнового анализа) // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
33. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н. Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная Пацифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–84. (Тр. ГИН РАН; Вып. 515).
34. Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Пейве А.А., Батанова В.Г., Крылов К.А., Лучицкая М.В., Алексютин А.А. Элементы структурной и вещественной упорядоченности в серпентинитовых меланжах // Геотектоника. 1996. № 1. С. 47–62.

35. Соколов С.Д., Леднева Г.В., Пиис В.Л. Новые данные о возрасте и происхождении магматических образований Колочинской губы (Восточная Чукотка) // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 6. С. 785–789.
36. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового датирования и структурного анализа. М.: Наука, 2008. 315 с. (Труды ГИН РАН; Вып. 577).
37. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республика Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: Наука, 2001. 571 с.
38. Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
39. Тынанкергаев Г.А., Бычков Ю.М. Кремнисто-вулканогенно-терригенные верхнетриасовые отложения запада Чукотского полуострова // ДАН СССР. 1987. Т. 296. № 3. С. 698–700.
40. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Иванов А.И. Магматизм хребта Тас-Хаяхта. Якутск: изд-во ЯГУ, 2009. 135 с.
41. Тучкова М.И. Литология терригенных пород складчатых областей мезозойских континентальных окраин (Большой Кавказ, Северо-Восток Азии). Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2009. 47 с.
42. Тучкова М.И., Бондаренко Г.Е., Буякайте М.И., Головин Д.И., Галускина И.О., Покровская Е.В. Структурно-литологические и геохронологические индикаторы деформаций Чукотского микроконтинента // Геотектоника. 2007. № 5. С. 76–96.
43. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
44. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана. Автореф. дис.... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.
45. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко А.В., Игнатьев А.В., Чудаев О.В. Ганычаланский террейн Корякского нагорья // Тихоокеанская геология. 1992. № 3. С. 82–93.
46. Ханчук А.И., Григорьев В.И., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносоев В.И., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаев О.В. Куюльский офиолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
47. Худoley А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Северо-Американской платформ. Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2003. 45 с.
48. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2000. 204 с.
49. Чехович В.Д. Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
50. Kuzmichev A.B. Where does the South Anyui suture go in the New Siberian islands and Laptev Sea? // Tectonophysics. 2008. Vol. 463. P. 86–108.
51. Natal'in B., Amato J.M., Toro J., Wright J.E. Paleozoic rocks of the northern Chukotka Peninsula, Russian Far East: implications for the tectonics of the Arctic region // Tectonics. 1999. Vol. 18. № 6. P. 977–1004.
52. Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Baranov B.V., Byalobzhesky S.G., Bundtzen T.K., Feeney T.D., Fujita K., Gordey S.P., Grantz A., Khanchuk A.I., Natal'in B.A., Natapov L.M., Norton I.O., Patton W.W., Jr., Plafker G., Scholl D.W., Sokolov S.D., Sosunov G.M., Stone D.B., Tabor R.W., Tsukanov N.V., Vallier T.L., Wakita K. Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map: U.S. Geological Survey Open-File Report 94-714 (2 sheets, scale 1 : 5000000, 1 sheets, scale 1 : 10000000), 1994. 433 p.
53. Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Layer P.W., Kravchenko-Berezhnoy I.R. South Anyui suture: tectonostratigraphy, deformations, and principal tectonic events // Stephan Mueller Spec. 2009. Publ. Ser. 4. P. 201–221.
54. Stone D.B., Minyuk P., Kolosev E. New paleomagnetic paleolatitudes for the Omulevka terrane of northeast Russia: a comparison with the Omolon terrane and the eastern Siberian platform // Tectonophysics, 2003. Vol. 377. P. 55–82.

Рецензент: С.В. Руженцев

Tectonics of Northeast Asia: An Overview

S. D. Sokolov

Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

Received April 12, 2010

Abstract—The tectonic units of the Verkhoyansk–Chukotka Mesozoids and the Koryak–Kamchatka Fold Region substantially differ from each other in the structure and composition of terranes. The geodynamic settings of terrane formation are defined and the main stages of their tectonic history are reconstructed. The formation of Mesozoids was mainly controlled by collision, largely between the continent and the Kolyma–Omolon and Chukchi microcontinents. The accretionary structure of the Koryak Highland comprises various terranes transported by Pacific plates and docked to the Asian continent, periodically accreting its margin. The following evolutionary stages are established: destruction of the North Asian continent (Ordovician, Late Devonian–Early Carboniferous, Permian–Triassic); amalgamation (Middle Jurassic for Kolyma and Mid-Cretaceous for Koryak terranes); collision (terminal Early Cretaceous); and continental growth (terminal Early Cretaceous, terminal Late Cretaceous, middle Eocene).