

СТАНОВЛЕНИЕ ПОЗДНЕМЕЛОВОЙ СУБДУКЦИИ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТА

© 2022 г. В. Д. Чехович*

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия

*e-mail: vadimchekhovich@mail.ru

Поступила в редакцию 17.05.2022 г.

После доработки 22.06.2022 г.

Принята к публикации 17.07.2022 г.

Охотско-Чукотский надсубдукционный, верхнеальб–кампанский вулканический пояс протягивается вдоль северо-восточной окраины Азии более чем на 3000 км. В направлении к Тихому океану этот пояс граничит с Охотоморским микроконтинентом на западе и с областью юрско–раннемеловых Северо-Корякских террейнов на востоке. На разнообразных породных ассоциациях этих террейнов синхронно с вулканическими толщами Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) формировались осадочные комплексы шельфового, мелководного и континентального генезиса, не встречающиеся в ассоциациях глубоководных желобов или аккреционных призм, что свидетельствует о положении позднемеловой зоны субдукции ОЧВП юго-восточнее области Северо-Корякских террейнов. Два этапа формирования надсубдукционных структур на северо-востоке активной окраины Азии – Удско-Мургальской юрско–раннемеловой островной дуги, аккрецированной в раннем барреме, и позднеальб–кампанского окраинно-континентального Охотско-Чукотского вулканического пояса – разделялись временным промежутком ~20 млн лет (поздний баррем, апт и ранний альб). Этот период времени соответствовал совмещению различных по геодинамической природе юрско–раннемеловых ассоциаций Северо-Корякских террейнов и их движению, вплоть до их приращения к Азиатскому континенту (готерив–ранний баррем), в ограниченной области между Сибирским континентом и Чукотским континентальным блоком. Приведены данные, не соответствующие предположению о возникновении Северо-Корякских террейнов в пределах океанических плит Пацифики. Предлагается авторская интерпретация материалов, дающих новое представление о формировании террейнов, включающих породные ассоциации различной геодинамической природы, в восточной позднемезозойской части Монголо-Охотского океана. Хаотическое преобразование и перемещение Северо-Корякских террейнов произошло при закрытии Монголо-Охотского океана в результате коллизии Сибирского континента и Амурского блока Сино-Корейского кратона.

Ключевые слова: Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП), Удско-Мургальская дуга, Северо-Корякские террейны, субдукция, коллизия, тектоника выскальзывания, позднемезозойский Монголо-Охотский океан

DOI: 10.31857/S0016853X22040038

ВВЕДЕНИЕ

Крупнейший верхнеальб–кампанский Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) протягивается от Чукотки на северо-востоке до северной части Удской губы на юго-западе более чем на 3000 км [3, 6, 29, 31, 57, 59]. Впервые предположение о его природе, аналогичной Андийскому поясу Южной Америки, было сделано А.А. Богдановым в 1970 году [8]. Развитие учения тектоники литосферных плит позволило установить геодинамические условия формирования вулканических поясов андийского типа, связанных с субдукцией океанической литосферы под окраины континентов [70, 90]. В соответствии с теорией тектоники литосферных плит Охотско-Чукот-

ский вулканический пояс рассматривается как позднемеловой окраинно-континентальный вулканический пояс, возникший в результате субдукции океанической коры Пацифики [2, 23, 41, 57].

Тем не менее, значительный объем кислого вулканического материала на большой территории в северо-восточной и юго-западной частях Охотско-Чукотского вулканического пояса позволяет сравнивать этот пояс с крупными изверженными магматическими провинциями (LIPs), обогащенными кислыми вулканитами (SLIPs) [72, 101]. Однако подобные провинции на окраине континента, вне зависимости от петрологических особенностей появления кислых продуктов, связаны с конвергентной границей океан–кон-

тинент, хотя их появление может быть также связано с процессами рифтогенеза на континентальных окраинах — например, рифт Калифорнийского залива в США и плато Западная Сьерра Мадре в Мексике [73, 76]. Геологические процессы, происходившие в позднем мелу у северо-восточной окраины Азии, не позволяют оспорить существование океанической литосферы к юго-востоку от формировавшегося ОЧВП. Однако в современной структуре активной окраины северо-восточной Азии позднемеловой Охотско-Чукотский окраинно-континентальный пояс отделен от Тихого океана Охотоморским микроконтинентом и Курило-Камчатской островной дугой, от Берингова моря он отделен аллохтонным ансамблем юрско-раннемеловых террейнов Северной Корякии с ограничивающими его с юга позднемеловыми и палеогеновыми складчатыми комплексами Южной Корякии и Камчатки [1, 62, 64, 88].

Цель настоящей статьи состоит в аналитическом подходе и интерпретации полученных к настоящему времени геологических материалов для определения геодинамической обстановки формирования Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП), процессов осадконакопления синхронных с его вулканизмом и выяснения положения в пространстве активной зоны субдукции, приведшей к формированию на континентальной окраине Евразии крупнейшего Охотско-Чукотского вулканического пояса.

ДОКАЙНОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕВРАЗИИ

Среди главнейших структурных областей северо-восточной активной окраины Евразии для цели нашего исследования, но без рассмотрения кайнозойских структур, можно выделить две группы:

- структуры с допозднемеловой континентальной корой, существовавшие до начала формирования ОЧВП;
- активные позднемеловые надсубдукционные структуры — окраинно-континентальный вулканический пояс и островные дуги.

К первой группе относятся структуры с допозднемеловой континентальной корой вместе с аккретированной к Азиатскому континенту до начала позднего мела Удско-Мургальской (Кони-Тайгоносской) островной дугой.

Вторая группа включает верхнемеловые структуры надсубдукционной природы — это собственно Охотско-Чукотский вулканический пояс, а также Западно-Камчатская и Эссоевская островные дуги (рис. 1).

В данной работе не рассматриваются верхнемеловые структуры внутриокеанических островных дуг, аккретированных в раннем палеогене

и неогене, поскольку этой проблеме посвящено большое количество публикаций как автора, так и других исследователей [53, 62, 64].

Структуры с допозднемеловой континентальной корой

В первую группу структур с допозднемеловой континентальной корой входят следующие структуры (рис. 2):

- Евразийский континент,
- Охотский микроконтинент,
- Камчатский континентальный блок,
- Корякский континентальный блок.

Евразийский континент. Многосоставной допозднемеловой фундамент северо-восточной части Евразийского континента ранее рассматривался от перекрытого осадочным чехлом Сибирского кратона на западе, до Верхояно-Колымской складчатой области с выступами докембрийского фундамента и крупным Омолонским террейном [9, 10, 41]. На северо-востоке эта область отделена от Новосибирско-Чукотской системы Южно-Ануйским швом [51].

Представляется, что в позднемеловое время границей континентальной коры могли быть остатки аккретированной Удско-Мургальской (Кони-Тайгоносской) дуги, которые находятся как в тыловой, так и во фронтальной зонах ОЧВП [34, 49, 95].

По данным сейсмогеоэлектрического профиля Верхнее Пенжино-Корф, на севере, в пределах Омолонского докембрийского массива, перекрытого вулканиками Охотско-Чукотского пояса, мощность земной коры составляет 46–50 км [7].

Южнее от ограничивающего Омолонский массив Шайбовецкого разлома на поверхности обнажены юрско-раннемеловые комплексы Удско-Мургальской вулканической дуги, где мощность земной коры уменьшается с запада на восток от 46 до 42 км вплоть до Орловско-Каменского разлома.

Юго-восточнее в Пенжинской зоне мощность земной коры скачкообразно уменьшается до 30–33 км, а под восточной и западной частью Центрально-Корякской зоны мощность земной коры вновь возрастает до 40 км [7]. Эти данные позволили предполагать существование Пенжинского рифта, периодически открывавшегося в мезозое [4]. Была проведена интерпретация данных глубинного строения Чукотско-Корякско-Камчатского региона по гравиметрическим данным, в соответствии с которой строение континентальной коры характеризуется несколькими подтипами — от коры с мощностью >40 км до коры 30–35 км [48]. Граница коры мощностью >40 км совпадает с Орловско-Каменским разломом, ограничиваю-

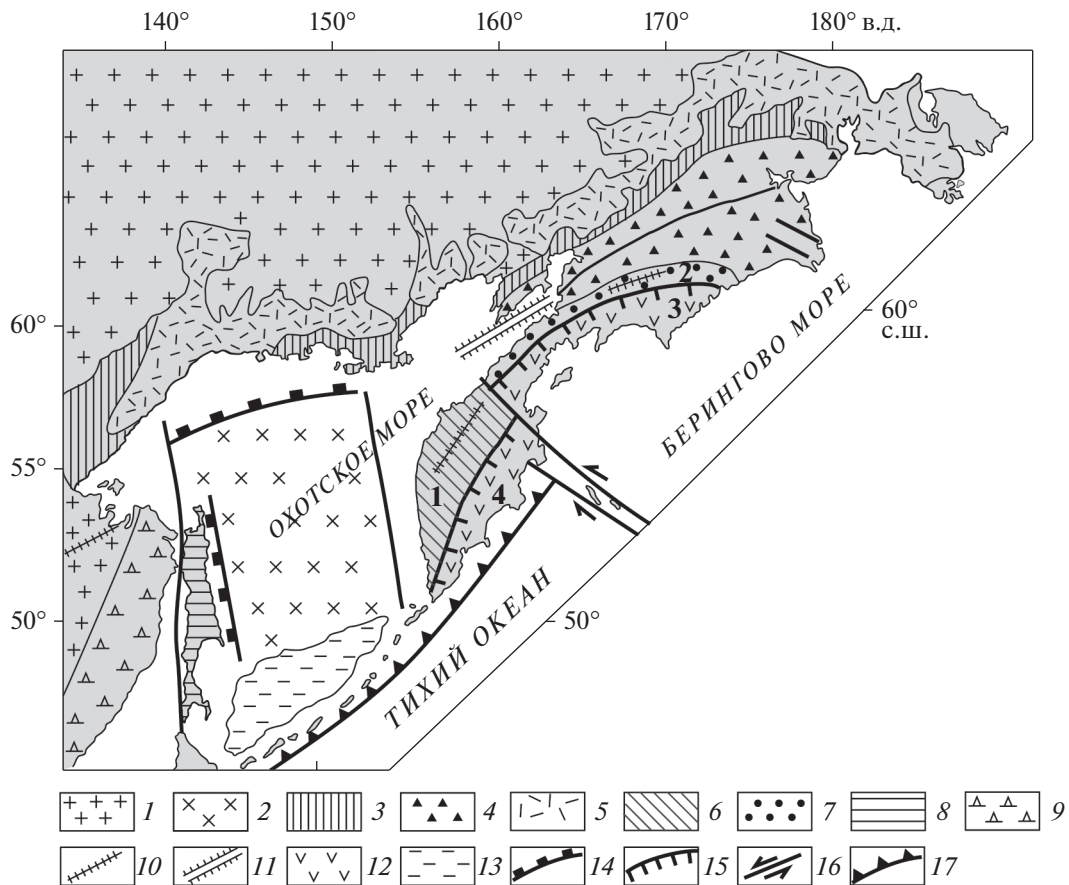


Рис. 1. Тектоническая схема северо-восточной окраины Азии.

1 – Азиатский континент; 2 – Охотоморский микроконтинент; 3 – юрско–раннемеловые комплексы Удско–Мургальской аккрезированной дуги; 4 – область до позднебарремских Северо–Корякских террейнов; 5 – Охотско–Чукотский верхнемеловой вулканический пояс; 6 – Камчатский континентальный блок (относительный автохтон); 7 – Укелятский фишевый комплекс (кампан–маастрихт); 8 – Сахалинская покровно–складчатая зона; 9 – Восточно–Сихотелинский позднепалеогеновый–раннепалеогеновый вулканический пояс; 10 – позднепалеогеновые островные дуги: 1 – Западно–Камчатская, 2 – Эссовеямская; 11 – Пенжинский рифт; 12 – аккрезированные позднепалеогеновые и позднепалеогеновые островные дуги: 3 – Олюторская и Говенская, 4 – Восточно–Камчатская и Кроноцкая; 13 – Курильская глубоководная впадина; 14 – коллизионные границы; 15 – надвижки; 16 – сдвиги; 17 – современная Курило–Камчатская зона субдукции

шим юрско–раннемеловые комплексы Удско–Мургальской вулканической дуги, и, полагаем, что ее можно отождествлять с позднепалеогеновой границей Азиатского континента.

Охотоморский микроконтинент. Анализ сейсмических профилей, проведенный в последние годы, подтвердил представления о его континентальной природе [22, 89]. Кроме того, анализ скоростей сейсмических волн в верхней коре показал, что наибольшее сходство этих скоростей соответствует породам гранодиоритового состава [22].

С запада этот микроконтинент имеет коллизионную границу с Сахалинской складчатой–покровной зоной, а с востока по разлому соприкасается с литосферным блоком Камчатки [32]. На севере Охотоморский микроконтинент по коллизионной границе контактирует с Азиатским континентом [63, 78] (рис. 3).

На юге серия ступенчатых разрывов отделяет Охотоморский микроконтинент от Южно–Охотской (Курильской) глубоководной впадины. В позднепалеогене и палеогене Охотоморский микроконтинент представлял собой сушу, а формирование осадочного чехла началось только в позднем олигоцене [14, 46].

Мощность литосферы Охотоморского континентального блока составляет 100 км, что в два раза меньше мощности литосферы на северо–востоке Азиатского континента [35].

Камчатский континентальный блок. Мощность земной коры на большей части п–ова Камчатки и на Камчатском перешейке превышает 36 км, а в центральной части п–ова Камчатка достигает 44–46 км [34]. Была проведена интерпретация данных изотопно–геохимических исследований пород метаморфизованных преимущественно тер-

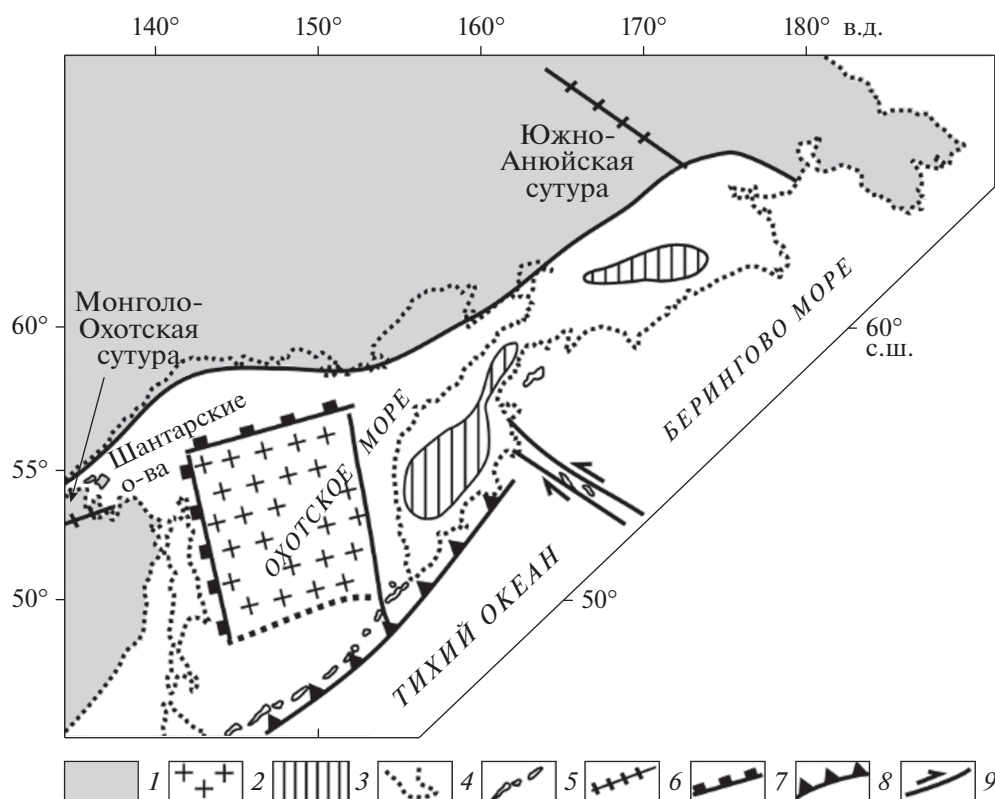


Рис. 2. Схема расположения континентальных блоков, не входивших в позднем мелу в состав Азиатского континента. 1 – Азиатский континент; 2 – Охотоморский микроконтинент; 3 – Камчатский и Северо-Корякский континентальные блоки; 4 – современная граница суши; 5 – Курильские острова; 6 – коллизионные сутуры; 7 – коллизионные границы; 8 – современная зона субдукции; 9 – сдвиги

ригенных серий Срединного хребта, а также Ганальского поднятия [28, 34, 63, 71]. Представляется, что мощность земной коры в регионе п-ова Камчатка и ее строение – с превышением мощности верхней коры над мощностью нижней коры – определяют континентальный характер Камчатского блока.

Корякский континентальный блок. Данный блок выделяется по контуру области рассчитанной мощности земной коры, превышающей 40 км. Эта область включает Учхичхильское поднятие, которое характеризуется глубоко отрицательным гравиметрическим полем (–60 мГал). В пределах Учхичхильского поднятия развиты сантон–кампанские, кампанские и маастрихтские терригенные толщи, содержащие гальку и валуны гнейсо-гранитов, двуслюдяных гранитов и кристаллических сланцев, возможно, принадлежащих подстилающему кристаллическому фундаменту. Южные склоны Учхичхильского поднятия по надвигу перекрыты мощными толщами Укэлятского флиша, формировавшимися в кампане, маастрихте и палеоцене (возможно, захватывающая ранний эоцен) [15, 63].

В песчаниках укэлятского флиша обнаружены многочисленные зерна докембрийских цирко-

нов, происхождение которых может быть связано с породами фундамента Корякского континентального блока [53]. Изотопные и геохимические исследования песчаников укэлятского флиша также показали, что источником кампан–маастрихтских толщ служили породы древнего фундамента [27].

Надсубдукционные верхнемеловые образования

Во вторую группу надсубдукционных верхнемеловых образований входят:

- Охотско-Чукотский вулканический пояс;
- Западно-Камчатская островная дуга;
- Эссоевская вулканическая дуга.

Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП).

В пределах огромного по протяженности Охотско-Чукотского вулканического пояса достаточно давно установлена продольная латеральная неоднородность. Выделяются Западно-Охотская (на западе) и Восточно-Чукотская (на востоке) фланговые зоны и Охотский, Пенжинский, Анадырский и Центрально-Чукотский секторы (с запада на восток) [6, 60].

Западно-Охотская зона и Центрально-Чукотский сектор характеризуются далеко вдающимися

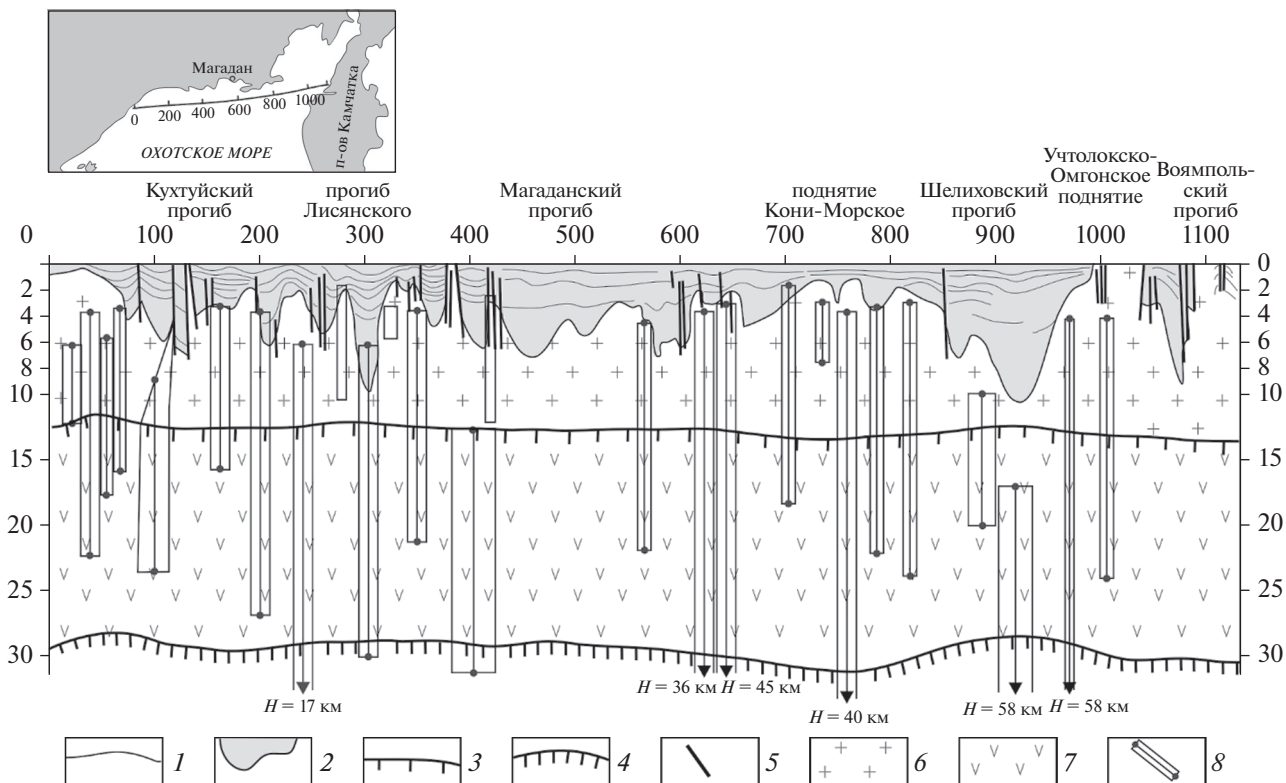


Рис. 3. Постколлизийные осадочные бассейны по Северо-Охотскому геотравверсу. Цифры на профиле и разрезе – километры. 1 – сейсмические границы в осадочной толще; 2 – поверхность консолидированного фундамента под прогибами; 3 – кровля базальтового слоя; 4 – поверхность Мохо; 5 – разрывные нарушения; 6 – гранитный слой; 7 – базальтовый слой; 8 – проекции положения верхних и нижних кромок срезов магнитных тел, по [34]

в континент площадями вулканитов с большим объемом ингимбритов и малым объемом андезитов, а также антидромной последовательностью вулканизма. Во всех остальных секторах наблюдается гомодромная последовательность [47]. Завершают разрезы субшелочные базальты и андезибазальты, формирующие субгоризонтальные плато [2, 58].

Длительное время, особенно в начальный период изучения ОЧВП, главным источником сведений о времени формирования вулканогенных толщ и их стратиграфической последовательности служили определения палеофлористических сообществ [12, 13, 31]. В последние годы было получено большое количество определений возраста растительных ископаемых остатков из различных сегментов Охотско-Чукотского вулканического пояса [13, 66, 67].

Особую значимость для стратиграфического расчленения и определения общей продолжительности функционирования вулканического пояса представляют работы, сочетающие данные фито-стратиграфии с изотопными определениями возраста вулканитов [57, 68]. Тем не менее, использование изотопной геохронологии не всегда приводит к однозначным результатам [2, 30].

Длительная дискуссия по поводу одновременности начала вулканизма вдоль всего ОЧВП или разновременности возникновения этого процесса на различных участках в настоящее время, в связи с увеличением количества изотопных определений возраста вулканитов, имеет больше свидетельств в пользу разновременности начала вулканического процесса вдоль пояса [44]. На юго-западе фланговой зоны (Преддзугжурье) начальная фаза вулканизма ОЧВП относится к средне-позднему альбу (109 ± 2 млн лет), а несколько западнее (Ульянский прогиб) начальная фаза вулканизма относится к позднему альбу–раннему сеноману (103–99 млн лет) [44].

Для Охотского, Пенжинского и Центрально-Чукотского сегментов получены значения 99–94 млн лет (сеноман). Постсубдукционные вулканические платобазальты, завершающие вулканические образования Охотско-Чукотского пояса, почти во всех сегментах относятся к позднему кампану.

Западно-Камчатская островная дуга. Петролого-геохимические данные по позднемеловым вулканическим комплексам Западной Камчатки указывают на их островодужную природу, но отличаются от внутриокеанических островных дуг

наличием в их составе энсиалических компонентов, что, вероятно, свидетельствует об их формировании на коре увеличенной мощности [56]. По-видимому, подобной корой служила шельфовая окраина Камчатского континентального блока.

У берегов Западной Камчатки при сейсморазведочных работах установлена протяженная полоса (>300 км) пород с высокими сейсмическими скоростями, сопоставляемыми со скоростями юрско–раннемеловых базальтов океанической природы хребта Омгон [16, 53]. Возможно, приведенные геофизические данные дают основание рассматривать выявленную полосу пород с высокими сейсмическими скоростями в качестве реликта океанической коры бассейна, существовавшего между Западно-Камчатским континентальным блоком и Азиатским континентом. Уверенные свидетельства формирования островодужных образований в коньяк–сантонское время представляют определения ассоциаций планктонных фораминифер и радиолярий [11]. Однако данные по изотопному возрасту обломочных цирконов из метатупфов и метатупфитов хребта Пенсантайн, определенные U–Pb методом (SCHRIMP), показывающие для наиболее молодой популяции возраст 90–100 млн лет, позволяют относить начало формирования вулканогенного комплекса к концу альба–турону [5].

Эссоевская вулканическая дуга. Сантон–раннекампанские вулканогенные образования эссоевской свиты (преобладают кислые и средние разности, хотя присутствуют и базальты), протягиваются на 120 км и перекрыты на северо-востоке тектоническими покровами юрско–раннемеловых образований, а на юго-западе скрыты под неоген–четвертичными отложениями Пусторецкой впадины и эоценовыми вулканитами Западно-Камчатско-Корякского вулканического пояса [15, 62]. Вдоль северной тектонической границы распространения эссоевской свиты спорадически прослеживаются мелкие массивы серпентинизированных гипербазитов и габброидов, что характерно для островодужных ассоциаций. Датировка кислых магматических пород из галечного материала K/Ar методом показывает возраст от 96 до 72 млн лет [15], что дает возможность предполагать более раннее, чем сантон–кампан, развитие эссоевской вулканической дуги.

СЕВЕРО-КОРЯКСКИЕ ТЕРРЕЙНЫ

Сочетание разнотипных и разновозрастных террейнов со сложной, часто хаотичной структурой сформировали пакеты тектонических покровов в регионе Северной Корякии, расположенном юго-восточнее Азиатского континента [26, 36, 40, 45, 52, 88].

В нашем исследовании мы рассматриваем материалы только по основным террейнам Северной Корякии с целью показать принципиальные, общие и характерные для них черты строения, позволяющие рассматривать область их распространения как самостоятельную тектоническую единицу.

Алганский террейн

Алганский террейн является одной из наиболее крупных структур рассматриваемой области, он сложен среднеюрскими–нижнемеловыми вулканогенно–кремнисто–терригенными толщами [37, 39, 49]. Многочисленные системы чешуй имеют юго-восточную вергентность. Для Алганского террейна характерны мощные зоны и площади катаклаза и милонитизации. Среди вулканитов определяются как островодужные, так и океанические (окраинно–морские) разности [61]. В тектонических зонах ограничения террейна или на его флангах расположены более крупные блоки и чешуи серпентинитового меланжа.

Майницкий террейн

Майницкий террейн имеет сложное строение [36, 49, 50]. В его составе выделяются три субтеррейна, формировавшихся в разное время и в разных обстановках. Один из субтеррейнов, расположенный на западе Майницкого террейна включает кремнисто–базальтовые, бонинитовые и туфо–терригенные толщи средней юры–готерива, а также фрагменты офиолитов средней юры–валанжина.

Другой террейн, расположенный восточнее, сложен интенсивно измененными, цеолитизированными терригенными толщами верхней юры (киммеридж)–готерива, в матрикс которых включены крупные блоки крайне истощенных мантийных тектонитов – гарцбургитов, дунитов, а также вулканических, осадочных и плутонических пород. Позднетриасовая–раннеюрская ассоциация включает базальты, пикробазальты, андезиты, туфы, туфопесчаники, а также габброиды, тоналиты, плагиограниты (201–169 млн лет, рэт–байос – K–Ar и Ar/Ar датировки).

Разнородные фрагменты часто разделены протяженными кулисообразно расположенными полосами серпентинитовых меланжей. В горах Тамватней, на северо-западе террейна, обнажен крупный блок необычных офиолитов, лишенных тектонических меланжей и других элементов покровной структуры. Большую часть выходов офиолитов занимают лерцолиты и диопсидовые гарцбургиты. Гипабиссальный комплекс датируется валанжином–аптом [39]. Таким образом, Майницкий террейн является коллажем фрагментов островных дуг, контрастных по составу и по возрасту (от триаса до раннего мела включи-

тельно), крупных массивов мантийных перидотитов (как обогащенных, так и крайне истощенных), габбро-тоналит-плагиогранитных серий, высокобарических метамафитов, вулканических толщ MORB-типа и бонинитов [39].

Алькатваамский террейн

Алькатваамский террейн представляет собой мощный (до 5–6 км) пакет тектонических покровов, сложенных терригенными отложениями верхней юры–нижнего мела [25, 94].

В пакете пластин осадочных пород расположены тела серпентинитового меланжа, блоки в котором представлены фрагментами офиолитов позднепалеозойского–раннемезозойского возраста, а также терригенными отложениями верхнего палеозоя–триаса.

Эконайский террейн

Эконайский террейн имеет сложную покровно-складчатую структуру и содержит различные породные ассоциации, сформированные в разных тектонических зонах и геодинамических обстановках [45, 88, 96]. В пределах этого террейна известны [88]:

– туфо-терригенные отложения верхней юры–мела с телами ультрабазитов, габбро и плагиогранитов;

– вулканогенно-кремнистые ассоциации карбона–нижней юры;

– туфо-терригенные и грубообломочные отложения верхнего палеозоя–триаса.

Характерно развитие протяженных тел серпентинитового меланжа, в котором среди включений обнаружены глыбы метаморфических пород поздне-неопротерозойского возраста [25].

Янранайский террейн

Янранайский террейн имеет уникальное строение [49]. В противоположность во многом хаотичному сочетанию различных породных ассоциаций в пределах исследуемых террейнов, в Янранайском террейне установлены три пакета кремнисто-базальтовых толщ и перекрывающих их терригенных турбидитов. Пакеты омолаживаются сверху вниз по разрезу – титон–апт, альб–турон, альб–кампан. Базальты относятся к типам MORB и OIB, что дает основание для интерпретации Янранайского террейна в качестве аккреционной призмы.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ, ПРЕДВАРЯВШИЕ ФОРМИРОВАНИЕ ОЧВП

Становление зоны субдукции под ОЧВП (106 ± 1.7 млн лет, поздний альб), началось после аккреции Удско-Мургальской вулканической дуги (127–121 млн лет, баррем) [95, 101]. Разрыв между этими процессами составляет ~20 млн лет, охватывающих поздний баррем–средний альб. На этот разрыв во времени между завершением формирования надсубдукционных образований Удско-Мургальской вулканической дуги и появлением вулканитов Охотско-Чукотского пояса на окраине северо-восточной Азии указывала Н.И. Филатова [60]. Однако более поздние исследования показали, что в Центральной Чукотке в зоне ОЧВП известна толща вулканитов основного и среднего состава, датированная ауцеллинами аптским веком [33]. Считалось, что образование этих вулканитов было связано с границей скольжения между литосферными плитами. Кроме этого, в основании вулканитов внутренней зоны Анадырского сектора Охотско-Чукотского пояса вскрыта Восточноберезовская толща, несогласно лежащая на усовской свите готерива–баррема и более древних образованиях [19]. Основную часть толщи слагают базальты, андезибазальты, андезиты и их туфы. Датирование этой толщи альбом по сомнительным остаткам буор–кемюсской флоры было отвергнуто, поскольку из дацитов в двух образцах были определены цирконы с возрастом 119 ± 5 млн лет и 119 ± 2.5 млн лет (апт) [57]. Было выдвинуто предположение, что аптский вулканизм является продолжением активности Удско-Мургальской вулканической дуги, хотя Восточно-Березовская толща характеризуется несогласными нижней и верхней границами [57].

Во внешней части Анадырского сектора Охотско-Чукотской зоны аптские образования (айнахурская свита) представлены осадочными отложениями с прослоями каменных углей [19].

Коячанская свита аптского возраста сложена осадочными породами с прослоями туфов кислого и среднего состава, апт–альбская Рябинкинская свита сложена континентальными осадочными отложениями и андезитами, андезибазальтами, базальтами и туфами [17].

Далее к юго-западу в Охотско-Чукотской зоне выше верхнеюрских–нижнемеловых отложений с размывом залегает Кирикская толща. Она представлена осадочными породами с покровами андезитов и туфов среднего состава, а также туфами и игнимбритами умеренно кислого состава с редкими покровами базальтов и андезитов. Для толщ принят ранне-среднеальбский возраст [20]. Нанкалинская толща несогласно залегает на кирикской толще или также несогласно перекрывает верхнеюрскую–нижнемеловую момолтыкичскую свиту. Толща сложена андезитами, андези-

базальтами и их туфами, реже базальтами, а в верхней части – игнимбритами и туфами латитов и дацитов. Для толщи принимается альбский возраст (средний альб (?)) [20].

Далее к юго-западу известен разрез меловых вулканитов Ульинского прогиба, который начинается вулканогенной учуликанской свитой. Возраст по флоре берриас–валанжин. Возраст базальтов учуликанской свиты, по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U–Pb датировки, древнее 120 млн лет [68].

Еманринская свита вулканитов, наращивающая разрез (липариты, дациты и их туфы, игнимбриты кислого состава, андезиты, андезито-базальты, трахиандезиты), по флоре, датируются ранним–средним альбом. Альбский возраст вулканитов подтвержден данными изотопных определений –109 и 106 млн лет [44]. Между учуликанской и еманринской свитами существует перерыв в осадконакоплении, охватывающий верхний неоком–апт [20]. Было сделано предположение, что альбские вулканиты, также как и вышележащая ульинская серия позднего альба–раннего сенона (липариты, трахилипариты, липарито-дациты, андезито-дациты, трахиандезиты и трахибазальты, игнимбриты кислого состава) имеют надсубдукционную природу [30, 44].

Отмечая накопление вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ в зоне ОЧВП в аптское и раннеальбское время, необходимо обратиться к геологической ситуации этого времени к юго-востоку от Охотско-Чукотского пояса в Пенжинско-Анадырской зоне. Аптские и апт–альбские отложения прослеживаются с юго-запада на северо-восток от среднего течения р. Таловка и верховьев р. Белая до р. Березовая более чем на 350 км, ограничивая с юга Пенжинско-Анадырскую зону [15, 18, 19, 24]. Обобщая характеристику их строения, можно утверждать, что на всем протяжении они залегают с угловым несогласием на юрско–нижнемеловых образованиях, как и одновозрастные толщи в зоне ОЧВП.

Практически все известные разрезы представлены терригенными породами (песчаники, алевролиты конгломераты). Характерно частое наличие углистых примазок и растительных остатков, а также прослоев кислых туфов.

Эти аптские и апт–альбские образования несогласно перекрываются верхнеальбско–туронскими отложениями, что, как и в зоне ОЧВП, фиксирует предпозднеальбское тектоническое событие.

Подводя итог анализа геологических событий в интервале времени между зафиксированным процессом аккреции Удско-Мургальской дуги и началом формирования окраинно-континентального вулканического пояса (ОЧВП), можно констатировать, что на северо-востоке зоны Охотско-Чукотского пояса сформировались аптские

вулканогенные толщи в Чукотском, Анадырском и Пенжинском районах, а на юго-западе в Магаданском, Ульинском и Преддугдурском районах сформировались вулканогенные толщи альбского возраста. Существует предположение, что аптские вулканиты Чукотского, Анадырского и Пенжинского секторов ОЧВП могут являться завершающим этапом вулканизма Удско-Мургальской вулканической дуги [57]. Однако ясно выраженные предаптское и позднеальбское несогласия, т.е. первое несогласие возникло после завершения вулканизма и аккреции комплексов Удско-Мургальской дуги, а второе несогласие – перед началом вулканизма Охотско-Чукотского окраинно-континентального пояса, и, скорее всего, они отражают иной процесс, возможно, – границу скольжения между литосферными плитами [33, 38]. Вулканогенные толщи альбского возраста Магаданского, Ульинского, Преддугдурского сегментов рассматриваются как ранний этап Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [44]. Важно то, что юго-восточнее азиатской континентальной окраины в апте и апте–раннем альбе накапливаются относительно мелководные осадочные толщи, которые залегают с угловым несогласием на юрско–нижнемеловых образованиях, как и одновозрастные толщи в зоне ОЧВП.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ, СИНХРОННЫЕ С ФОРМИРОВАНИЕМ ОЧВП

В современной структуре южнее и юго-восточнее области вулканического фронта ОЧВП, располагается область террейнов Коряжского, природа происхождения которых отличается от расположенного южнее Учхичхильского поднятия, относящегося к Коряжскому континентальному блоку, и от структур Азиатского континента, расположенных на севере [35, 49].

Полностью синхронно с периодом вулканизма ОЧВП на юрско–раннемеловом складчатом основании, включавшем крупные блоки палеозойских образований, происходило накопление терригенных толщ от позднего альба по кампан [12, 15, 24] (рис. 4).

На востоке, на правобережье р. Анадырь, на породах валанжинского и готеривского возраста залегают осадочная толща с горизонтами пород континентального генезиса с растительными остатками. Выявленные спорово-пыльцевые комплексы относятся к альбу и альб–сеноману, а изотопный ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) анализ туфового прослоя указал на ранний сеноман (~97 млн лет) [18]. Собранная фауна позволяет датировать вмещающие породы второй половиной сеномана и началом турона. Северо-восточнее, в зоне сочленения северо-западного борта Пенжинского прогиба с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом, осадочные породы Кривореченской свиты считаются

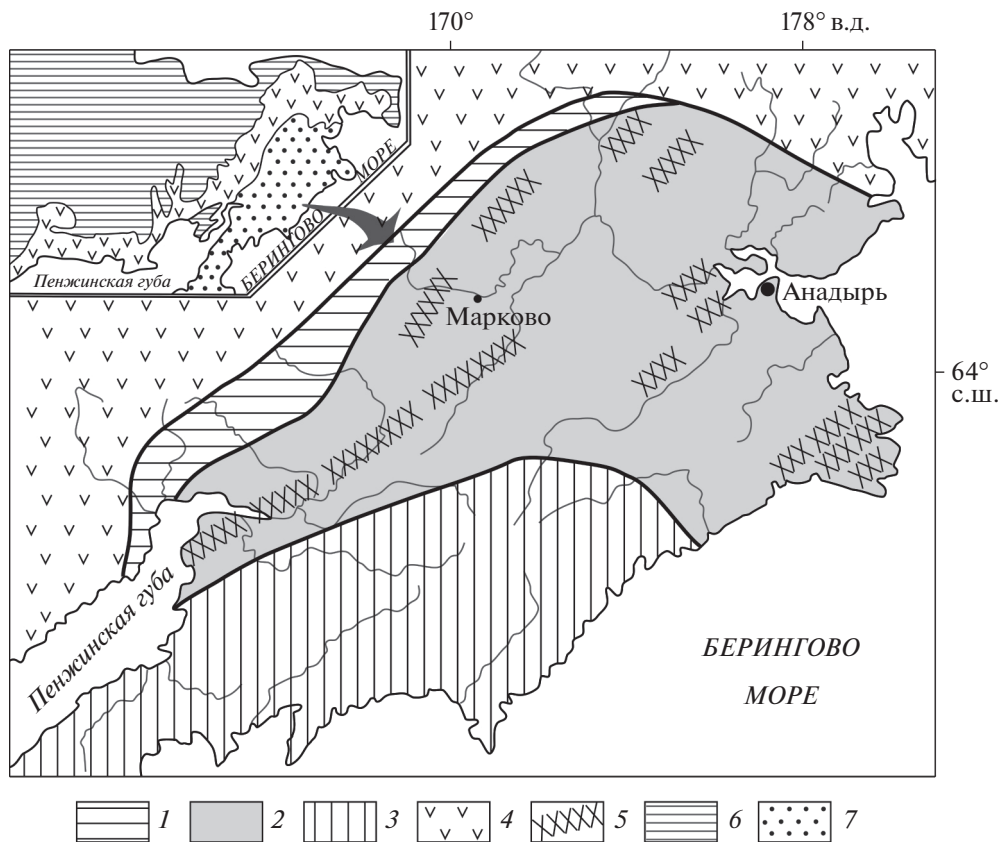


Рис. 4. Схема расположения отложений верхнего альба–кампана в области Северо-Корякских террейнов (по данным [12, 15, 17, 18], с изменениями и дополнениями).

1 – юрские–раннемеловые образования аккрецированной Удско-Мургальской дуги; 2 – область Северо-Корякских террейнов; 3 – область Южно-Корякских и Северо-Камчатских террейнов; 4 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 5 – отложения верхнего альба–кампана; 6–7 – положение схемы на врезке: 6 – Сибирский континент; 7 – террейны Корякского нагорья и Северной Камчатки

средне-поздне-сеноманско–раннетуронскими. Разрез наращивается осадочными породами поздне-туронской дуговской свиты и ранне-сеноманской крестовской свиты. В северной части хребта Пекульней, на его восточном и западном склонах, известна попереченская свита, уверенно датированная ранним коньяком по данным находок морских моллюсков в подстилающих и перекрывающих отложениях [12, 18].

На морском побережье к северу от бухты Угольной разрез конца альба и верхнего мела включает прекрасно обнаженные гинтеровскую, барыковскую, корякскую свиты и низы чукотской свиты [42, 43] (рис. 5).

Гинтеровская свита с резким угловым несогласием залегает на вулканогенно–теригенных отложениях берриас–валанжинского возраста. Базальная конгломерато–песчаниковая толща, вероятно, позднеальбская, а вышележащая толща относится к верхней зоне сеноманского яруса, но может включать и низы турона.

Были подтверждены подразделения верхнего альба–кампана с зафиксированной синхронностью осадконакопления юго-восточнее вулканического фронта ОЧВП и вулканизма в его пределах [12].

Поле распространения верхнемеловых (включая верхний альб) отложений в Пенжинской депрессии прослеживается, параллельно рекам Пенжина и Пальматкина, примерно на 300 км, слагая отроги Пенжинского кряжа [15, 17, 24]. Повсеместно в регионе исследования альбские отложения ложатся с размывом, иногда с угловым несогласием, на толщу базальных конгломератов, содержащих валанжинские бухии, которые с резким угловым несогласием перекрывают ордовик–силурийские и нижне-каменноугольные отложения.

Альб–сеноманская часть разреза представлена преимущественно тонкозернистыми песчано-алевролитовыми пачками, в которых встречаются линзы, переполненные остатками иноцерамид,

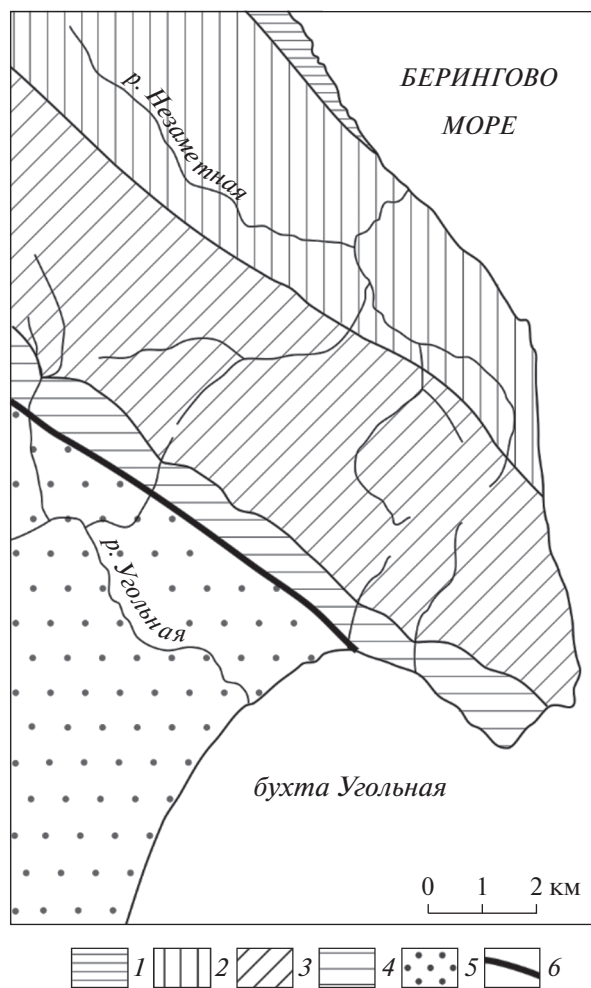


Рис. 5. Геологическая схема района бухты Угольной (по данным [12, 42], без выделения литологических пачек):

1 – валанжин–готерив; 2 – гинтеровская свита (альб–сеноман); 3 – барыковская свита (коньяк–нижний кампан); 4 – корякская свита (верхний кампан); 5 – чукотская свита (маастрихт–палеоген); 6 – разрывные нарушения

содержащие экземпляры – индикаторы коньякского возраста. На северо-восточном побережье Пенжинской губы и в бассейнах р. Таловка, р. Мамета и на п-ове Маметчинский выделяются маметчинская свита позднего альба–сеномана, турон–коньякская пенжинская свита и быстринская сантон-кампанская свита [15].

Разрезы этих свит представлены исключительно терригенными породами, в которых иногда присутствуют углистые прослои и даже угли. В Пенжинском хребте выделяются альб–туронские терригенные толщи с прослоями туффицитов и редко туфов андезитового состава. Разрез наращивается нерасчлененными терригенными отложениями сенонского надъяруса, и была дана подробная литологическая характеристика при-

брежных и мелководных отложений позднего альба–сантона Пенжинского бассейна [84]. Юго-западнее Пенжинской депрессии, на северо-востоке п-ова Камчатка и на побережье Пенжинской губы также были описаны и зартированы отложения верхнего альба–турона, полностью соответствующие по времени вулканизму Охотско-Чукотского пояса [15, 17, 42].

На обширной территории Северной Корякии и северо-запада п-ова Камчатка от позднего альба по кампан (т.е. одновременно с вулканизмом в ОЧВП) на юрско–нижнемеловых вулканогенно-осадочных образованиях (принадлежащих либо Удско-Мургальской дуге, либо террейнам Северной Корякии), а также на апт–альбских толщах (особенно в Пенжинской депрессии) несогласно формировались, включая их континентальную природу и осадочные толщи. Эти верхнемеловые образования не могут быть отнесены ни к аккреционной призме надсубдукционного окраинно-континентального пояса, ни к осадкам глубоководного желоба.

Таким образом, положение зоны субдукции, следствием которой являлось формирование ОЧВП, можно предполагать лишь южнее современного расположения террейнов Северной Корякии.

Имеющиеся мнения о формировании Удско-Мургальской дуги за счет субдукции океанической коры Палеоокеаники [2, 49, 57], а также полученные свидетельства положения верхнемеловой зоны субдукции ОЧВП южнее области, занимаемой в современной структуре юрско–раннемеловыми Северно-Корякскими террейнами, убеждают в том, что Северо-Корякские террейны заняли свое современное положение в промежуток времени между прекращением субдукции под Удско-Мургальскую дугу и становлением позднемеловой зоны субдукции под Азиатский континент с формированием ОЧВП.

Из этого следует определение основного времени перемещения сформированных террейнов Северной Корякии, которое несомненно охватывало поздний баррем, апт и ранний альб. Однако в более ранние эпохи мелового времени осадконакопление могло сопровождать процесс перемещения породных комплексов, вошедших в состав Северо-Корякских террейнов.

Это предположение делает расплывчатым определение общего времени перемещения образований, слагающих Северо-Корякские террейны.

ПРИРОДА И ИСХОДНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СЕВЕРО-КОРЯКСКИХ ТЕРРЕЙНОВ

Впервые вопрос о первичном положении Корякских террейнов был затронут А.П. Ставским с соавт. в 1988 г. [55], когда были представлены

палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона, предусматривавшие перемещение Корякских террейнов из океанических плит Пацифики.

Наиболее подробная и обобщающая публикация, как в отношении общей характеристики террейнов, так и их геодинамики была представлена С.Д. Соколовым [49], который предположил, что постоянное расширение Пацифики с существовавшими в позднем мезозое в пределах этого океана структурами приводило к их присоединению к восточной части Азиатского континента [49, 96].

В нашей работе делается попытка подойти к изображению об инициальном положении Корякских террейнов, с точки зрения их рассмотрения как единого ансамбля, с принципиально общими чертами строения такими, как:

- северо-восточное простираие всех генеральных структур, как индивидуальных террейнов и разрывных нарушений, так и всего их ансамбля;

- чрезвычайная “перемешанность” разновозрастных (от докембрия до неокома) и хаотичное совмещение комплексов различной геодинамической природы, слагающих террейны [52, 94];

- постоянное и обильное присутствие серпентинитовых меланжей [52], олистостром и разновозрастных офиолитовых комплексов (от позднего докембрия до раннего мела) как MORB, так надсубдукционного и внутриплитного типов [94].

Преобладающая юго-восточная вергентность надвигов и тектонических покровов в пределах пространства, занимаемого Северо-Корякским аллохтонным ансамблем является нерешенной проблемой. Скорее всего, подобные деформации связаны с отступанием желоба в процессе субдукции, как это показано при математическом и физическом моделировании [92, 98].

Существуют три обстоятельства, которые обычно не учитываются при реконструкции происхождения Северо-Корякских террейнов в пределах Пацифики и, в определенной мере, затрудняют такие реконструкции.

Первое обстоятельство состоит в том, что в выделяемых террейнах существенный объем составляют структурно-вещественные комплексы, формировавшиеся в юрско–раннемеловое время, т.е. одновременно с комплексами Удско-Мургальской островодужной системы, аккретированной к континенту в раннебарремское время. Этот факт должен предполагать существование самостоятельного океанического бассейна между Удско-Мургальской дугой и областью формирования Северо-Корякских террейнов.

Второе обстоятельство – это присутствие среди юрско-раннемеловых образований, на-

прямую или опосредованно связанных с геодинамикой океана, блоков пород верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, которые по своей литологии, скорее всего, являются фрагментами каких-то консолидированных складчатых зон, существование которых в пределах Пацифики пока не выявлено.

Третье обстоятельство заключается в результатах сравнения области Северо-Корякских террейнов почти изометричной формы и полосы надсубдукционных образований Удско-Мургальской дуги, которая по протяженности в три раза превышает длину границы Северо-Корякских террейнов с континентом. Принимая за исходное положение этих террейнов океаническую плиту Пацифики, создается впечатление сгуживания геодинамически разнородных Северо-Корякских террейнов в “ловушке” между расположенными почти под прямым углом Сибирским континентом и Чукотским блоком. В подобном случае положение террейнов в современной структуре могло быть обусловлено только северо-восточным направлением перемещения океанической плиты, что противоречит имеющимся данным о движении плиты Изагаги на северо-запад в юрское и меловое время [81, 82] (рис. 6).

Изложенные соображения заставляют искать иные вероятные варианты первичного места формирования юрско–раннемеловых Северо-Корякских террейнов, столь различающихся по возрасту и природе, которые, хотя и связаны с процессами в океане, но содержат отдельные отторженцы образований складчатых зон. Многократное формирование тектонических покровов, раздавливание, незакономерное чередование различных структур, видимо, указывает также на существенное перемещение этих террейнов. Представляется, что подходящей обстановкой для всех указанных процессов может являться обстановка закрывавшегося, длительно существовавшего океанического бассейна. При подобном процессе захватывались разнообразные формации – океанические, надсубдукционные и внутриплитные офиолиты, осадочный чехол океанического типа, блоки юрско–раннемеловых островных дуг и чехол окраинных бассейнов, крупные и мелкие фрагменты палеозойских и раннемезозойских образований, слагавших краевые части сталкивавшихся континентальных масс. Подобное количество тектонически преобразованных структур различной геодинамической природы наиболее правдоподобно отвечает области деформаций, возникающей при закрытии океанического бассейна в результате инденторного воздействия и выскальзывания части этого бассейна по сдвигам в область свободного океанического пространства (тектоника выскальзывания) [87, 91, 100].

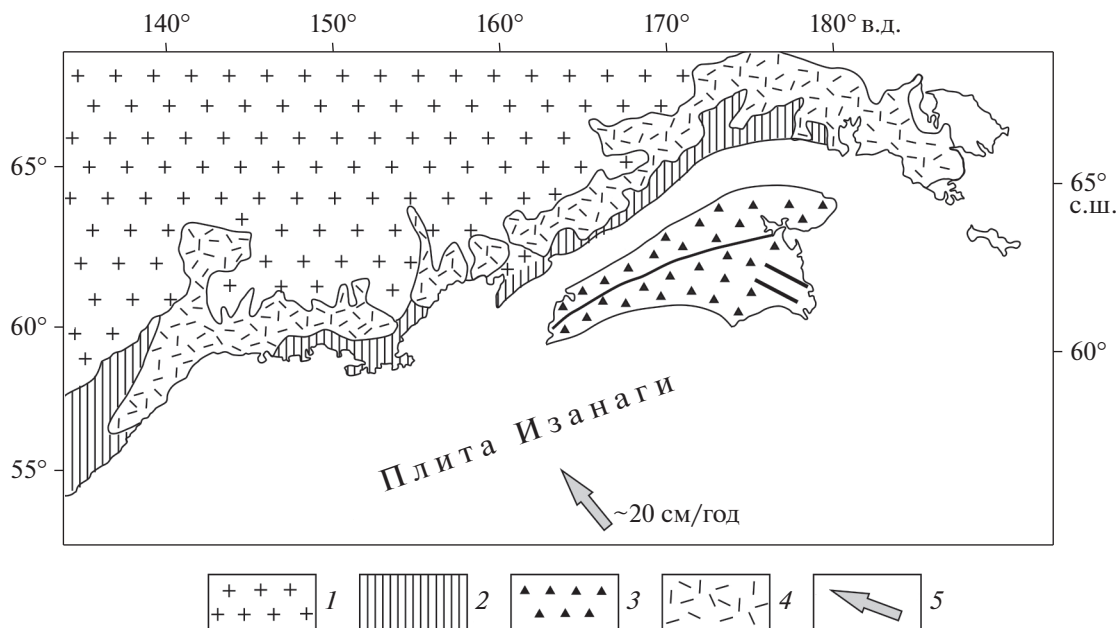


Рис. 6. Реконструкция положения области Северо-Корякских террейнов перед присоединением к Азиатскому континенту (ранний-средний альб).
 1 – Азиатский континент; 2 – аккрецированная Удско-Мургалская дуга; 3 – область Северо-Корякских террейнов; 4 – Охотско-Чукотский вулканический пояс; 5 – направление и скорость движения океанической плиты, см/год

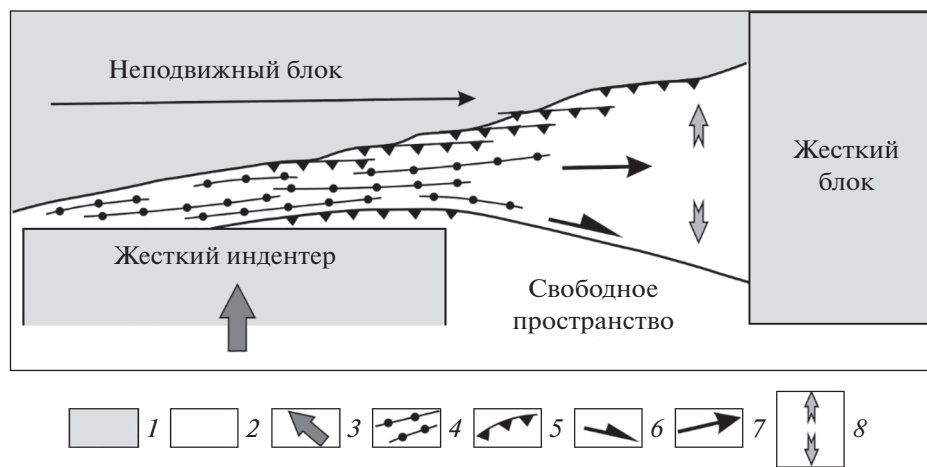


Рис. 7. Схема аналоговой модели формирования и бокового смещения выдавливаемого клина перед жестким индентором (по данным [99], с изменениями и дополнениями).
 1 – области жестких областей; 2 – свободное (океаническое) пространство; 3 – направление движения жесткого индентора; 4 – перемещаемые (выскальзывающие) геологические образования; 5 – взбросы и надвиги; 6 – сдвиги; 7 – направление движения перемещаемых (выскальзывающих) масс; 8 – область расширения перед жестким блоком

Впервые идея тектоники выскальзывания (escape tectonics) была предложена П. Таппонье и П. Молнаром в 1976 г. [100] и впоследствии применялась для Восточного Средиземноморья, Анатолии, Аляски, Тибета, Венесуэльских Анд [69, 75, 79, 80, 83, 87, 91, 102]. Автор не нашел в российской геологической литературе примеров использования этой модели, также, как и интерпретации термина “escape tectonics”. Это обстоятельство вынуждает предложить собственную интерпрета-

цию термина “escape tectonics” как тектоника выскальзывания, что наиболее соответствует как цитированным примерам, так и последующему использованию этой модели в нашей статье.

В процессе тектонического выскальзывания формируется мощная сдвиговая зона и движение геологических масс. Юрско–раннемеловой ансамбль аллохтонных террейнов Северной Корякии имеет диагональное (юго-западное–северо-

восточное) простираение, что позволяет предполагать их перемещение как с северо-востока на юго-запад, так и с юго-запада на северо-восток.

Оба предлагаемых сценария должны быть рассмотрены, поскольку в позднем мезозое на северо-востоке (Северная Аляска) реконструируется океан Ангайючам [74, 85, 86, 88, 93], а на юго-западе — Монголо-Охотский океан [23, 41, 54, 97, 99].

Обращаясь к материалам по Аляске, где и были выделены террейны, считавшиеся фрагментами океана Ангайючам, представлялось логичным распространить идею выкальзывания террейнов, примененную Т. Редфильдом и Д. Шоллом [91] для палеогеновой геодинамики Северной Аляски, на юрско—раннемеловое время.

Однако основным препятствием для использования подобной модели оказались данные об отсутствии соответствующего Корякским террейнам возрастного объема океанических комплексов и свидетельств о закрытии океана Ангайючам в поздней юре—начале раннего мела [86, 88].

Некоторым препятствием являются также и сложности в определении индентора, поскольку малый размер известного континентального террейна Руби вряд ли мог соответствовать подобному назначению. Тем не менее, современные работы по количественной томографической тектонике, используемые для реконструкций, показывают, что океаническое пространство между Северо-Американским континентом и Аляскинским островодужным архипелагом сохранялось и в позднемеловое время [74], хотя это пока не подтверждено геологическими исследованиями.

Мезозойский этап развития восточной части Монголо-Охотского океана для использования модели тектонического выкальзывания вызывает меньше вопросов, поскольку его закрытие по принципу ножниц приходило с запада на восток [23]. В восточной части океана с Азиатским кратоном сближался Амурский континентальный блок, являвшийся частью Сино-Корейского кратона [23, 54, 103].

Такому выкальзыванию геологических образований восточной части закрывавшегося океана способствовали также интенсивные сдвиговые движения, возникновение которых в позднем мезозое связывается с вращением Северо-Азиатского кратона по отношению к континентальным массивам Восточной Азии [97]. Однако, в большинстве моделей полное закрытие Монголо-Охотского океана относится к поздней или даже средней юре или к началу раннего мела (140 млн лет) [99].

Однако имеющиеся данные о раннемеловых (147—127 млн лет) андезитах и известково-щелочных гранитах с признаками надсубдукционного происхождения в пределах южного и северного обрамления восточной части Монголо-Охотско-

го складчатого пояса позволяют считать возможным окончательное закрытие восточной части Монголо-Охотского океана в раннем мезозое [54].

По результатам томографических исследований было показано, как субдукция океанической плиты отражается в геометрии скоростных аномалий в нижней мантии, последний этап закрытия океана относится к 150—120 млн лет (титон—баррем) [77].

На основе независимой реконструкции для Сибири и Сино-Корейского кратонов показано, что заключительное закрытие остатков Монголо-Охотского океана относится к 130—120 млн лет (баррем—апт), что объясняет происхождение высокоскоростных аномалий вблизи Монголо-Охотской сутуры [104].

Учитывая данные томографических исследований, представляется возможным, что инициальным положением Северо-Корякских террейнов могла быть восточная часть закрывавшегося Монголо-Охотского океана (рис. 8).

Кроме этого, существенным являются материалы, подтверждающие палеозойский возраст, включенных в состав террейнов офиолитовых блоков, что совпадает с данными о длительном развитии Монголо-Охотского океана. К этому следует добавить также, что “на пути” предполагаемого перемещения Корякских аллохтонов, если считать их произошедшими за счет закрытия Монголо-Охотского океана, лежат Шантарские острова, возрастной объем слагающих их палеозойских и раннемезозойских комплексов в целом схож с палеозойскими и триасовыми блоками, присутствующими в Северо-Корякском аллохтонном ансамбле [21].

В структурном отношении физический процесс тектонического выкальзывания приводит к развитию мощных протяженных сдвиговых зон [91]. Примеры Восточного Средиземноморья и Анатолии показывают развитие бассейнов растяжения по наиболее крупным сдвигам в соответствии с теоретическими разработками [80, 83, 102].

В рассматриваемом случае перемещения Северо-Корякских аллохтонов от восточного замыкания Монголо-Охотского океана на северо-восток вдоль юго-восточной окраины Азиатского континента вероятным результатом подобного процесса могло быть раскрытие новообразованного океанического бассейна вдоль сдвига, ограничивавшего с севера и северо-востока перемещение ансамбля Северо-Корякских аллохтонов. Раскрытие подобного бассейна с океанической корой между окраиной континента и продвигающимся ансамблем Северо-Корякских террейнов объясняет установленные проявления аптского надсубдукционного вулканизма в зоне ОЧВП.

Следующим вопросом, которого мы коснемся при обсуждении происхождения Северо-Коряк-



Рис. 8. Модель-схема тектонического выскальзывания Северо-Корякских террейнов из зоны коллизии Сибирского континента и Амурского блока.

1 – области с континентальной корой; 2 – океаническое пространство Пацифики; 3 – зона перемещения Северо-Корякских террейнов; 4 – район финального расположения Северо-Корякских террейнов; 5 – океаническая кора раскрявавшегося бассейна вдоль границы скольжения; 6 – коллизионные сuture; 7 – сдвиги

ских террейнов в результате тектонического выскальзывания комплексов, входивших в состав восточной части Монголо-Охотского океана, является возможность и скорость перемещения аллохтонов на расстояние ~2500 км. При продолжении осадконакопления в процессе перемещения выскальзывающих породных комплексов в готериве и, возможно, позднем валанжине, т.е. за время ~30 млн лет, скорость перемещения должна была составлять порядка 8–10 см в год, что, с одной стороны, сопоставимо как со скоростью перемещения океанических плит, так и со скоростью перемещения по сдвигам [69, 75, 85].

Значительное расстояние перемещения Северо-Корякских аллохтонов не является аномальным при сравнении с результатами процессов тектонического выскальзывания в Венесуэльских Андах или при Индо-Азиатской коллизии [69, 75, 79].

Представляется, что с учетом идеи тектонического выскальзывания для происхождения Северо-Корякских террейнов, соотносятся и установленные в последние годы результаты определения изотопного возраста надсубдукционных вулканитов ОЧВП, которые различаются для западного и восточного сегментов [44].

Более раннее начало надсубдукционного вулканизма на западе Азиатской окраины, как будто,

соответствует идее перемещения террейнов с запада на восток и более раннему высвобождению континентальной окраины от препятствовавшего субдукции аллохтонного ансамбля. На юго-западе фланговой зоны (Преддзугжурье) начальная фаза вулканизма ОЧВП относится к среднему–позднему альбу (109–106 млн лет), а немного восточнее (Ульинский прогиб) – к позднему альбу–раннему сеноману (103–99 млн лет). Для Охотского, Пенжинского и Центрально-Чукотского сегментов 99–94 млн лет (сеноман). Большой разрыв во времени с начала вулканизма на востоке и западе может объясняться также значительной длительностью погружения океанического слэба на востоке, где предполагаемое расстояние между глубоководным желобом (зоной субдукции) и вулканическим фронтом более чем вдвое могло превосходить аналогичную величину на западе.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геодинамическая обстановка формирования Охотоморско-Камчатско-Корякского сектора активной окраины Северо-Восточной Азии

Имеющиеся в настоящее время данные о современной структуре активной окраины северо-восточной Азии позволяют представить для

позднего мела три различающихся по строению латеральных профиля от собственно Азиатского континента до океанических пространств Пацифики. Западное пересечение от Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса через Охотоморский микроконтинент как будто вызывает меньше дискуссий при интерпретации поздне меловой геодинамики. Граница между континентом и Охотоморским блоком, как было показано, имеет скрытую палеосубдукционную природу [65, 78].

Учитывая эти данные, можно с определенной долей уверенности предполагать, что между Охотоморским континентальным блоком и континентом в позднем мелу существовало пространство океанической коры, поглощавшееся под континентальной окраиной вплоть до заклинивания зоны субдукции именно Охотоморским микроконтинентом.

При определенном Н.И. Филатовой [60] наклоне зоны субдукции около $\angle 30^\circ$ расстояние между положением глубоководного желоба и вулканическим фронтом должно было составлять ~ 150 км. Однако, в Северной Корьякии зона субдукции могла располагаться только южнее зоны развития верхнемеловых образований, формировавшихся одновременно с ОЧВП, и, в этом случае, расстояние между глубоководным желобом и вулканическим фронтом могло составлять в максимальном удалении $\sim 300-350$ км, с погружением океанической плиты под углом около $\angle 15^\circ$.

Подобная геодинамическая ситуация очень пологой субдукции соответствует предлагаемым вариантам образования больших масс кислых вулканических продуктов, установленных для северо-восточных районов ОЧВП [101]. Если это так, то для объяснения существенного преобладания кислых вулканических продуктов на западном фланге ОЧВП, видимо, можно привлечь, с одной стороны, процесс поддвига за счет возрастания мощности коры окраины континента, а также увеличенную мощность коры Омолонского массива, на котором формировалась западная фланговая зона ОЧВП.

Следует отметить, что реставрация поздне меловой геодинамической ситуации восточнее Охотоморского микроконтинента может производиться раздельно для камчатской и корьякской частей, хотя область распространения океанической коры, субдукция которой в северных румбах определяла появление и развитие ОЧВП, окаймляла с севера Камчатский и Корьякский континентальные блоки. Различие состоит в том, что вблизи северо-западной окраины Камчатского блока по микропалеонтологическим данным в коньякское время, а по изотопным данным с альб-туронского времени формировалась Западно-Камчатская островная дуга с противополож-

ным Охотско-Чукотскому направлением поглощения океанической коры, принадлежавшей, судя по всему, одному бассейну [5].

Вдоль северной границы Северо-Корьякского континентального блока также протягивается вулканическая дуга (Эссоевская) сантон-кампанского возраста, однако отсутствие ее петролого-геохимических характеристик не позволяет определять ее геодинамическую природу. Возможно, что возраст эссоевской свиты, очень близкий ко времени закрытия океанического бассейна (средний кампан), может означать обусловленность этого вулканизма коллизией Корьякского континентального блока с консолидированной корой Северо-Корьякских террейнов, присоединенных к окраине Азиатского континента в предальбское время.

Итак, если в самом общем виде рассматривать раннемеловую и поздне меловую геодинамическую историю Азиатской континентальной окраины, то можно выявить три важнейших этапа:

- первый этап определяется развитием в юрско-раннемеловое время Удско-Мургальской островной дуги с ее финальной аккрецией в раннем барреме;

- второй этап (поздний баррем, апт, ранний альб) — перемещение с юго-запада на северо-восток исключительно сложного аллохтонного ансамбля Северо-Корьякских террейнов, при его тектоническом выскальзывании из закрывавшейся восточной части Монголо-Охотского океана — процесс скольжения привел к раскрытию бассейна с океанической корой, поглощавшейся под Азиатской окраиной с формированием в аптское время надсубдукционных вулканитов;

- третий этап (поздний альб-средний кампан) определялся субдукцией океанической коры с формированием Охотско-Чукотского окраинно-континентального вулканического пояса (ОЧВП).

Финальным процессом поздне мелового развития континентальной окраины явилась коллизия Охотоморского микроконтинента с азиатской окраиной и столкновение Корьякско-Камчатских континентальных блоков с консолидированной земной корой Северо-Корьякских террейнов.

ВЫВОДЫ

В результате проведенного исследования автор пришел к следующим выводам.

1. В пределах северо-восточной окраины Азии и в смежной области Северо-Корьякских террейнов синхронно, с позднего альба по кампан, происходят различные по своей геодинамике события. На континентальной окраине формируются надсубдукционные вулканические толщи Охотско-Чукотского пояса (ОЧВП), а в области Северо-Корьякских террейнов происходит накопление,

шельфовых, мелководных и континентальных отложений. Эти осадочные отложения не могут быть отнесены ни к аккреционной призме ОЧВП, ни к осадкам глубоководного желоба. Таким образом, зону субдукции ОЧВП можно предполагать южнее современного положения области Северо-Корякских террейнов.

2. Имеющиеся данные показывают, что аллохтонный ансамбль Северо-Корякских террейнов занял свое современное положение после аккреции Удско-Мургальской дуги (готерив-ранний баррем) и перед становлением зоны субдукции под ОЧВП (поздний альб).

3. Вещественная и возрастная характеристика незаконномерно совмещенных Северо-Корякских террейнов, представленных породными ассоциациями различной геодинамической природы, в большинстве случаев, показывает их связь со сложным построенным океаническим пространством.

Стиль покровно-тектонических и других нарушений, изобилие серпентинитовых меланжей и разновозрастных офиолитов в Северо-Корякских террейнах предполагают их длительное структурное преобразование. Подобное хаотическое совмещение ассоциаций различной геодинамической природы может отвечать области деформаций и процессу тектонического выскальзывания, возникающих при закрытии океанического бассейна, которым мог являться длительно существовавший Монголо-Охотский океан.

4. Проанализированные данные показали, что в восточной зоне ОЧВП в аптское—ранне-альбское время (до начала вулканизма ОЧВП) происходило накопление вулканитов надсубдукционного типа и осадочных толщ. Эти события были обусловлены кратковременным раскрытием бассейна с океанической корой вдоль северного близконтинентального сдвига в процессе тектонического выскальзывания и перемещения Северо-Корякских аллохтонов. Аптские—нижне-альбские осадочные отложения, известные южнее зоны ОЧВП, формировались в процессе перемещения Северо-Корякских террейнов, о чем свидетельствуют только местами выраженное пред-аптское и пред-поздне-альбское несогласия. Пред-аптское несогласие отражает деформации при перемещении Северо-Корякских террейнов, а пред-поздне-альбское несогласие фиксирует достижение этими террейнами положения в современной структуре.

Благодарности. Автор благодарен С.А. Паланджяну (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за обсуждение проблем затрагиваемых в статье. Автор искренне признателен Л.Ф. Сергачевой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за помощь при оформлении иллюстраций рукописи статьи.

Автор благодарен рецензенту чл.-кор.РАН, проф. С.Д.Соколову (ГИН РАН, г. Москва) и анонимным рецензентам за полезные комментарии и признателен редактору М.Н. Шуплецову (ГИН РАН, г. Москва) за тщательное редактирование.

Финансирование. Базовое финансирование осуществляется за счет субсидии № 0135-2019-0078.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аккреционная тектоника Восточной Камчатки. — Под ред. Ю.М. Пушаровского — М.: Наука, 1993. 250 с.
2. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 249—290.
3. Акинин В.В. Охотско-Чукотский вулканогенный пояс: от первопроходцев до современности (к 90-летию В.Ф. Белого). — X Всерос. совещ. с междунар. участием “Меловая система России и ближнего зарубежья: проблемы стратиграфии и палеогеографии”. — СВКНИИ ДВО РАН: Магадан, 2020. С.7—9.
4. Апрельков С.Е., Декина Е.И., Попруженко С.В. Особенности геологического строения Корякского нагорья и бассейна реки Пенжина // Тихоокеанская геология. 1997. Т. 16. № 2. С. 46—57.
5. Бадрединов З.Г., Тарарин И.А., Марковский Б.А., Сляднев Б.И., Акинин В.В., Евсеев Г.Н., Ноздрачев Е.А. Метавулканиты Западной Камчатки (первые данные U—Pb SHRIMP датирования возраста цирконов) // ДАН. 2012. Т. 445. № 5. С. 559—563.
6. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Под ред. Н.А. Шило — М.: Наука, 1977. 171 с.
7. Белявский В.В., Золотов Е.Е., Ракитов В.А., Нурмухамедов А.Г., Попруженко С.В., Шнак И.П., Храпов А.В. Глубинная сейсмогеоэлектрическая модель Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Центрально-Корякской складчатой системы в пределах профиля Корф — Верхнее Пежино. — В сб.: Олюторское землетрясение 20 (21) апреля 2006 г. Корякское нагорье. — Под ред. В.Н. Чеброва — Геофиз. служба РАН: Петропавловск—Камчатский, 2007. С. 77—88.
8. Богданов А.А. О геологии Перуанских Анд // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. XLV. № 2. С. 130—151.
9. Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоника и геодинамика северо-востока Азии: Объяснительная записка к тектонической карте Северо-Востока Азии. — М-б 1 : 5000000 — М.: ИЛ РАН, 1992. 56 с.
10. Бондаренко Г.Е. Тектоника и геодинамическая эволюция мезозойд северного обрамления Тихого океана. — Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М.: МГУ, 2004. 48 с.
11. Вишневская В.С., Басов И.Н., Палечек Т.Н., Курилов Д.В. Биостратиграфия юрско-меловых отло-

- жений Западной Камчатки по радиоляриям и фораминиферам. — В кн.: *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое*. — Под ред. Ю.Б. Гладенкова, С.А. Паланджяна — М.: Научный Мир, 2005. С. 6–54.
12. *Герман А.Б.* Меловая флора Анадырско-Корякского субрегиона (Северо-Восток России): систематический состав, возраст, стратиграфическое и флорогенетическое значение. — Под ред. А.М. Ахметьева — М.: ГЕОС, 1999. 124 с.
 13. *Герман А.Б., Головнева Л.Б., Щепетов С.В.* Поздне-меловая арманская флора Магаданской области: состав, возраст и новые виды растений // Палеонтологический журнал. 2012. № 6. С. 82–91.
 14. *Гладенков Ю.Б., Шаницер А.Е., Челебаева А.И.* Нижний палеоген Западной Камчатки (стратиграфия, палеогеография, геологические события). — Под ред. Ю.Б. Гладенкова — М.: ГЕОС, 1997. 367 с. (Тр. ГИН РАН. 1997. Вып. 488).
 15. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б: 1 : 1000000 (новая серия). — Объяснительная записка. — Лист Р-58, 59-Каменское. — Л.: ВСЕГЕИ, 1985.
 16. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б: 1 : 1000000 (третье поколение). — Серия Корякско-Курильская. — Лист О-57-Палана. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2013.
 17. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б: 1 : 1000000 (третье поколение). — Серия Корякско-Курильская. — Лист Р-58—Пенжинская губа. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. С. 337.
 18. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б: 1 : 1000000 (третье поколение). — Серия Чукотская. — Лист Q-60-Анадырь. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2016.
 19. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б: 1 : 1000000 (третье поколение). — Серия Чукотская. — Лист Q-59-Марково. — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2012.
 20. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б: 1 : 1000000 (третье поколение). — Серия Верхояно-Колымчатая. — Лист Р-56-Сеймчан — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.
 21. Государственная геологическая карта Российской Федерации. — М-б: 1 : 1000000 (третье поколение). — Серия Дальневосточная. — Лист -N-53-Шантарские острова — Объяснительная записка. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2007.
 22. *Злобин Т.К., Полец А.Ю., Пеньковская О.В.* Глубинная геодинамика и ее проявления в литосфере зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану // Электрон. научн. изд. Альманах Пространство и Время. 2012. Т. 1. Вып. 1. С. 1–23. [https:// http://j-spacetime.com/](https://http://j-spacetime.com/)
 23. *Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника плит территории СССР. — Под ред. В.Е. Хаина — М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.
 24. *Зотова Т.Д.* Опорный разрез альб–сеноманских отложений Пенжинской депрессии. — В кн.: *Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов России*. — Под ред. В.А. Прозоровского — СПб.: Недра, 2006. С. 125–156.
 25. *Иванов О.Н., Перцев А.Н., Ильченко Л.Н.* Докембрийские метаморфические породы Анадырско-Корякского региона. — Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1989. 62 с.
 26. *Казимиров А.Д.* Покровы востока Корякского нагорья и их структурно-формационные гомологи. — Под ред. А.В. Пейве — М. Наука, 1985. 112 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1985. Вып. 391).
 27. *Коваленко Д.В., Ставрова О.О., Цуканов Н.В.* Изотопная и геохимическая характеристика верхне-меловых и кайнозойских отложений Камчатки и Южной Кореи // Тихоокеанская геология, 2010. Т. 4. С. 3–14.
 28. *Костицын Ю.А., Аносова М.О., Ревьяко Н.М., Степанов В.А.* U–Pb и Sm–Nd данные возраста фундамента Срединного хребта Камчатки. — В кн.: *Геохронометрические и изотопные системы, методы их изучения, геохронология геологических процессов*. — Мат-лы Росс. конф. по изотопной геохронологии. — М.: ГЕОС, 2012. С. 175–177.
 29. *Котляр И.Н., Белый В.Ф., Милов А.П.* Петрохимия магматических формаций Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Под ред. А.Ф. Белого—М.: Наука, 1981. 223 с.
 30. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б., Жуланова И.Л.* Актуальные вопросы геохронометрии и петрологии Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (по поводу статьи В.В. Акинина, Э.Л. Миллер “Эволюция известково-щелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (Петрология, 2011, Т. 19. № 3. С. 249–290)”) // Уральский геологический журнал. 2013. № 4. С. 85–96.
 31. *Лебедев Е.Л.* Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Отв. ред. А.В. Пейве: — М.: Наука, 1987. 180 с.
 32. *Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.И., Рыбин А.В., Мартынов А.Ю.* Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 1–25.
 33. *Морозов О.Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. — Под ред. С.Д. Соколова — М.: ГЕОС, 2001. 208 с.
 34. *Некрасов Г.Е.* Тектоническая природа Камчатско-Корякского региона и вопросы геодинамики складчатого обрамления севера Тихого океана // Геотектоника. 2003. № 6. С. 53–79.
 35. Объяснительная записка к Тектонической карте Охотоморского региона. — М-б: 1 : 2500000. — Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хаина — М.: ИЛ РАН, 2000. 193 с.

36. Очерки тектоники Корякского нагорья. — Под ред. Ю.М. Пушаровского, С.М. Тильмана — М.: Наука, 1982. 219с.
37. Паланджян С.А. Гранитоиды офиолитовых поясов Корякской складчатой системы. — В кн.: *Магматизм и оруденение Северо-Востока России*. — Под ред. С.Г. Бялобжеского— Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. С. 204—242.
38. Паланджян С.А. Восточно-Пекульнейский террейн океанической коры (крайний Северо-Восток Азии, Россия): фрагмент позднеюрской-ранне-меловой границы скольжения между Палео-Пацификом и Чукотским микроконтинентом // *Геотектоника*. 2021. № 5. С. 98—114.
39. Паланджян С.А., Лэйер П.У., Паттон У.У., Ханчук А.И. Геодинамическая интерпретация $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок офиолитовых и островодужных мафитов и метамафитов Анадырско-Корякского региона // *Геотектоника*. 2011. № 6. С. 72—87.
40. Палечек Т.Н. Кампан-маастрихтские радиолярии террейнов Корякского нагорья, Северо-Восток России // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2020. Т. 28. № 5. С. 116—145.
41. Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. — Под ред. К.В. Боголепова — Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
42. Пергамент М.А. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-западной Камчатки (Пенжинский район). — Под ред. Н.С. Шатского — М.: Наука, 1961. 158 с. (Тр. ГИАН СССР. 1961. Вып. 39).
43. Пергамент М.А. Стратиграфия и иноцерамы верхнего мела Северного полушария. — Под ред. А.В. Пейве.— М.: Наука, 1978. 214 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 322).
44. Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Ханчук А.И., Травин А.В. Первые данные U—Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования Преджуджурских вулканитов — новое свидетельство разновременности формирования отдельных звеньев Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // *ДАН. Науки о Земле*. 2021. Т. 497. № 2. С. 107—115.
45. Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта. — В кн.: *Тектоническое развитие земной коры и разломы*. — Под ред. А.В. Пейве — М.: Наука, 1979. С. 69—80.
46. Семакин В.П., Кочергин А.В., Питина Т.И. Тектоническое районирование осадочного чехла Охотского моря по литофизическим, структурным и структурно-литофизическим признакам // *Геодинамика и тектонофизика*. 2014. Т. 5. № 4. С. 1059—1075.
47. Сидоров А.А., Волков А.В., Белый В.Ф., Алексеев В.Ю., Колова Е.Е. Золото-сереброносный Охотско-Чукотский вулканогенный пояс // *Геология рудных месторождений*. 2009. Т. 51. № 6. С. 492—507.
48. Сидоров М.Д., Разумный А.В., Исаева Е.П. Модель земной коры и тектоническое районирование переходной зоны континент — океан Чукотско-Корякско-Камчатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса // *Региональная геология и металлогения*. 2020. № 82. С. 69—82.
49. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. — Под ред. Ю.М. Пушаровского — М.: Наука, 1992. 182 с.
50. Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // *Геотектоника*. 2010. № 6. С. 60—78.
51. Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лэйер П. Тектоника Южно-Анхойской сuture (Северо-Восток Азии) // *Геотектоника*. 2015. № 1. С. 3—30.
52. Соколов С.Д., Крылов К.А. Структурированный серпентинитовый меланж Камчатско-Корякской складчатой системы // *Геотектоника*. 2010. № 1. С. 52—68.
53. Соловьев А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. — В кн.: *Методы трекового датирования цирконов и структурного анализа*. — Под ред М.Г. Леонова — М.: Наука, 2008. 319 с.
54. Сорокин А.А. Геодинамическая эволюция восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса. — Автореф. дис. к.г.-м.н. — СПб.: ИГГД РАН, 2005. 52 с.
55. Ставский А.Д., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П. Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // *Геотектоника*. 1988. № 6. С. 32—42.
56. Сухов А.Н., Кузьмичев А.Б. Верхнемеловые отложения Западной Камчатки. — В кн.: *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое*. — Под ред. Ю.Б. Гладенкова, С.А. Паланджяна — М.: Научный мир, 2005. С. 121—164.
57. Тихомиров П.Л., Правикова Н.В., Бычкова Я.В. Чукотский сегмент Удско-Мургальского и Охотско-Чукотского вулканических поясов: геодинамическая природа и вопросы возраста // *Геология и геофизика*. 2020. Т. 61. № 4. С. 468—488.
58. Тихомиров П.Л., Лебедев Е.Л., Пасенко А., Льюэр Ф. “Верхние базальты” Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского пояса: продольная миграция вулканической активности или наложение позднего магматического события? // *ДАН. Науки о Земле*. 2021. Т. 501. № 2. С. 167—172.
59. Устиев В.К. Охотский тектоно-магматический пояс и связанные с ним проблемы // *Советская геология*. 1959. № 3 С. 3—26.
60. Филатова Н.И. Периокеанические вулканогенные пояса. — Под ред. М.С. Нагибиной — М. Недра, 1988. 264 с.
61. Филатова Н.И., Вишневская В.С. Аллохтонные формации среднего мезозоя северо-западного континентального обрамления Тихого океана // *ДАН*. 1992. Т. 323. № 4. С. 734—740.
62. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В., Паланджян С.А. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в поздне-меловом

- вое – раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 2. С. 1–28.
63. Чехович В.Д., Сухов А.Н. О некоторых нерешенных вопросах геологического развития Западной Камчатки в позднемезозойское–раннепалеогеновое время// В кн.: *Западная Камчатка: геологическое развитие в мезозое*. — Под ред. Ю.Б. Гладенкова, С.А. Паланджяна — М.: Научный мир. 2005. С. 195–220.
 64. Шаниро М.Н. Позднемеловая Ачайваям-Валагинская дуга (Камчатка) и кинематика плит Северной Пацифики // Геотектоника. 1995. № 1. С. 58–70 .
 65. Шеин В.С., Игнатова В.А. Геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Дальнего Востока. — Под ред. В.А. Игнатовой — М.: ВНИГНИ, 2007. 293 с.
 66. Щенетов С.В., Герман А.Б., Тихомиров П.Л., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я. О возрасте буор–кемюсской флоры северо-восточной Азии на основе материала из неморского мела Восточной Чукотки // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2020. Т. 28. № 4. С. 125–141.
 67. Щенетов С.В. О стратиграфическом положении меловых отложений с гребенкинской флорой, северо-восток России // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 1. С. 63–72.
 68. Akinin V., Miller E., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearcey S., Polzunkov G.O., Trunilina V.A. Epizidocity and the dance of Late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Sci. Rev. 2020. Vol. 208. 103272.
 69. Backé G., Dhont D, Yves Hervouët Y., Gonzales L. Active tectonic escape of the northwestern Venezuelan Andes. — 6th *International Symposium on Andean Geodynamics* (ISAG 2005), Barcelona, Spain. Extend. Abstr. P. 86–89.
 70. Barazangi M., Isacks B.L. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America//Geology. 1976. Vol. 4. No. 11. P. 680–692.
 71. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W., Wooden J.L., Natal'in B.A. Archean Protolith and Accretion of Crust in Kamchatka: SHRIMP Dating of Zircon from Sredinny and Ganal Massifs // J. Geol. 2002. Vol. 110. P. 271–289.
 72. Bryan S. Silicic Large Igneous Provinces // Episodes. 2007. March. P. 20–31.
 73. Bryan S., Ferrari L. Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years // GSA Bull. 2013. Vol. 125. No. 7/8. P. 1053–1078.
 74. Clennett E.J., Sigloch K, Mihalynuk M.G., Seton M., Henderson M.A., a Hosseini K, Mohammadzaheri I A., Johnston S.T., Müller D.T. A Quantitative Tomotectonic Plate Reconstruction of Western North America and the Eastern Pacific Basin // Geochem. Geophys. Geosyst. 2020. Vol. 21. No. 8.
 75. Deng Y., Panza G.F., Zhang Z., Romanelli F., Ma T., Doglioni C., Wang P., Zhang X., Terng J. Transition from continental collision to tectonic escape? A geophysical perspective on lateral expansion of the northern Tibetan Plateau // Earth, Planets and Space. 2014. Vol. 66. No. 10. P. 2–10.
 76. Ferrari L., Orozco-Esquivel T., Bryan S., Lopez-Martinez M., Silva-Fragoso A. Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondu Group with the Gulf of California rift // Earth-Sci. Rev. 2018. Vol. 183. P. 115–152.
 77. Fritzel E.H., Bull A.L., Shepard G.E. Closure of the Mongol-Okhotsk ocean: Insights from seismic tomography and numerical modelling // Earth Planet. Sci. Lett. 2016. Vol. 445. P. 1–12.
 78. Gorbatov A., Widiyantoro S., Fukao Y., Gordeev E. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P wave tomography // J. Geophys. Int. 2000. Vol. 142. P. 27–36.
 79. Kornfeld D., Eckert S., Appel E., Ratschbacher L., Pfander J., Liu D., Ding L. Clockwise rotation of the Bahoshan Block due to southeastward tectonic escape of Tibetan crust since the Oligocene // Geophys. J. Int. 2014. Vol. 197. No. 1. P. 149–163.
 80. Kocyigit A., Erol O. A tectonic escape structure: Erciyes pull-apart basin, Kayseri, Central Anatolia, Turkey // Geodinamica Acta, 2001. Vol. 14. P. 33–145.
 81. Liu Sh., Guarmis M., Ma P., Zhang Bo. Reconstruction of northeast Asian deformation integrated with Western Pacific plate subduction since 200 Ma // Earth Sci. Rev. 2017. P. 2–94.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.10.012>
 82. Liu J., Chen J.Ni., Graddock J.P., Zhang Y. Early Cretaceous tectonics across the North Pacific: New insight from multiphase tectonic exstrusion in Eastern Eurasia // Earth Sci. Rev. 2021. Vol. 217. 103552.
 83. Mann P. Model of the formation of large transtensional basins in zones of tectonic escape // Geology. 1997. Vol. 25. No. 3. P. 211–217.
 84. Markevich P.V., Malinovsky A.I., Tuchkova M.I., Sokolov S.D., Grigoriev V.N. The use of heavy minerals in determining the provenance and tectonic evolution of Mesozoic and Cenozoic sedimentary basins in the continent – Pacific ocean transition zones: example from Sikhote-Alin and Koryak-Kamchatka Regions (Russian far east) and Western Pacific // Developments in Sedimentology. 2007. Vol. 58. P. 789–822.
 85. Mohammadzaheri A., Johnston S.T., Muller D.A Quantitative Tectonic Plate Reconstruction of Wesern North America and the Eastern Pacific basin // Geochem. Geophys. Geosyst. 2020. Vol. 12. P. 1–25.
 86. Moore T., Box S. Age, distribution and styl of deformation in Alaska north of 60° N: Implication for assembly of Alaska // Tectonophysics. 2016. Vol. 691. P. 133–170.
 87. Neubauer F., Fritz H., Ganser J., Kurz W., Nemes F., Wallbrecher E., Wang X., Willingshofer E. Structural evolution within an extruding block: Model and application to the Alpin-Pannonian system. — In: *Aspect of Tectonic Faulting*. — Ed. by F.K. Lehner, J.L. Urai, (Publ.House, City, Country. 2000), P. 142–154.

88. *Nokleberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.B., Scotese C.R., Scholl D.W., Fujita K.I.* Circum-North Pacific tectonostratigraphic Terrane Map. – (U.S. Departm. Interior. U.S. Geol. Surv. Open File Rep. No. 94 94–714. 1994). 127p.
89. *Pavlenkova N.I., Kashubin S., Sakoulina T.S., Pavlenkova G.A.* Geodynamic nature of the Okhotsk Sea lithosphere: An overview of seismic constraints // *Tectonophysics*. 2020. Vol. 777. P. 228–320.
90. *Pilger R.H.* Plate reconstruction aseismic ridges and low-angle subduction beneath the Andes // *GSA Bull.* 1981. Vol. 92. No. 7. P. 448–456.
91. *Redfield T.F., Scholl D.W., Fitzgerald P.G., Beck M.E.* Escape tectonics and extrusion of Alaska: Past, present, and future // *Geology* 2007. Vol. 35. No. 11. P. 1039–1042.
92. *Rodriguez-Gonzalez, J., Negredo A.* The role of the overriding plate thermal state on slab dip variability and the occurrence of flate subduction // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2012. Vol. 13. No. 1. P. 1–21.
93. *Siglöch K., Mihalyunuk M.G.* Mantle and geological evidence for a Late Jurassic-Cretaceous suture spanning North America // *GSA Bull.* 2020. Vol. 129. No. 11–12. P. 1489–1520.
94. *Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A., Morozov O.L., Ganelin A.V., Bazilev V.A., Osipenko A.B., Palandzhyan S.A., Kravchenko-Berezhnoy I.R.* Ophiolites in accretionary complexes along Early Cretaceous margin of NE Asia: Age, composition, and geodynamic diversity. – In: *Ophiolites in Earth History*. – Ed. by Y. Dilek, P.T. Robinson, (Geol. Soc. London, Spec. Publ. 2003. Vol. 218), P. 619–664.
95. *Sokolov S.D., Bondarenko G.Ye., Khudoley A.K., Morozov O.L., Luchitskaya M.V., Tuchkova M.I., Layer P.W.* Tectonic reconstruction of Uda–Murgal arc and the Late Jurassic and Early Cretaceous convergent margin of Northeast Asia–Northwest Pacific // *Stephan Mueller Spec. Publ. Ser.* 2009. No. 4. P. 273–278.
96. *Sokolov S.D., Tuchkova M.I.* Mesozoic tectono-stratigraphic terranes of the Koryak-Chukotka region // *GSA Spec. Pap.* 2015. Vol. 513. P. 461–481.
97. *Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P., Kotov A.V., Xu W., Yang H.* Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk ocean: Constraints from U–Pb and Hf–isotopic data of detrital zircons from metasediments along Dzhandy transect // *Gondwana Research*. 2020. Vol. 81. P. 58–78.
98. *Sternal P., Jolivet L., Menant A., Gerya T.* Driving upper plate surface deformation by slab rollback and mantle flow // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2014. Vol. 405. P. 110–118.
99. *Sun De-Y., Gou J., Wang T-H., Ren Y-Sh., Liu Y-J.* Geochronological and geochemical constraint on the Erguna massif basement: NE China – subduction history of the Mongol–Okhotsk oceanic crust // *Int. Geol. Rev.* 2013. Vol. 55. No. 14. P. 1801–1816.
100. *Tapponnier P., Molnar P.* Slip-line fields Theory and large-scale continental tectonics // *Nature*. 1976. No. 264. P. 319–324.
101. *Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu., Nakamura E.* The Cretaceous Okhotsk–Chukotka volcanic belt (NE Russia): Geology, Geochronology, magma output rates and implications on the genesis of silicic LIPs // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2012. Vol. 221–222. P. 14–32.
102. *Umhoefer P.J., Thomson S.N., Cosca M.A., Teyssier Witney D.L.* Cenozoic tectonic evolution of the Ecemiş fault zone and adjacent basins, central Anatolia, Turkey, during the transition from Arabia–Eurasia collision to escape tectonics // *Geosphere*. 2020. Vol. 16. No. 6. P. 1358–1384.
103. *Wang T., Tong Y., Xiao W., Guo L., Windley B.F., Donskaya T., Narantssetseg T., Zhang J.* Rollback, scissor-like closure of the Mongol–Okhotsk Ocean and formation of an orocline: Magmatic migration based on large archive of age-data // *Oxford Acad. Nation. Sci. Rev. NSR*. 2022. Vol. 9. P. 2–12.
104. *Wu L., Kravchinsky V.J., Gu I Y.J., Potter D.K.* Absolute reconstruction of the closing of the Mongol–Okhotsk Ocean in the Mesozoic elucidates the genesis of the slab geometry underneath Eurasia // *J. Geophys. Res. Ser.: Solid Earth*. 2017. Vol. 122. P. 4831–4851.

Initiation of Subduction beneath the Northeastern Asian Continent in the Late Cretaceous

V. D. Chekhovich*

Geological Institute, RAS, 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

**e-mail: vadimchekhovich@mail.ru*

The Late Albian–Campanian Okhotsk–Chukotka Subduction Volcanic Belt (OCVB) extends along the northeastern Asian margin for more than 3000 km. Toward the Pacific, this belt adjoins with the microcontinent of the Sea of Okhotsk in the west and with the Jurassic–Early Cretaceous terranes of the Northern Koryak region in the east. Various rock assemblages of these terranes are overlain by shallow-water and continental sediments coeval with the OCVB volcanic rocks. These sediments significantly differ from deposits of deep-water trenches and accretionary wedges. This argues for a location of the OCVB subduction zone southeast of the Koryak terranes. The Late Cretaceous subduction zone situated to the north of the microcontinent of the Sea of Okhotsk is proved by tomography. The Jurassic–Early Cretaceous Uda–Murgal island arc (which was accreted in the Barremian) and the Late Albian–Campanian Okhotsk–Chukotka Subduction

Volcanic Belt, which are two major subduction-related structures of the northeastern active margin of Asia, were originated with the interval of 20 Ma. During this time interval the Jurassic–Late Cretaceous North Koryak assemblages of various geodynamic affinity were combined, transported and accreted to the Asian continent in a local area restricted by the Siberian continent and the Chukotka continental block (Hauterivian–Early Barremian). Data presented in the paper contradict the formation of the North Koryak terranes in the Pacific oceanic plates. We assume that these terranes composed of rock assemblages of various geodynamic settings were originated in the Late Mesozoic eastern part of the Mongol-Okhotsk Ocean. A chaotic transformation and translation of the Northern Koryak terranes were probably related to an escape tectonic during the closure of the Mongol-Okhotsk Ocean, which was resulted from collision of the Amur block of the Sino-Korean craton with the Siberian continent.

Keywords: Okhotsk–Chukotka Volcanic Belt (OCVB), Uda–Murgal arc, North Koryak terranes, escape tectonics, subduction, collision, Late Mesozoic Mongolian–Okhotsk Ocean