

УДК 551.242(571.66)

СТРОЕНИЕ МЕЛОВОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ ХРЕБТА ОМГОН (ЗАПАДНАЯ КАМЧАТКА)

© 2003 г. Н. А. Богданов¹, А. В. Соловьев¹, Г. В. Леднева¹, Т. Н. Палечек¹, А. В. Ландер²,
Дж. И. Гарвер³, В. Е. Вержбицкий¹, Д. В. Курилов¹

¹Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 109180, Москва,
Старомонетный пер., 22, Россия

²Международный институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН, 113566,
Москва, Варшавское ш., 79, кор. 2, Россия

³Геологическое отделение, Юнион Колледж, Нью-Йорк, Скенектади, США

Поступила в редакцию 11.11.2002 г.

Изучение комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) показало, что в его структуре тектонически совмещены разновозрастные отложения, сформированные в разных геодинамических обстановках. Образования среднеюрского-раннемелового вулканогенного комплекса океанического и/или окраинно-морского генезиса залегают в виде тектонических пластин и блоков в терригенном центре альб-кампанского возраста. Терригенный комплекс накапливался в окраинно-континентальной обстановке. Это позволяет рассматривать комплексы хребта Омгон как фрагмент меловой аккреционной призмы, сформированной за счет соскабливания пластин и блоков океанической природы и совмещения их с окраинно-континентальными отложениями. Образование аккреционной призмы связано с субдукцией палеоокеанических плит Пацифики под Евразийскую континентальную окраину, в результате которой происходил вулканизм в пределах Охотско-Чукотского пояса. Формирование аккреционной призмы завершилось в маастрихте (около 70 млн. лет назад).

ВВЕДЕНИЕ

Мезозойские комплексы на Западной Камчатке представлены разрозненными выходами, это осложняет расшифровку тектонической истории этого региона. Мезозойские образования выходят на поверхность вдоль восточного побережья Охотского моря; одним из них является хребет Омгон (Западная Камчатка), входящий в состав Омгоно-Паланского коллизионного пояса [3, 4, 16]. Исследования последних лет, опирающиеся на геофизические данные о глубинном строении региона и материалы спутниковой альtimетрии, позволили предложить новую схему тектоники Охо-

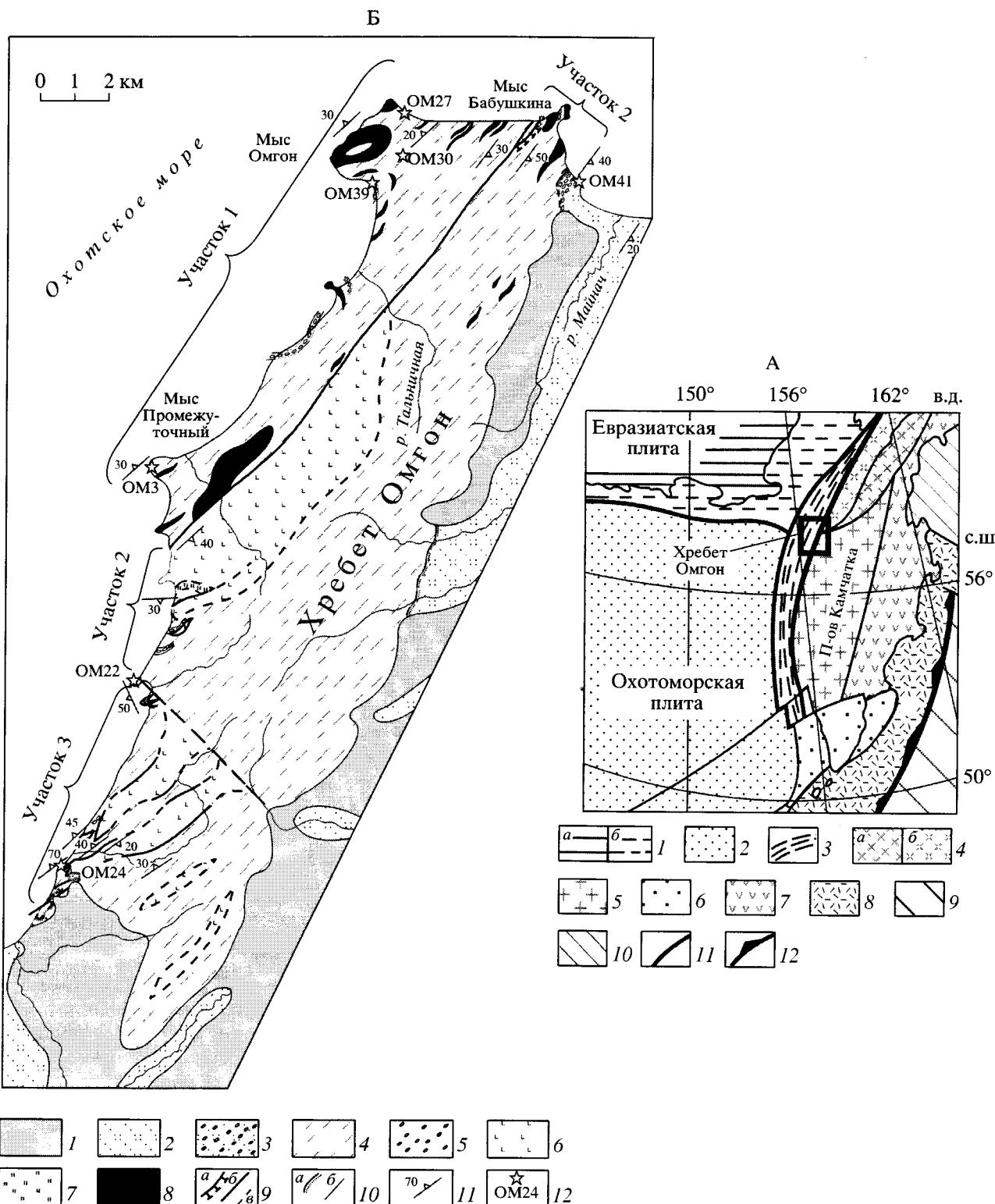
томорского региона [4, 16]. Согласно этой схеме, Омгоно-Паланский пояс является коллизионной зоной, отделяющей Охотоморскую плиту от Западно-Камчатской микроплиты (рис. 1, А). В пределах Охотоморской плиты, по мнению [2], располагается фрагмент древнего океанического плато, а Западно-Камчатская микроплита характеризуется корой континентального типа [4].

Изучение области сочленения структур Камчатки и Охотского моря важно для понимания мезозойских аккреционных процессов, происходивших на северо-восточной окраине Евразии. Наши исследования опираются на геологическое описание

Рис. 1. Геологическое строение хребта Омгон (Западная Камчатка): А – расположение хребта Омгон в структуре Охотоморского региона [4]; Б – схема геологического строения хребта Омгон. Схема составлена с учетом материалов [1, 5, 7, 18]

Для А: 1 – домеловая Евразиатская плита: а – континент, б – шельф; 2 – океанское вулканическое плато (Охотоморская плита); 3 – Омгоно-Паланский коллизионный пояс; 4 – Северо-Корякская аккреционно-коллизионная область: а – на суше, б – на шельфе; 5 – Западно-Камчатская микроплита; 6 – континентальный литосферный блок (Южно-Камчатский блок); 7 – островодужные террейны Восточно-Камчатско-Олюторской провинции; 8 – миоцен-четвертичная Курило-Камчатская островная дуга; 9 – Тихоокеанская океаническая плита; 10 – Командорская окраинноморская впадина; 11 – крупные разломы; 12 – современная зона Беньофа.

Для Б: 1 – четвертичные отложения; 2, 3 – снатольская свита, средний эоцен: 2 – терригенные отложения, 3 – конгломераты; 4, 5 – омгонская серия, терригенный комплекс, меловые: 4 – турбидиты (альб – кампан), 5 – конгломераты; 6 – вулканогенный комплекс, базальты, кремни, известняки (средняя юра – нижний мел); 7 – кремни (верхняя юра); 8 – силлы дифференцированной базальт-андезит-дайцит-риолитовой серии (палеоцен); 9 – разломы: а – надвиги, б – субвертикальные, в – предполагаемые; 10 – контакты: а – несогласные, б – стратиграфические; 11 – элементы залегания; 12 – точки и номера образцов для трекового датирования



гон входит в состав Омгоно-Паланского коллизионного пояса (см. рис. 1, А), отделяющего Охотоморскую плиту от Западно-Камчатской микроплиты [2, 4, 16].

В результате геологической съемки в строении хребта Омгон были выделены вулканогенно-кремнисто-карбонатный комплекс (кингивеемская свита, нижний мел) и терригенный комплекс (омгонская серия), расчлененный на тальническую (нижний – верхний мел) и майначскую (турон-сантон) свиты [7, 18]. Затем возраст вулканогенно-кремнистого комплекса (кингивеемская свита) был обоснован определениями радиолярий как среднеюрский–раннемеловой [1, 5, 13, 44]. Фауна и флора определяют интервал накопления терригенных пород омгонской серии с альба до раннего сенона (коньяка) [8], позже в них были обнаружены комплексы спор и пыльцы, характеризующие возраст нижней и верхней частей серии соответственно как апт-альбский и маастрихтский [5, 6].

Мезозойские образования хребта Омгон (см. рис. 1, Б) нами подразделяются на вулканогенный и терригенный комплексы. Отложения вулканогенного комплекса представлены подушечными и массивными афировыми, оливин-плагиоклаз- и плагиоклаз-микрофировыми часто миндалекаменными базальтами, долерито-базальтами и долеритами с прослоями и линзами кремней, кремнистых аргиллитов, реже известняков. Они слагают блоки и крупные пластины, ограниченные тектоническими контактами, среди образований терригенного комплекса. Терригенный комплекс сложен песчаниками, алевролитами, аргиллитами, нередко образующими флишевые ритмы, среди которых встречаются мощные слои конгломератов. В песчаниках отмечен органический детрит.

В южной части хребта Омгон (см. рис. 1, Б) три тектонические пластины, представленные породами вулканогенного комплекса, падают на северо-запад, лишь в одном месте отмечено юго-восточное падение контакта. Структурные наблюдения, проведенные в пределах участка 3 (см. рис. 1, Б), показывают, что слоистость как в отложениях вулканогенного комплекса, так и в осадках терригенного имеет преимущественно северо-западное падение (рис. 2, Д). Разломы, ограничивающие пластины и блоки, сложенные вулканогенным комплексом, падают на запад (см. рис. 2, Е). В южной части участка 3 (см. рис. 1) на терригенные породы, содержащие блоки вулканогенного комплекса, с угловым несогласием налегают среднеэоценовые отложения снатольской свиты, представленной здесь слабо литифицированными алевролитами и песчаниками с линзами угля. В южной части участка 2 в терригенных отложениях преобладают складки северной и северо-западной вергентности (см. рис. 1, Б, рис. 2, В), для которых характерно достаточно хаотичное распределение осей складок (см. 2, Г). Вероятно,

что данный блок (южная часть участка 2) испытал вращение на поздних этапах становления структуры, так как вергентность в нем сильно отличается от вергентности, характерной для участков 3 и 1. В двух километрах к югу от мыса Промежуточный отложения терригенного комплекса, содержащие блоки вулканогенного, срезаются субвертикальным разломом северо-восточного простирания (см. рис. 1, Б). К северу от этого разлома породы терригенного комплекса не содержат блоков вулканогенного состава (участок 1, см. рис. 1, Б). Терригенные породы повышенной вязкости (песчаники, конгломераты) слагают крупную антиформу с простиранием оси в юго-запад–северо-восточном направлении (см. рис. 2, А); в ядре антиформы более пластичные тонкослоистые алевролиты деформированы в изоклинальные складки, оси которых ориентированы хаотично (см. рис. 2, Б). Возможно, это результат деформации слабо литифицированных осадков либо проявление дисгармоничной складчатости, связанной с разной компетентностью пород. В пределах участка 1 отложения терригенного комплекса прорваны многочисленными силлами, сложенными габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, лейкогранитами, а также кварцевыми монцонитами и гранит-порфирами. Маломощные силлы, как правило, представлены одной или двумя петрографическими разновидностями пород; мощные (до 200 м) силлы сложены породами от диоритов до лейкогранитов и от диоритов до кварцевых монцонитов [14].

Терригенный комплекс с резким несогласием перекрыт среднеэоценовыми осадками снатольской свиты [7, 9]. Контакт омгонской серии со снатольской описан в северной части хребта Омгон (см. рис. 1). В основании снатольской свиты развиты базальные конгломераты, в гальках преобладают породы, характерные для докайнозойских комплексов хребта Омгон (вулканогенный и терригенный комплекс) и прорывающих их силлов. Возле контакта отложения снатольской свиты смяты в напряженные складки (вплоть до изоклинальных) северо-западной вергентности (см. рис. 2, Ж). Асимметричные складки указывают на локальное перемещение снатольских отложений в северо-западном направлении (см. рис. 2, З). Складчатость третичных осадков становится менее напряженной при удалении от контакта с докайнозойскими комплексами, а в 1.5 км к востоку от устья реки Майнач они образуют моноклиналь, полого падающую на восток (см. рис. 1).

Таким образом, комплексы хребта Омгон испытывали как минимум два этапа деформаций. Первый этап деформаций произошел до среднего эоцена, вероятно, в конце мела, так как наблюдается угловое несогласие в основании снатольской свиты. С этим этапом, по-видимому, связано тектоническое совмещение образований терригенного и вулканогенного комплекса. На втором

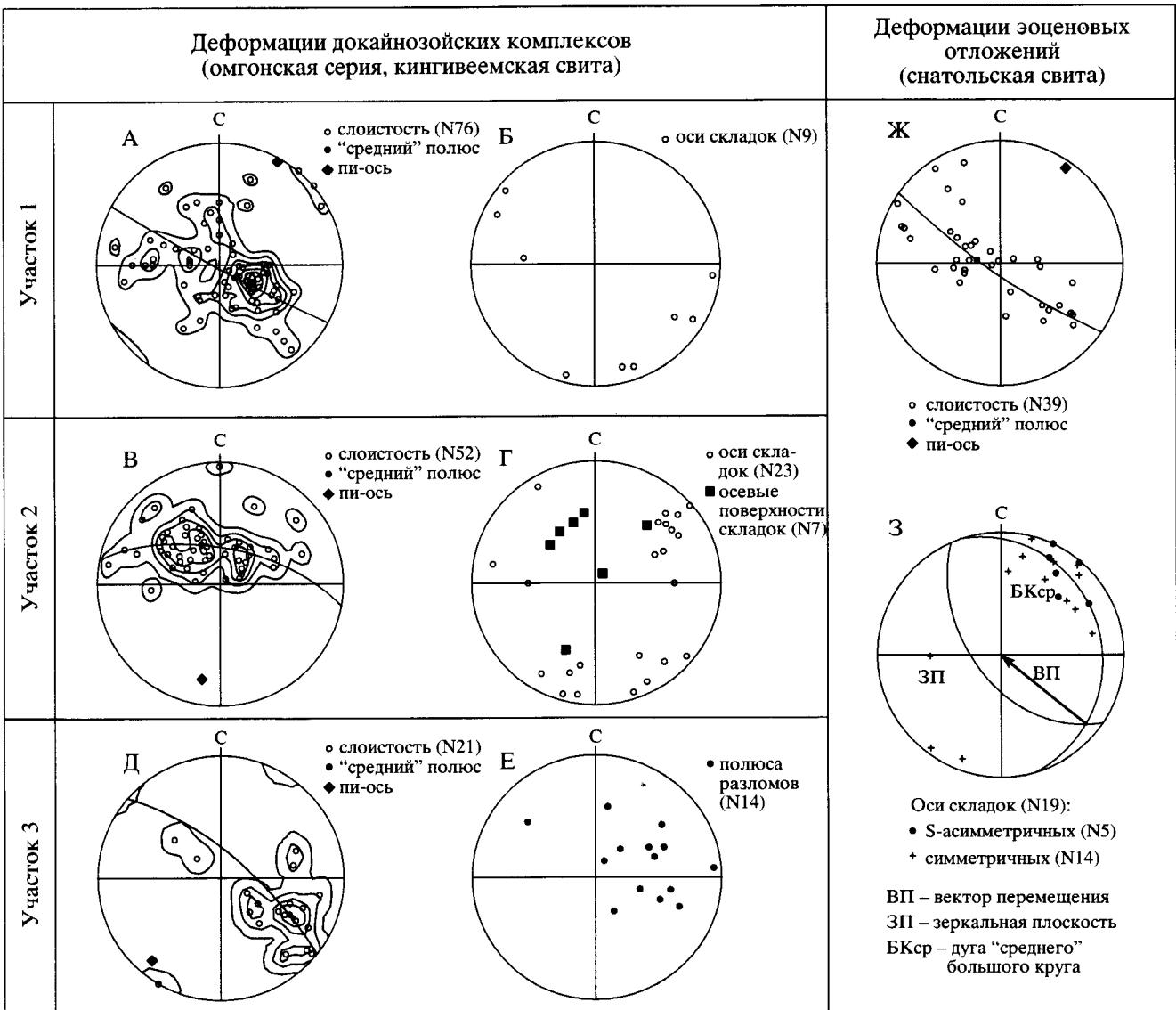


Рис. 2. Данные структурно-кинематического анализа для комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка): А–З – стереограммы различных структурных элементов: А, Б – для участка 1 (см. рис. 1, Б): А – слоистости, Б – осей складок; В, Г – для участка 2 (см. рис. 1, Б): В – слоистости, Г – осевых поверхностей и осей складок; Д, Е – для участка 3 (см. рис. 1, Б): Д – слоистости; Е – разломов; Ж, З – для эоценовых отложений снатольской свиты (см. рис. 1, Б): Ж – слоистости, З – осей асимметричных и симметричных складок

Линейные и плоскостные элементы показаны полюсами на сетке Шмидта, проекция на нижнюю полусферу. N – число структурных элементов данного типа, использованных при построении диаграмм

этапе (постсреднеэоценовом) деформаций были смяты в складки среднеэоценовые комплексы, главная ось сжатия этого этапа была ориентирована в направлении юго-восток–северо-запад.

ВОЗРАСТ И ВЕЩЕСТВЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КОМПЛЕКСОВ ХРЕБТА ОМГОН

Вулканогенный комплекс

Вещественная характеристика. Образования вулканогенного комплекса сложены потоками

подушечных и массивных, часто миндалекаменных базальтов, долерито-базальтов и долеритов с прослоями и линзами кремней, кремнистых аргиллитов и реже известняков. В кровле потоки представлены афировыми, клинопироксен-плахиоклаз- и плахиоклаз-микрофировыми базальтами. Основная масса метельчатая, реже гиалопилитовая и витрофировая. Стекло полностью замещено агрегатом светло-зеленого хлорита и тонкорассеянного магнетита, спилитизированные породы встречаются, но редки. Центральные части потоков и их подошвы представлены хоро-

шо раскристаллизованными среднезернистыми долерито-базальтами и долеритами, сложенными удлиненными и таблитчатыми плагиоклазами, идиоморфными и субидиоморфными кристаллами клинопироксена и магнетита, в отдельных образцах магнетит образует крупные скопления. Мелкие лейсты плагиоклаза нередко заключены в более крупные кристаллы клинопироксена. Интерстициальное пространство выполнено агрегатом радиально-лучистого хлорита и тонко рассеянным магнетитом. Структура пород долеритовая. Клинопироксены свежие, плагиоклазы практически нацело замещены соссюритом, магнетит иногда обнаруживает признаки окисления. Заполнение миндалин разнообразно, в них преобладают карбонат и карбонат + магнетит, реже встречаются карбонат + кварц и щелочной хлорит. В трещиноватых породах микропрожилки выполнены аналогичными минералами и реже tremолитами, что свидетельствует в пользу привноса карбоната, кремнезема и щелочей. Обнаружение среди потоков базальтов десквамационных туфов, а также наличие прослоев и линз кремней, кремнистых аргиллитов и известняков свидетельствует об излиянии пород в подводной обстановке. Вулканиты слабо метаморфизованы в условиях низких температур и давлений, видимо, еще до вовлечения в аккреционную призму.

Изученные породы обнаруживают высокие значения потерь при прокаливании (п.п.п. = 4.55–12.44 %). С учетом высокой степени метаморфического преобразования пород это не позволяет использовать большинство подвижных элементов при реконструкции геодинамической обстановки формирования пород вулканогенного комплекса. При нарастании п.п.п. резко падают концентрации SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 , что свидетельствует в пользу выноса этих компонентов. Однако вариации Fe_2O_3 и MgO в зависимости от п.п.п. идентичны, т.е. соотношения этих элементов можно принять близкими к первичным.

Вариации породообразующих и рассеянных элементов в зависимости от Mg# ($100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}_{\text{общее}})$) с учетом фактора привноса–выноса компонентов в процессе низкотемпературного вторичного преобразования пород и сходного характера изменений всех пород позволяют выделить два петрологических типа базальтов: (а) мало и умеренно дифференцированные ($\text{MgO} = 9.12\text{--}7.29\%$) нормальной железистости ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1.17\text{--}1.69$) и (б) высоко дифференцированные ($\text{MgO} = 4.12\text{--}4.28\%$) повышенной железистости ($\text{FeO}^*/\text{MgO} = 2.07\text{--}3.19$). В пределах каждой из выделенных групп поведение породообразующих и рассеянных элементов согласуется с кристаллизацией из расплава по мере нарастания степени дифференцированности оливина + клинопироксена + плагиоклаза и клинопироксена + плагиоклаза + магнетита.

Содержания Na_2O и K_2O и высокие значения FeO^*/MgO отношений, а также характер распределения рассеянных элементов на спайдер-диаграммах (рис. 3, А, Б) сближают вулканиты обоих типов с породами толеитовой серии. Несмотря на различия петрохимических особенностей, базальты нормальной и повышенной железистости принадлежат одному и тому же геохимическому типу. Базальты обоих типов сильно деплетированы легкими РЗЭ относительно тяжелых ($(\text{La/Yb})_{\text{N}} = 0.37\text{--}0.86$ и $0.42\text{--}0.65$) и показывают достаточно устойчивые значения Zr/Y (1.94–2.76 и 2.28–2.95) и Zr/Sm (23.5–27.7 и 25.5–30.2) отношений (см. рис. 3, Аа, 3, Бб). Эти характеристики сближают их с N-MORB спрединговых центров океанов (и/или окраинных морей) и с базальтами N-MORB позднеюрского – раннемелового возраста мыса Поворотного (полуостров Тайгонос) и Таловских гор (северная Коракия) [11, 20, 23, 38].

Возрастная характеристика. Согласно работам предшественников, возраст вулканогенного комплекса в районе хребта Омгон был обоснован определениями радиолярий как среднеюрский–раннемеловой [1, 5, 13, 44]. Нами были повторно отобраны кремнистые породы и проведен радиоляриевый анализ [22]. Из серии образцов кремнистых пород 0-8(1)-98–08(8)-98, отобранных из блока (см. рис. 1, Б), представленного породами вулканогенного комплекса, получены радиолярии различной сохранности, которые свидетельствуют о позднеюрском–раннемеловом возрасте вмещающих отложений. Из образца 0-8(1)-98 (одна из наиболее представительных проб) выделен комплекс: Praeconocaryomma sp., Orbiculiforma sp., Pantanellium sp., Acaeniotylopsis sp., Ditrabs sp., Paronaella ? sp., Hsuum ex gr. mclaughlini Pessagno & Blome, Parvingula boesii (Parona), Parvingula cf. vera Pessagno & Whalen, Gongylothorax cf. favousus Dumitrica, Stichocapsa sp., Sethocapsa sp., Willriegedellum sp., Thanarla sp., Archaeodictyomitria sp., Praecaneta sp., вероятнее всего, свидетельствующий о кимеридж–валанжинском возрасте вмещающих отложений. Образец 0-26(4)-98 (см. рис. 1) включает Cryptamphorella cf. dumitricai Scaaf, Archaeospongoprunum ? sp., Syringocapsa spinosa (Squinabol), Syringocapsa aff. coronata Steiger, Pseudodictyomitria lilyae (Tan), Parvingula boesii (Parona), Parvingula usotanensis Tumanda, Holocryptocanium barbui Dumitrica, Thanarla conica Aliev, Xitus asymbatos (Foreman), Xitus aff. spicularis (Aliev), Archicapsa sp., Stichocapsa sp., Archaeodictyomitria sp., Protunuma? sp., которые указывают на берриас–валанжинский возраст отложений.

Возраст кремнистых пород вулканогенного комплекса по бухиям определен как ранневаланжинский (*Buchia inflata* (Lahusen), *B. sublaevis* (Keyserling) – определения В.А. Захарова).

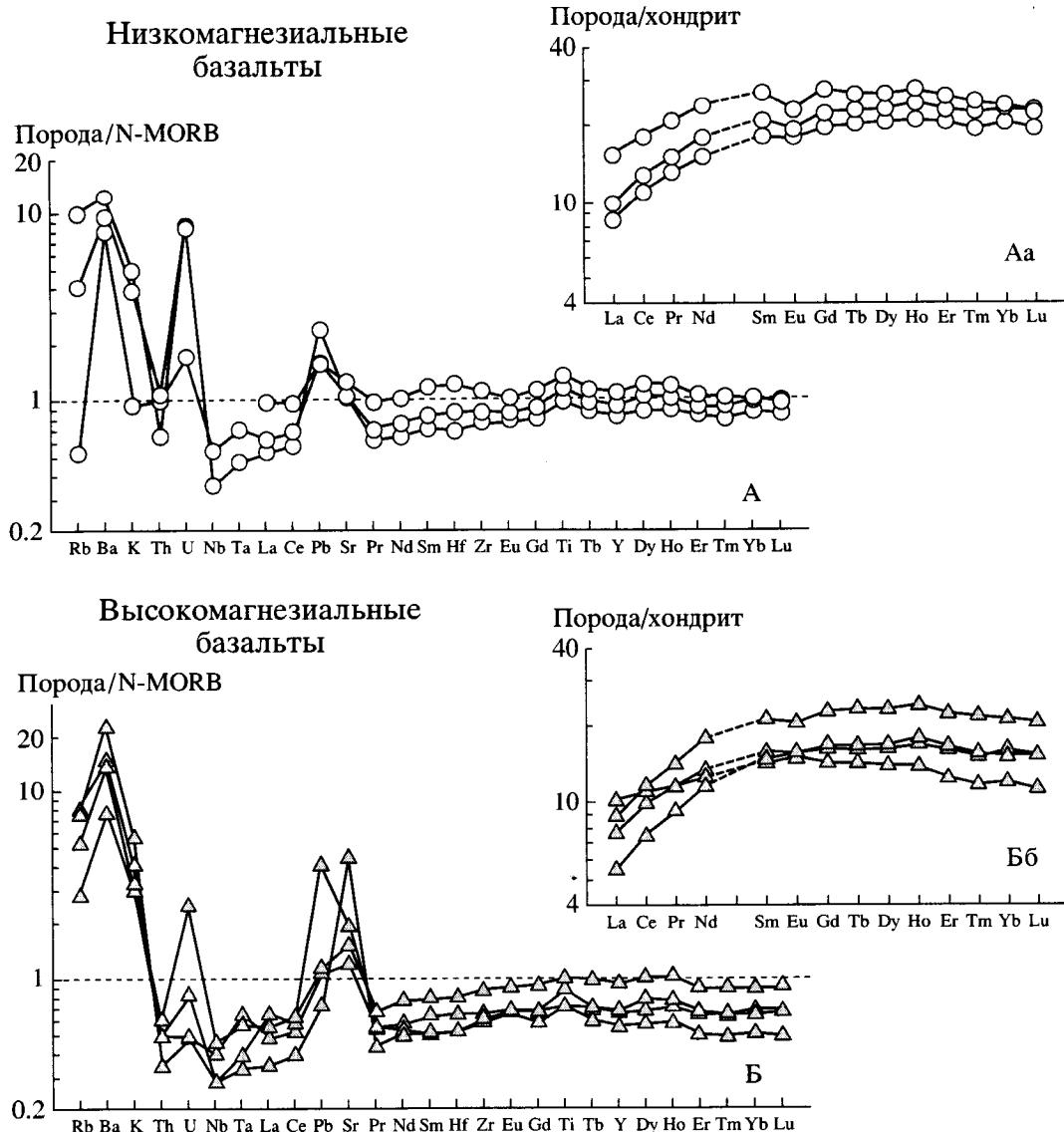


Рис. 3. Многоэлементные диаграммы и спектры РЭЭ для низко- (А, Аа) и высокомагнезиальных (Б, Бб) базальтов вулканогенного комплекса хребта Омгон

Нормализационные величины для N-MORB по [34], для хондрита по [41]

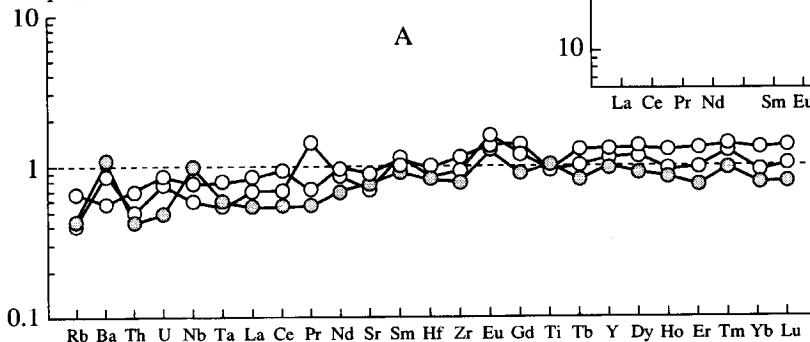
Терригенный комплекс

Вещественная характеристика. Песчаники терригенного комплекса относятся к классу граувакк [17], то есть матрикс образует от 25 до 35% объема породы. Подавляющая часть обломков совершенно не окатана. По классификации В.Д. Шутова и других [26], песчаники соответствуют кварц-полевошпатовым и полевошпат-кварцевым грауваккам, так как состоят из трех главных компонентов: обломков кварца, полевого шпата и тонкозернистых горных пород. В обломках пород преобладают либо разнообразные вулканиты, либо аргиллиты [25]. Среди обломков вулканитов идентифицируются базальты, андезиты и риодидиты, а также обломки девитрифици-

рованного стекла – основной массы эфузивов. Среди обломков осадочных пород заметно преобладают обломки аргиллитов (до 25%). Второй по численности группой обломков осадочных пород являются тонкозернистые породы, по-видимому, туфогенного происхождения. Самые устойчивые из осадочных пород – кремни относительно редки в изученных породах (1–4%). Из других обломков осадочного происхождения чаще всего встречаются угольный растительный детрит. Обломки метаморфических пород (кварцитов, кристаллических и слюдистых сланцев) немногочисленны (до 3%), но присутствуют постоянно. Данные подсчета состава песчаников указывают на снос с расщепленной вулканической дуги [25].

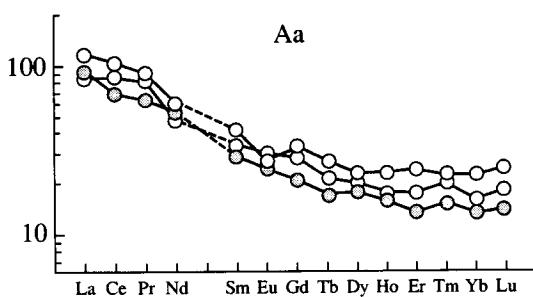
**Аргиллиты и песчаники
омгонской серии**

Порода/PAAS



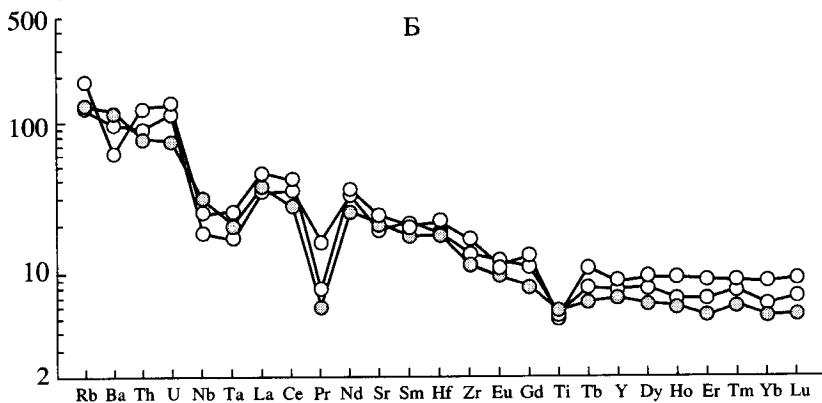
A

Порода/хондрит



Aa

Порода/PM



B

Рис. 4. Многоэлементные диаграммы и спектры РЗЭ для терригенных пород Омгонской серии

1 – аргиллиты, 2 – песчаник. Нормализационные величины для PAAS по [43], для примитивной мантии (PM) по [34], для хондрита по [41]

Особенности химизма аргиллитов из флишевой толщи, лишенной пластин вулканогенного комплекса, хорошо согласуются с данным заключением. По уровню накопления высокозарядных литофильтральных элементов, а также средних и тяжелых редкоземельных элементов (РЗЭ) эти породы сопоставимы со средним постархейским сланцем (PAAS), состав которого принято считать соответствующим составу верхней континентальной коры [43], но обеднены по сравнению с последним крупноионными литофильтральными элементами (LILE) и легкими РЗЭ (рис. 4, А, 4, Аа). Вместе с тем на многоэлементных диаграммах, где составы аргиллитов нормированы на примитивную мантию (см. рис. 4, Б), спектры литофильтральных элементов (высокие значения LILE/HFSE отношений, ярко выраженные аномалии Nb ($Nb/Nb^* = 0.49-0.55$) и Ta ($Ta/Ta^* = 0.32-0.37$)) идентичны таковым вулканитов известково-щелочной се-

рии. Это позволяет предполагать, что аргиллиты терригенного комплекса являются продуктами размыва, главным образом, верхней континентальной коры, а отклонения составов аргиллитов от PAAS, вероятнее всего, связаны с преимущественным вкладом в состав аргиллитов вулканитов активной окраины континента или энсиалической островной дуги.

Составы аргиллитов определяются различным вкладом нескольких компонент: верхней континентальной коры, переотложенных осадочных пород, молодой недифференцированной дуги, молодой дифференцированной дуги и экзотических компонентов [43]. Высокие значения Th/U (3.06–3.77) отношений, а также соотношения Th/Sc и Th/Zr указывают, что осадки не были вовлечены в процесс рециклирования, а также на несущественное влияние процессов выветривания на состав аргиллитов. Высокие значения Th/U (3.06–

Таблица 1. Трековые возраста детритовых цирконов из песчаников Западной Камчатки

N обр.	Серия, свита	Nt	Возраст популяций циркона, млн. лет			
			P1	P2	P3	P4
Западная Камчатка (хребет Омгон)						
OM3	Омгонская	75	80.0 ± 4.1 (95%)	175.7 ± 50.5 (5%)	—	—
OM39	Омгонская	74	85.3 ± 4.2 (95%)	167.8 ± 33.6 (5%)	—	—
OM30	Омгонская	46	90.6 ± 9.0 (53%)	151.3 ± 17.3 (47%)	—	—
OM27	Омгонская	75	99.8 ± 5.8 (83%)	187.0 ± 27.9 (17%)	—	—
OM24	Омгонская	75	102.0 ± 18.9 (19%)	142.2 ± 12.0 (68%)	248.2 ± 28.8 (13%)	—
OM22	Омгонская	60	114.5 ± 7.2 (70%)	—	237.1 ± 25.3 (30%)	—
OM41	Снатольская	42	P1 45.2 ± 3.2 (39%)	P2 68.3 ± 13.0 (18%)	P3 101.2 ± 9.7 (36%)	P4 293.0 ± 60.7 (7%)
Западная Камчатка (долина реки Россосшина)						
OM50	Майначская	65	77.7 ± 6.6 (50%)	96.6 ± 11.4 (46%)	198.3 ± 64.8 (4%)	—
OM48	Майначская	70	79.5 ± 8.0 (30%)	108.0 ± 12.3 (50%)	179.3 ± 28.0 (20%)	—

Примечание. N обр. – номер образца. Nt – количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2, P3, P4 – возраст популяций циркона, рассчитанный по программе BinomFit v 1.8 [28, 29]. Возрасты приведены в млн. лет, ошибка определения возраста соответствует ±1σ. проценты в скобках отражают количество зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt). Цирконы датированы с использованием метода внешнего детектора [45]. Зерна циркона были впрессованы в пластиинки FEP Teflon^{MT} размером 2 × 2 см². Для каждого образца готовились 2 пластиинки. Пластиинки обдирались на образивном круге и затем полировались с использованием алмазных паст (9 и 1 мк) и пасты Al₂O₃ 0.3 мк на конечной стадии. Химическое травление пластиинок производилось составом NaOH–КОН при температуре 228°C в течение 15 часов (первая пластиинка) и 30 часов (вторая пластиинка). После травления пластиинки были накрыты детектором (слюда с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 2 × 10¹⁵ нейтрон/см² (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Фиш Каньон Туф (Fish Canyon Tuff – FCT) и Булак Туф (Bulak Tuff – BL)) и стекло-дозиметр, с известным содержанием урана (CN-5) [35]. При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BX60 с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1600×, сухой метод. Z-фактор, вычисленный по 8 возрастным стандартам (4 образца – FCT, 4 образца – BL), равнялся 348.2 ± 11.02 [35].

3.77 > 3.0) отношения, отрицательные аномалии Eu (Eu/Eu* = 0.72–0.97) позволяют предполагать вклад континентальной коры. Однако низкие Th/Sc (0.35–0.52 ≪ 1), La/Sc (1.00–1.49 ≪ 4.0), умеренные величины La/Th (2.844–2.88) при невысоких содержаниях Hf (5.29–5.61 г/т) свидетельствуют в пользу существенного размытия кислых вулканитов активной дуги или активной континентальной окраины [37]. Высокие значения Cr/Ni (1.94–2.00) отношений в сочетании с повышенными содержаниями V (194–257 г/т) указывают на размытие вулканитов основного состава.

Таким образом, аргиллиты терригенного комплекса формировались, главным образом, за счет размытия вулканитов активной вулканической дуги. Источником такого материала в данном районе, скорее всего, являлась Евразиатская континентальная окраина, на которой в альбе заложился Охотско-Чукотский вулканический пояс.

Возрастная характеристика. Фауна и флора определяют интервал накопления пород терригенного комплекса с альба до раннего сенона (кокнияка) [8], также в них обнаружены комплексы спор и пыльцы, характеризующих возраст ни-

жней и верхней частей комплекса соответственно как апт-альбский и маастрихтский [5, 6].

Возраст отложений терригенного комплекса определялся нами *методом детритовой термохронологии* [21, 30–33]. Обломочные цирконы были выделены из 6 образцов песчаников омгонской серии, двух образцов – майначской свиты и одного образца – снатольской свиты (табл. 1). Возраст отдельных зерен циркона определялся методом трекового датирования. При датировании использовался метод внешнего детектора [45]. Из каждого образца было датировано от 45 до 75 зерен циркона (см. табл. 1). При анализе распределения трековых возрастов выделяются две или три (один образец) разновозрастные популяции циркона: P1 – 80–114, P2 – 142–187 и P3 – 250 млн. лет. Присутствие в песчаниках разновозрастных цирконов, а также отсутствие вторичных минералов, формирующихся при температурах 200–250°C, позволяют предполагать, что после накопления толщи не прогревались выше температуры закрытия (~215–240°C) трековой системы в цирконе [30]. Таким образом, возрасты популяций отражают события остывания зерен циркона в источниках сноса. Наиболее молодая популяция P1 распределена в интервале от 80.0 ± 4.1

Таблица 2. Трековые датировки циркона и апатита из комплексов Западной Камчатки

Комплекс, серия, свита	Порода, N образца	Минерал	ρ_s	Ns	ρ_i	Ni	ρ_d	N	χ^2	Возраст	-1σ	$+1\sigma$	$U \pm 2se$
Силл	Габбро, O98-27	Циркон	6.85	1766	5.03	1296	2.65	30	99.4	62.5	-3.3	+3.5	231.0 ± 17.8
Силл	Габбро, O98-27	Апатит	0.45	222	1.12	551	29.3	15	100.0	60.9	-6.7	+7.6	15.2 ± 1.4
Силл	O98-43	Циркон	10.5	1116	8.42	891	2.92	17	100.0	63.0	-3.8	+4.0	350.9 ± 32.7
Омгонская серия	Песчаник, OM3	Апатит	0.35	194	0.76	419	30.1	20	98	73.9	-8.5	+9.6	9.8 ± 1.0
Омгонская серия	Песчаник, OM22	Апатит	0.40	101	0.96	241	30.8	15	49.8	66.5	-9.0	+10.4	12.4 ± 1.7
Омгонская серия	Песчаник, OM24	Апатит	0.28	130	0.44	209	30.6	15	0.2	73.7*	-12.8	+15.5	5.8 ± 0.8
Омгонская серия	Песчаник, OM27	Апатит	0.20	91	0.45	201	30.5	15	97.5	71.3	-8.3	+9.2	5.9 ± 0.9
Омгонская серия	Песчаник, OM30	Апатит	0.39	168	0.86	367	30.3	15	80.8	71.5	-8.5	+9.6	11.3 ± 1.3
Омгонская серия	Песчаник, OM39	Апатит	0.44	247	1.18	665	30.1	25	80.3	57.7	-6.2	+7.0	15.6 ± 1.4
Майначская свита	Песчаник, OM48	Апатит	0.48	282	1.39	822	29.8	26	0.0	37.6*	-6.1	+7.3	18.6 ± 1.5
Майначская свита	Песчаник, OM50	Апатит	0.78	166	1.64	349	29.6	15	0.0	38.0*	-7.8	+9.8	22.0 ± 2.5

Примечание. ρ_s – плотность треков спонтанного деления ^{238}U ($\text{см}^{-2} \times 10^6$), Ns – количество подсчитанных треков спонтанного деления, ρ_i – плотность треков индуцированного деления ^{238}U ($\text{см}^{-2} \times 10^6$), Ni – количество подсчитанных треков индуцированного деления, ρ_d – плотность треков во внешнем детекторе (низкоурановая слюда) ($\text{см}^{-2} \times 10^5$), N – количество датированных зерен, χ^2 – кси-квадрат, вероятность в процентах, ($\pm \sigma$ – ошибка определения возраста, Z-фактор для циркона, вычисленный по 8 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф), равнялся 348.2 ± 11.02 ($\pm 1 se$) [35]. Z-фактор для апатита, вычисленный по 7 возрастным стандартам (Фиш Каньон Туф и Булак туф), равнялся 104.32 ± 3.35 ($\pm 1 se$) [35]. Образцы облучались в потоке тепловых нейтронов порядка 2×10^{15} нейtron/ см^2 для циркона и 8×10^{15} нейtron/ см^2 для апатита (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты и стеклодозиметр, с известным содержанием урана (CN-5 для циркона, CN-1 для апатита). При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BH-P с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение $1562.5 \times$, сухой метод. U – содержание урана в г/т ($\pm 2 se$). Если $\chi^2 > 5\%$, приведен объединенный (pooled) возраст, если $\chi^2 < 5\%$, показан минимальный возраст, соответствующий наиболее молодой популяции, рассчитанной BinomFit v. 1.8 [29].

до 114.5 ± 7.2 млн. лет, то есть цирконы этой популяции испытали последнее охлаждение в интервале от конца апта до начала кампана [39]. Отложения всегда моложе содержащихся в них обломков, значит, возраст молодой популяции цирконов определяет нижнюю границу времени осадконакопления терригенного комплекса. Датированные цирконы молодой популяции в основной своей массе являются бесцветными идиоморфными кристаллами, что характерно для первого цикла седиментации. Эти цирконы, вероятнее всего, сформировались в результате вулканической деятельности, синхронной осадконакоплению флиша, и попали в бассейн достаточно быстро после образования. В ряде работ [21, 30–32, 40] было показано, что возраст наиболее молодой популяции цирконов близок к возрасту отложений, если во время седиментации в непосредственной близости наблюдалась вулканическая активность. Таким образом, опробованная часть терригенно-

го комплекса формировалась, по крайней мере, с альба до начала кампана.

Кроме того, были опробованы песчаники и аргиллиты в долине реки Россошина, отнесенные к майначской свите (омгонская серия) [7], которые через прослой кремней перекрываются подушечными базальтами. Фауны во флише здесь не обнаружено, поэтому отнесение этих пород к майначской свите (омгонская серия) достаточно условно. Впервые получены оценки возраста для этих пород (см. табл. 1). Молодая популяция циркона датирована возрастом 77.7 ± 6.6 и 79.5 ± 8.0 млн лет. Отметим, что опробованные флишоидные разрезы расположены к западу от хребта Омгон и несколько моложе, чем образования терригенного комплекса хребта Омгон.

Трековое датирование детритового апатита из осадочных пород – это метод, позволяющий реконструировать термальную историю отложений [45]. Треки в апатите устойчивы лишь

при относительно низких температурах, а при увеличении температуры они начинают “отжигаться” вплоть до полного исчезновения. Отжиг треков происходит в интервале температур, который называют *зоной отжига*. Нижний температурный предел зоны отжига, до которого устойчивы 100% треков, соответствует приблизительно 70°C, а верхний предел, выше которого треки не устойчивы, – 125°C (при нагреве в течение около 10 млн. лет). Эффективная температура закрытия апатита оценена как $111 \pm 6^\circ\text{C}$ [36]. Таким образом, апатит часто применяется для реконструкции тектонических движений, в результате которых происходит вывод толщ на поверхность и их остывание.

Данные трекового датирования апатита из песчаников терригенного комплекса (табл. 2) показывают, что их остывание ниже $111 \pm 6^\circ\text{C}$ происходило в период 74–58 млн. лет назад. Обратим внимание, что возраст апатита из 6 образцов (ОМ3, ОМ22, ОМ24, ОМ27, ОМ30, ОМ39), учитывая ошибки определений, близок к 70 млн. лет. Это позволяет утверждать, что терригенный комплекс был выведен выше изотермы $\sim 100^\circ\text{C}$ (на глубину менее 4 км при геотермическом градиенте $25^\circ\text{C}/\text{км}$) в маастрихте. Возраст апатита из образца ОМ3 (57.7 ± 7.0 млн. лет), по-видимому, был омоложен при термальном событии, связанном с внедрением силлов (см. табл. 2).

Верхнемеловые отложения майначской свиты (долина реки Рессошина), вероятно, имели иную термотектоническую историю, так как испытали последнее остывание ниже $\sim 100^\circ\text{C}$ в позднем эоцене (около 38 млн. лет назад). Возможно, что вторичный прогрев толщи был связан с формированием Кинкильского вулканического пояса [7, 16].

Кайнозойские образования хребта Омгон

В северной части хребта Омгон отложения терригенного комплекса прорваны многочисленными дифференцированными силлами базальтов, андезибазальтов, андезитов, дакитов и риолитов и их полнокристаллических аналогов [14]. Силлы деформированы вместе с вмещающими терригенными отложениями. Возраст силлов определялся трековым датированием апатита и циркона (см. табл. 2). Установлено, что остывание силлов, а возможно, и внедрение произошло в позднем палеоцене ($63\text{--}60$ млн. лет назад).

Из базальных горизонтов снатольской свиты, с угловым несогласием перекрывающих мезозойские комплексы, также был отобран песчаник для трекового датирования циркона (образец ОМ41). Для песчаников снатольской серии характерно присутствие четырех популяций цирконов (см. табл. 1). Возраст молодой популяции цирконов – 45.2 ± 3.2 млн. лет, что соответствует средненоценовому возрасту этой свиты [9].

ВЫВОДЫ

1. Полученные данные позволяют утверждать, что вулканогенный комплекс хребта Омгон формировался в конце юры и раннем мелу в океанической или окраинно-морской обстановке. Базальты этого комплекса сопоставляются с N-MORB спрединговых центров океанического типа. Источником блоков вулканогенного комплекса, по-видимому, являлась плита палео-Пацифики – Изанаги.

2. Терригенный комплекс образовывался, по крайней мере, с альба до начала кампана в окраинно-континентальной обстановке. Состав комплекса указывает, что главным источником сноса была расчлененная вулканическая дуга (Охотско-Чукотский пояс), заложившаяся на континентальном основании Евразиатской палеоокраины.

3. Блоки и линзы отложений вулканогенного комплекса имеют тектонические взаимоотношения с породами терригенного комплекса, играющими роль матрикса. Таким образом, в хребте Омгон тектонически совмещены разновозрастные комплексы, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках. Это позволяет рассматривать комплексы хребта Омгон как фрагмент палеоаккреционной призмы. Пластины и блоки океанического генезиса, сформированные в конце юры – раннем мелу, были “соскоблены” (off-scraping) с субдуктировавших океанических плит и совмещены с терригенными окраинно-континентальными альб-кампанскими отложениями.

4. Модель тектонической эволюции северо-восточной окраины Евразии представлена на рис. 5. В альбе начинается накопление терригенных отложений в палеожелобе, генетически связанных с субдукцией под Охотско-Чукотский вулканический пояс. В современной структуре окраины отложения данного желоба известны в следующих сегментах (см. рис. 5, А): Емраваам-Пикасъяямском [10, 12, 19], Омгонском (данное исследование), Северо-Охотском [15, 27], Западно-Сахалинском [15], меловом поясе Симанто [42]. В кампани Охотоморская плита приближается к Евразиатской окраине [4] (см. рис. 5, Б), в реликтовом бассейне, разделяющем их, продолжается терригенное осадконакопление. Охотоморское плато, по-видимому, являлось поднятием относительно поверхности океанического дна. Таким образом, терригенный материал с Евразиатской континентальной окраиной отлагался и вокруг восточного края Охотоморского блока (меловой Западно-Камчатский бассейн).

5. Данные трекового датирования апатита показывают, что палеоаккреционная призма хребта Омгон была выведена на приповерхностный уровень (>4 км) в маастрихте (около 70 млн. лет назад). Таким образом, к этому моменту завершился процесс аккреции и комплексы хребта Омгон вошли в структуру континентальной окраины.

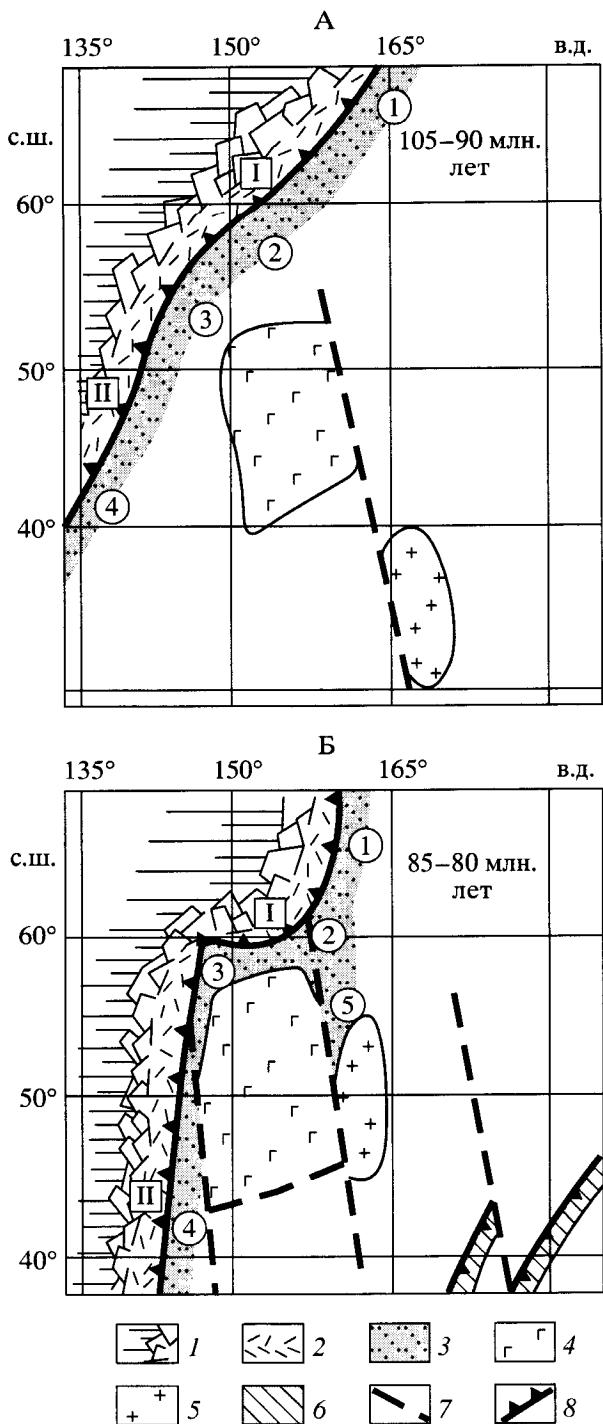


Рис. 5. Тектоническая эволюция палеоокраины Евразии в мелу (по [4] с изменениями)

1 – домеловая палеоокраина Евразии; 2 – меловые вулкано-плутонические пояса (цифры в квадрате: I – Охотско-Чукотский, II – Сихотэ-Алиньский); 3 – меловой желоб (цифры в кружках – сегменты: 1 – Емра-ваам-Пикасьвяямский, 2 – Омгонский, 3 – Северо-Охотский, 4 – Западно-Сахалинский, 5 – Западно-Камчатский); 4 – Охотоморская плита; 5 – Западно-Камчатская микроплита; 6 – островные дуги; 7 – предполагаемые трансформные разломы; 8 – зоны субдукции

В позднем палеоцене в образования палеоаккреционной призмы внедрились силлы [14], это произошло на широте, близкой к современному положению хребта Омгон [24].

Авторы признательны В.С. Вишневской, В.Д. Чеховичу за постоянный интерес к работе и М.Н. Шапиро за данные о составе песчаников омгонской серии.

Работа проведена при поддержке РФФИ (проекты № 01-05-64019, 02-05-64967, 02-05-64365) и Национального научного фонда (США), проект OPP-9911910.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е., Вишневская В.С., Извеков И.Н. Средне-верхнеюрские и нижнемеловые комплексы радиолярий Омгонского хребта (Западная Камчатка) // Докл. АН. 1991. Т. 321. № 2. С. 344–348.
- Богданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское океаническое вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 97–110.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д., Коваленко Д.В., Соловьев А.В., Сухов А.Н., Леднева Г.В., Чернов Е.Е. Коллизионная тектоника Западно-Камчатской и Охотоморской микроплит // Материалы совещания “Тектоника неогея: общие и региональные аспекты”. М.: ГЕОС, 2001. Т. 1. С. 56–58.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72–85.
- Бондаренко Г.Е., Соколков В.А. Новые данные о возрасте, структуре и обстановке формирования вулканогенно-кремнисто-карбонатного комплекса мыса Омгон (Западная Камчатка) // Докл. АН. 1990. Т. 315. № 6. С. 1434–1437.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Бондаренко Г.Е. Бореальные радиолярии средней юры – раннего мела Охотоморского побережья Камчатки // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 3. С. 22–35.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 1000000 (новая серия). Лист О-57, (58) – Палана. Объяснительная записка. Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1989. 105 с.
- Геология СССР. Т. XXXI. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. I. М.: Недра, 1964. 734 с.
- Гладенков Ю.Б., Синельникова В.Н., Шанцер А.Е., Челебаева А.И. и др. Эоцен Западной Камчатки. М.: Наука, 1991. 181 с.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д. Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 132–159.
- Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е. Геодинамическая типизация триасово-юрских эфузивно-кремнистых комплексов Кулюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59–69.
- Казимиров А.Д., Крылов К.А., Федоров П.И. Тектоническая эволюция окраинных морей на приме-

- ре юга Корякского нагорья // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. М.: Наука, 1987. С. 200–225.
13. Казинцова Л.И., Лобов Л.М. О находке берриас-валанжинских радиолярий в вулканогенно-кремнистых отложениях Западной Камчатки // Тезисы докладов "Радиолярия и биостратиграфия". Свердловск: Изд-во Уральского университета, 1987. С. 38–39.
 14. Леднева Г.В. Палеоценовый известково-щелочной магматизм западной Камчатки (на примере м. Омгон) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С. 28–32.
 15. Меланхолина Е.Н. Позднемеловые островодужные зоны восточной окраины Евразии: геологогеохимическая и тектоническая корреляция // Геотектоника. 2000. № 3. С. 41–57.
 16. Объяснительная записка к тектонической карте Охотоморского региона масштаба 1 : 2500000 / Под ред. Н.А. Богданова, В.Е. Хайна. М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 2000. 193 с.
 17. Петтиджон Ф.Дж., Поттер П.Э., Сивер Р. Пески и песчаники. М.: Мир, 1976. 536 с.
 18. Сингаевский Г.П., Бабушкин Д.А. Геологическая карта СССР. Западно-Камчатская серия. Лист О-57-ХХ, XIX. Л.: ВСЕГЕИ, 1965.
 19. Соколов С.Д. Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.
 20. Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Алексютин М.В., Паланджян С.А., Худолей А.К. Особенности строения палеоаккреционных призм на примере полуострова Тайгонос (Северо-Восток России) // Докл. АН. 2001. Т. 377. № 6. С. 807–811.
 21. Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Возраст детритовых цирконов в песчаниках лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 89–100.
 22. Соловьев А.В., Ландер А.В., Гарвер Дж.И., Палечек Т.Н., Леднева Г.В., Вержбицкий В.Е. Строение и возраст комплексов хребта Омгон (Западная Камчатка) // Современные вопросы геотектоники. Сборник научных трудов. М.: Научный мир, 2001. С. 35–40.
 23. Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В. и др. Куольский оphiолитовый террейн. Владивосток: ДВО АН СССР, 1990. 108 с.
 24. Чернов Е.Е., Коваленко Д.В. Палеомагнетизм геологических комплексов хребта Омгон (западное побережье Камчатки) // Физика Земли. 2001. № 5. С. 68–77.
 25. Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т. Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена Западно-Камчатско-Укэлятской зоны // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 4. С. 374–389.
 26. Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др. Граувакки. М.: Наука, 1972. 346 с.
 27. Bijwaard H., Sparkman W., Engdahl E.R. Closing the gap between regional and global travel time tomography // Journ. Geophys. Res. 1998. Vol. 103. № B12. P. 30055–30078.
 28. Brandon M.T. Decomposition of fission-track grain-age distributions // American Journal of Science. 1992. Vol. 292. P. 535–564.
 29. Brandon M.T. Probability density plot for fission-track grain-age samples // Radiation Measurements. 1996. Vol. 26. № 5. P. 663–676.
 30. Brandon M.T., Vance J.A. Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, western Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircon // American Journal of Science. 1992. Vol. 292. P. 565–636.
 31. Garver J.I., Brandon M.T. Fission-track ages of detrital zircon from mid-Cretaceous sediments of the Methow-Tyughton basin, southern Canadian Cordillera // Tectonics. 1994. Vol. 13. № 2. P. 401–420.
 32. Garver J.I., Brandon M.T., Roden-Tice M., Kamp P.J.J. Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology / Eds.: Ring U., Brandon M.T., Lister G.S. & Willett S.D. // Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. Special Publications, 154. Geological Society, London, 1999. P. 283–304.
 33. Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T. Towards a more complete records of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission-track thermochronometry // Physics and Chemistry of the Earth. Part A. 2000. Vol. 25. № 6–7. P. 565–570.
 34. Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust // Earth and Planetary Science Letters. 1988. Vol. 90. P. 297–314.
 35. Hurford A.J. Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // Advances in Fission-Track Geochronology. Kluwer Academic Publisher, 1998. P. 19–32.
 36. Laslett G.M., Green P.F., Duddy I.R., Gleadow A.J.W. Thermal annealing of fission tracks in apatite // Chemical Geology. Isotope Geoscience Section. 1987. Vol. 65. № 1. P. 1–13.
 37. McLennan S.R., Hemming S., McDaniel D.K., Hansson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments / Eds. Johnson M.J., Basu A. 1993. Geol. Soc. Amer. Special Paper, 283. P. 21–40.
 38. Silantyev S., Sokolov S., Bondarenko G., Morozov O., Bazylev B., Palandzhyan S., Ganulin A. Geodynamic setting of the high-grade amphibolites and associated igneous rocks from the accretionary complex of Povorotny Cape, northeastern Russia // Tectonophysics. 2000. Vol. 325. P. 107–132.
 39. Soloviev A.V., Garver J.I., Lander A.V., Ledneva G.V. Accretionary complex related to the Cretaceous Okhotsk-Chukotka subduction, Omgon Range, Western Kamchatka, Russian Far East // EOS transactions, AGU. 2000. Vol. 81. № 48. P. F1218.
 40. Soloviev A.V., Shapiro M.N., Garver J.I., Shcherbinina E.A., Kravchenko-Berezinoy I.R. New age data from the Lesnaya Group: A key to understanding the timing of

- arc-continent collision, Kamchatka, Russia // The Island Arc. 2002. Vol. 11. P. 79–90.
41. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / Eds. Saunders A.D., Norry M.J. 1989. Geol. Soc. Spec. Publ. № 42. P. 313–345.
42. Taira A., Katto J., Tashiro M., Okamura M., Komada K. The Shimanto belt in Shikoku, Japan – evolution of Cretaceous to Miocene accretionary prism // *Modern Geology*. 1988. Vol. 12. P. 5–46.
43. Taylor S.R., McLennan S.M. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.
44. Vishnevskaya V.S., Bogdanov N.A., Bondarenko G.E. Middle Jurassic to early Cretaceous radiolaria from the Omgon Range, Western Kamchatka // *Ophioliti*. 1999. 24 (1). P. 31–42.
45. Wagner G. A., Van den Haute P. *Fission-Track Dating* // Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1992. 285 p.

Рецензент: С.Д. Соколов

The Structure of the Cretaceous Accretionary Prism in the Omgon Range, West Kamchatka

N. A. Bogdanov*, A. V. Solov'ev*, G. V. Ledneva*, T. N. Palechek*, A. V. Lander,
J. I. Garver***, V. E. Verzhbitskii*, and D. V. Kurilov***

**Institute of the Lithosphere, Russian Academy of Sciences, Staromonetnyi per. 22, Moscow, 109180 Russia*

***International Institute of the Theory of Earthquake Forecasting and Mathematical Geophysics,
Russian Academy of Sciences, Varshavskoe sh. 79, build. 2, 113566 Russia*

**** Geology Department, Olin Building, Union College, Schenectady NY, 12308-2311, U.S.*

Abstract—Investigation of rock complexes in the Omgon Range demonstrated that deposits of various ages, originating from various geodynamic settings, were tectonically merged in its structure. Deposits of the Middle Jurassic volcanic complex that were formed in an oceanic and/or marginal marine environment occur as tectonic slices and blocks in the Albian-Campanian terrigenous matrix. This terrigenous complex was formed in a marginal continental environment. This allows interpreting the rock complexes of the Omgon Range as a fragment of the Cretaceous accretionary prism, which originated from the offscraping of slices and blocks of oceanic rocks and their juxtaposition with marginal continental deposits. The accretionary prism was formed along with the subduction of the Pacific paleoceanic plates under the Eurasian continental margin, which gave rise to volcanism within the Okhotsk-Chukotka belt. Accretionary prism formation ended during the Maastrichtian, approximately 70 Ma.