

СТРАТИГРАФИЯ И СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-САХАЛИНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ (ВОСТОК РОССИИ)

С.В. Зябрев

Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000, e-mail: sziabrev@itig.as.khb.ru

Поступила в редакцию 18 ноября 2010 г.

Восточно-Сахалинская аккреционная призма является частью меловой-палеогеновой аккреционной системы, которая развивалась на восточной окраине Азии в результате субдукции океанических плит Пацифики. Ее развитие было связано с формированием раннемеловой Кемско-Самаргинской островной вулканической дуги и позднемелового-палеогенового Восточно-Сихотэ-Алинского окраинно-континентального вулканического пояса. Структура, лито- и биостратиграфия аккреционной призмы была изучена в центральной части Восточно-Сахалинских гор вдоль двух профилей, пересекающих Набильскую и Рымникскую зоны на протяжении около 40 км. Общая структура изученной части аккреционной призмы представляет совокупность многочисленных тектонических пластин восточной вергентности. Эти тектонические пластины (мощностью десятки–сотни метров) сложены различными терригенными обломочными отложениями, формировавшимися на конвергентной границе плит, и в меньшей степени – океаническими пелагическими кремнями и базальтами, гемипелагическими кремнистыми и туфогенно-кремнистыми алевропелитами. Терригенные отложения включают алевропелиты и турбидиты глубоководного желоба и отложения покровного комплекса аккреционной призмы. Структура аккреционной призмы предположительно формировалась в результате фронтальной аккреции и тектонического подслаивания. Последующее совмещение фронтально аккрецированных и тектонически подслоенных фрагментов, а также отложений покровного комплекса, вероятно, происходило по вторичным надвигам. Для определения возраста отложений и времени эпизодов аккреции в различных частях аккреционной призмы использовалась фауна радиолярий. Выделенные радиоляриевые комплексы были скоррелированы со шкалой Тетических регионов методом унитарных ассоциаций. В Набильской зоне возраст пелагических кремней охватывает диапазон от поздней юры до раннего мела, баррема, возраст гемипелагических отложений лежит в интервале ранний апт–средний альб, а возраст отложений желоба и покровного комплекса аккреционной призмы – средне-позднеальбский. В Рымникской зоне возраст кремней определен в интервале от поздней юры до раннего мела, среднего апта. Возраст гемипелагических отложений лежит в интервале средний апт–средний сеноман, а возраст отложений желоба и покровного комплекса аккреционной призмы – средне-позднесеноманский. В восточном направлении, от тыловых частей призмы к фронтальным, происходит омоложение стратиграфических границ между разнофациальными отложениями. Для определения возраста эпизодов аккреции использовался возраст отложений желоба и покровного комплекса аккреционной призмы. В западной части Набильской зоны аккреция происходила в интервале от конца апта до среднего альба, а в восточной части Рымникской – в среднем сеномане. Западная часть Набильской зоны была аккрецирована синхронно с Киселевско-Маноминской аккреционной призмой, расположенной западнее на континенте. Предполагается формирование этих аккреционных призм вдоль единой конвергентной границы плит с расположением аккреционной системы Сахалина в альбе к югу от Киселевско-Маноминского террейна.

Ключевые слова: структура, стратиграфия, радиолярии, мезозой, аккреционная тектоника, Сахалин, Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Аккреционная призма Восточного Сахалина является составной частью меловой-палеогеновой аккреционной системы, которая развивалась на востоке Азии сначала как островодужная, а затем окраинно-континентальная в результате субдукции океанических плит северо-западной Пацифики [9, 22, 30, 36, 37, 62]. Эта аккреционная система включает также раннемеловой-кайнозойский Западно-Сахалинский преддуговой прогиб, раннемеловую островную дугу (ее фрагменты Монерон-Ребун-Кабато и Кемско-Самаргинский) и поздне-меловой-палеогеновый Восточно-Сихотэ-Алинский окраинно-континентальный вулканический пояс (рис. 1). Начало терригенной седиментации в Западно-Сахалинском прогибе установлено в апте [14]. Островная дуга развивалась в апте-альбе [6, 20, 31, 33], а вулканический пояс начал формироваться в сеномане [23, 32].

Аккреционная призма характеризуется чешуйчато-надвиговой структурой, в которую включены сложнодислоцированные вулканогенно-кремнистые, терригенные и метаморфические породы, а также массивы офиолитов [9, 22, 24, 25, 28, 36, 37]. О времени формирования аккреционной призмы существуют лишь общие представления. Так, Л.М. Парфенов связывал образование западной ее части с развитием поздне-мезозойской островной дуги, а восточной – с эволюцией поздне-меловой-палеогеновой активной континентальной окраины [22]. А.И. Ханчук считает, что западная часть аккреционной призмы (Аниво-Гомонский террейн) сформировалась в ранне-позднем мелу (альбе-сеномане), а восточная (Набильский террейн) – в позднем мелу (позднем мелу-палеоцене) [36, 37].

Построение более детальных моделей эволюции аккреционной призмы невозможно при нынешнем состоянии стратиграфической изученности ее отложений. Существующие стратиграфические представления сложились, в основном, в процессе геологического картирования во второй половине прошлого века [5]. Выделенные стратиграфические подразделения (свиты, объединяемые в серии) характеризуются значительной мощностью и многократным повторением в их разрезах вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений [5], что не соответствует современному пониманию стратиграфии и эволюции аккреционных призм. Типовая стратиграфическая последовательность аккрецированных отложений содержит в основании океанические пелагические отложения, сменяющиеся гемипелагическими, а затем терригенными отложениями глубоководного желоба [54, 55]. Такая последовательность отражает исто-

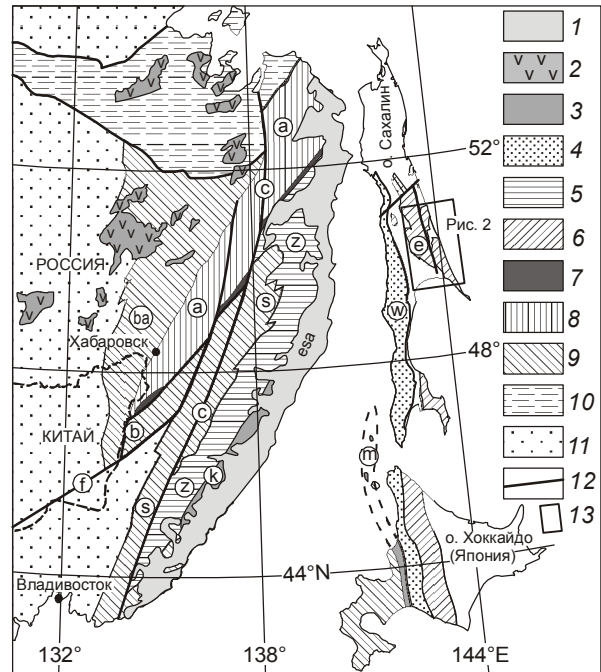


Рис. 1. Тектоническая схема Дальнего Востока России и смежных областей, по [21, 48, 56] с изменениями, и положение района исследования.

1 – поздне-меловой-палеоценовый Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс (esa), 2 – ранне-поздне-меловой Хингано-Охотский вулканический пояс, 3 – фрагменты ранне-меловой вулканической дуги: Кемско-Самаргинской (k) и Монерон-Ребун-Кабато (m); 4 – преддуговой прогиб Западного Сахалина (w) и Хоккайдо (апт-кайнозой); 5 – раннемеловой турбидитовый прогиб, Журавлевский террейн (z), 6–9 – аккреционные призмы: 6 – меловые Восточного Сахалина (e) и Хоккайдо, 7 – апт-альбская Киселевско-Маноминского террейна, 8 – раннемеловая Амурского террейна (a), 9 – юрско-раннемеловые Баджальского (ba), Бикинского (b) и Самаргинского (s) террейнов; 10 – Монголо-Охотская сутурная зона; 11 – кратонные области; 12 – крупные разломы, в том числе Центрально-Сихотэ-Алинский (c) и Фушунь-Мишань (f); 13 – район исследования.

рию седиментации на океанической плите, перемещавшейся от центра спрединга до зоны субдукции, где часть накопившихся отложений включалась в состав аккреционной призмы [46, 54, 55].

Результаты биостратиграфических исследований в отдельных районах Восточного Сахалина показали существование подобных последовательностей отложений [1, 27, 28] и позволили судить о времени формирования разрозненных фрагментов аккреционной призмы, но накопленных стратиграфических данных недостаточно для воссоздания более полной и детальной эволюционной картины. Изменение представлений о стратиграфии было связано с применением фауны радиолярий для определения возраста отложений. К настоящему времени наибольший

прогресс в пересмотре стратиграфии достигнут для южной части аккреционной призмы. В процессе биостратиграфических исследований и геологического доизучения территории Тонино-Анивского полуострова был не только уточнен возраст разнофациальных отложений, но и принципиально изменена стратиграфическая основа [12, 13]. Во вновь выделенных стратиграфических подразделениях отсутствует многократное чередование вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений, которые отчетливо разделены по возрасту. На основе новой стратиграфии была создана детальная модель эволюции этой части аккреционной призмы [11, 12].

Севернее, в Восточно-Сахалинских горах схема стратиграфического расчленения отложений практически не претерпела изменений. Новые находки радиолярий приводили лишь к пересмотру возраста ранее выделенных стратиграфических подразделений при сохранившейся литостратиграфической основе. Очевидно, что для дальнейшего совершенствования модели эволюции аккреционной призмы необходимы новые исследования. Автором проведено изучение общей структуры и лито- и биостратиграфии аккреционной призмы в центральной части Восточно-Сахалинских гор. Полученные возрастные датировки (по радиоляриям) разнофациальных отложений позволяют значительно уточнить стратиграфию и определить возраст аккреции различных частей аккреционной призмы.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Изученная часть аккреционной призмы расположена в центральной части Восточно-Сахалинских гор (рис. 2) и включает выделенные А.В. Рихтером [28] восточную часть Аниво-Гомонской зоны, Пиленгско-Набильскую и Рымникскую подзоны Восточно-Сахалинской зоны, что примерно соответствует восточной части Аниво-Гомонского террейна и Набильскому террейну, выделенных А.И. Ханчуком [36, 37]. На тектонической схеме, предложенной В.М. Гранником, район исследования попадает в выделенные им Гомонский и Рымникский террейны [9]. В связи со сложностью точного определения положения границ зон/террейнов на упомянутых мелкомасштабных тектонических схемах, изученная часть аккреционной призмы подразделена на Набильскую и Рымникскую зоны (рис. 2) в соответствии с закартированными на их площади отложениями набильской и рымникской серий [4, 5, 18], которые отделены друг от друга Прибрежным разломом меридионального простирания.

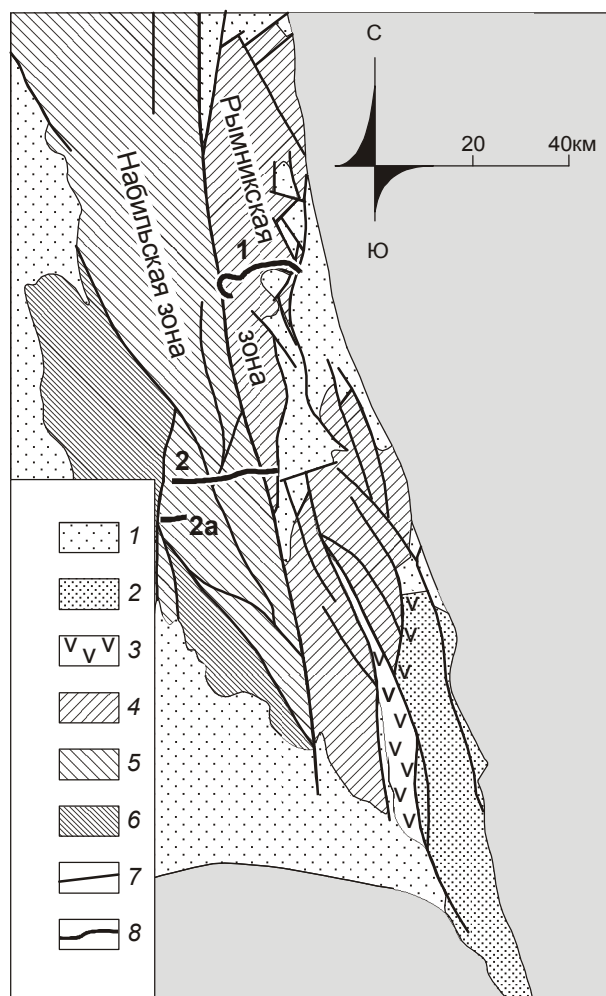


Рис. 2. Тектоническая схема района исследования, на основе [4, 18], и положение маршрутных пересечений.

1 – кайнозойские отложения Тымь-Поронайской депрессии и грабенов, 2 – верхнемеловые вулканогенно-осадочные отложения, 3 – верхнемеловые островодужные вулканы, 4 – 6 – аккреционная призма: 4 – Рымникская зона, 5 – Набильская зона, 6 – метаморфический комплекс, 7 – разломы, 8 – маршруты: р. Лангери (1), р. Спрут – р. Пиленга (2), разрозненные обнажения по р. Ивашка (2a).

К востоку от Рымникской зоны распространены верхнемеловые вулканы и вулканогенно-осадочные отложения [4, 5, 7, 8], отнесенные А.В. Рихтером к Терпеньевской подзоне Восточно-Сахалинской зоны [28], а А.И. Ханчуком и В.М. Гранником – к террейну Терпения (Терпеньевскому), фрагменту поздне-меловой островодужной системы [8, 9, 36, 37]. Западнее Набильской зоны залегают метаморфические образования аккреционного комплекса, которые рассматриваются А.В. Рихтером в составе Аниво-Гомонской зоны [28], а В.М. Гранником выделены в Вальзинский террейн [9].

РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРАТИГРАФИИ И ВОЗРАСТЕ ОТЛОЖЕНИЙ

В пределах рассматриваемой территории в *Набильской зоне* вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения отнесены к остринской и хойской свитам, объединенных в набильскую серию [4, 5, 18]. Остринская свита (1500–2000 м) характеризуется разнородным составом (глинистые сланцы, алевролиты и песчаники с несколькими вулканогенно-кремнистыми горизонтами, сложенными яшмами, кремнисто-глинистыми сланцами, известняками, спилитами) и значительной фациальной изменчивостью по простиранию [5]. Залегающая выше хойская свита (2200 м) отличается более однообразным составом и сложена преимущественно песчаниками, глинистыми сланцами и алевролитами, которым подчинены кремнисто-глинистые сланцы, яшмы, известняки, эффузивы [5]. Юрско-раннемеловой возраст обеих свит был определен достаточно условно по находкам шестилучевых кораллов, гастропод и фораминифер в известняках [5]. Комплекс радиолярий из кремней (набильский комплекс) рассматривался А.И. Жамойдой как безусловно мезозойский, скорее всего, юрский [5, 10]. Позднее В.С. Рождественский в состав набильской серии дополнительно включал две толщи: кремнисто-вулканогенную правонабильскую (600–2500 м) и терригенную, существенно песчаниковую, лопатинскую (более 2200 м). Возраст этих толщ, залегающих выше хойской свиты, принимался позднеюрско-раннемеловым и альб-сеноманским [29].

Возраст набильской серии был существенно пересмотрен после проведения литолого-стратиграфических работ А.Н. Речкиным и И.Ю. Жаровым в 1982–1985 гг. Детальное изучение разрезов сопровождалось получением многочисленных возрастных датировок по радиоляриям, изученным Л.И. Казинцовой. В результате возраст остринской свиты был принят альб-сеноманским, а хойской свиты – сеноманским. При этом из состава хойской свиты была выделена мощная (2900 м) ивашкинская олистостромовая толща сеноман-туронского возраста. Л.И. Казинцова дала описание радиоляриевых комплексов и определила возраст остринской свиты позднеальбским-раннесеноманским, а хойской свиты – позднесеноманским-раннетулонским [16].

А.В. Рихтер и Н.Ю. Брагин для западных районов восточного Сахалина установили переход от кремнистой седиментации к терригенной в альбе-сеномане [27, 28]. В кремнях набильской серии рассматриваемого района (на р. Пиленге и р. Ивашке) ими были обнаружены валанжин-барремские радиолярии, а в кремнистых алевропелитах и терригенных алевролитах – альб-сеноманские [1, 28]. В.С. Виш-

невской недавно описаны и проиллюстрированы валанжинский, барремский и апт-раннеальбский комплексы радиолярий из вулканогенно-кремнистых отложений набильской серии [2, 3].

В *Рымникской зоне* вулканогенно-кремнистые и терригенные отложения отнесены к богатинской, раkitинской и березовской свитам верхнемеловой рымникской серии [5, 7]. Богатинская свита (1200–1600 м) включает кремнистые аргиллиты и алевролиты с меньшей ролью туфов и туффитов. Раkitинская свита (1300–1400 м) характеризуется сходным составом, но со значительной ролью яшм, базальтов и известняков. Березовская свита (3000–4000 м) объединяет терригенные, известково-кремнистые и вулканогенные отложения. Ю.Н. Разницин рассматривал отложения березовской свиты как олистострому с включениями кремнисто-вулканогенных пород богатинской и раkitинской свит и предполагал широкое развитие олистостром на востоке Сахалина [24, 25].

Возраст богатинской свиты считался предположительно сантон-раннекампанским, раkitинской – раннекампанским на основании находок крупных, предположительно радиально-ребристых иноцеромов плохой сохранности, в березовской свите найдена позднекампанская фауна аммонитов, иноцеромов и пателл [5]. Позднее возраст богатинской свиты был принят коньякским (?)–раннесантонским, возраст раkitинской свиты определен как сантонский на основании новых фаунистических находок, а березовской свиты – позднесантонским-датским [7]. Следует заметить, что большинство находок ископаемой фауны сделано в восточной полосе распространения отложений рымникской серии, вблизи морского побережья. По радиоляриям возраст раkitинской свиты определен Л.И. Казинцовой как кампанский, возможно, и раннемаастрихтский, а березовской – маастрихтский, возможно, и позднекампанский [16].

Как видно из этого обзора, представления о возрасте стратиграфических подразделений претерпевали значительные изменения. Это связано с использованием для датировки различных групп ископаемой фауны, а также с нахождением фауны в различных местах и в отложениях различных фаций. Полученные возрастные датировки для отдельных частей осадочной последовательности во многих случаях интерпретировались как возраст стратиграфических подразделений, в которые включены разнофациальные и разновозрастные отложения, распространенные на обширной территории. Несмотря на давно существующую интерпретацию тектонического сооружения Восточного Сахалина как аккреционной призмы, сохранившиеся представления о чередова-

нии в разрезе вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений остались на уровне геосинклинальной концепции. Неясен возраст и стратиграфический объем кремнистых, кремнисто-глинистых и терригенных обломочных отложений в различных частях аккреционной призмы. Время начала терригенной седиментации, важное для датировки эпизодов аккреции, также остается неопределенным. Неполнота существующих стратиграфических данных определила необходимость проведения новых лито- и био-стратиграфических исследований наряду с дополнительным изучением структуры района.

ОБЪЕКТЫ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование структуры и лито- и биостратиграфии Набильской и Рымникской зон аккреционного комплекса Восточного Сахалина проведено вдоль двух широтно ориентированных, протяженных (около 20 км каждый) и хорошо обнаженных профилей (рис. 2). Набильская зона изучена в пересечении Центрального хребта, на западном его склоне вдоль автодороги по правому борту р. Спрут, а на восточном склоне – в верхнем течении р. Пиленга, в обнажениях вдоль реки и параллельной ей автодороги. Для западной части Набильской зоны дополнительные биостратиграфические данные получены в нескольких разрозненных обнажениях в верхнем течении р. Ивашка, в 10 км южнее основного пересечения (рис. 2). Рымникская зона изучена в протяженных береговых обнажениях р. Лангери, в нижнем ее течении.

На основе геологических, седиментологических и структурных наблюдений составлены маршрутные геологические карты (рис. 3, 4), на которых показаны различные типы отложений, характер их залегания и соотношения друг с другом. В целях определения возраста отложений и реконструкции стратиграфических последовательностей был применен биостратиграфический метод с использованием микрофауны радиолярий. Для выделения радиоляриевых комплексов было отобрано значительное количество образцов из кремнистых, кремнисто-глинистых и тонкообломочных терригенных пород.

ОТЛОЖЕНИЯ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ

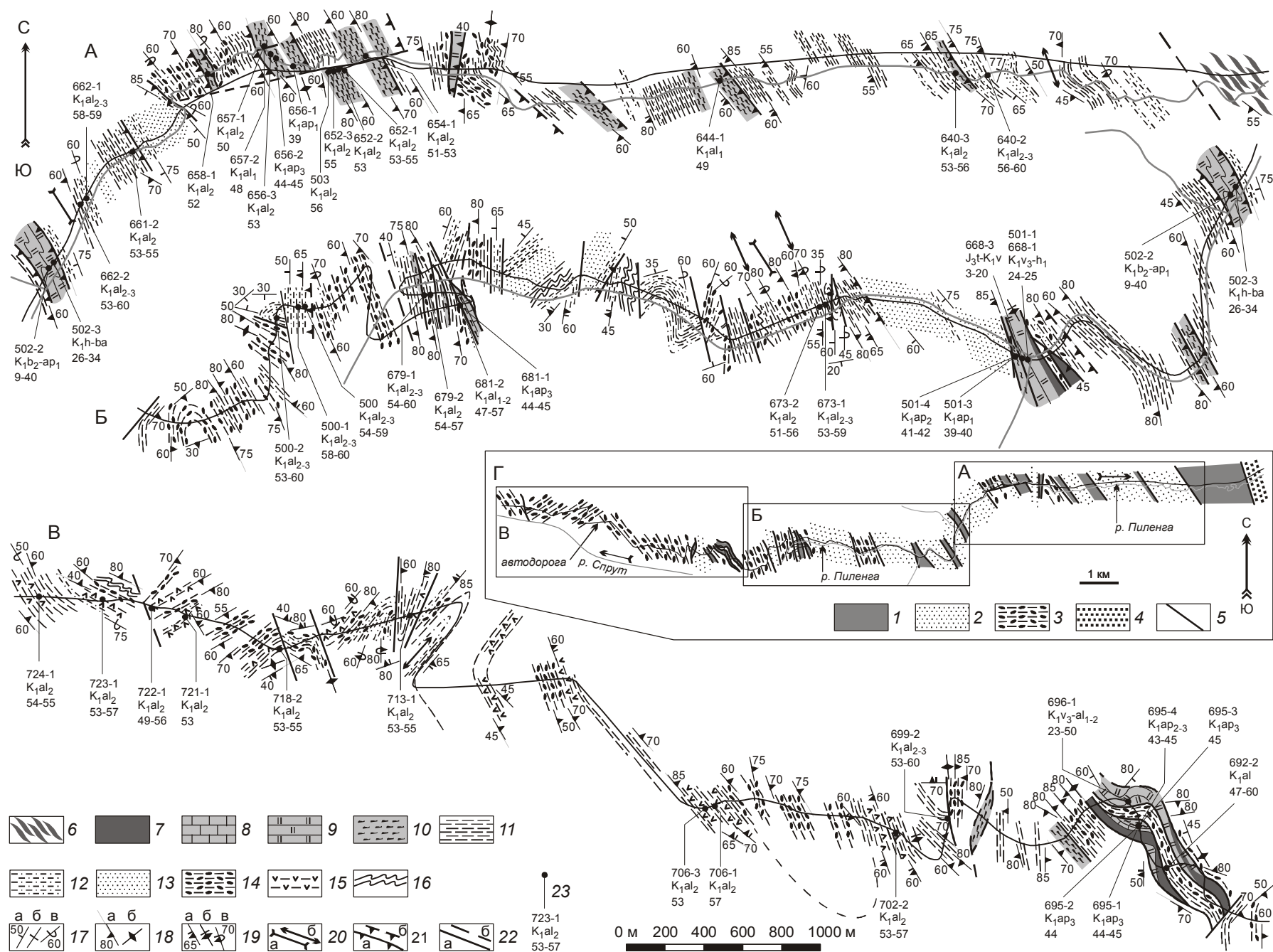
Рассматриваемая часть аккреционной призмы сложена преимущественно терригенными обломочными отложениями с меньшей ролью вулканогенно-кремнистых, кремнисто-глинистых и карбонатных. Отложения Набильской и Рымникской зон, несмотря на установленные различия в возрасте, обладают значительным сходством, что позволяет рассмотреть их совместно.

Кремни (10–150 м) представлены типичными ленточными разновидностями, для которых характерно монотонное чередование маломощных слоев кремней (2–8 см) и кремнистых аргиллитов (до 1 см). Среди кремней встречаются более грубослоистые (дециметры–метры) и более глинистые разновидности. Преобладающей окраской являются различные тона красного цвета, реже встречается переслаивание зеленых и темно-серых кремней с красными. Скелеты радиолярий слагают от 30 % до 70 % объема породы. Отдельные части кремнистого разреза содержат слои (2–10 см) розовых и серых микритовых известняков. Часть кремней пронизана густой сетью тонких кварцевых прожилков и изменена до микрокварцитов. Кремни являются типичными отложениями пелагической области мезозойского океана [46, 54, 55].

Базальты (8–200 м) находятся в тесной пространственной ассоциации с кремнями и, хотя имеют с ними тектонические контакты, содержат дециметровые прослои кремней, что свидетельствует об их изначально стратиграфических соотношениях. Некоторые базальты обладают подушечной отдельностью, другие характеризуются массивным сложением. Большая часть базальтов интенсивно хлоритизирована. Среди базальтов различаются толеитовые и щелочные разновидности, формировавшиеся в спрединговых центрах и горячих точках [9, 37].

Микритовые известняки (4–15 м) светло-серой окраски встречены в двух тектонических пластинах в западной части Набильской зоны, в которых они перекрыты кремнистыми алевропелитами. В одной из пластин известняки залегают на базальтах. Предполагается формирование известняков на вершинах вулканических построек. Массивы рифогенных известняков километровых размеров, известные в Набильской зоне [19], были интерпретированы как фрагменты палеогайотов [34, 35].

Кремнистые и туфогенно-кремнистые алевропелиты (15–200 м), как однородные, так и слоистые, характеризуются оливково-серой либо коричнево-красной окраской, реже проявлено дециметровое переслаивание разноокрашенных разновидностей. Породы в различной степени насыщены рассеянным пирокластическим материалом и часто содержат слои туфов и туфосилицитов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких дециметров. Скелеты радиолярий присутствуют в различном количестве, достигающем 40 % объема в породах с наименьшим содержанием пирокластики. Кремнистые алевропелиты являются типичными гемипелагическими отложениями, обычно залегающими в кровле пелагических кремней мезозойских аккреционных призм [17, 54,



55]. В изученной части аккреционной призмы эти отложения хоть и встречаются совместно с кремнями, но всегда отделены от них тектоническими контактами.

Терригенные отложения образуют несколько характерных слоевых ассоциаций значительной (десяти-сотни метров) мощности, сложенных обломочными породами различных генетических типов, сформировавшихся в различных обстановках седиментации.

Алевропелиты и алевролиты (50–250 м) характеризуются тонкой (2–8 см) слоистостью за счет различного содержания глинистого материала и присутствием песчано-алевроитовых ламин и их групп. Часть алевропелитов обладают массивным сложением и несут следы интенсивной биотурбации. Среди алевропелитов и алевролитов присутствуют редкие слои маломощных турбидитов (3–8 см), а также слои туфоалевролитов и силифицированных туфов дециметровой мощности. В восточной части Набильской зоны слоистые алевропелиты и алевролиты согласно перекрывают гемипелагические кремнистые алевропелиты и вверх по разрезу сменяются тонко- и среднеритмичными турбидитами (рис. 3А). Алевропелиты и алевролиты интерпретируются как отложения, сформированные низкоплотностными турбидитовыми потоками и донными (контурными) течениями в обстановке бассейновой равнины [40, 60, 72]. Предполагается их накопление во фронтальной части глубоководного желоба, где они перекрывали гемипелагические отложения участка океанической плиты, вновь прибывшего в зону субдукции.

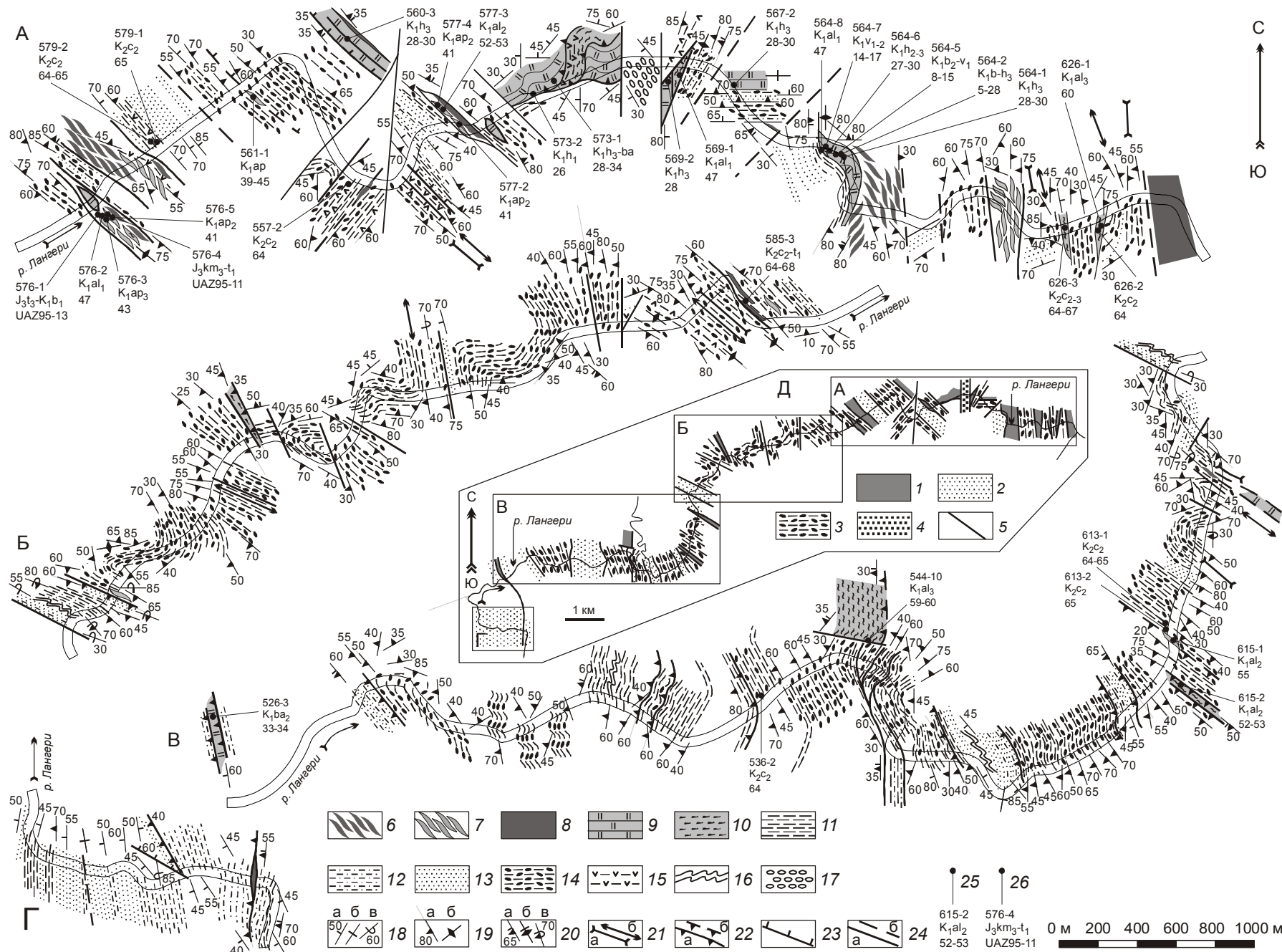
Турбидиты слагают значительный объем аккреционной призмы. Наиболее распространены груборитмичные турбидиты и турбидитовые песчаники, которыми сложены мощные (60–500 м) осадочные последовательности. Слои мощностью 0.5–4.5 м характеризуются эрозионной подошвой, градационной отсортированностью обломочного материала, в них различимы *abde*, *abcde* элементы текстурной последовательности А. Боума [39]. Песчаниками сложена большая часть ритма, мощность алевропелитовой

кровли составляет несколько сантиметров. Слои турбидитовых песчаников аналогичной мощности отличаются отсутствием алевропелитовой кровли и редуцированным сверху набором осадочных текстур *ab* и *a*. Мощные последовательности груборитмичных турбидитов и турбидитовых песчаников разделяются интервалами (4–15 м), сложенными тонко- и среднеритмичными турбидитами и алевропелитами. Принятой интерпретацией обстановки накопления таких турбидитовых последовательностей является область песчаной лопасти и ветвящихся каналов в верхней части глубоководных конусов [72]. Часть турбидитовых последовательностей (50–200 м) сложена тонко- и среднеритмичными турбидитами (8–50 см), с отчетливо параллельными границами слоев, эрозионной подошвой, градационной отсортированностью и набором осадочных текстур *abcde*, *abde*, *bcde*, *cde* А. Боума [39]. Эти турбидитовые последовательности либо перекрывают алевропелитовые части разреза, либо подстилают груборитмичные турбидиты и, вероятно, являются фрагментами более полных турбидитовых серий. Такие отложения формируются в более дистальных областях глубоководных конусов [72]. По принятой интерпретации, основной объем турбидитов, включенных в структуру аккреционных призм, накапливается в пределах глубоководного желоба [55, 66, 71]. Накопление груборитмичных турбидитов типично для осевой части желоба, а тонкоритмичных – для фронтальной [66]. Среди турбидитов присутствуют слои туфов мощностью до 2 м. По составу песчаники турбидитов классифицируются как граувакки, часть их приближается к аркозам, для песчаников характерно присутствие пирокластического материала [5, 26].

Хаотические отложения обломочных потоков являются характерной компонентой изученной части аккреционной призмы и совместно с ассоциирующими стратифицированными отложениями слагают около трети ее объема. Слои хаотического строения мощностью от нескольких метров до несколь-

Рис. 3. Маршрутная геологическая карта пересечения Набильской зоны вдоль автодороги в верховьях р. Спрут и р. Пиленга. На врезке Г показано расположение маршрутных лент А, Б и В.

1 – океанические вулканогенно-кремнистые и кремнисто-глинистые отложения, 2 – алевролиты и турбидиты желоба, 3 – отложения покровного комплекса, 4 – кайнозойские отложения (в грабене), 5 – разломы; 6 – разобщенные на линзы кремни и базальты, 7 – базальты, 8 – известняки, 9 – кремни, 10 – кремнистые и туфогенно-кремнистые алевропелиты, 11 – алевропелиты и алевролиты, 12 – тонко- и среднеритмичные турбидиты, 13 – груборитмичные турбидиты и турбидитовые песчаники, 14 – хаотические отложения обломочных потоков, 15 – туфы и туфоалевролиты, 16 – оползневые отложения, 17 – залегание слоистости: нормальное (а), вертикальное (б) и опрокинутое (в), 18 – залегание кливажа: нормальное (а) и вертикальное (б), 19 – залегание слоистости и параллельного ей кливажа: нормальное (а), вертикальное (б) и опрокинутое (в), 20 – оси синформ (а) и антиформ (б), 21 – крутые надвиги: установленные (а) и предполагаемые (б), 22 – прочие разломы: установленные (а) и предполагаемые (б), 23 – положение образцов с радиоляриями с указанием номера образца и возраста отложений по радиоляриям, в том числе и в шкале унитарных ассоциаций (нижний ряд цифр).



Зябра

ких десятков метров состоят из однородной песчано-алевритово-глинистой массы, в которой неравномерно распределены включения различного состава, морфологии и размера. Насыщенность основной массы включениями изменяется в широких пределах и достигает 30 % объема. Включения представлены, в основном, песчаниками, в меньшей степени – кремнистыми алевропелитами, туфосилицитами, кремнями, микрокварцитами, базальтами и известняками. Размер включений варьирует от сантиметра до нескольких метров. Присутствуют как изометричные, так и в различной степени удлиненные включения, большинство из них обладает угловатыми очертаниями, реже встречаются сглаженные. Включения турбидитовых песчаников, туфосилицитов и кремнистых алевропелитов часто представлены деформированными фрагментами слоев мощностью до нескольких дециметров и длиной до нескольких метров. Состав, концентрация и размер включений меняются от слоя к слою, преобладание базальтовых и кремнистых включений и более крупные их размеры обнаруживаются вблизи некоторых тектонических пластин, сложенных этими породами. Многие включения базальтов, кремней, кремнистых алевропелитов и туфов несут следы тектонического воздействия на породу (кливаж, трещиноватость, хлоритизация, окварцевание) до попадания в связующую массу.

Слои хаотических отложений и их группы мощностью до нескольких десятков метров чередуются в разрезе со слоистыми интервалами сравнимой мощности. Эти интервалы сложены преимущественно алевропелитами и алевролитами, включающими слои туфов, туфоалевролитов и турбидитов. Многие слои алевропелитов и туфоалевролитов содержат обильные скелеты радиолярий. Некоторые разделяющие интервалы сложены турбидитами, в том числе и груборитмичными. Часть слоистых интервалов вовлечена в подводнооползневые деформации. Последовательности чередующихся хаотических и слоистых отложений достигают мощности нескольких сотен метров.

Слои хаотического сложения представляют типичные отложения подводных обломочных потоков, генерирующихся на склоне [43, 44, 52]. Судя по составу включений, рассматриваемые отложения формировались в процессе разрушения склона аккреционной призмы, подстилаемого тектонически совмещенными вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями. Область накопления отложений обломочных потоков и ассоциирующих слоистых отложений, вероятно, ограничивалась склоном аккреционной призмы, поскольку мощные последовательности груборитмичных турбидитов осевой части желоба не содержат хаотических отложений. Аналогичное чередование хаотических отложений (обломочных потоков и оползневых) с алевропелитами и турбидитами установлено бурением в покровном осадочном комплексе и осадочных бассейнах на склоне современных аккреционных призм хребта Барбадос в Карибском регионе [63–65] и трога Нанкай в Японии [67–69]. По аналогии с современной обстановкой чередующиеся хаотические и стратифицированные отложения изученного района интерпретируются как отложения покровного комплекса аккреционной призмы.

СТРУКТУРА АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ

Общая структура изученной части аккреционной призмы представляет совокупность многочисленных тектонических пластин различной мощности, сложенных как океаническими вулканогенно-кремнистыми образованиями, так и отложениями глубоководного желоба и склона аккреционной призмы (рис. 3, 4). Разнофациальные отложения в большинстве случаев разобщены тектонически, и лишь в нескольких пластинах восточной части Набильской зоны гемипелагические кремнистые алевропелиты перекрываются алевропелитами и турбидитами глубоководного желоба (рис. 3А). Структура характери-

Рис. 4. Маршрутная геологическая карта пересечения Рымникской зоны в нижнем течении р. Лангери. На врезке Д показано расположение маршрутных лент А, Б, В и Г.

1 – океанические вулканогенно-кремнистые и кремнисто-глинистые отложения, 2 – алевролиты и турбидиты желоба, 3 – отложения покровного комплекса, 4 – кайнозойские отложения (в грабене), 5 – разломы, 6 – разобщенные на линзы кремни и базальты, 7 – разобщенные на линзы кремни и кремнистые алевропелиты, 8 – базальты, 9 – кремни, 10 – кремнистые и туфогенно-кремнистые алевропелиты, 11 – алевропелиты и алевролиты, 12 – тонко- и среднеритмичные турбидиты, 13 – груборитмичные турбидиты и турбидитовые песчаники, 14 – хаотические отложения обломочных потоков, 15 – туфы и туфоалевролиты, 16 – оползневые отложения, 17 – кайнозойские отложения, 18 – залегание слоистости: нормальное (а), вертикальное (б) и опрокинутое (в), 19 – залегание кливажа: нормальное (а) и вертикальное (б), 20 – залегание слоистости и параллельного ей кливажа: нормальное (а), вертикальное (б) и опрокинутое (в), 21 – оси синформ (а) и антиформ (б), 22 – крутые надвиги: установленные (а) и предполагаемые (б), 23 – сбросы, 24 – прочие разломы: установленные (а) и предполагаемые (б), 25 – положение образцов с радиоляриями с указанием номера образца и возраста отложений по радиоляриям, в том числе и в шкале унитарных ассоциаций (нижний ряд цифр), 26 – положение образцов с радиоляриями с указанием номера образца и возраста отложений по радиоляриям, в том числе и в шкале зон унитарных ассоциаций UAZ95 (нижний ряд).

зуется преимущественным С-СЗ простиранием пластин и их крутым (50° – 80°) залеганием с преобладающим падением к З-ЮЗ. Локально наблюдаются значительные отклонения от общего структурного плана. Так, для группы пластин в восточной части Рымникской зоны характерны противоположные, СВ падения (рис. 4А), что указывает на масштабные складчатые деформации мощных пакетов пластин. Структура этой части аккреционной призмы дополнительно осложнена и разворотом против часовой стрелки нескольких пластин до их субширотного и северо-восточного простирания (рис. 4А), предположительно, в результате левосдвиговых дислокаций. Тектонические пластины также смещены по разломам различных направлений, что определяет разупорядоченный характер их расположения и сочленения друг с другом.

Внутренняя структура тектонических пластин различается характером дислокаций. Пластины океанических отложений мощностью в несколько десятков метров обычно включают породы одного типа – кремни или кремнистые алевропелиты. Они, как правило, обладают простой моноклиальной структурой с ориентровкой слоистости параллельно тектоническим ограничениям. В породах развит чешуйчатый кливаж (*scaly cleavage*) различной интенсивности, ориентированный параллельно слоистости и проявленный зонально или затрагивающий всю мощность пластины. Более мощные (50–400 м) пластины, сложенные кремнями, базальтами и кремнистыми (кремнисто-туфогенными) алевропелитами, характеризуются более сложной внутренней структурой. Часть кремней смята в узкие изоклиальные и асимметричные складки с различно ориентированными шарнирами. Некоторые пластины кремней или их фрагменты разобщены системой частых переплетающихся разломов на совокупность линз дециметровой-метровой мощности, деформированных и сложно сочлененных друг с другом. Такая линзовидная структура обретает еще большую сложность во фрагментах пластин, сложенных чередующимися кремнями и базальтами. Линзы кремней и базальтов нередко перемешаны друг с другом до хаотического состояния, и масса пород обладает обликом меланжа. В некоторых случаях сильно хлоритизированные базальты образуют матрикс, в котором распределены линзы и блоки кремней и базальтов. В других пластинах в подобную структуру дефрагментации и перемешивания вовлечены кремни и туфогенно-кремнистые алевропелиты, при этом часть интенсивно рассланцеванных туфогенно-кремнистых алевропелитов слагает матрикс.

Большинство пластин, сложенных алевропелитами и турбидитами глубоководного желоба (мощно-

стью 100–900 м), обладает простой моноклиальной структурой с незначительными вариациями в направлениях и углах падения слоистости. В некоторых из них проявлены редкие изоклиальные складки, распознаваемые по смене нормального залегания на опрокинутое. Кливаж различной интенсивности, как чешуйчатый, так и план-параллельный, развит преимущественно в алевропелитах и тонкоритмичных турбидитах. Он ориентирован параллельно слоистости, проявлен зонально и во многих пластинах приурочен к их тектоническим ограничениям.

Пластины, сложенные отложениями покровного комплекса (хаотическими отложениями обломочных потоков и разделяющими их слоистыми пачками), изменяются в мощности от сотни метров до нескольких километров. Их внутренняя структура достаточно разнообразна. Пластины мощностью в несколько сотен метров не выделяются из общего структурного плана (рис. 3, 4). Они характеризуются либо моноклиальной структурой, либо содержат изоклиальные складки, которые обнаруживаются по смене нормальных залеганий на опрокинутые. Чешуйчатый кливаж проявлен зонально, его интенсивность и степень упорядоченности ориентровки изменяются в широких пределах.

В пластинах километровой мощности в западной части Набильской зоны (рис. 3В) и центральной части Рымникской зоны (рис. 4Б) наряду с фрагментами изоклиальных складок присутствуют крупные и открытые складчатые формы, образующие в плане относительно пологие изгибы. Осевые поверхности этих складок ориентированы как субпараллельно общему простиранию структуры, так и заметно отклоняются от него. Шарниры многих складок погружаются под значительными (30° – 60°) углами. Складки разбиты крутопадающими разломами различного простирания, их смещенные фрагменты незакономерно сочленяются друг с другом. Формирование складок с крутопадающими шарнирами связано со сдвиговыми смещениями различных направлений. Чешуйчатый кливаж проявлен зонально. Мощные пластины, сложенные покровным осадочным комплексом, заметно выделяются из общего структурного плана аккреционной призмы своими крупными и менее упорядоченными складчатыми формами. Возможно, что такие пластины и их группы представляют деформированные фрагменты узких осадочных бассейнов склона аккреционной призмы.

Различия в составе и строении пластин, вероятно, отражают разный способ их вовлечения в структуру аккреционной призмы. Формирование аккреционных призм принято связывать с двумя процесса-

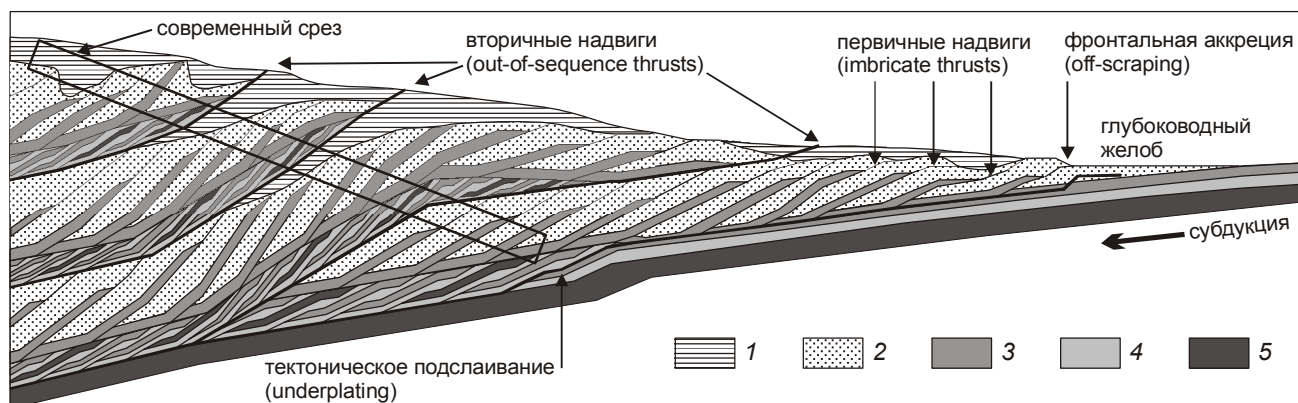


Рис. 5. Идеализированная модель формирования аккреционной призмы Восточного Сахалина, по [41, 50, 51] с изменениями.

1 – покровные отложения, 2 – турбидиты желоба, 3 – гемипелагические отложения, 4 – пелагические отложения, 5 – базальты океанического ложа.

ми: 1) фронтальной аккреции (off-scraping) и 2) тектонического подслаивания (underplating) [46, 50, 51, 70]. Первым процессом определяется латеральное наращивание призмы за счет последовательного приращения новых тектонических пластин к ее фронтальной части вдоль поверхностей первичных надвигов (imbricate thrusts). В результате второго процесса происходит увеличение мощности призмы путем приращения тектонических пластин в виде дуплексов к ее основанию. Фронтально аккрецированные пластины слагаются верхними частями осадочного комплекса субдуцирующей плиты, преимущественно турбидитами желоба, а тектонически подслоенные фрагменты включают нижние части осадочного комплекса и базальты океанического ложа. В тыловых частях призмы предполагается совмещение по крупным вторичным надвигам (out-of sequence thrusts) фронтально аккрецированных и тектонически подслоенных фрагментов, что ведет к дальнейшему увеличению мощности призмы [41].

Для изученной части аккреционной призмы можно лишь предполагать совмещение в ее современном срезе как фронтально аккрецированных, так и тектонически подслоенных фрагментов (рис. 5). Достоверное их распознавание осложнено значительными изменениями начальной аккреционной структуры в процессе длительного аккреционного развития и постаккреционных преобразований. Для пластин, сложенных турбидитами, реальнее всего предполагать их фронтальную аккрецию. Вероятно, фронтально аккрецированы были и пластины, в которых кремнистые и туфогенно-кремнистые алевропелиты перекрыты алевропелитами желоба. Пластины, сложенные кремнями и базальтами, возможно, были

изначально тектонически подслоены к основанию призмы, что не исключалось и другими исследователями Набильской зоны в этом районе [49]. Их последующее совмещение с фронтально аккрецированными пластинами предполагается в процессе продолжающегося надвигообразования в тыловых частях призмы. Там же предполагается и вовлечение в чешуйчато-надвиговую структуру отложений покровного комплекса, которые в современном срезе аккреционной призмы тектонически совмещены с различными аккрецированными пластинами (рис. 5).

ВОЗРАСТ И СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ

Отложения, включенные в чешуйчато-надвиговую структуру Набильской и Рымникской зон, отличаются неполнотой разрезов и значительной тектонической нарушенностью, возникшей как в процессе аккреции, так и при последующих тектонических преобразованиях. Реконструкция изначальных стратиграфических последовательностей по отдельным фрагментам в различных тектонических пластинах оказалась возможной лишь благодаря определению возраста отложений по ископаемым радиоляриям.

Для извлечения радиолярий было отобрано около 180 образцов из кремней, кремнистых и туфогенно-кремнистых алевропелитов, а также из алевропелитов различных терригенных обломочных отложений. Радиолярии выделялись из породы слабым (1–4 %) раствором плавиковой кислоты. Более 80 образцов содержали радиоляриевые комплексы хорошей сохранности, позволившие определить их возраст с различной степенью точности. Положение образцов с указанием их возраста показано на маршрутных геологических схемах (рис. 3, 4). Диагностирован-

ные виды радиолярий (в таксономической номенклатуре [57]) сведены в таблицы (табл. 1, 2), для большинства видов приведены их электронно-микроскопические изображения (фототабл. 1–3).

Для определения возраста меловых комплексов радиолярий использована биостратиграфическая шкала унитарных ассоциаций [58], объединяющая шкалы [47] и [57]. Выделенные радиоляриевые комплексы скоррелированы с этой шкалой методом унитарных ассоциаций [45] с применением компьютерной программы BioGraph [61]. С технической точки зрения, комплексы радиолярий в соответствующей цифровой кодировке были обработаны совместно с цифровой базой данных использованной биостратиграфической шкалы. Таксоны, определенные в открытой номенклатуре (cf. и aff.), не использовались для корреляции. В ходе реализации алгоритма программы была получена последовательность из 69 унитарных ассоциаций, которая включает 16 новых, дополняющих 53 унитарные ассоциации изначальной шкалы и распределенных между ними. Модифицированная последовательность скоррелирована с изначальной шкалой [58], а также со шкалами [47, 57]. Полученные данные представлены в виде графика (рис. 6), на котором возрастные датировки разделены по типу отложений и расположены (слева направо) согласно относительной позиции датированных образцов в пересечении аккреционной призмы с запада на восток. Возраст двух юрских комплексов радиолярий (в образцах кремней 576-1 и 576-4 Рымникской зоны) определен в шкале зон унитарных ассоциаций UAZ95 [38] и спроецирован на использованную шкалу [58].

В *Набильской зоне* возраст кремней устанавливается в пределах от титона-валанжина до баррема. Возраст кремнистых и туфогенно-кремнистых алевропелитов охватывает интервал от раннего апта до среднего альба. Возраст турбидитов в восточной части зоны средне-позднеальбский, такой же, как и возраст отложений покровного комплекса в западной части зоны. Возраст известняков в двух пластинах западной части зоны древнее позднего апта, судя по позднеаптскому возрасту перекрывающих их (возможно, со значительным перерывом в седиментации) кремнистых алевропелитов.

В *Рымникской зоне* возраст кремней распределяется в интервале от позднего киммериджа-раннего титона до раннего апта. Возрастные датировки кремнистых и туфогенно-кремнистых алевропелитов лежат в диапазоне от среднего апта до сеномана. Возраст турбидитов в восточной части зоны и отложений покровного комплекса в западной части зоны – среднесеноманский.

По результатам датировки отложений реконструируются стратиграфические последовательности, содержащие в основании пелагические кремни (включающие базальты) с расположенными выше гемипелагическими кремнистыми и туфогенно-кремнистыми алевропелитами, которые сменяются терригенными обломочными отложениями, как турбидитами глубоководного желоба, так и отложениями покровного комплекса. Плохая сохранность радиолярий не позволила определить более полные стратиграфические объемы кремнистых отложений и точное положение в них базальтов.

В направлении с запада на восток, от тыловой части аккреционной призмы к фронтальной, заметно систематическое омоложение разнофациальных отложений и границ между ними, так что нижележащие отложения последовательно занимают стратиграфические уровни вышележащих, расположенных западнее (рис. 6). Особенно отчетливый диахронизм характерен для границы гемипелагических и терригенных обломочных отложений, которая поднимается с рубежа апта/альба на западе Набильской зоны до среднего (позднего?) сеномана на востоке Рымникской зоны.

Реконструированные стратиграфические последовательности (рис. 7) отличаются от существующих схем стратиграфического расчленения отложений Набильской и Рымникской зон отсутствием многократного чередования в разрезе разнофациальных отложений. Полученные данные о возрасте указывают на отсутствие в Набильской зоне отложений моложе альбских, что находится в противоречии с ранее определенными по радиоляриям позднеальбским-раннесеноманским возрастом остринской свиты и позднесеноманским-раннетуронским возрастом хойской свиты [16]. Это связано как с применением более совершенной биостратиграфической шкалы, так и с диагностикой выделенных из пород объемных форм радиолярий. Значительно меняются представления о стратиграфии Рымникской зоны. В изученной ее части установлены позднеюрские, раннемеловые и сеноманские отложения и не обнаружено более молодых. Позднемеловой возраст отложений рымникской серии от коньяк (?)–сантонского до маастрихтского (датского?) ранее был обоснован находками фауны в самой восточной части зоны и распространен на отложения за ее пределами.

ИСТОРИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ И АККРЕЦИИ

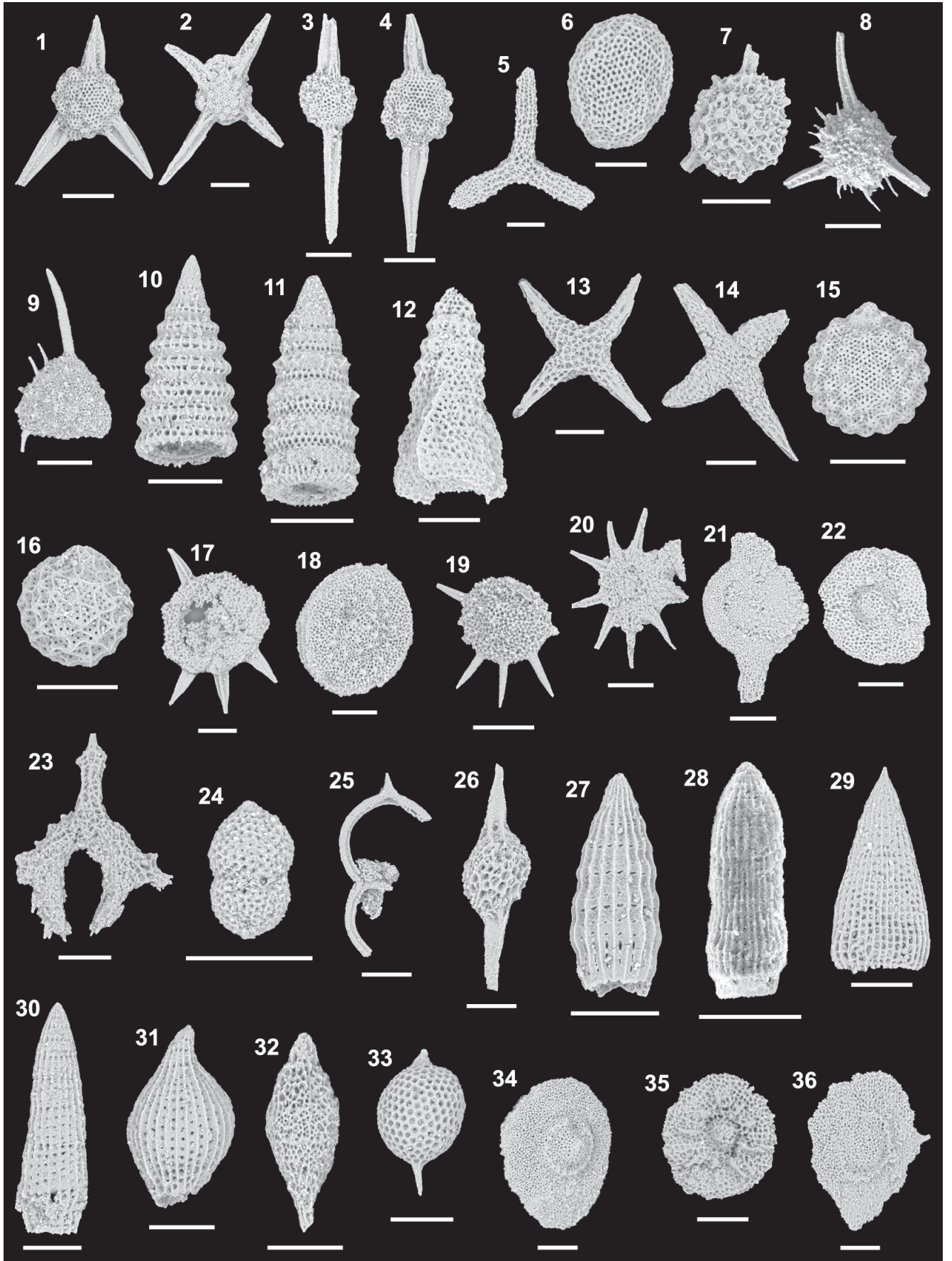
Полученные результаты позволяют воссоздать историю формирования отложений на океанической плите и конвергентной границе, а также определить время их аккреции. Реконструированные последова-

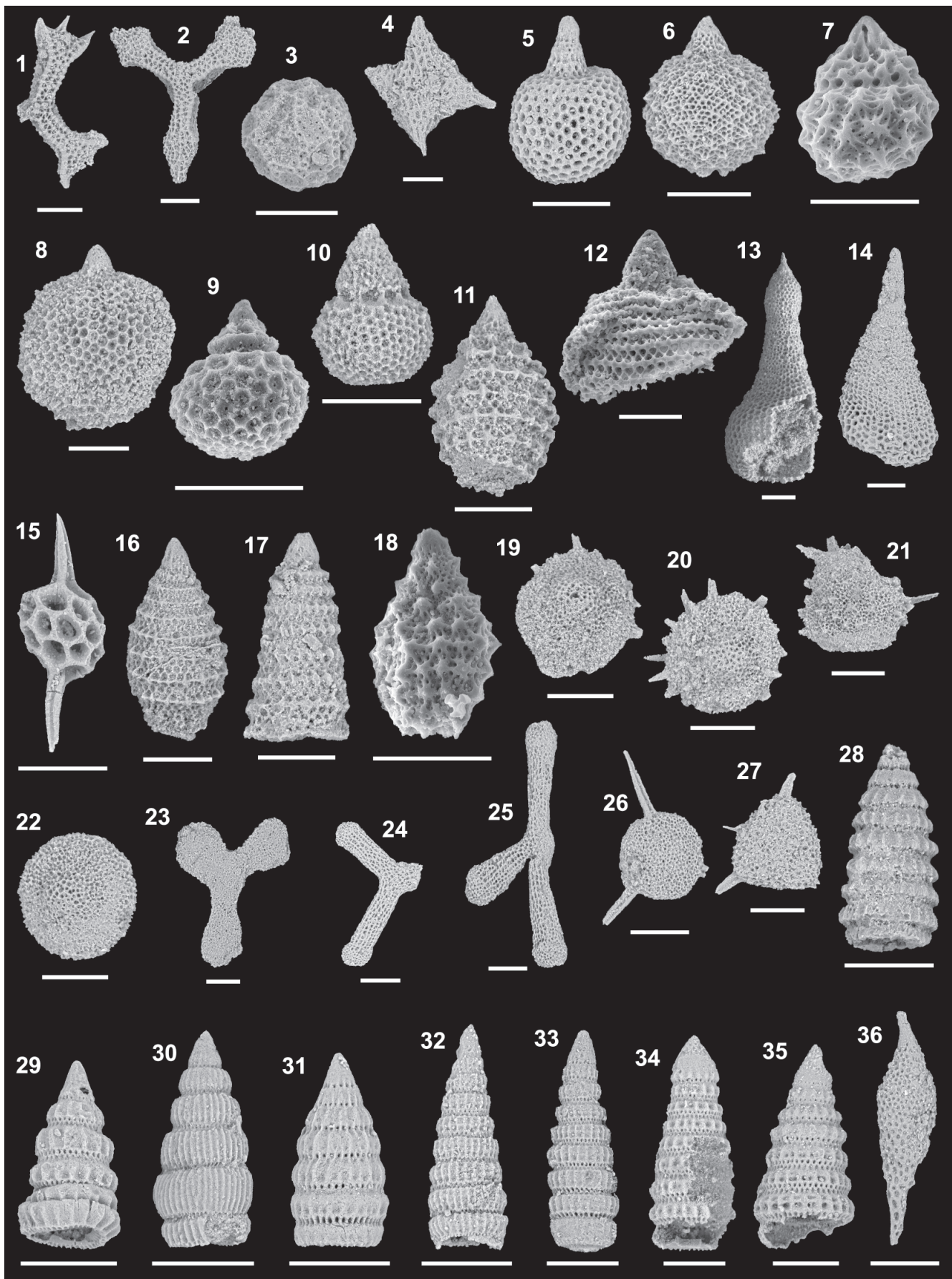
Таблица 2. Продолжение. Радиоларии, диагностированные в образцах Рымникской зоны.

ВИД	образец	526-3	536-2	544-10	557-2	560-3	561-1	564-1	564-2	564-5	564-6	564-7	564-8	567-2	569-1	569-2	573-1	573-2	576-1	576-2	576-3	576-4	576-5	577-2	577-3	577-4	579-1	579-2	585-3	613-1	613-2	615-1	615-2	626-1	626-2	626-3			
		<i>Pseudodictyomitra nuda</i> (Schaaf)																																					
<i>Pseudodictyomitra paronai</i> (Aliev)																																							
<i>Pseudodictyomitra pentacolaensis</i> Pessagno																																							
<i>Pseudodictyomitra pseudomacrocephala</i> (Squinabol)																																							
<i>Pseudodictyomitra tiara</i> (Holmes)																																							
<i>Pseudoeucyrtis hanni</i> (Tan)																																							
<i>Pyramispongia glascocksensis</i> Pessagno																																							
<i>Quinquecapsularia grandiloqua</i> O'Dogherty																																							
<i>Quinquecapsularia ombonii</i> (Squinabol)																																							
<i>Quinquecapsularia parvipora</i> (Squinabol)																																							
<i>Rhopalosyringium</i> sp. cf. <i>R. euganeum</i> (Squinabol)																																							
<i>Rhopalosyringium mosquense</i> (Smirnova & Aliev)																																							
<i>Savaryella novalensis</i> (Squinabol)																																							
<i>Savaryella</i> sp. cf. <i>S. sinistra</i> O'Dogherty																																							
<i>Sciadocapsa speciosa</i> (Squinabol)																																							
<i>Spongocapsula obesa</i> Jud																																							
<i>Spongocapsula palmerae</i> Pessagno																																							
<i>Spongostichomitra elatica</i> (Aliev)																																							
<i>Squinabollum fossile</i> (Squinabol)																																							
<i>Staurosphaeretta grandipora</i> (Squinabol)																																							
<i>Staurosphaeretta wisniowskii</i> (Squinabol)																																							
<i>Stichomitra communis</i> Squinabol																																							
<i>Stichomitra japonica</i> (Nakaseko & Nishimura)																																							
<i>Stichomitra magna</i> Squinabol																																							
<i>Stichomitra mediocris</i> (Tan)																																							
<i>Stichomitra navalis</i> O'Dogherty																																							
<i>Stichomitra simplex</i> (Smirnova & Aliev)																																							
<i>Stichomitra stocki</i> (Campbell & Clark)																																							
<i>Stichomitra tosaensis</i> Nakaseko & Nishimura																																							
<i>Syringocapsa longitubus</i> Jud																																							
<i>Thanarla brouweri</i> (Tan)																																							
<i>Thanarla conica</i> (Squinabol)																																							
<i>Thanarla lacrimula</i> (Foreman)																																							
<i>Thanarla pacifica</i> Nakaseko & Nishimura																																							
<i>Thanarla spoletensis</i> O'Dogherty																																							
<i>Thanarla veneta</i> (Squinabol)																																							
<i>Torculum bastefani</i> O'Dogherty																																							
<i>Torculum coronatum</i> (Squinabol)																																							
<i>Transhsuum brevicostatum</i> (Ozoldova)																																							
<i>Triactoma</i> sp. cf. <i>T. cellulosa</i> Foreman																																							
<i>Triactoma echiodes</i> Foreman																																							
<i>Triactoma paronai</i> (Squinabol)																																							
<i>Triactoma tithonianum</i> Rüst																																							
<i>Trisyringium capellini</i> Vinassa																																							
<i>Trisyringium echitonium</i> (Aliev)																																							
<i>Turbocapsula costata</i> (Wu)																																							
<i>Xitus alievi</i> (Foreman)																																							
<i>Xitus channelli</i> Jud																																							
<i>Xitus clava</i> (Parona)																																							
<i>Xitus mclaughlini</i> Pessagno																																							
<i>Xitus spicularius</i> (Aliev)																																							

Фототаблица 1. Радиоларии центральной части Восточно-Сахалинской аккреционной призмы. После названия видов указаны номера образцов. Масштабная планка = 100 μm.

1 – *Acaeniotyle diaphorogona* Foreman, 564-8; 2 – *Acaeniotyle glebulosa* (Foreman), 679-2; 3 – *Acaeniotyle longispina* (Squinabol), 658-1; 4 – *Acaeniotyle umbilicata* (Rüst), 576-3; 5 – *Angulobracchia portmanni* Baumgartner, 576-3; 6 – *Archaeocenosphaera ? mellifera* O'Dogherty, 615-1; 7 – *Becus helenae* (Schaaf), 576-3; 8 – *Becus horridus* (Squinabol), 615-1; 9 – *Becus* sp. cf. *B. regius* O'Dogherty, 579-1; 10 – *Crolanium puga* (





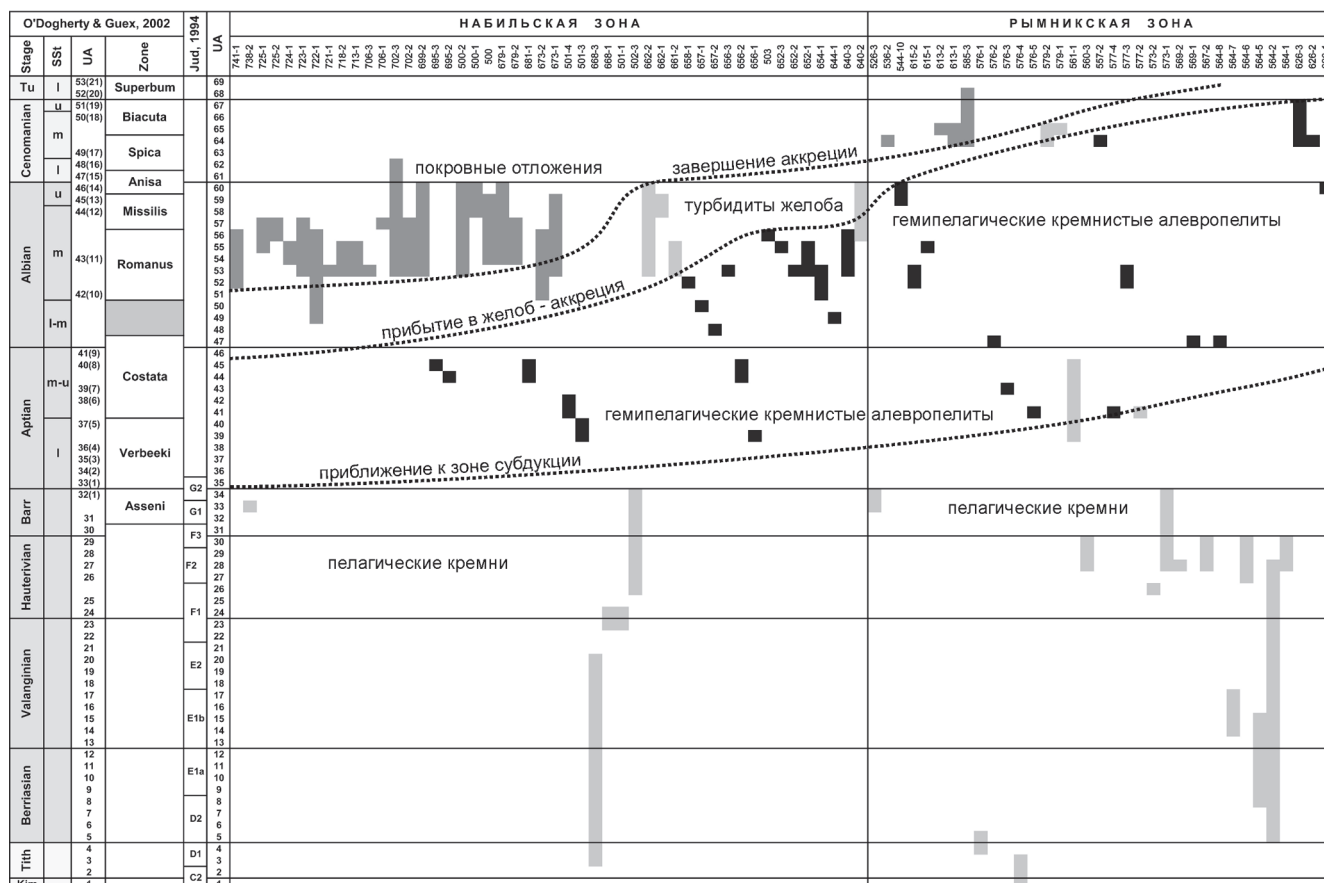
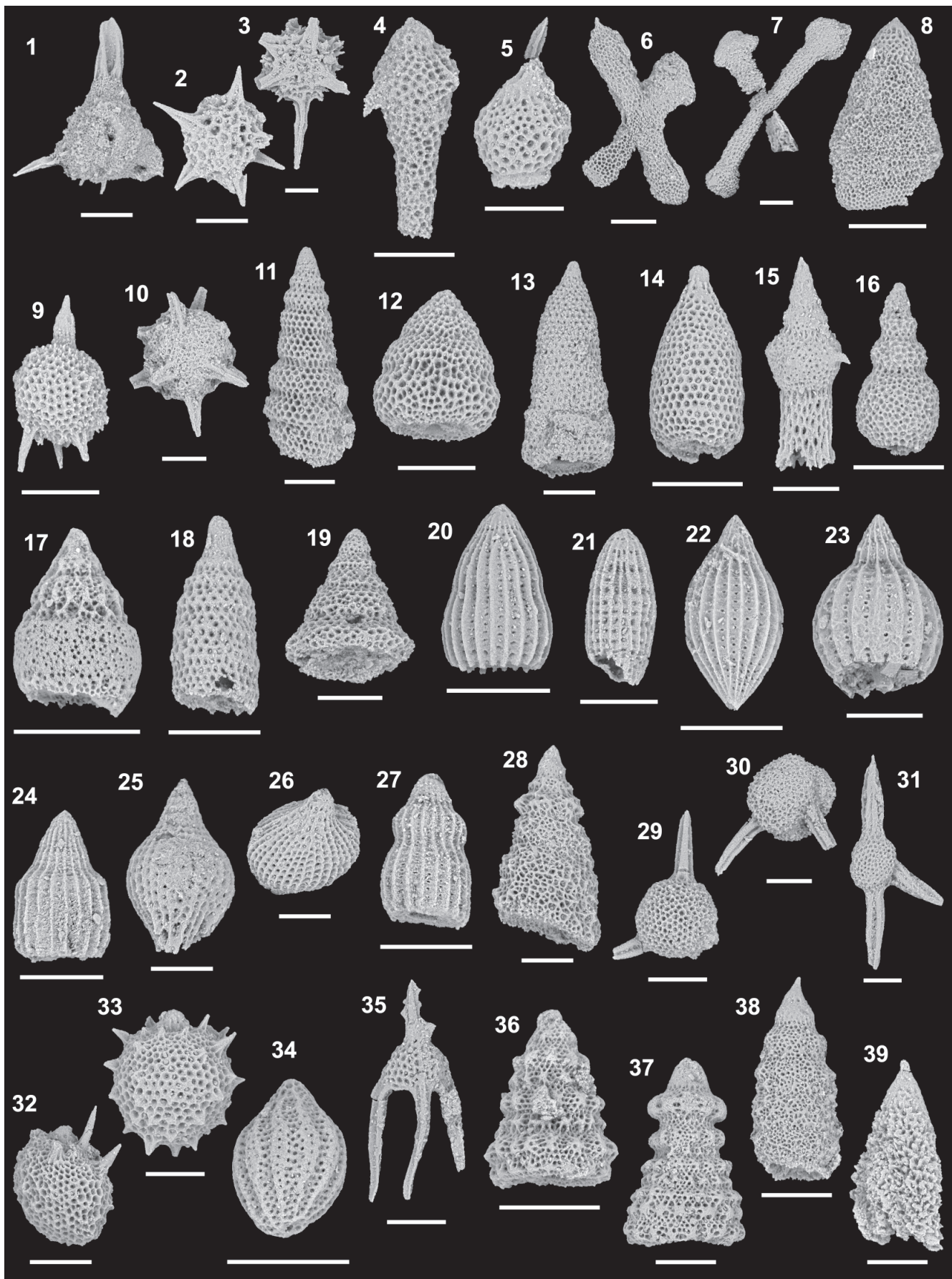


Рис. 6. Возраст отложений центральной части Восточно-Сахалинской аккреционной призмы в шкале унитарных ассоциаций (UA). Возрастные датировки разделены по типу отложений и расположены (слева направо) согласно относительной позиции датированных образцов в пересечении аккреционной призмы с запада на восток.

Вновь полученная последовательность унитарных ассоциаций UA 1-69 соотнесена с изначальной шкалой UA 1-53, O'Dogherty and Guex, 2002 [58] (в скобках приведены унитарные ассоциации UA 1-21 шкалы O'Dogherty, 1994 [57]), а также со шкалой Jud, 1994 [47]. Прерывистыми линиями показаны стратиграфические границы разнофацальных отложений с указанием их палеогеографической/тектонической интерпретации. Возраст образцов 576-1 и 576-4 (кремни Рымникской зоны) определен в шкале UA Z95 [38] и спроецирован на использованную шкалу UA. Образцы 725-1, 725-2, 738-2, 741-1 отобраны в разрозненных обнажениях на р. Ивашке (рис. 2 пересечение 2а) юго-западнее основного маршрутного пересечения Набильской зоны.

Фототаблица 2. Радиоларии центральной части Восточно-Сахалинской аккреционной призмы. После названия видов указаны номера образцов. Масштабная планка = 100 μ m.

1 – *Halesium amissum* (Squinabol), 626-2; 2 – *Halesium crassum* (Ozoldova), 576-3; 3 – *Hemicryptocapsa prepolyhedra* Dumitrica, 626-2; 4 – *Hexapyramis* sp. aff. *H. pantanellii* Squinabol, 656-3; 5 – *Hiscocapsa asseni* (Tan), 576-3; 6 – *Hiscocapsa grutterinki* (Tan), 644-1; 7 – *Hiscocapsa kaminogensis* (Aita), 569-2; 8 – *Hiscocapsa orca* (Foreman), 569-2; 9 – *Hiscocapsa uterculus* (Parona), 569-2; 10 – *Hiscocapsa zweilii* (Jud), 569-2; 11 – *Mirifusus apenninicus* Jud, 569-2; 12 – *Mirifusus minor* Baumgartner, 569-2; 13 – *Obeliscoites giganteus* (Aliev), 644-1; 14 – *Obeliscoites perspicuus* (Squinabol), 564-8; 15 – *Pantanellium lanceola* (Parona), 576-5; 16 – *Parvicingula boesii* (Parona), 569-2; 17 – *Parvicingula cosmoconica* (Foreman), 569-2; 18 – *Parvicingula usotanensis* Tumanda, 569-2; 19 – *Patellula cognata* O'Dogherty, 579-1; 20 – *Patellula helios* (Squinabol), 626-2; 21 – *Patellula spica* O'Dogherty, 626-2; 22 – *Patellula verteroensis* (Pessagno), 579-1; 23 – *Pessagnobranchia dalpiazii* (Squinabol), 656-3; 24 – *Pessagnobranchia fabianii* (Squinabol), 662-1; 25 – *Pessagnobranchia irregularis* (Squinabol), 56-3; 26 – *Pseudoaulophacus putahensis* Pessagno, 579-1; 27 – *Pseudoaulophacus sculptus* (Squinabol), 658-1; 28 – *Pseudodictyomitra carpatica* (Loznyiak), 569-2; 29 – *Pseudodictyomitra hornatissima* (Squinabol), 576-3; 30 – *Pseudodictyomitra lodogaensis* Pessagno, 564-8; 31 – *Pseudodictyomitra nuda* (Schaaf), 576-5; 32 – *Pseudodictyomitra paronai* (Aliev), 679-2; 33 – *Pseudodictyomitra pentacolaensis* Pessagno, 657-1; 34 – *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), 503; 35 – *Pseudodictyomitra tiara* (Holmes), 557-2; 36 – *Pseudoecyrtis hanni* (Tan), 576-3.



тельности отложений (рис. 7) типичны для мезозойских аккреционных призм [17, 46, 54, 55]. Такие последовательности, сложенные кремнями, кремнистыми алевропелитами и обломочными отложениями глубоководного желоба (chert-clastic sequence [55]) отражают историю седиментации на перемещающейся океанической плите от ее зарождения в зоне спрединга до попадания в зону субдукции [46, 54, 55].

В стратиграфических последовательностях Набильской и Рымникской зон Восточно-Сахалинской аккреционной призмы запечатлена значительная часть истории седиментации на океанической плите Изанаги, которая в это время существовала в северо-западной Пацифике и перемещалась в С-СЗ направлениях [42, 53]. Пелагическая кремнистая седиментация прослеживается с позднего киммериджа-титона до баррема-апта. На отдельных участках плиты формировались вулканические постройки, сложенные базальтами и перекрытые известняками. Гемипелагическая седиментация началась в раннем апте и отражает приближение участка океанической плиты к конвергентной границе, ее несколько более раннее начало фиксируется в аккретированных отложениях Набильской зоны. Завершение гемипелагической седиментации на различных участках плиты Изанаги устанавливается с конца апта до среднего-позднего сеномана. Присутствие в составе гемипелагических отложений пирокластической компоненты и многочисленных слоев туфов указывает на синхронное проявление эксплозивного вулканизма на конвергентной границе плит. Апт-альбский вулканизм, вероятно, связан с развитием фрагментов вулканической дуги Монерон-Ребун-Кабато и Кемско-Самаргинского, а сеноманский – с началом формирования Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса.

Начало накопления турбидитов означает продвижение океанической плиты в область глубоковод-

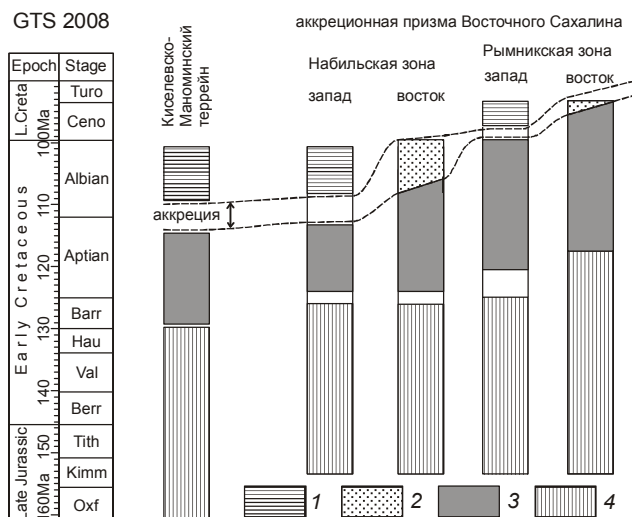


Рис. 7. Сопоставление стратиграфических последовательностей аккреционных призм Киселевско-Маноминского террейна и Восточного Сахалина и времени их аккреции в шкале геологического времени GTS 2008 [59].

1 – отложения покровного комплекса, 2 – турбидиты желоба, 3 – гемипелагические кремнистые и туфогенно-кремнистые алевропелиты, 4 – пелагические кремни (включающие базальты).

ного желоба и наилучшим образом аппроксимирует время аккреционных событий [46, 55]. Возраст турбидитов, определенный в двух тектонических пластинах, позволяет установить средне-позднеальбский эпизод аккреции для восточной части Набильской зоны и среднесеноманский – для восточной части Рымникской зоны. Для оценки времени аккреции можно также использовать возраст части гемипелагических отложений и отложений покровного комплекса. Накопление наиболее молодых гемипелагических отложений непосредственно предшествует аккреции, тогда как формирование покровного комп-

Фототаблица 3. Радиоларии центральной части Восточно-Сахалинской аккреционной призмы. После названия видов указаны номера образцов. Масштабная планка = 100 μm .

1 – *Pyramispongia glascocksensis* Pessagno, 579-1; 2 – *Quinquecapsularia ombonii* (Squinabol), 658-1; 3 – *Quinquecapsularia parvipora* (Squinabol), 656-3; 4 – *Rhopalosyringium* sp. cf. *R. euganeum* (Squinabol), 577-3; 5 – *Rhopalosyringium mosquense* (Smirnova & Aliev), 657-1; 6 – *Savaryella novalensis* (Squinabol), 615-1; 7 – *Savaryella* sp. cf. *S. sinistra* O'Dogherty, 656-3; 8 – *Spongostichomitra elatica* (Aliev), 564-8; 9 – *Squinabollum fossile* (Squinabol), 679-2; 10 – *Staurosphaeretta wisniowskii* (Squinabol), 725-2; 11 – *Stichomitra communis* Squinabol, 658-1; 12 – *Stichomitra japonica* (Nakaseko & Nishimura), 576-3; 13 – *Stichomitra magna* Squinabol, 725-2; 14 – *Stichomitra mediocris* (Tan), 564-8; 15, 16 – *Stichomitra navalis* O'Dogherty, 615-1, 656-3; 17 – *Stichomitra simplex* (Smirnova & Aliev), 576-5; 18 – *Stichomitra stocki* (Campbell & Clark), 557-2; 19 – *Stichomitra tosaensis* Nakaseko & Nishimura, 615-1; 20 – *Thanarla brouweri* (Tan), 564-8; 21 – *Thanarla conica* (Squinabol), 658-1; 22 – *Thanarla lacrimula* (Foreman), 576-5; 23 – *Thanarla pacifica* Nakaseko & Nishimura, 576-5; 24 – *Thanarla pulchra* (Squinabol), 679-2; 25, 26 – *Thanarla spoletensis* O'Dogherty, 656-3; 27 – *Thanarla veneta* (Squinabol), 503; 28 – *Torculum coronatum* (Squinabol), 615-1; 29 – *Triactoma* sp. cf. *T. cellulosa* Foreman, 626-2; 30 – *Triactoma echiodes* Foreman, 576-3; 31 – *Triactoma paronai* (Squinabol), 615-1; 32 – *Trisyringium capellini* Vinassa, 576-3; 33 – *Trisyringium echitonicum* (Aliev), 644-1; 34 – *Turbocapsula costata* (Wu), 564-8; 35 – *Ultranapora praespinifera* Pessagno, 644-1; 36 – *Xitus clava* (Parona), 576-5; 37 – *Xitus mclaughlini* Pessagno, 644-1; 38 – *Xitus spicularius* (Aliev), 644-1; 39 – *Xitus spinosus* (Squinabol), 658-1.

лекса определяет ее завершение. С привлечением всей совокупности возрастных данных можно определить, что в западной части Набильской зоны аккреция происходила в интервале от конца апта до среднего альба, а в восточной части этой зоны – в среднем-позднем альбе (рис. 7). Пластины западной части Рымникской зоны были аккретированы в раннем сеномане (до среднего сеномана), а восточной – в среднем сеномане (рис. 7). Самые восточные фрагменты Рымникской зоны были аккретированы после среднего-позднего сеномана, так как они включают гемипелагические отложения этого возраста. За период альба-сеномана длительностью ~18 млн лет был сформирован фрагмент аккреционной призмы шириной ~35 км в современной структуре. Скорость наращивания аккреционной призмы оценивается величиной ~2 км/млн лет, что представляет минимальную оценку скорости фронтальной аккреции без учета последующего сокращения ширины призмы.

Формирование Набильской зоны аккреционной призмы Восточного Сахалина в среднем-позднем альбе завершило этап островодужного развития аккреционной системы Сихотэ-Алиня – Сахалина. Продолжившаяся в сеномане аккреция Рымникской зоны совпадает со временем зарождения Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса и преобразования аккреционной системы в окраинно-континентальную. Установленные события составляют лишь часть более длительной истории формирования аккреционной призмы Восточного Сахалина.

Полученные данные о возрасте аккреции имеют значение для корреляции аккреционных призм на востоке Азиатского континента и проведения палеотектонических реконструкций. Возраст аккреции западной части Набильской зоны соответствует позднеаптскому-раннеальбскому возрасту аккреции Киселевско-Маноминского террейна [15], расположенного на континенте. Несмотря на различия в составе аккретированных отложений, в их стратиграфических последовательностях устанавливается заметное сходство – близкие во времени начало и завершение гемипелагической седиментации. Предположенное ранее синхронное формирование части аккреционной призмы Восточного Сахалина и Киселевско-Маноминской [15, 62] находит свое подтверждение во вновь полученных данных о возрасте аккреции Набильской зоны. Наиболее простой палеотектонической реконструкцией, объясняющей синхронную аккрецию, является модель единой конвергентной границы с положением элементов аккреционной системы Сахалина в конце апта-начале альба значительно южнее их современной позиции (рис. 8). Подобное положение тектонических элементов

Сахалина реконструировалось и ранее [62] в несколько ином окружении террейнов Сихотэ-Алиня.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование фрагмента аккреционной призмы в центральной части Восточно-Сахалинских гор позволило существенно уточнить стратиграфию ее отложений, реконструировать историю их формирования и определить возраст эпизо-

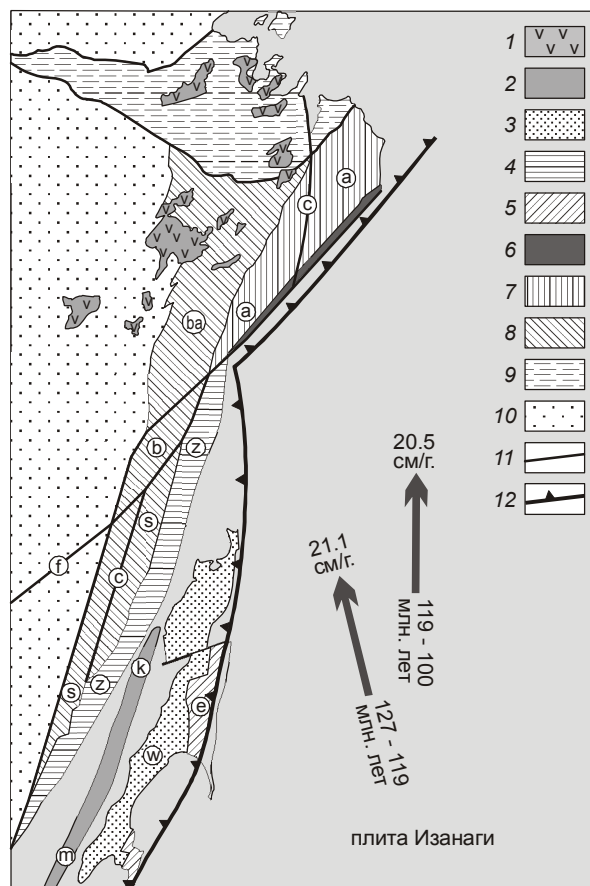


Рис. 8. Палеотектоническая реконструкция расположения аккреционных призм Киселевско-Маноминского террейна и Восточного Сахалина в раннем альбе. Направления и скорости перемещения плиты Иизанаги относительно Евразии – по [53].

1 – ранне-поздне меловой Хингано-Охотский вулканический пояс; 2 – раннемеловая островная дуга с ее фрагментами Кемско-Самаргинским (k) и Монерон-Ребун-Кабато (m); 3 – преддуговой прогиб Западного Сахалина (w); 4 – Журавлевский раннемеловой турбидитовый прогиб (z), 5–8 – аккреционные призмы: 5 – апт-альбская Восточного Сахалина (e), 6 – апт-альбская Киселевско-Маноминского террейна, 7 – раннемеловая Амурского террейна (a), 8 – юрско-раннемеловые Баджалского (ba), Бикинского (b) и Самаркинского (s) террейнов; 9 – Монголо-Охотская сутурная зона, 10 – кратонные области, 11 – крупные разломы, в том числе следы будущих Центрально-Сихотэ-Алинского (c) и Фушунь-Мишань (f); 12 – зона субдукции.

дов аккреции. Набильская зона была аккретирована в альбе, а значительная часть Рымникской зоны – в сеномане. Западная часть Набильской зоны формировалась синхронно с аккреционной призмой Киселевско-Маноминского террейна, расположенного на континенте. Предполагается формирование этих аккреционных призм вдоль единой конвергентной границы с расположением аккреционной системы Сахалина в альбе значительно южнее ее современной позиции.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарен геологам Сахалинской геолого-разведочной экспедиции А.А. Коноваленко и В.Г. Гальверсену, оказавшим техническую поддержку при проведении полевых исследований в Восточно-Сахалинских горах, и Л. О'Догерти за возможность использования его базы данных по меловым радиоляриям. Автор также признателен рецензентам В.С. Вишневской, Н.Ю. Брагину и Б.А. Натальину за обстоятельные рецензии, позволившие улучшить содержание статьи.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Брагин Н.Ю. Радиолярии и нижнемезозойские толщи Востока СССР. М.: Наука, 1991. 125 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 469).
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Курилов Д.В. Первые находки достоверных нижнемеловых (берриас и валанжин) радиоляриевых ассоциаций на Восточном Сахалине // Докл. РАН. 2003. Т. 389, № 5. С. 653–656.
- Вишневская В.С., Богданов Н.А., Курилов Д.В. Новые данные о баррем-альбских радиоляриевых ассоциациях Восточного Сахалина // Докл. РАН. 2003. Т. 392, № 6. С. 787–791.
- Геологическая карта Сахалина. 1 : 1000000 / Ред. В.Н. Верещагин. Приложение к Т. 33. Геология СССР. М.: Мингео СССР, 1970.
- Геология СССР. Т. 33. Остров Сахалин. Геологическое описание / Ред. В.Н. Верещагин, Ю.М. Ковтунович. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В. и др. Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 161–201.
- Гранник В.М. Верхнемеловые вулканогенно-осадочные формации Восточно-Сахалинских гор. М.: Наука, 1978. 162 с.
- Гранник В.М. Петрохимическая характеристика магматических пород Восточно-Сахалинской позднемезозойской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 1991. № 6. С. 67–86.
- Гранник В.М. Геология и геодинамика южной части Охотоморского региона в мезозое и кайнозое. Владивосток: Дальнаука, 2008. 297 с.
- Жамойда А.И. Биостратиграфия мезозойских кремнистых толщ Востока СССР. Л.: Недра, 1972. 244 с.
- Жаров А.Э. Аккреционная тектоника и геодинамика Южного Сахалина // Геотектоника. 2004. № 4. С. 45–63.
- Жаров А.Э. Геологическое строение и мел-палеогеновая геодинамика юго-восточного Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалин. кн. изд-во, 2004. 191 с.
- Жаров А.Э., Брагин Н.Ю., Речкин А.Н. Стратиграфия меловых-раннепалеогеновых аккреционных комплексов Тонино-Анивского полуострова, Южный Сахалин // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2005. Т. 13, № 1. С. 87–105.
- Зябров С.В., Пересторонин А.Н., Жаров А.Э. Начало терригенной седиментации в Западно-Сахалинском преддуговом прогибе – деталь ранней истории аккреционной системы Сахалина и Хоккайдо // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 1. С. 53–61.
- Зябров С.В., Мартынюк М.В., Шевелев Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: Стратиграфия, субдукционная аккреция и постааккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
- Казинцова Л.И. Возраст кремнистых толщ Восточно-Сахалинских гор по данным радиолярий // Тихоокеан. геология. 1988. № 2. С. 90–96.
- Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
- Клюев В.П., Семенов Д.Ф. Геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Сахалинская. Лист М-54-ХVIII: Объясн. зап. М., 1971. 95 с.
- Краснов Е.В. Савицкий Е.О. Верхнеюрские коралловые рифы Сахалина и гипотеза дрейфа Японских островов // Докл. АН СССР. 1973. Т. 209, № 3. С. 659–661.
- Малиновский А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Митрохин А.Н. Кемский террейн (Восточный Сихотэ-Алинь) – фрагмент раннемеловой островодужной системы восточной окраины Азии // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 6. С. 38–58.
- Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеан. геология. 1991. № 5. С. 3–23.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойского северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Попов В.К., Симаненко В.П., Сахно В.Г. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоплутонический пояс (поздний сеноман-маастрихт). Вулканогенные образования // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 273–281.
- Разницин Ю.Н. Серпентинитовый меланж и олистограмма юго-восточной части Восточно-Сахалинских гор // Геотектоника. 1978. № 2. С. 96–108.
- Разницин Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1982. 108 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 371).
- Речкин А.Н. Докайнозойские песчаники Восточно-Сахалинских гор // Геология, металлогения и гидрогеология Курильских островов. Владивосток.: ДВО РАН, 1991. С. 91–98.
- Рихтер А.В., Брагин Н.Ю. Строение и возраст вулканогенно-кремнистых отложений Сахалина // Изв. АН СССР. Серия геол. 1984. № 2. С. 89–95.
- Рихтер А.В. Структура и тектоническое развитие Сахалина в мезозое. М.: Наука, 1986. 93 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 411).

29. Рождественский В.С. Литостратиграфия мезозойско-палеозойских отложений Восточно-Сахалинских гор // Тихоокеан. геология. 1983. № 5. С. 48–58.
30. Рождественский В.С. Геодинамическая эволюция Хоккайдо-Сахалинской складчатой системы // Тихоокеан. геология. 1993. № 2. С. 76–88.
31. Симаненко В.П. Позднемезозойские вулканические дуги Восточного Сихотэ-Алиня и Сахалина // Тихоокеан. геология. 1986. № 1. С. 7–13.
32. Симаненко В.П., Ханчук А.И. Сеноманский вулканизм Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса (геохимические особенности) // Геохимия. 2003. № 8. С. 866–878.
33. Симаненко В.П., Малиновский А.И., Голозубов В.В. Раннемеловые базальты Кемского террейна – фрагмента Монероно-Самаргинской островодужной системы // Тихоокеан. геология. 2004. Т. 23, № 2. С. 30–51.
34. Ханчук А.И., Никитина А.П., Панченко И.В. и др. Палеозойские и мезозойские гайоты Сихотэ-Алиня и Сахалина. // Докл. РАН. 1989. Т. 307, № 1. С. 186–190.
35. Ханчук А.И., Кемкин И.В., Панченко И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Сахалина в палеозое и мезозое // Тихоокеанская окраина Азии. Т. 1. Геология. М.: Наука, 1989. С. 218–254.
36. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие континентального обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис.... д-ра геол.-минер. наук. М.: ГИН РАН, 1993. 31 с.
37. Ханчук А.И. Сахалинско-Камчатский орогенный пояс // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 202–205.
38. Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican, S. et al. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics, Biochronology // Mémoires de Géologie (Lausanne). 1995. V. 23. 1172 p.
39. Bouma A.H. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Amsterdam, 1962. 168 p.
40. Bouma A.H. Fossil contourites in Lower Niesenflysch, Switzerland // Journal of Sedimentary Petrology. 1972. V. 42, N. 4. P. 917–921.
41. Brown K.M., Mascle A., Behrmann J.H. Mechanisms of accretion and subsequent thickening in the Barbados Ridge accretionary complex; balanced cross sections across the wedge toe / Winkler, W.R., Ed. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 1990. V. 110. Texas A & M University, Ocean Drilling Program, College Station, TX, US. P. 209–227.
42. Engebretson D.C., Cox A., Gordon R.G. Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific basin // Geol. Soc. Am. Spec. Paper. 2006. 1985. 59 p.
43. Fisher R.V. Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. // Journal of Sedimentary Petrology. 1971 V. 41, N. 4. P. 916–927.
44. Ghibaudo G. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification // Sedimentology. 1992. V. 39, N 3. P. 423–454.
45. Guex J. Biochronological Correlations. Springer-Verlag: Berlin/Heidelberg/New York, 1991. 250 p.
46. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic material in Japan // Tectonophysics. 1990. V. 181. P. 179–205.
47. Jud R. Biochronology and systematics of Early Cretaceous Radiolarian of the Western Tethys // Mémoires de Géologie (Lausanne), 1994. V. 19. 147 p.
48. Kiminami K., Niida K., Ando H. Cretaceous-Paleogene arc-trench system in Hokkaido / Adachi M., Suzuki K., Eds. // 29th IGC Field Trip Guidebook. V.1: Paleozoic and Mesozoic Terranes: Basement of Japanese Island Arc. Nagoya University, 1992. P. 1–43.
49. Kimura G., Rozhdestvensky V.S., Okumura K. et al. Mode of mixture of oceanic fragments and terrigenous trench fill in an accretionary complex: example from southern Sakhalin // Tectonophysics. 1992. V. 202, N 2–4. P. 361–374.
50. Kimura G., Ludden J. Peeling oceanic crust in subduction zones // Geology. 1995. V. 23. P. 217–220.
51. Kimura G., Maruyama S., Isozaki Y., Terabayashi M. Well-preserved underplating structure of the jadeitized Franciscan complex, Pacheco Pass, California // Geology. 1996. V. 24. P. 75–78.
52. Lowe D.R. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to flows and deposits // Geology of continental slopes: SEPM Special Publication N 27, Tulsa, 1979. P. 75–82.
53. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions – Example of the Japanese Islands // Tectonophysics. 1986. V.127, N 3/4. P. 305–329.
54. Matsuda T., Isozaki, Y. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: From remote ocean to subduction zone // Tectonics. 1991. V. 10. P. 475–499.
55. Matsuoka A., Yao A. Southern Chichibu Terrane / Ichikawa K., Mizutani S., Hara I., Hada S., Yao A. Eds. // Pre-Cretaceous Terranes of Japan. Publication of IGCP Project 224. Osaka, 1990. P. 203–16.
56. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // Island Arc. 1993. V. 2, N 1. P. 15–34.
57. O'Dogherty L. Biochronology and Paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain) // Mémoires de Géologie (Lausanne), 1994. V. 21. 413 p.
58. O'Dogherty L., Guex J. Rates and pattern of evolution among Cretaceous radiolarians: relations with global paleoceanographic events // Micropaleontology. 2002. V. 48, N 1. P. 1–22.
59. Ogg J.G., Ogg G., Gradstein F.M. The Concise Geologic Time scale. Cambridge University Press. 2008. 150 p.
60. Piper D. J.W. Turbidite origin of some laminated mudstones // Geological Magazine. 1972. V. 109, N 2. P. 115–126.
61. Savary J., Guex J. Discrete Biochronological Scales and Unitary Associations: Description of the BioGraph Computer Programm // Mémoires de Géologie (Lausanne). 1999. V. 34. 281 p.
62. Sengör A.M.C., Natal'in B.A. Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1996. V. 24. P. 263–337.
63. Shipboard Scientific Party. Synthesis of shipboard results: Leg 110 transect of the northern Barbados Ridge / Mascle A., Moore J.C. et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1988. V. 110: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 577–591.
64. Shipboard Scientific Party. Site 673 / Mascle A., Moore J.C. et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1988. V. 110: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 311–388.

65. Shipboard Scientific Party. Site 674 / Mascle A., Moore J.C. et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 1988. V. 110: College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 389–485.
66. Shipboard Scientific Party. Site 808 / Taira A., Hill I., Firth J.V. et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Part A: Initial Reports. 1991. V. 131, Texas A & M University, Ocean Drilling Program. College Station, TX, US, P. 71–269.
67. Shipboard Scientific Party. Site 1175 / Moore G.F., Taira A., Klaus A. et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 2001. V. 190: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, online http://www-odp.tamu.edu/publications/190_IR/chap_06/chap_06.htm
68. Shipboard Scientific Party. Site 1176 / Moore G.F., Taira A., Klaus A. et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 2001. V. 190: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, online http://www-odp.tamu.edu/publications/190_IR/chap_07/chap_07.htm
69. Shipboard Scientific Party. Site 1178 / Moore G.F., Taira A., Klaus A. et al. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports. 2001. V. 190: College Station, Texas, Ocean Drilling Program, online http://www-odp.tamu.edu/publications/190_IR/chap_09/chap_09.htm
70. Silver E.A., Ellis M.J., Breen N.A., Shipley T.H. Comments on growth of accretionary wedges // *Geology*. 1985. V. 13. P. 6–9.
71. Underwood M.B., Bachman S.B. Sedimentary facies associations within subduction complexes / Leggett J.K., Ed. // *Trench-Forearc Geology*. 1982. Geol. Soc. of London, Spec. Publ. 10. P. 537–550.
72. Walker R.G. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: model for exploration for stratigraphic traps // *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.* 1978. V. 62, N 6. P. 932–966.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

S.V. Zybrev

Stratigraphy structure and of the central part of the East Sakhalin accretionary wedge (Eastern Russia)

The East Sakhalin accretionary wedge is a part of the Cretaceous-Paleogene accretionary system that evolved along the eastern margin of Asia in response to subduction of Pacific oceanic plates. It developed in association with the Early Cretaceous Kema-Samarga volcanic island arc and Late Cretaceous-Paleogene East Sikhotealin continental-margin volcanic belt. Structure litho- and biostratigraphy of the accretionary wedge was studied in the central part of the East Sakhalin Mountains along the two sections that traverse the Nabil and Rymnik litho-tectonic units (zones) crossing ~ 40 km of their width. An overall structure of the studied portion of the accretionary wedge is a pile of numerous east-verging tectonic slices. These slices (tens to hundreds of meters thick) consist of various siliciclastic deposits that formed along a convergent plate margin with lesser amount of oceanic pelagic chert and basalt and hemipelagic siliceous and tuffaceous mudstone. Siliciclastic deposits include trench-fill mudstone and turbidites and cover sequence deposits. The structure of the accretionary wedge was likely formed by off-scraping and underplating. Subsequent juxtaposition of the off-scraped and underplated portions of the wedge as well as cover sequence deposits likely occurred along out-of-sequence thrusts. Radiolarian biostratigraphy was used to constrain the ages of lithologies and timing of accretionary events for different parts of the accretionary wedge. Radiolarian assemblages were correlated to the radiolarian range chart for the Tethyan regions by means of the unitary associations method. In the Nabil zone, ages of pelagic chert range from Late Jurassic, Tithonian to Early Cretaceous, Barremian. Ages of hemipelagic deposits are early Aptian to mid Albian, and ages of trench-fill and cover sequence deposits are mid-late Albian. In the Rymnik zone, ages of chert range from Late Jurassic to Early Cretaceous, mid Aptian. Ages of hemipelagic deposits are mid Aptian to mid Cenomanian, and ages of trench-fill and cover sequence deposits are mid-late Cenomanian. Younging of stratigraphic boundaries between different lithologies occurred in the easterly trenchward direction. The timing of accretion was constrained by the ages of trench-fill and cover sequence deposits. Accretion occurred from the end of the Aptian to mid Albian in the western part of the Nabil zone, and in the mid Cenomanian in the eastern part of the Rymnik zone. The western part of the Nabil zone was accreted synchronously with the Kiselevka-Manoma accretionary wedge located to the east, on the continent. Both accretionary wedges are thought to have formed along a single convergent plate margin, with Sakhalin accretionary system located to the south of the Kiselevka-Manoma accretionary wedge in the Albian.

Key words: structure, stratigraphy, Radiolaria, Mesozoic, accretionary tectonics, Sakhalin, Eastern Russia.