

АККРЕЦИЯ АНЮЙСКОЙ ЗОНЫ, ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И РАЗВИТИЕ САМАРКИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА: ДЕТАЛИЗАЦИЯ СЦЕНАРИЯ ЭВОЛЮЦИИ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНОАЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

С.В. Зябрев¹, Е.К. Шевелёв²

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 68000; e-mail: szjabrev@itig.as.khb.ru;

²Независимый исследователь, г. Хабаровск

Поступила в редакцию 27 ноября 2018 г.

Сихотэ-Алинский ороген на юго-востоке России является коллажем разновозрастных геологических террейнов различной тектонической природы, которые сформировались вдоль Восточноазиатской континентальной окраины в результате юрско-раннемеловой субдукции океанических плит Пацифики. Юрский Самаркинский аккреционный комплекс и раннемеловой Журавлевский турбидитовый бассейн в южной части орогена считаются индикаторами режимов субдукционной континентальной окраины и трансформной границы плит. Смена режимов предполагалась в конце юры, когда прекратилась субдукция. Наше биостратиграфическое исследование радиолярий из кремнистых и тонкообломочных отложений установило наиболее поздние океанические отложения и наиболее молодой, раннемеловой фрагмент Самаркинского аккреционного комплекса в его менее изученной северо-восточной части, которую мы относим к Анюйскому тектоно-стратиграфическому элементу. Радиолярии хорошей сохранности позволили аккуратно датировать кремни, кремнистые алевропелиты и алевропелиты. Это совместно с другими доступными биостратиграфическими данными привело к пересмотру стратиграфии аккретированных океанических отложений. Уточненная стратиграфия интерпретируется нами в понятиях последовательной смены обстановок седиментации на океанической плите, движущейся к конвергентной границе. Кремни накапливались в пелагиали океана со среднего триаса до поздней юры, раннего оксфорда. Кремнистые алевропелиты накапливались в гемипелагиали в раннем оксфорде – среднем титоне. Алевропелиты и алевролиты отлагались на внешнем склоне глубоководного желоба в позднем титоне – берриасе. Песчаные отложения накапливались в осевой части желоба в раннем валанжине, что наилучшим образом соответствует времени аккреции. Вновь установленный ранневаланжинский эпизод аккреции показывает, что субдукция под континентальную окраину продолжалась дольше, чем предполагалось ранее. Переход к режиму трансформной континентальной границы осуществился позже, возможно в позднем валанжине. Это детализирует эволюционный сценарий, предложенный ранее для Сихотэ-Алинского сегмента Восточноазиатской континентальной окраины. Мы также совершенствуем представления о тектонической зональности и развитии Самаркинского аккреционного комплекса.

Ключевые слова: стратиграфия океанической плиты, радиолярии, субдукция, аккреция, Сихотэ-Алинский ороген, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Сихотэ-Алинский ороген на юго-востоке России (рис. 1 а) обычно рассматривается как коллаж разновозрастных геологических террейнов различной тектонической природы, которые сформировались вдоль Восточноазиатской континентальной окраины в результате юрско-раннемеловой субдук-

ции океанических плит Пацифики [18, 26, 45–47, 54]. Располагаясь к югу от Монголо-Охотской сутурной зоны и к востоку от Ханкайско-Буреинского континентального блока, он включает юрские и раннемеловые аккреционные комплексы, раннемеловые синсдвиговой турбидитовый и задуговой бассейны [45, 46, 54].

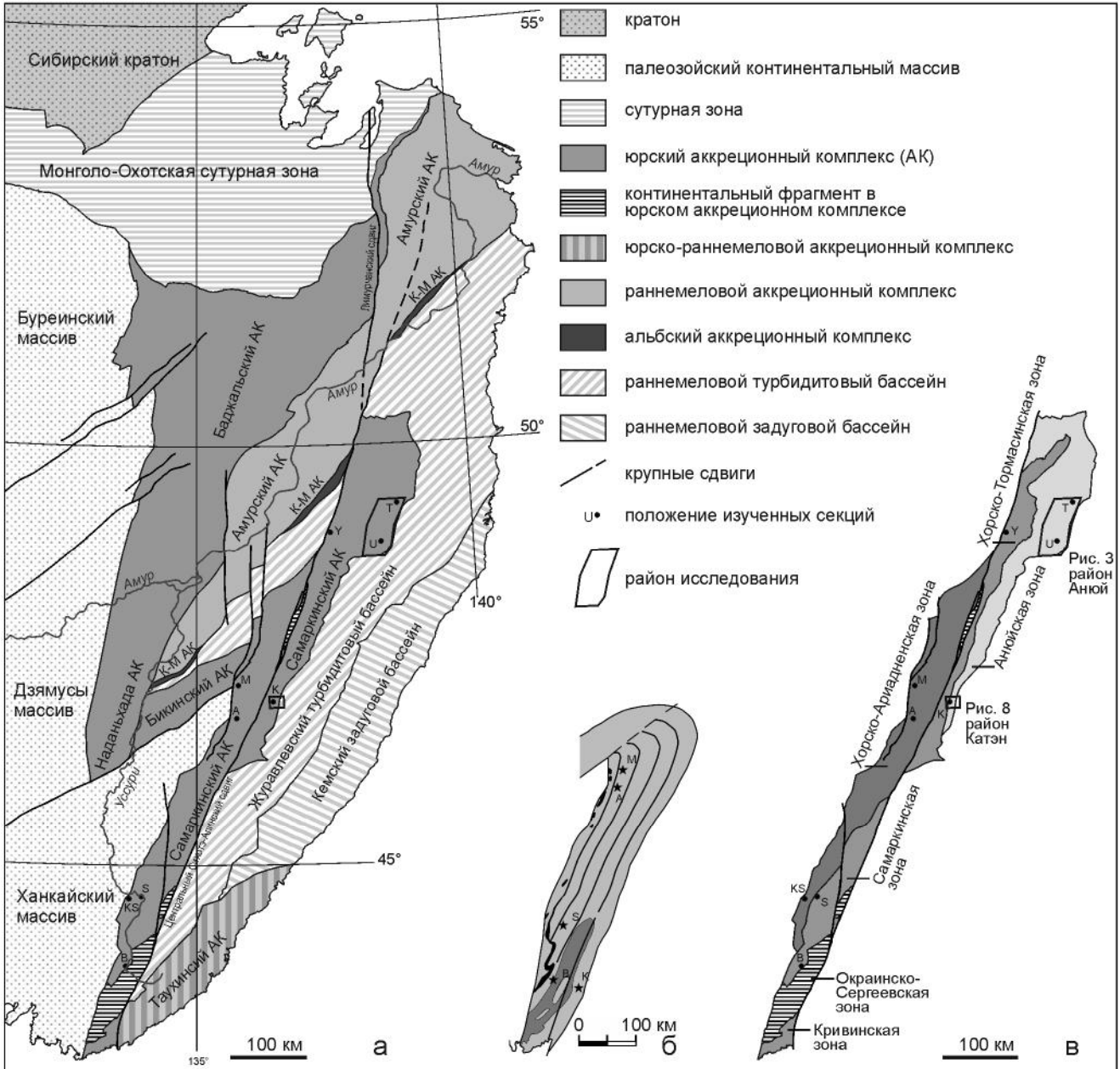


Рис. 1. (а) Главные тектонические подразделения Сихотэ-Алинского орогена и прилегающих территорий с положением районов исследования, ранее известных и изученных разрезов. Тектоническая схема составлена по доступным геологическим картам, названия подразделений даны по [46, 54] с некоторыми изменениями. (б-в) Тектоническая зональность Самаркинского аккреционного комплекса: (б) по [17, 43, 46], (в) по материалам геологического картирования [1, 27]. АК = аккреционный комплекс. Положение разрезов помечено буквенными индексами: KS – Калиновка-Себучар, В – Бревка, S – Саратовка, А – Амба, М – Матай, К – Катэн, Y – Яро, U – Уджаки, Т – Таунга.

В западной части Сихотэ-Алинского орогена расположен пояс юрских аккреционных комплексов, южной частью которого является Самаркинский аккреционный комплекс. К востоку он граничит с раннемеловым Журавлевским синсдвиговым турбидитовым бассейном. Эти два тектонических подразделения являются ключевыми элементами, отражающими

эволюцию этой части Восточноазиатской континентальной окраины. Как недавно подчеркнуто [45, 46], Самаркинский аккреционный комплекс образовался у субдукционной континентальной окраины, тогда как Журавлевский турбидитовый бассейн сформировался вдоль трансформной границы плит, обусловленной скольжением океанической плиты в северном

направлении. Смена режима субдукционной окраины режимом трансформной границы плит является поворотным событием в мезозойской эволюции этого региона. Время этого события определено по наиболее позднему, титонскому (поздняя юра) эпизоду аккреции, известному в Самаркинском аккреционном комплексе [45, 46].

Мы обратили внимание на то, что из кремнистых алевропелитов северо-восточной части Самаркинского аккреционного комплекса были получены титонские радиолярии [48]. Это указывает на гемипелагическую седиментацию в титоне и на более молодой, посттитонский эпизод аккреции этих отложений. Определение времени этой аккреции крайне важно для более глубокого понимания эволюции как Самаркинского аккреционного комплекса, так и соответствующей части Восточноазиатской континентальной окраины, что вызывает необходимость дальнейшего исследования. Для решения этого вопроса мы изучили верхи океанических отложений в северо-восточной части Самаркинского аккреционного комплекса в районе исследования Анюй у границы с Журавлевским турбидитовым бассейном (рис. 1 в). Радиолярии, полученные из кремней, кремнистых алевропелитов и алевропелитов использованы для установления возраста этих отложений. Это позволило уточнить стратиграфию аккрецированных отложений и определить время их аккреции. Для получения более полной картины аккреции Анюйской зоны мы обращаемся и к стратиграфии аккрецированных отложений района Катэн у западной границы этой зоны (рис. 1 в). В этой статье представлены новые биостратиграфические данные и их интерпретация в понятиях стратиграфии океанической плиты, а также тектонические выводы, детализирующие тектоническую зональность и эволюцию Самаркинского аккреционного комплекса и Восточноазиатской континентальной окраины на юго-востоке России.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ТЕКТониКИ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО ОРОГЕНА

Сихотэ-Алинский ороген, расположенный восточнее Ханкайско-Буреинского континентального блока, протягивается в С-СВ направлении на ~1400 км (рис. 1 а). Ширина его изменяется от ~150 км на юге до ~500 км на севере. Пояс юрских аккреционных комплексов в западной части орогена включает Баджальский, Наданьхада (в Китае), Бикинский и Самаркинский аккреционные комплексы. Они образуют зигзагообразный изгиб, связанный с постаккреционными смещениями. Аккреционные комплексы сложены палеозойскими и мезозойскими океаническими базальтами, кремнями, известняками и разрознен-

ными фрагментами офиолитов, тектонически чередующимися с юрскими обломочными отложениями [17, 18, 43, 46, 54]. Их чешуйчатая структура смята в складки, осложнена разломами и местами преобразована в тектонический меланж.

Область к востоку сложена в основном нижнемеловыми турбидитами (рис. 1 а). Она включает Амурский аккреционный комплекс на севере и Журавлевский турбидитовый бассейн на юге орогена [54]. Эти два подразделения в последнее время рассматриваются как единый Журавлевско-Амурский синдвиговый турбидитовый бассейн, сформированный на трансформной границе плит в раннем мелу [45, 46]. Амурский аккреционный комплекс является пакетом чешуйчатых надвигов юго-восточной вергентности, сложенных турбидитами с редкими маломощными фрагментами океанических кремнистых и вулканических пород [10, 12, 22, 23, 25, 54]. Он формировался во фронте Баджальского аккреционного комплекса в течение раннего мела [10, 12]. Журавлевский турбидитовый бассейн сложен мощной (~11 км) серией обломочных отложений верхнего берриаса–альба [20, 21, 46]. Эти интенсивно смятые и нарушенные разломами отложения содержат редкие фрагменты базальтов, кремней и кремнистых алевропелитов. Хотя формирование этого комплекса отложений в процессе субдукционной аккреции не исключалось [54], здесь мы следуем принятой интерпретации его как синдвигового турбидитового бассейна.

Вдоль юго-восточной кромки Амурского аккреционного комплекса прерывисто прослеживается узкий (~10 км) Киселевско-Маноминский аккреционный комплекс (рис. 1 а). Он состоит преимущественно из юрских-нижнемеловых кремней и внутриплитных океанических базальтов с незначительным количеством баррем-аптских кремнистых алевропелитов и аптских алевропелитов [2, 3, 7, 8, 11, 29, 57, 63]. Этот аккреционный комплекс, сформированный в альбе, возможно, представляет наиболее молодой тектонически подслоенный фрагмент Амурского аккреционного комплекса [11]. Юрские и раннемеловые аккреционные комплексы на севере Сихотэ-Алинского орогена свидетельствуют о непрерывной субдукции под соответствующую часть континентальной окраины. Это ограничивает протяженность предполагаемой раннемеловой трансформной границы плит длиной Журавлевского турбидитового бассейна во фронте Самаркинского аккреционного комплекса.

Восточный край Журавлевского бассейна обрамлен Таухинским аккреционным комплексом на юге и Кемским задуговым бассейном далее к северу (рис. 1 а). Позднеюрский-раннемеловой Таухинский аккреционный комплекс сложен девонскими–триа-

совыми известняками в ассоциации с океаническими внутриплитными базальтами, карбонатыми–раннемеловыми кремнями и кремнистыми алевропелитами и позднеюрскими–раннемеловыми обломочными отложениями. [41, 42, 46]. Он подразделен на три последовательно аккрецированных элемента, в которых все отложения омолаживаются к северо-западу [41, 42]. Самый молодой элемент был аккрецирован в раннем мелу [44]. Общая структура Таухинского аккреционного комплекса представлена пакетом тектонических чешуй северо-западной вергентности, что свидетельствует о восточном направлении субдукции [42].

Раннемеловой Кемский задуговой бассейн (рис. 1 а) сложен баррем-альбскими обломочными отложениями мощностью ~ 6 км с локально проявленными аптскими известково-щелочными базальтами [19, 50]. Эти отложения надвинуты на Журавлевский турбидитовый бассейн. Нижняя часть осадочной последовательности сложена различными фациями турбидитов, которые сменяются вверх по разрезу мелководно-морскими отложениями. Совокупность осадочных и вулканических пород интерпретируется как задуговой бассейн Монероно-Самаргинской островной дуги, расположенной восточнее [19, 50].

САМАРКИНСКИЙ АККРЕЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС И ЕГО ТЕКТОНО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ

Самаркинский аккреционный комплекс является южной частью юрского аккреционного пояса (рис. 1 а). Он сложен юрскими обломочными отложениями, в которые включены тектонические чешуи и блоки палеозойских и мезозойских кремней, базальтов, кремнистых алевропелитов, известняков, редкие фрагменты офиолитов и метаморфических пород, а также тектонические меланжи [17, 18, 43, 46, 54]. Этот пакет крутопадающих тектонических чешуй смят в складки и нарушен более поздними разломами. Центральный Сихотэ-Алинский разлом, главный продольный левосторонний сдвиг, протягивается вдоль центральной линии аккреционного комплекса и смещает две его части на ~175 км [14, 60].

Пять тектоно-стратиграфических элементов Самаркинского аккреционного комплекса выделены на основе их типовых стратиграфических разрезов и предполагаемого времени аккреции [17, 42, 43, 46]. Каждый элемент охарактеризован стратиграфической последовательностью, включающей океанические пелагические кремни с базальтами, гемипелагические кремнистые алевропелиты и обломочные отложения конвергентной границы (рис. 2). Эти стратиграфические последовательности составлены из нескольких фрагментов с изученной биостратиграфией по конодонтам и радиоляриям. Переход от кремней к обломочным отложениям в едином обнажении из-

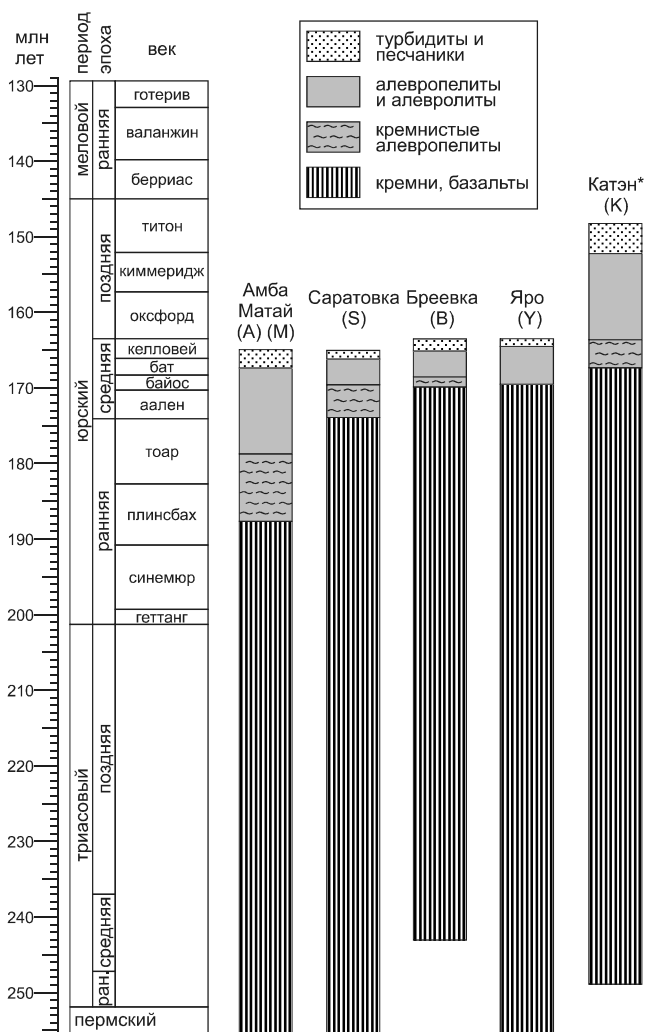


Рис. 2. Стратиграфические колонки аккрецированных отложений Самаркинского аккреционного комплекса.

Разрез Амба-Матай – по [28, 29, 46], разрез Саратовка – по [15, 46], разрез Бреевка – по [16, 46], разрез Яро – по [13], разрез Катэн – по [30, 46]. Возраст калиброван к International Chronostratigraphic Chart v. 2018/08 [35]. Положение разрезов показано на рис. 1.

вестен для некоторых тектоно-стратиграфических элементов. Возраст обломочных отложений по ископаемой фауне использован для определения времени аккреции. Эти типовые последовательности стратиграфии океанической плиты расположены в южной и центральной части Самаркинского аккреционного комплекса (рис. 1). Тектоно-стратиграфические элементы, установленные на основе единичных разрезов, трассируются узкими параллельными полосами вдоль Самаркинского аккреционного комплекса (рис. 1 б) и за его пределы [17, 42, 46].

Самый западный и древний Калиновка-Себучарский тектоно-стратиграфический элемент отнесен к верхнему структурному уровню Самаркинского

аккреционного комплекса [46] и также известен как Себучарский субтеррейн [17, 43, 45]. Он включает девонские офиолиты, кремни и известняки карбона и перми, а также пермские обломочные отложения. Они тектонически чередуются с турбидитами, содержащими раннеюрские (?) радиолярии, чем и определяется раннеюрский возраст аккреции. Стратиграфическая последовательность этого тектоно-стратиграфического элемента крайне схематична, при этом ни списка, ни изображения этих раннеюрских (?) радиолярий нет в доступной литературе.

Четыре остальных тектоно-стратиграфических элемента, Амба-Матай, Саратовка, Бреевка и Катэн, отнесены к среднему и нижнему структурным уровням аккреционного комплекса, или к Эльдовакскому субтеррейну [17, 43, 45, 46]. Их отложения и литологические границы прогрессивно омолаживаются к востоку, в направлении более низкого структурного уровня (рис. 2). Стратиграфическая последовательность Амба-Матай включает кремни верхней перми–нижней юры, плинсбаха; кремнистые алевропелиты плинсбаха–тоара; алевропелиты и алевролиты тоара–бата, перекрытые турбидитами бата–келловея [28, 46]. Стратиграфическая последовательность Саратовка состоит из кремней перми–нижней юры, тоара, кремнистых алевропелитов аалена–байоса и алевропелитов и алевролитов байоса–келловея [15, 46]. Последовательность Бреевка включает кремни среднего триаса–средней юры, байоса, кремнистые алевропелиты байоса, алевропелиты и алевролиты байоса–келловея с турбидитами в их кровле [16, 46]. В ходе недавнего биостратиграфического изучения разреза Яро [13] в северной части Самаркинского аккреционного комплекса (рис. 1) установлена стратиграфия океанической плиты (рис. 2), сходная с последовательностями Самарка и Бреевка. В ней кремни и базальты верхней перми–средней юры, байоса перекрыты алевропелитами байоса–келловея с песчаниками в их кровле. Кремнистые алевропелиты в этой последовательности не обнаружены, поскольку их ожидаемая стратиграфическая позиция оккупирована мощными гиадокластитами базальтов. В стратиграфической последовательности Катэн (рис. 2) кремни нижнего триаса–средней юры, бата перекрыты кремнистыми алевропелитами бата–келловея и алевропелитами и алевролитами верхней юры, оксфорда–киммериджа, которые сменяются турбидитами титона [30, 46]. Возраст эпизодов аккреции тектоно-стратиграфических элементов Самаркинского аккреционного комплекса, выделенных в работах [17, 43, 45, 46], устанавливается следующим образом: Амба-Матай – средняя юра, бат–келловей; Саратовка, Бреевка, Яро – средняя юра, келловей; Катэн – поздняя юра, титон.

Помимо рассмотренной тектонической зональности тектоно-стратиграфических элементов, выделенных по единичным стратиграфическим разрезам и протягиваемых в виде параллельных полос на большие дистанции, существует и другое представление о зональности, основанное на данных геологического картирования. В последнем выделяемые структурно-формационные зоны/подзоны характеризуются общностью структуры и стратиграфических подразделений и прослеживаются непрерывно геологическим картированием на больших площадях. Самаркинский аккреционный комплекс соответствует Центральнo-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоне [1, 27], в которой выделено несколько подзон (рис. 1 в). В данной статье мы придерживаемся этой зональности, рассматривая эти структурно-формационные подзоны как тектонические зоны Самаркинского аккреционного комплекса (рис. 1 в) и соотносим с ними ранее установленные и вновь изученные стратиграфические последовательности океанических отложений. Основное внимание уделено самой восточной и молодой Анюйской зоне.

По имеющимся данным, развитие Самаркинского аккреционного комплекса предполагается с ранней юры (до 174 млн лет) и достоверно устанавливается со средней юры, бата–келловея (~166 млн лет) до поздней юры, титона (~150 млн лет). Однако титонский возраст кремнистых алевропелитов в северо-восточной части Самаркинского аккреционного комплекса [48] указывает на их накопление в гемипелагиали океана. Это подразумевает их более позднюю, постюрскую аккрецию. До сих пор неоправданно малое внимание уделено этой части Анюйской зоны аккреционного комплекса, и она остается упущенной в существующих тектонических и эволюционных моделях. Далее мы приводим краткое описание основных черт ее структуры и стратиграфии, установленных в районе исследования Анюй. Сходные черты геологии проявлены и в районе Катэн, кратко охарактеризованном позже.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА АНЮЙ В АНЮЙСКОЙ ЗОНЕ САМАРКИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА

Северо-восточная часть Самаркинского аккреционного комплекса наилучшим образом изучена у его восточной границы в непосредственной близости к Журавлевскому турбидитовому бассейну, в районе исследования Анюй на севере Анюйской зоны (рис. 1). Основные знания о структуре и стратиграфии этого района были получены в ходе геологического картирования масштаба 1:50 000 в 1960–70-е годы. Результаты этого картирования были позднее сведены и изданы в виде государственной геологической

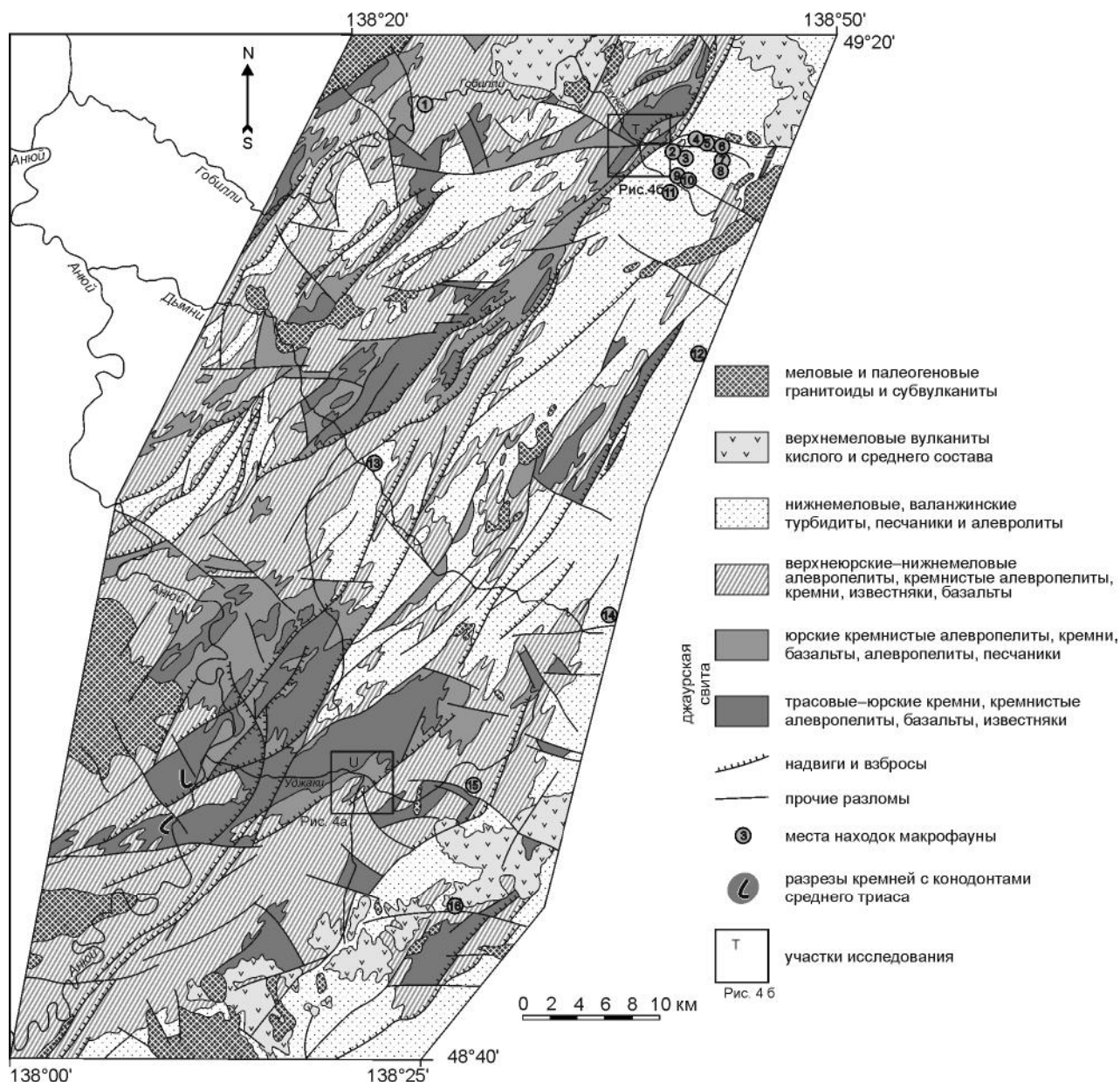


Рис. 3. Геологическая карта района Анюй в северо-восточной части Самаркинского аккреционного комплекса, упрощенно по [24], с положением участков исследования Уджаки (U) и Таунга (T), разрезов с конодонтами среднего триаса, местами находок макрофауны.

карты масштаба 1:200 000 [24], часть которой показана на рис. 3. Хотя знания стратиграфии океанической плиты, а также процессов и продуктов субдукционной аккреции не существовали во время этого картирования, геологическая карта района Анюй отражает структурные и стратиграфические особенности, присущие аккреционным комплексам.

Кремнистые и обломочные отложения многократно повторены на площади вследствие интенсивной складчатости и надвигообразования. Общая структура может интерпретироваться как пакет че-

шуйчатых надвигов юго-восточной vergentности, смятых в складки и осложненных разломами (рис. 3). Некоторые тектонические чешуи мощностью в несколько километров, вероятно, представляют собой пакеты тектонически совмещенных чешуй меньшей мощности. Хотя многие детали структуры и стратиграфии остаются скрытыми и недоступными для картирования в этом скромно обнаженном регионе, рассматриваемая карта является наиболее адекватной оценкой геологической структуры северо-восточной части Самаркинского аккреционного комплекса.

Последовательность осадочных отложений в этом районе разделена на три картируемых литостратиграфических подразделения: джаурскую свиту верхнего триаса–юры, толщу алевропелитов и алевролитов верхней юры–нижнего мела и валанжинскую толщу песчаников и их переслаивания с алевропелитами [24]. Джаурская свита разделена на две подсвиты: нижнюю, состоящую преимущественно из кремней в ассоциации с базальтами (1200 м), и верхнюю, сложенную кремнистыми алевропелитами (600 м). В нижнюю подсвиту также включены кремнистые алевропелиты, а в верхнюю – кремни; в обе подсвиты включены малые количества алевропелитов и песчаников. Это показывает, что нераспознанное тектоническое чередование этих отложений было принято за их переслаивание, что и привело к значительно завышенной мощности обеих подсвит. Позднетриасовый–юрский возраст джаурской свиты был обоснован находками радиолярий и фораминифер. Более позднее биостратиграфическое исследование конодонтов в этом районе [4, 5, 48] показало присутствие среднетриасовых кремней в нескольких секциях, показанных на рис. 3. Наиболее древними установлены анизийские кремни, а общая мощность кремней ограничена ~300 м [4, 5].

Верхнеюрские–нижнемеловые алевропелиты и алевролиты мощностью до 2200 м согласно перекрывают кремнистые алевропелиты джаурской свиты. Незначительное количество кремней, кремнистых алевропелитов и базальтов также включено в эту толщу, что указывает на вероятное тектоническое чередование этих отложений и завышение мощности толщи. Возраст этих отложений обоснован редкими находками бухий и аммоноида. Верхняя часть осадочной последовательности мощностью 2100 м сложена валанжинскими песчаниками, алевролитами, алевропелитами и их ритмичным чередованием. В нижней части этих отложений (700 м) доминируют песчаники, хотя кремни, кремнистые алевропелиты, базальты и известняки, по-видимому, ошибочно включены в их разрез. Собранные бухии определяют валанжинский возраст отложений [24]. Более многочисленные находки бухий происходят из их верхней части, отнесенной к верхнему валанжину.

Несмотря на завышенные мощности кремней и кремнистых алевропелитов и их чередование друг с другом и обломочными породами, установленная стратиграфическая последовательность этого района [24] сходна с последовательностью кремни–кластика [53] и со стратиграфией океанической плиты [36], типичных для аккреционных комплексов. Установленная стратиграфия характеризуется неявно определенными возрастными границами между кремнями, кремнистыми алевропелитами и обломочными отложениями.

Она требует ревизии, поскольку аккуратное определение возраста этих границ исключительно важно для лучшего понимания заключительной стадии океанической седиментации и последующей аккреции океанических материалов.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО БИОСТРАТИГРАФИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА АНЮЙ

Материалы и методы

Для уточнения стратиграфии океанических отложений северо-восточной части Самаркинского аккреционного комплекса мы предприняли определение возрастов наиболее молодых кремней, кремнистых алевропелитов и алевролитов по ископаемым радиоляриям. Эти отложения были изучены и опробованы на радиолярии на двух участках Уджаки и Таунга, расположенных у восточного края Самаркинского аккреционного комплекса (рис. 1, 2). Переход от кремней к кремнистым алевропелитам проявлен на обоих участках, постепенный переход от кремнистых алевропелитов к алевропелитам установлен на участке Таунга.

Тридцать один образец на радиолярии был отобран из глинистых кремней, кремнистых алевропелитов и алевролитов (рис. 4). В лаборатории радиолярии извлекались неоднократно растворением образцов разбавленной (3–5 %) плавиковой кислотой HF в соответствии со стандартной процедурой [56]. Остаток растворения промывался водой на ситах, радиолярии захватывались на сите с размером сетки 50 μm . Из тринадцати образцов получены многочисленные радиолярии хорошей сохранности, определяемые до видового уровня. Лучшие из них были отобраны из сухого остатка растворения под оптическим бинокулярным микроскопом, помещены на держатели и сфотографированы при помощи сканирующего электронного микроскопа SEM Vega LMN (Tescan). Идентификация видов радиолярий базируется на таксономическом исследовании среднеюрских–раннемеловых радиолярий [31, 40] и принятой в настоящее время родовой таксономии и номенклатуре [55]. Электронно-микроскопические изображения идентифицированных видов показаны на рис. 5. Для установления возраста радиоляриевых ассоциаций (образцов) использована биостратиграфическая зональность со шкалой зон унитарных ассоциаций UAZ-95 [31], построенной с применением метода унитарных ассоциаций [33, 34]. Радиолярии, идентифицированные в 13 образцах, возраст радиолярий и их ассоциаций в шкале UAZ-95 сведены в табл. 1.

Описание участков исследования

Участок Уджаки (GPS N 48°51'00" E 138°20'40") расположен в среднем течении р. Уджаки в ~13 км

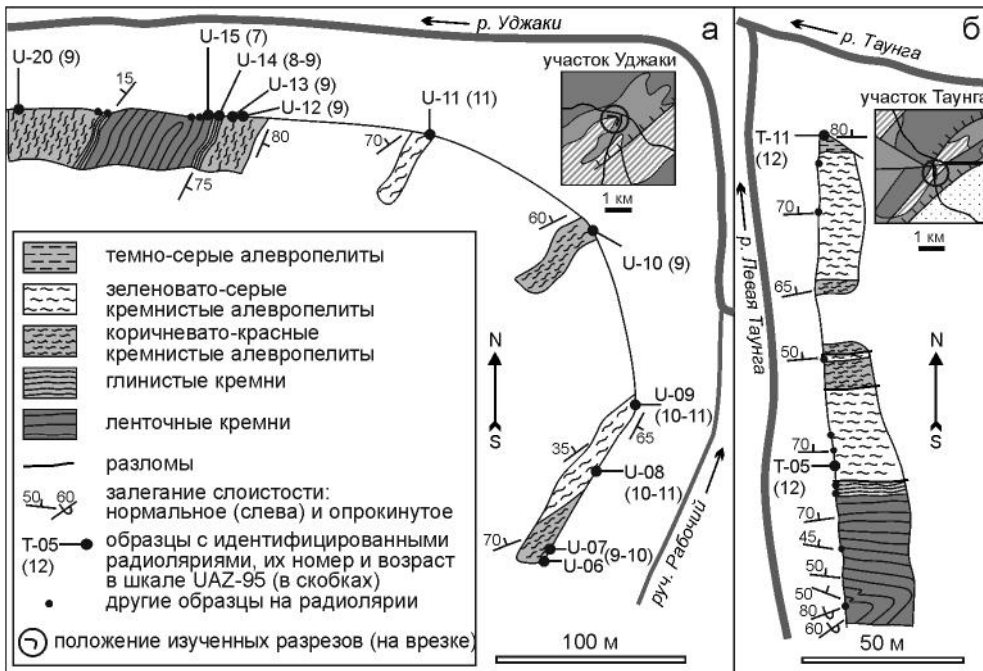


Рис. 4. Геологические схемы участков Уджак (а) и Таунга (б) с положением образцов на радиолярии и их возрастом в шкале унитарных ассоциаций UAZ-95 [31].

Легенда для врезок соответствует легенде рис. 3.

от ее впадения в р. Анюй (рис. 3). Верхняя часть океанических отложений выходит на поверхность в нескольких обнажениях в левом борту долины реки (рис. 4 а). В большом западном обнажении зеленые и серые ленточные кремни (~12 м) залегают в ядре антиклинали северо-восточного простирания. В крыльях этой складки кремни сменяются вверх по разрезу глинистыми кремнями (~5 м) и коричневатокрасными кремнистыми алевропелитами (~20 м). В восточном обнажении падающие к С-З коричневатокрасные кремнистые алевропелиты перекрыты зеленовато-серыми кремнистыми алевропелитами. Два небольших фрагмента круто падающих к С-З коричневатокрасных и зеленовато-серых кремнистых алевропелитов расположены между этими двумя обнажениями.

Участок Таунга (GPS N 48°15'40" E 138°37'30") расположен в месте слияния р. Лев. Таунга с р. Таунга (рис. 3). Падающие к северу кремни, кремнистые алевропелиты и алевропелиты выходят на поверхность в почти непрерывном обнажении (рис. 4 б). В южной части этого обнажения глинистые кремни в кровле ленточных кремней контактируют по разлому с зеленовато-серыми кремнистыми алевропелитами. Далее к северу зеленовато-серые и коричневатокрасные кремнистые алевропелиты повторены несколько раз вследствие разломных нарушений. На северном окончании обнажения зеленовато-серые кремнистые алевропелиты вверх по разрезу переходят в темно-серые алевропелиты.

Возрастные датировки по радиоляриям и их интерпретация

На участке Уджак возраст радиоляриевых ассоциаций определен в одиннадцати образцах (табл. 1, рис. 4 а и б). Возраст самых верхних ленточных кремней (образец U-15) в западном обнажении – поздний бат–ранний келловей (UAZ95: 7), а глинистых кремней выше по разрезу (образец U-14) – средний келловей–поздний оксфорд (UAZ95: 8-9). Возраст коричневатокрасных кремнистых алевропелитов на различных стратиграфических уровнях этого обнажения (образцы U-12, U-13, U-20) и в небольшом обнажении к востоку (образец U-10) – средний-поздний оксфорд (UAZ95: 9). В восточном обнажении возраст коричневатокрасных кремнистых алевропелитов (образцы U-06 и U-07) – средний оксфорд–ранний киммеридж (UAZ95: 9-10). Возраст зеленовато-серых кремнистых алевропелитов в том же обнажении (образцы U-08 и U-09) – ранний киммеридж–ранний титон (UAZ 95: 10-11). Возраст зеленовато-серых кремнистых алевропелитов в небольшом обнажении этих пород (образец U-11) – поздний киммеридж–ранний титон (UAZ95: 11).

На участке Таунга только два образца зеленовато-серых кремнистых алевропелитов (Т-5) и темно-серых алевропелитов (Т-11) содержат радиолярии хорошей сохранности (табл. 1, рис. 4 б и б). Возраст обоих – от раннего до начала позднего титона (UAZ95: 12). Титонский возраст кремнистых алевропелитов и средне-

Таблица 1. Радиолярии, идентифицированные в образцах из секций Уджаки (U) и Таунга (T) участка Аной.

| ТАКСОН | UAZ-95 | Образцы: U- | | | | | | | | | | | | T- | | | | |
|--|--------|-------------|------|-------|-------|----|----|----|----|-----|----|----|----|----|--|----|----|----|
| | | 06 | 07 | 08 | 09 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 20 | 05 | 11 | | | | |
| <i>Acanthocircus suboblongus</i> s.l. (Yao) | 3-11 | | | | | | | | | | | 34 | | | | | | |
| <i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Rust) | 8-22 | | | | | | | | | | | | | x | | | 1 | x |
| <i>Archaeodictyomitra excellens</i> (Tan) | 11-22 | | | | | | | | | | | | | | | | x | 2 |
| <i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (Mizutani) | 9-12 | x | x | x | | | | | | | | | | | | | 3 | x |
| <i>Cinguloturris carpatica</i> Dumitrica | 7-11 | | x | x | x | x | x | x | x | 4 | x | x | x | | | | | |
| <i>Cinguloturris cylindra</i> Kemkin & Rudenko | 12-17 | | | | | | | | | | | | | | | | 5 | x |
| <i>Deviatus diamphidius diamphidius</i> (Foreman) | 8-14 | | | | | | | | | | | | | | | | | 35 |
| <i>Emiluvia chica</i> s.l. Foreman | 3-18 | | | | | | | | | 37 | x | | | | | | | x |
| <i>Emiluvia pessagno</i> s.l. Foreman | 4-17 | | | | | | | x | 36 | | | | | | | | | x |
| <i>Eucyrtidiellum pyramis</i> (Aita) | 12-13 | | | | | | | | | | | | | | | | x | 27 |
| <i>Haliodyctya (?) antiqua</i> s.l. (Rust) | 4-11 | | | | | | | | | 38 | | | | | | | | |
| <i>Homoeoparonaella argolidensis</i> Baumgartner | 4-11 | | | | | | | | | | | 39 | | | | | | |
| <i>Loopus primitivus</i> (Matsuoka & Yao) | 7-12 | | | | | | | | | | | | | | | | | 6 |
| <i>Mirifusus diana</i> <i>baileyi</i> Pessagno | 9-11 | | | | | | | x | x | x | | | | | | | 7 | |
| <i>Mirifusus diana</i> <i>minor</i> Baumgartner | 9-20 | | | | | | | | x | | 8 | | | | | | x | |
| <i>Mirifusus guadalupensis</i> Pessagno | 5-11 | | | | | | | | | | x | 9 | x | | | | | |
| <i>Obesacapsula cetia</i> (Foreman) | 10-17 | | | x | x | | | | | | | | | | | | | 10 |
| <i>Obesacapsula verbana</i> (Parona) | 11-20 | | | | | | | | x | | | | | | | | | 11 |
| <i>Palinandromeda podbielensis</i> (Ozoldova) | 5-9 | | | | | | | x | | | 17 | x | | | | | | |
| <i>Palinandromeda praepodbielensis</i> (Baumgartner) | 1-7 | | | | | | | | | | | | | 16 | | | | |
| <i>Paronaella broennimanni</i> Pessagno | 4-10 | | | | | | | | | | | 40 | | | | x | | |
| <i>Paronaella kotura</i> Baumgartner | 3-10 | | | | | | | | | | | 41 | | | | | | |
| <i>Paronaella mulleri</i> Pessagno | 6-10 | | | | | | | | | | | 42 | | | | | | |
| <i>Podocapsa amphitrepta</i> Foreman | 9-18 | | | | | | | | | | | | | | | | | 21 |
| <i>Praexitus alievi</i> (Foreman) | 11-22 | | | | | | | | | 12 | | | | | | | | |
| <i>Protunuma japonicus</i> Matsuoka & Yao | 7-12 | | x | | x | | | | | 13 | | | | | | | x | x |
| <i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak) | 11-21 | | | | | | | | | | | | | | | | 14 | x |
| <i>Pseudoxitus gifuensis</i> (Mizutani) | 11-18 | | | | | | | | | x | | | | | | | 15 | x |
| <i>Ristola altissima altissima</i> (Rust) | 7-12 | | x | x | | | x | 18 | | | x | | | x | | | x | |
| <i>Ristola cretacea</i> (Baumgartner) | 12-17 | | | | | | | | | | | | | | | | | 19 |
| <i>Ristola procera</i> (Pessagno) | 5-9 | | | | | | | x | | 20 | | | | | | x | | |
| <i>Saitoum elegans</i> De Wever | 8-21 | | | | | | | | | | | | | | | | | 26 |
| <i>Sethocapsa dorysphaeroides</i> Neviani sensu Schaaf | 7-22 | | x | | | | | | | | | x | | | | x | | 22 |
| <i>Spongocapsula palmerae</i> Pessagno | 6-13 | 23 | | | | | | | | | x | | x | | | | x | |
| <i>Spongocapsula perampla</i> (Rust) | 6-11 | x | | x | x | x | x | x | | | x | | | | | | 24 | |
| <i>Syringocapsa spinellifera</i> Baumgartner | 9-12 | | | | | x | | | | 25 | | | | | | | | x |
| <i>Tethysetta boesii</i> gr. (Parona) | 9-22 | x | x | | | | | | x | 28 | | | | | | x | | x |
| <i>Tethysetta mashitaensis</i> (Mizutani) | 8-15 | x | x | x | | | | x | | 29 | x | x | | | | x | | x |
| <i>Tetratrabs bulbosa</i> Baumgartner | 7-11 | | | | | | | | | | | 43 | | | | | | |
| <i>Tetratrabs zealis</i> (Ozoldova) | 4-13 | | | | | | | | | | x | 44 | | | | | | |
| <i>Transhsuum brevicostatum</i> gr. (Ozoldova) | 3-11 | | | | | | | x | | 30 | x | | | x | | | | |
| <i>Transhsuum maxwelli</i> gr. (Pessagno) | 3-10 | x | x | | | | | | | | x | 31 | x | | | | | |
| <i>Triactoma blakei</i> (Pessagno) | 4-11 | | | | | | | x | | | x | 45 | | | | | | |
| <i>Triactoma foremanae</i> Muzavor | 7-11 | | | | | | | | | 46 | | | | | | | | |
| <i>Trirabs ewingi</i> s.l. (Pessagno) | 4-22 | | | | | | | | | | | x | | | | | | 47 |
| <i>Trirabs exotica</i> (Pessagno) | 4-11 | | | | | | | | | | | 48 | | | | | | |
| <i>Trirabs hayi</i> (Pessagno) | 3-10 | | | | | | | | | | | 49 | | | | | | |
| <i>Wrangellium okamurai</i> (Mizutani) | 7-11 | x | | x | x | x | x | x | | | | | | | | 32 | | |
| <i>Xitus magnus</i> Baumgartner | 8-11 | | x | x | | | | x | 33 | | x | | | | | | | |
| ВОЗРАСТ ОБРАЗЦА В ШКАЛЕ UAZ-95 | | 9-10 | 9-10 | 10-11 | 10-11 | 9 | 11 | 9 | 9 | 8-9 | 7 | 9 | | | | 12 | 12 | |

Примечание. Присутствие радиолярий помечено знаком x или цифровым индексом, соответствующим номеру изображения на рис. 5.

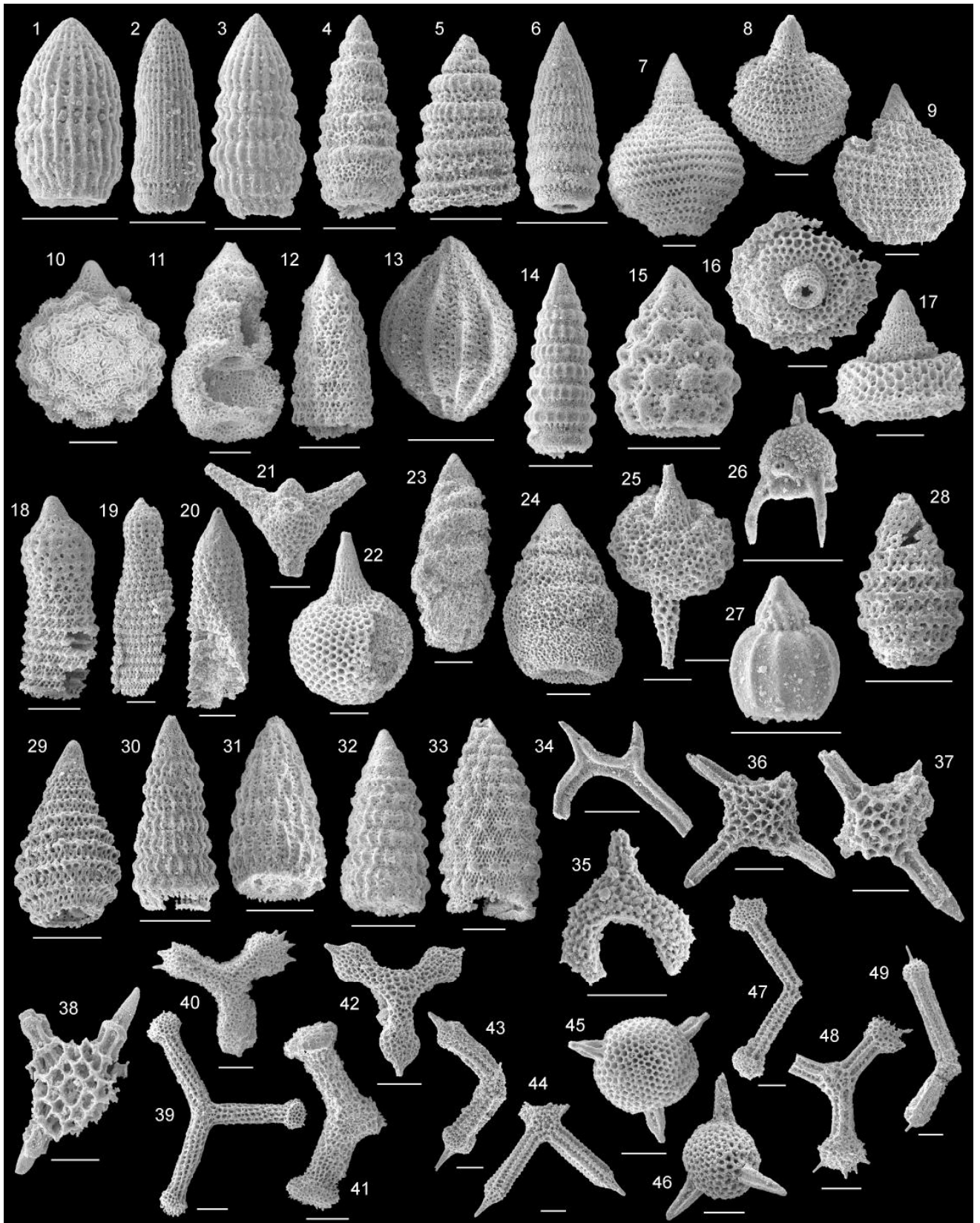


Рис. 5. Радиоларии из океанических отложений участков Уджак и Таунга. Все масштабные планки равны 100 μm . Номера образцов указаны после названия радиоларий.

1 – *Archaeodictyomitra apiarium* (Rust), U-12; 2 – *Archaeodictyomitra excellens* (Tan), T-11; 3 – *Archaeodictyomitra minoensis* (Mizutani),

юрский возраст кремней из этого местонахождения и был установлен ранее [48].

Диапазоны возраста образцов получены с разной степенью точности и частично перекрывают друг друга. Эти диапазоны и наиболее приемлемое положение границ отложений различной литологии показано на рис. 6. Границы между ленточными кремнями, глинистыми кремнями и коричневато-красными кремнистыми алевропелитами совпадают с границами между UAZ95: 7, UAZ95: 8 и UAZ95: 9, соответственно. Граница между коричневато-красными и зеленоватосерыми кремнистыми алевропелитами располагается внутри UAZ95: 10, граница между зеленоватосерыми кремнистыми алевропелитами и темно-серыми алевропелитами находится внутри UAZ95: 12. В терминах хроностратиграфии диапазон ленточных кремней распространен вплоть до нижнего келловоя, диапазон глинистых кремней занимает интервал среднего келловоя–нижнего оксфорда, коричневатокрасных кремнистых алевропелитов – нижнего оксфорда–нижнего киммериджа, зеленоватосерых кремнистых алевропелитов – нижнего киммериджа–среднего титона, а базальные слои темно-серых алевропелитов относятся к среднему или низам верхнего титона (рис. 6). В отсутствие непрерывного разреза, заключающего переход от кремней к обломочным отложениям, эта часть стратиграфии океанической плиты успешно восстановлена по ее фрагментам при помощи био-стратиграфии по радиоляриям.

СТРАТИГРАФИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АНЮЙСКОЙ ЗОНЫ САМАРКИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА

Уточненная стратиграфия океанических отложений тектоно-стратиграфического элемента Анюй

Более точно определенные стратиграфические позиции литологических границ верхней части океа-

нических отложений совместно с другими доступными биостратиграфическими данными позволяют ревизовать общую стратиграфическую последовательность этой части Анюйской зоны в районе исследования Анюй, как показано на рис. 6. Нижняя часть разреза мощностью несколько сотен метров сложена кремнями большого стратиграфического диапазона от среднего триаса, анизия [4, 5] до верхней юры, нижнего оксфорда. Кремни перекрыты кремнистыми алевропелитами верхней юры, от нижнего оксфорда до среднего титона, мощностью несколько десятков метров. Вверх по разрезу они переходят в алевропелиты, которые являются базальной частью ранее выделенной толщи алевропелитов и алевролитов верхней юры–нижнего мела [24]. Помимо радиолярий среднего-верхнего титона в основании, в этих тонкообломочных отложениях найдены аммоноид *Parodontoceras* sp. и двустворки *Buchia fischeriana* (d'Orbigny), *B. mosquensis* (Buch), *B. rusiensis* (Pavlow), *B. terebratuloides* (Lahusen) и *B. volgensis* (Lahusen). Эти фоссилии определяют возраст пород в интервале позднего титона–берриаса в точке 1 на рис. 3, титона в точке 2 и рубежом среднего и позднего титона в точке 15 (рис. 7). Таким образом, стратиграфический диапазон этих тонкообломочных отложений сужен до интервала от среднего-верхнего титона до берриаса (рис. 6).

Верхняя часть разреза обломочных отложений насыщена песчаниками, особенно в его низах. Валанжинский возраст этих отложений обоснован находками бухий, более многочисленными в их верхней части (рис. 3). Большинство находок бухий прежде считалось поздневаланжинскими [24]. Мы привели эти возрастные данные в соответствии с более поздними биостратиграфическими и таксономическими исследованиями [6, 32]. Для большинства находок фауны (в точках 3, 4, 6–8, 11, 12, 14, 16 на рис. 3) верхний возрастной предел ограничен ранним валанжином; для некоторых находок (в точках 5, 9, 10, 13 на рис. 3) определяется более

T-05; 4 – *Cinguloturris carpatica Dumitrica*, U-13; 5 – *Cinguloturris cylindra* Kemkin & Rudenko, T-05; 6 – *Loopus primitivus* (Matsuoka & Yao), T-11; 7 – *Mirifusus dianaе baileyi* Pessagno, U-20; 8 – *Mirifusus dianaе minor* Baumgartner, U-13; 9 – *Mirifusus guadalupensis* Pessagno, U-14; 10 – *Obesacapsula cetia* (Foreman), T-05; 11 – *Obesacapsula verbana* (Parona), T-05; 12 – *Praexitus alievi* (Foreman), U-11; 13 – *Protunuma japonicus* Matsuoka & Yao, U-11; 14 – *Pseudodictyomitra carpatica* (Lozyniak), T-05; 15 – *Pseudoxitus gifuensis* (Mizutani), T-05; 16 – *Palinandromeda praepodbielensis* (Baumgartner), U-15; 17 – *Palinandromeda podbielensis* (Ozoldova), U-13; 18 – *Ristola altissima altissima* (Rust), U-11; 19 – *Ristola cretacea* (Baumgartner), T-11; 20 – *Ristola procera* (Pessagno), U-12; 21 – *Podocapsa amphitrepta* Foreman, T-05; 22 – *Sethocapsa dorysphaeroides Neviani sensu* Schaaf, T-11; 23 – *Spongocapsula palmerae* Pessagno, U-06; 24 – *Spongocapsula palmerae* Pessagno, U-20; 25 – *Syringocapsa spinellifera* Baumgartner, U-11; 26 – *Saitoum elegans* De Wever, T-11; 27 – *Eucyrtidiellum pyramis* (Aita), T-11; 28 – *Tethysetta boesii* gr. (Parona), U-12; 29 – *Tethysetta mashitaensis* (Mizutani), U-12; 30 – *Transsuum brevicostatum* gr. (Ozoldova), U-12; 31 – *Transsuum maxwelli* gr. (Pessagno), U-13; 32 – *Wrangellium okamurai* (Mizutani), U-20; 33 – *Xitus magnus* Baumgartner, U-11; 34 – *Acanthocircus suboblongus* s.l. (Yao), U-12; 35 – *Deviatus diamphidius diamphidius* (Foreman), T-11; 36 – *Emiluvia pessagnoii* s.l. Foreman, U-11; 37 – *Emiluvia chica* s.l. Foreman, U-11; 38 – *Haliodyctya (?) antiqua* s.l. (Rust), U-11; 39 – *Homooparonaella argolidensis* Baumgartner, U-13; 40 – *Paronaella broennimanni* Pessagno, U-13; 41 – *Paronaella kotura* Baumgartner, U-13; 42 – *Paronaella mulleri* Pessagno, U-13; 43 – *Tetrarabs bulbosa* Baumgartner, U-13; 44 – *Tetrarabs zealis* (Ozoldova), U-13; 45 – *Triactoma blakei* (Pessagno), U-13; 46 – *Triactoma foremanae* Muzavor, U-11; 47 – *Tritrabs ewingi* s.l. (Pessagno), T-11; 48 – *Tritrabs exotica* (Pessagno), U-13; 49 – *Tritrabs hayi* (Pessagno), U-13.

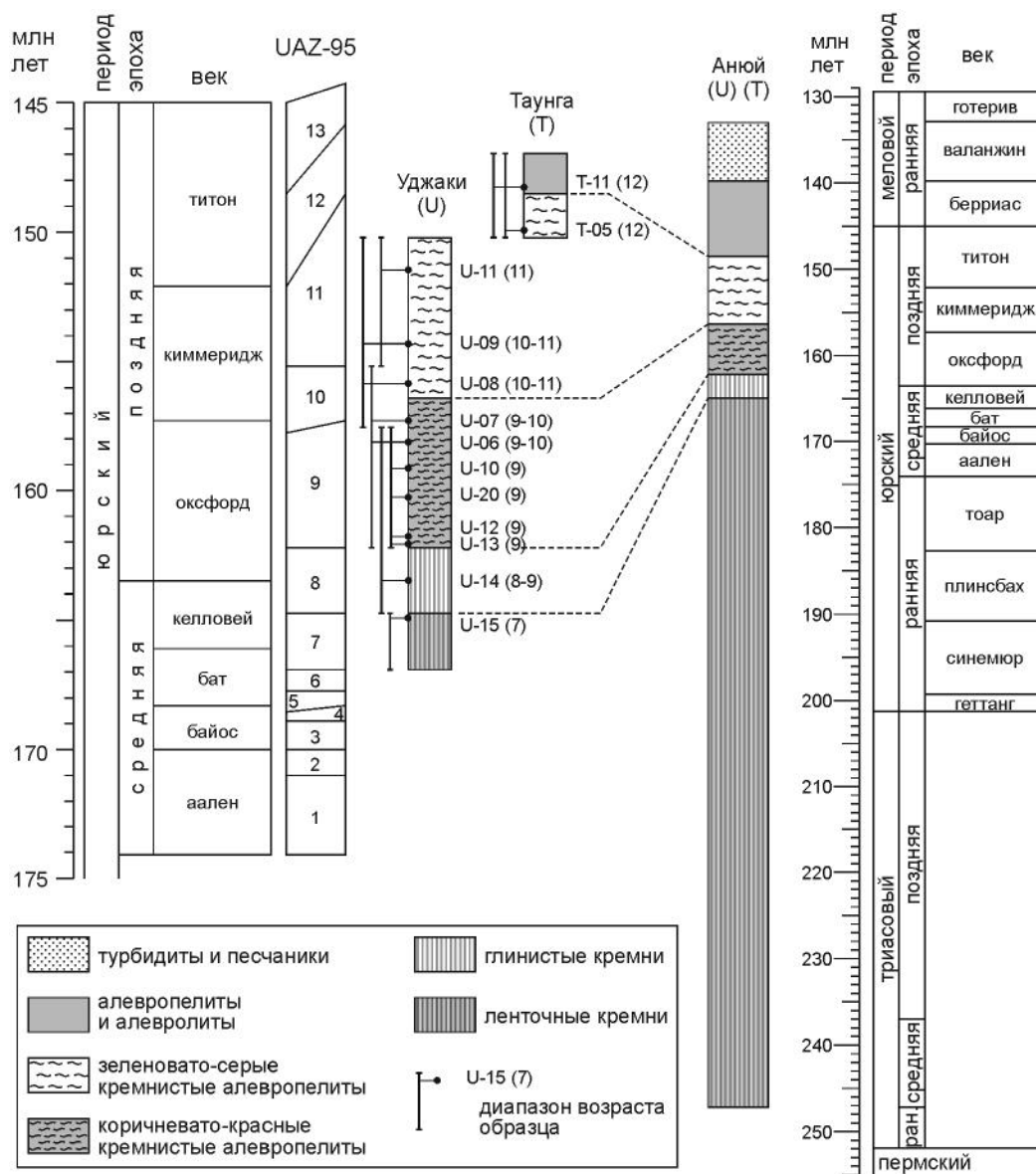


Рис. 6. Верхние части разрезов Уджаки и Таунга, реконструированные по радиоляриевым возрастам в шкале унитарных ассоциаций UAZ-95 [31], и уточненная стратиграфия аккрегированных отложений (разрез Анью) тектоно-стратиграфического элемента Анью. Возраст калиброван к International Chronostratigraphic Chart v. 2018/08 [35]. Положение разрезов показано на рис. 1 и 3.

широкий возрастной диапазон, включающий и поздний валанжин (рис. 7). Очевидно, что большая часть песчаных отложений накопилась в раннем валанжине.

Уточненная стратиграфическая последовательность (рис. 6) характеризуется аккуратнее определенными положениями границ разнофациальных отложений, более широким диапазоном кремней и значительно более узкими диапазонами кремнистых алевропелитов и алевропелитов, а также их меньшими мощностями. Она лучше соответствует последовательности кремни-кластика [53] и концепции стратиграфии океанической плиты [36]. Мы именуем эту последовательность разрезом Анью (рис. 6 и 11) и относим его к Аньюскому тектоно-стратиграфическому элементу в пределах изученной части Самаркинского аккреционного комплекса. Аньюский тектоно-

стратиграфический элемент характеризуется более молодыми кремнями, кремнистыми алевропелитами и алевропелитами в сравнении с аналогичными отложениями тектоно-стратиграфического элемента Катэн, считавшегося самым молодым в Самаркинском аккреционном комплексе (рис. 2).

Сопоставление со стратиграфией океанических отложений тектоно-стратиграфического элемента Катэн

Одной из задач этого исследования была оценка периода аккреции Аньюской зоны, для чего необходимо сопоставление стратиграфических летописей тектоно-стратиграфических элементов Анью у восточной границы зоны и Катэн у ее западной границы. Мы предвараем это сопоставление кратким описанием структуры и стратиграфии района Катэн, а также

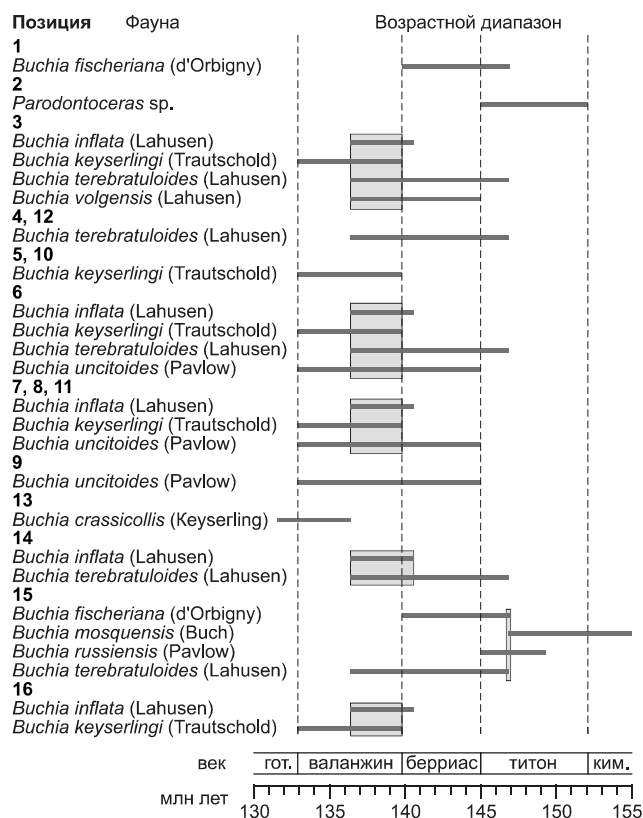


Рис. 7. Возраст макрофауны в юрских и меловых обломочных отложениях района Анюй в соответствии с таксономическими и биостратиграфическими исследованиями [6, 32].

Возраст калиброван к International Chronostratigraphic Chart v. 2018/08 [35]. Положение находок макрофауны показано на рис. 3.

участка, разреза и отдельных его секций с изученной биостратиграфией по радиоляриям и конодонтам.

Геологическое строение района Катэн

Последние сведения о геологии этого района были получены в ходе геологической съемки масштаба 1:50 000 в 1987–95 гг. (В.И. Пилипейко, 1995 г.) и академических биостратиграфических исследований радиолярий и конодонтов [29]. Геология Анюйской зоны в районе Катэн с наилучшим образом изученной биостратиграфией океанических отложений показана на упрощенной геологической карте в масштабе 1:400 000 (рис. 8). Этот район находится в южной части Анюйской зоны (рис. 1 а, в). Приводимая упрощенная геологическая карта покрывает Анюйскую и смежную Хорско-Тормасинскую зону Самаркинского аккреционного комплекса на северо-западе, а также и западную часть Журавлевского турбидитового бассейна на востоке (рис. 8). Анюйская зона шириной ~10 км отделена от них узкими (0.2–0.5 км) полосами тектонического меланжа.

В этом районе кремнистые и терригенные отложения неоднократно повторены вкост простирания Анюйской зоны вследствие складчатости и разломообразования. Эта структура может рассматриваться как пакет крутозалегающих тектонических чешуй. Стратиграфическая последовательность осадочных отложений Анюйской зоны в районе Катэн подразделена на три толщи: кремней нижнего триаса–юры, кремнистых алевропелитов, алевропелитов и алевролитов средней-верхней юры и песчаников верхней юры–нижнего мела (В.И. Пилипейко, 1995 г.). Наиболее детально биостратиграфия отложений изучена (В.И. Пилипейко, 1995 г.) и [30] на участке (рис. 9), расположенном на крайнем западе района Катэн и Анюйской зоны (рис. 8).

Краткое описание разреза Катэн и его секций

В разрезе Катэн, детально опробованном на фауну конодонтов и радиолярий, три узких фрагмента кремнистых отложений разделены более широкими интервалами обломочных отложений (рис. 9 а). В самом широком центральном интервале толща песчаников и груборитмичных турбидитов с горизонтом тонкоритмичных турбидитов и алевролитов смята в крупные плотно сжатые сопряженные складки. Из многочисленных образцов кремней получено значительное количество датировок по конодонтам, определяющих возраст в интервале от раннего триаса, оленека до конца триаса (В.И. Пилипейко, 1995 г.), [30]. Возрастные датировки для верхней части океанических отложений получены [30] по радиоляриям в трех секциях этого разреза (рис. 9 б).

В западной секции 1 ленточные кремни, кремнистые алевропелиты и алевропелиты находятся в опрокинутом залегании с крутым падением слоистости к ЮВ и в тектонических или неустановленных взаимоотношениях друг с другом. В секции 2 центральной части разреза грубо- и тонкоритмичные турбидиты и алевролиты залегают нормально и круто падают к ЮВ. В южной части восточной секции 3 глинистые кремни, кремнистые алевропелиты и алевропелиты контактируют друг с другом по разломам; в северной же ее части кремнистые алевропелиты, алевропелиты и песчаники находятся в стратиграфических отношениях и последовательно наращивают разрез. Большая часть секции 3 характеризуется опрокинутым залеганием с крутым падением слоистости к ЮВ.

Возраст верхней части океанических отложений разреза Катэн по радиоляриям

Сопоставление двух стратиграфических разрезов корректно лишь при определении возраста отложений в единой шкале. Для этого нами была проанализирована фауна радиолярий верхней части разреза

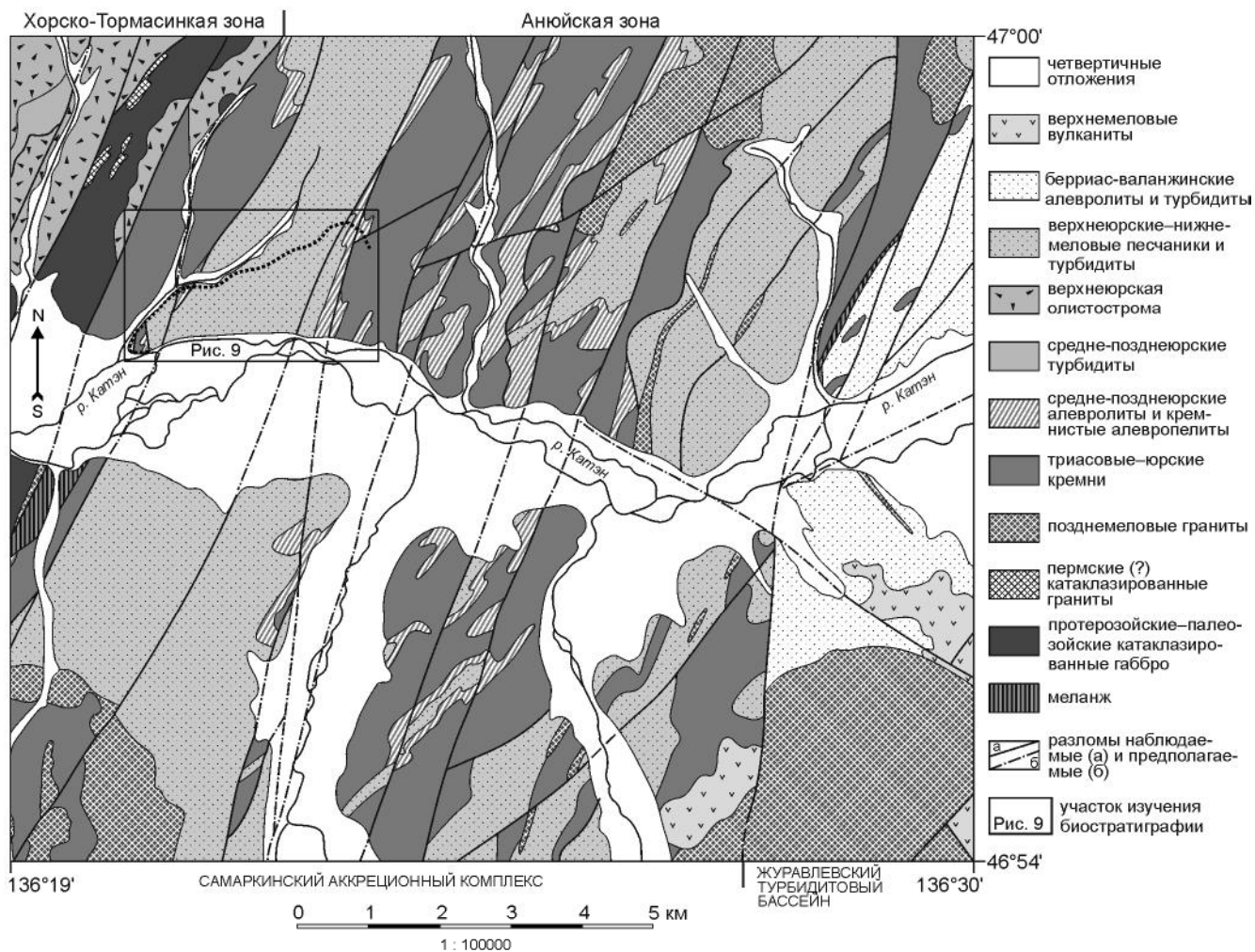


Рис. 8. Геологическая карта района Катэн в центральной части Самаркинского аккреционного комплекса, упрощенно по (В.И. Пилипейко, 1995 г.), с положением участка Катэн, где детально изучена микрофауна радиолярий и конодонтов.

Катэн [30, табл. 4] и были выбраны образцы из кремней, кремнистых алевропелитов, алевропелитов и из толщи песчаников, наилучшим образом охарактеризованные радиоляриями (табл. 2, рис. 9). Их возраст в шкале UAZ-95 [31] показан в табл. 2, где номенклатура радиолярий приведена в соответствии с ныне принятой [55], а также на рис. 9, 10.

Наиболее молодые ленточные кремни установлены в секции 1. Возраст образцов К-38 и К-12 – поздний аален–средний байос (UAZ95: 2-3) и средний–поздний байос (UAZ95: 3-4), соответственно. Возраст глинистых кремней в секции 3 – поздний байос–ранний бат (UAZ95: 5). Наиболее узкие возрастные интервалы кремнистых алевропелитов определены для образца К-6 в секции 1 и К-90 в секции 2. Возраст образца К-6 – поздний бат–ранний оксфорд (UAZ95: 7-8), а образца К-90 – поздний байос–средний келловей (UAZ95: 5-7). Возраст алевропелитов

наилучшим образом установлен для образца К-98 в секции 3 и соответствует раннему оксфорду–раннему киммериджу (UAZ95: 9-10). Возраст груборитмичных турбидитов и песчаников, наиболее точно определенный в образцах К-119 и К-123 из горизонта тонкообломочных пород, – поздний киммеридж–ранний титон (UAZ95: 11).

Уточненная стратиграфия океанических отложений тектоно-стратиграфического элемента Катэн

Диапазоны возраста образцов определены с разной степенью точности и отчасти перекрывают друг друга. Эти диапазоны и наиболее вероятное положение границ отложений различной литологии показаны на рис. 10. Границы между ленточными кремнями, глинистыми кремнями и кремнистыми алевропелитами совпадают с границами между UAZ95: 4, UAZ95: 5 и UAZ95: 6, соответственно. Границы между крем-

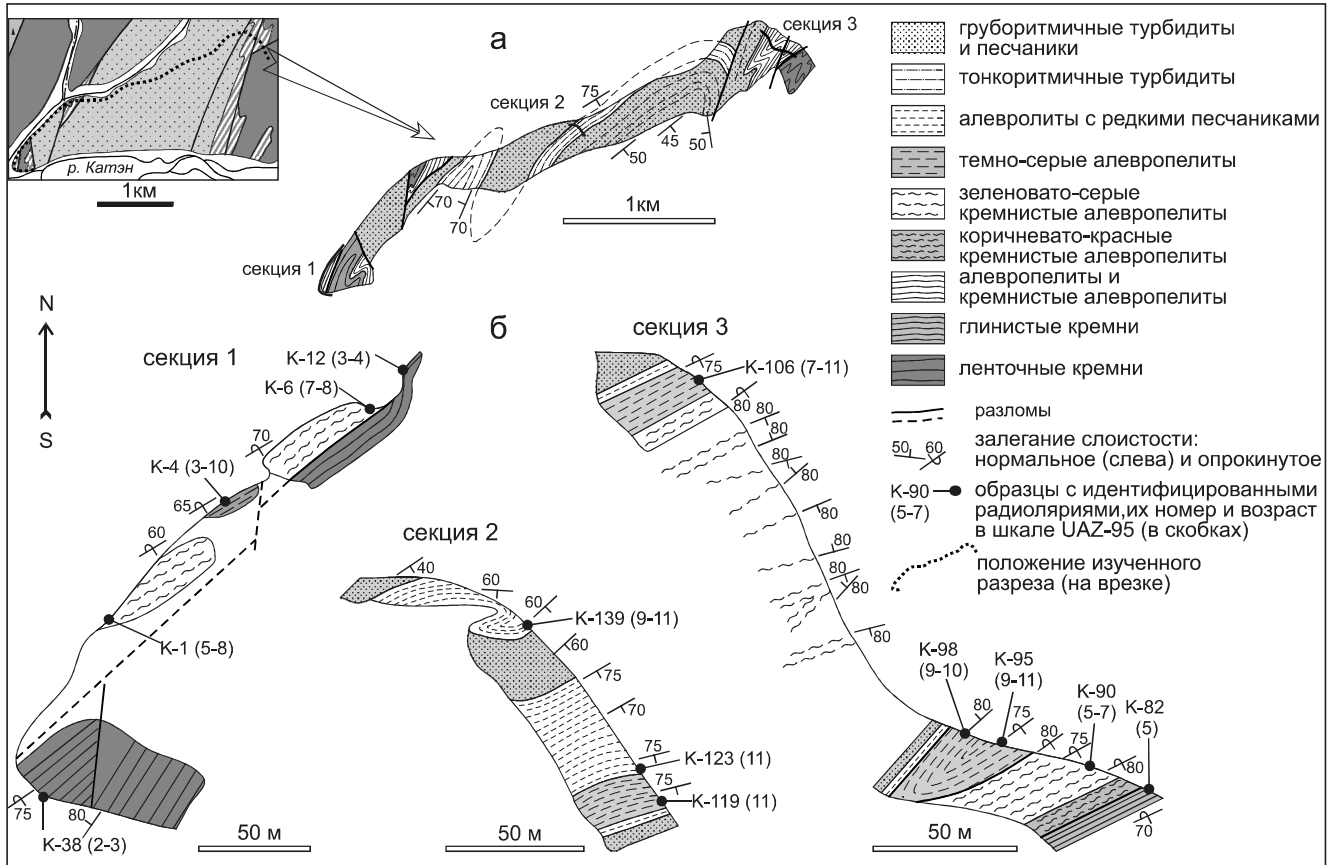


Рис. 9. Геологические схемы участка Катэн: (а) план разреза Катэн, по (В.И. Пилипейко, 1995 г.), с положением детальных секций, положение линии разреза показано на врезке; (б) детальные секции с положением образцов на радиолярии, по [30], и их возрастом в шкале унитарных ассоциаций UAZ-95 [31].

Легенда для врезки соответствует легенде рис. 8.

нистыми алевропелитами, алевропелитами и песчаными турбидитами соответствуют границам между UAZ95: 8, UAZ95: 9-10 и UAZ95: 11.

В терминах хроостратиграфии диапазон ленточных кремней распространен вплоть до верхнего байоса, диапазон глинистых кремней занимает интервал верхнего байоса–нижнего бата, кремнистых алевропелитов – нижнего бата–нижнего оксфорда, алевропелитов – нижнего оксфорда–нижнего киммериджа, а песчаные турбидиты относятся к верхнему киммериджу–нижнему титону (рис. 10). Как и для разреза Анюй, верхняя часть стратиграфии океанических отложений составлена из ее фрагментов при помощи биостратиграфии по радиоляриям.

Стратиграфический разрез Катэн с возрастом отложений в шкале UAZ95 отличается от ранее опубликованных разреза Катэн* [46] и его изначальной версии Катэн** [30] более поздним появлением тонкообломочных отложений и более ранним появлением песчаных турбидитов (рис. 10).

ИСТОРИЯ СЕДИМЕНТАЦИИ И АККРЕЦИИ ОКЕАНИЧЕСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АНЮЙСКОЙ ЗОНЫ

В интерпретации стратиграфии Анюйской зоны мы следуем широко принятому видению стратиграфии океанической плиты как летописи последовательной смены обстановок седиментации на океанической плите в процессе ее движения к конвергентной границе [36, 52]. Эта концепция весьма применима в анализе различных аккреционных орогенов в длительной истории Земли [37–39, 49, 58, 61, 62, 64]. Она неоднократно использовалась и авторами данной работы, например [8, 10–13]. Далее приводится интерпретация разрезов Катэн и Анюй в свете концепции стратиграфии океанической плиты.

В стратиграфической летописи разреза Катэн (рис. 10 и 11) накопление кремней в пелагиали океана началось в раннем триасе, оленеке (~249 млн лет) и продолжалось около 80 млн лет до средней юры, раннего бата (~168 млн лет). Последующее накопление кремнистых алевропелитов в гемипелагиали

Таблица 2. Радиоларии, идентифицированные в образцах участка Катэн (К).

| ТАКСОН | UAZ-95 | Образцы К- | | | | | | | | | | | | |
|---|--------|------------|------|-----|-----|-----|-----|-----|------|------|------|-----|-----|------|
| | | 1 | 4 | 6 | 12 | 38 | 82 | 90 | 95 | 98 | 106 | 119 | 123 | 139 |
| <i>Archaeodictyomitra apiarium</i> (Ruest) | 8-22 | | | | | | | | gr | gr | | | | |
| <i>Archaeodictyomitra minoensis</i> Mizutani | 9-12 | | | | | | | | x | | | | | |
| <i>Emiluvia orea</i> Baumgartner | 4-11 | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Eucyrtidiellum</i> (?) <i>quinatum</i> Takemura | 1-4 | | | | cf | | | | | | | | | |
| <i>Guexella nudata</i> (Kocher) | 5-8 | cf | | | | | | gr | | | | | | |
| <i>Hiscocapsa uterculus</i> (Parona) | 11-22 | | | | | | | | | | | gr | | |
| <i>Laxtorum jurassicum</i> Isozaki et Matsuda | 2-3 | | | | | x | | | | | | | | |
| <i>Loopus primitivus</i> (Matsuoka et Yao) | 7-12 | | | | | | | | | | x | | | |
| <i>Mirifusus dianaе</i> (Karrer) | 7-20 | | | x | | | | | | gr | | | | gr |
| <i>Mirifusus fragilis</i> Baumgartner | 3-8 | | | | cf | | | | | | | | | |
| <i>Obesacapsula verbana</i> (Parona) | 11-20 | | | | | | | | | | | cf | | |
| <i>Protumma japonicus</i> Matsuoka et Yao | 7-12 | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Pseudodictyomitra carpatica</i> (Lozyniak) | 11-21 | | | | | | | | | | | | gr | |
| <i>Ristola altissima</i> (Ruest) | 5-12 | | | | | | | | | | | gr | x | x |
| <i>Spongocapsula perampla</i> (Ruest) | 6-11 | | | | | | | | | | x | x | cf | x |
| <i>Spongocapsula obesa</i> Jud | 10-22 | | | | | | | | | | | x | | |
| <i>Stichocapsa convexa</i> Yao | 1-11 | | | | | | | | | | | cf | | |
| <i>Stichocapsa japonica</i> Yao | 3-8 | | | | cf | | | | | | | | | |
| <i>Stichocapsa robusta</i> Matsuoka | 5-7 | | | | | | | x | | | | | | |
| <i>Tethysetta boesii</i> gr. (Parona) | 9-22 | | | | | | | | | x | | x | | x |
| <i>Tethysetta dhimenensis</i> (Baumgartner) | 3-11 | | | | | | | | | | | | | cf |
| <i>Tethysetta mashitaensis</i> (Mizutani) | 8-15 | | | | | | | | x | x | | x | | x |
| <i>Transhsuum brevicostatatum</i> gr. (Ozoldova) | 3-11 | | x | | | | | | | | | | | |
| <i>Transhsuum hisuikyoense</i> (Isozaki et Matsuda) | 2-7 | | | | x | x | | | | | | | | |
| <i>Transhsuum maxwelli</i> gr. (Pessagno) | 3-10 | x | x | | x | | x | x | | x | | | | |
| <i>Transhsuum medium</i> Takemura | 1-7 | | | | x | cf | | | | | | | | |
| <i>Triactoma blakei</i> (Pessagno) | 4-11 | | | | | | | | | | | x | | x |
| <i>Tricolocapsa</i> (?) <i>fusiformis</i> Ichikawa et Yao | 3-5 | | | | | | | x | | | | | | |
| <i>Tricolocapsa plicarum</i> Yao | 3-8 | | | | x | | | | x | | | | | |
| <i>Zhamidellum ovum</i> Dumitrica | 9-11 | | | | | | | | | x | x | | | |
| ВОЗРАСТ ОБРАЗЦА В ШКАЛЕ UAZ-95 | | 5-8 | 3-10 | 7-8 | 3-4 | 2-3 | 5-5 | 5-7 | 9-11 | 9-10 | 7-11 | 11 | 11 | 9-11 |

Примечание. Присутствие радиоларий помечено знаком x или индексами открытой номенклатуры cf (сходный) и gr (из группы). Образцы К-1, -6 – из кремнистых алевропелитов, К-4 – из алевропелитов, К-12, -38 – из кремней секции 1; К-82 – из глинистых кремней, К-90 из кремнистых алевропелитов, К-95, -98, 106 из алевропелитов секции 3; К-119, -123, -139 – из алевропелитов толщи песчаников секции 2. Положение образцов показано на рис. 9, 10.

океана ближе к конвергентной границе плит длилось ~6 млн лет до поздней юры, раннего оксфорда–титона (~162 млн лет). Появление в разрезе алевропелитов в раннем оксфорде отражает прибытие океанической плиты в глубоководный желоб. Накопление алевропелитов и алевролитов предполагается на внешнем склоне желоба в течение ~7 млн лет до раннего киммериджа (~155 млн лет). Турбидиты и песчаники, отложившиеся в позднем киммеридже–раннем титоне (155–150 млн лет) являются индикаторами обстановки осевой части желоба. Позднекиммериджский–раннетитонский возраст песчаных отложений наилучшим образом аппроксимирует возраст аккреции тектоно-стратиграфического элемента Катэн.

Как отражено в стратиграфической летописи разреза Анюй (рис. 6 и 11), накопление кремней в

пелагиали океана началось в среднем триасе, анизии (~247 млн лет) и продолжалось 85 млн лет до поздней юры, раннего оксфорда (~162 млн лет). Последующее накопление кремнистых алевропелитов в гемипелагиали океана ближе к конвергентной границе плит длилось ~14 млн лет до среднего титона (~148 млн лет). Появление в разрезе алевропелитов в среднем-позднем титоне отражает прибытие океанической плиты в глубоководный желоб. Накопление алевропелитов и алевролитов предполагается на внешнем склоне желоба в течение ~8 млн лет до конца берриаса (~140 млн лет). Турбидиты и песчаники, отложившиеся в раннем валанжине (140–136 млн лет), являются индикаторами обстановки осевой части желоба. Ранневаланжинский возраст песчаных отложений наилучшим образом аппроксимирует возраст аккреции

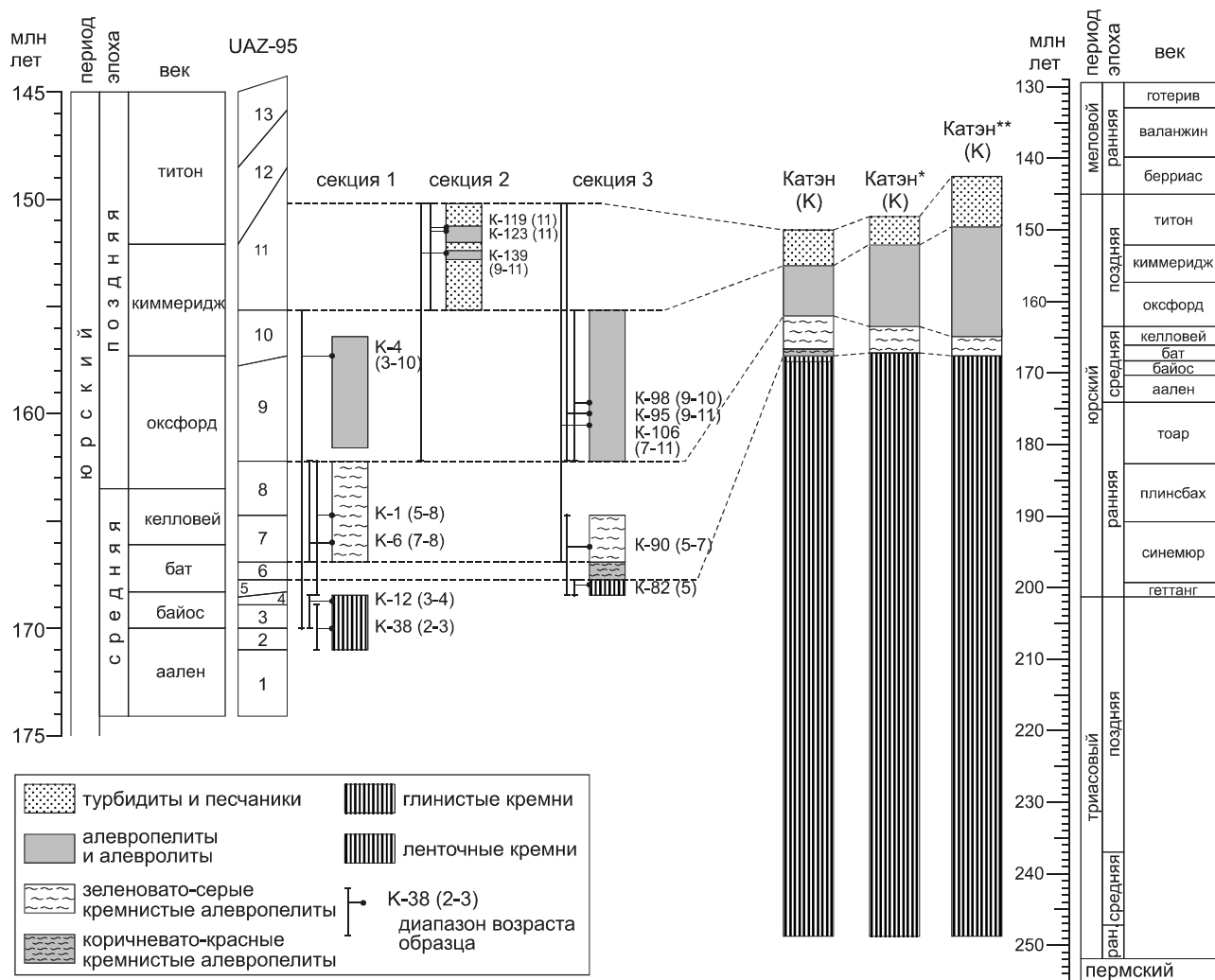


Рис. 10. Фрагменты разрезов участка Катэн, реконструированные по радиоляриевым возрастам в шкале унитарных ассоциаций UAZ-95 [31], и уточненная стратиграфия отложений (разрез Катэн).

Стратиграфические разрезы Катэн* – по [46], Катэн** – по [30]. Возраст калиброван к International Chronostratigraphic Chart v. 2018/08 [35]. Положение разрезов показано на рис. 1, 8, 9.

онного события, которое произошло на ~15 млн лет позднее аккреции тектоно-стратиграфического элемента Катэн.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЭВОЛЮЦИЯ САМАРКИНСКОГО АККРЕЦИОННОГО КОМПЛЕКСА

Одной из задач этой работы было дальнейшее совершенствование модели тектонической зональности Самаркинского аккреционного комплекса. Для ее осуществления мы соотносим тектоно-стратиграфические элементы, установленные и вновь выделенные на основе единичных стратиграфических последовательностей (рис. 11 а), с тектонической зональностью на основе структурно-формационного районирования по результатам геологического картирования (рис. 11 б). Хорско-Ариадненская зона

на западе включает тектоно-стратиграфический элемент Амба-Матай, аккрецированный в конце средней юры, бате–келловее (~167 млн лет назад), и проблематичный элемент Калиновка-Себучар с предполагаемой его аккрецией в ранней юре. Самаркинская зона охарактеризована тектоно-стратиграфическими элементами Саратовка (на западе) и Бреевка (на востоке), аккрецированными в келловее (~166 и ~165 млн лет назад). На западе Хорско-Тормасинской зоны тектоно-стратиграфический элемент Яро был аккрецирован также в келловее (~164 млн лет назад). Это позволяет параллелизовать Самаркинскую и Хорско-Тормасинскую зоны как отчасти синхронно аккрецированные. Заметим, что аккреция Хорско-Ариадненской, Самаркинской и Хорско-Тормасинской зон и их тектоно-стратиграфических элементов Амба-Матай,

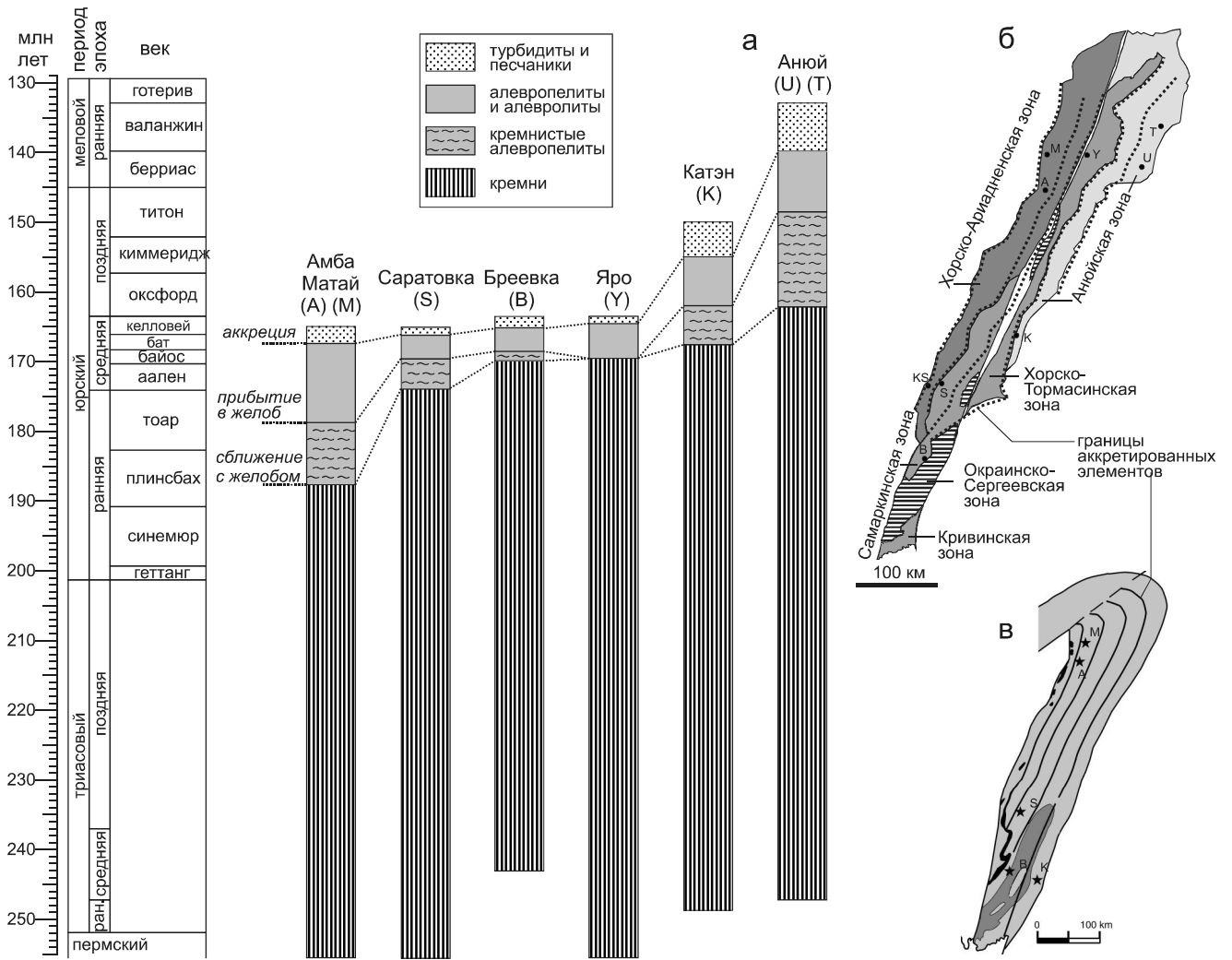


Рис. 11. (а) Стратиграфические колонки аккрецированных отложений Самаркинского аккреционного комплекса. Разрез Амба-Матай – по [28, 30, 46], разрез Саратовка – по [15, 46], разрез Бреевка – по [16, 46], разрез Яро – по [13]; разрез Катэн – по 30, 46] с уточнением; разрез Анюй – по нашим данным. Возраст калиброван к International Chronostratigraphic Chart v. 2018/08 [35]. Положение разрезов показано на рис. 1 и 11б. (б-в) Тектоническая зональность Самаркинского аккреционного комплекса: (б) – по материалам данного исследования и (в) – по [17, 43, 46].

Саратовка, Бреевка и Яро произошла в узком геохронологическом интервале (~167–~164 млн лет). Самая восточная Анюйская зона включает заметно более молодые тектоно-стратиграфические элементы Катэн и Анюй. Первый из них был аккрецирован в поздней юре, киммеридже (~155 млн лет назад), а второй – в раннем мелу, валанжине (~140 млн лет назад). Эта тектоническая зональность отличается большей детальностью от ранее предложенной (рис. 11 в). Она включает большее число тектоно-стратиграфических элементов, границы которых лучше соответствуют геологическим картам, а не просто трассируются в виде узких параллельных поясов.

Полученное количество датировок эпизодов аккреции в Самаркинском аккреционном комплексе дает

возможность подойти к его эволюции с количественной стороны, оценив скорости его аккреции, или латерального наращивания. Эта оценка представлена на графике изменения ширины аккреционного комплекса относительно возраста аккреции (рис. 12). На этом графике распределение точек аккреционных событий хорошо укладывается на две прямые линии различного наклона, что соответствует различным скоростям аккреции. В период от ~167 до ~164 млн лет назад аккреция происходила со скоростью ~14 км/млн лет, позднее скорость аккреции снизилась до ~3 км/млн лет. Меньшее значение скорости аккреции близко к аналогичной оценке ~2 км/млн лет для Восточно-Сахалинского аккреционного комплекса [10]. Следует заметить, что вследствие эпизодичности аккреции ее

реальные скорости для отдельных эпизодов намного превышают указанные, осредненные на больших временных интервалах. Нулевая ширина аккреционного комплекса соответствует возрасту ~168 млн лет (средний бат, середина средней юры), который и является вероятным возрастом начала формирования Самаркинского аккреционного комплекса (рис. 12). Это ставит под сомнение возможность предположенной [17, 43, 45, 46] раннеюрской (древнее ~174 млн лет) аккреции.

ДЕТАЛИЗАЦИЯ ЭВОЛЮЦИОННОГО СЦЕНАРИЯ СИХОТЭ-АЛИНСКОГО СЕГМЕНТА ВОСТОЧНОАЗИАТСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Наиболее поздний, валанжинский эпизод аккреции, установленный в СВ части Самаркинского аккреционного комплекса, означает, что субдукция под континентальную окраину продолжалась дольше, чем считалось ранее. Это требует ревизии эволюционного сценария, предложенного для этой части Восточноазиатской континентальной окраины [45, 46]. Как предполагалось, геодинамический режим субдукции под континентальную окраину сменился режимом трансформной границы плит (рис. 13 а) в поздней юре, титоне [45] или на рубеже юры и мела [46]. Подкрепляющими доводами были окончание юрской аккреции и начало раннемеловой интенсивной обломочной седиментации в турбидитовом бассейне восточнее.

Согласно нашим данным, переход к режиму трансформной границы плит возможен лишь в более позднее время, после окончания ранневаланжинской субдукционной аккреции (рис. 13 б). Эта хронология

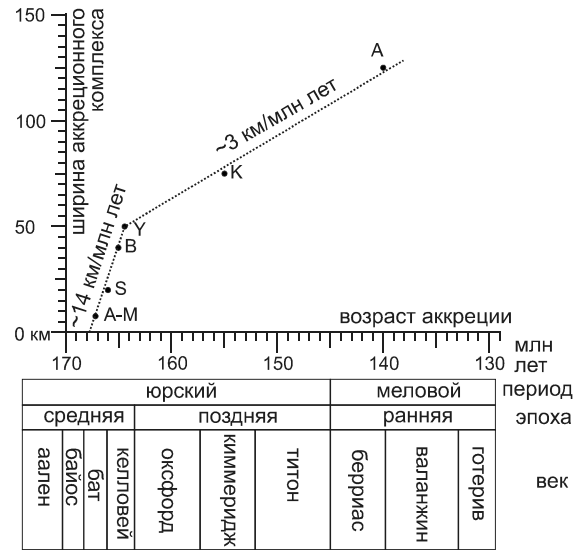


Рис. 12. Латеральное наращивание аккреционного комплекса во времени (ширина комплекса относительно возраста аккреции).

Возраст аккреции принят по возрасту границы между алевролитами и песчаниками/песчаными турбидитами.

лучше соответствует изменению движения океанических плит, произошедшему 135 млн лет назад [51]. Начало обломочной седиментации в Журавлевском турбидитовом бассейне не соответствует окончанию аккреции Самаркинского аккреционного комплекса. Эта седиментация началась в берриасе и протекала синхронно с заключительной стадией наращивания аккреционного комплекса. Часть обильного обломочного материала, сносимого с континентальной окра-

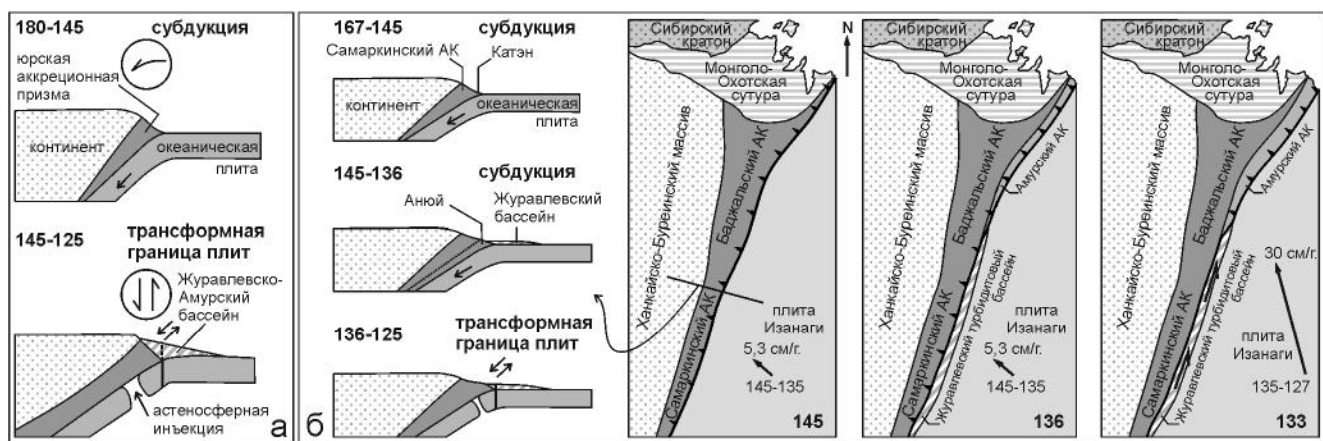


Рис. 13. Сценарий эволюции Сихотэ-Алинского сегмента Восточноазиатской континентальной окраины для юры-раннего мела: (а) – по [46], (б) – предлагаемый в данной работе.

АК = аккреционный комплекс. Векторы движения океанических плит относительно континента Евразии (для точки 35° с.ш., 135° в.д.) с указанием скоростей и периодов (в млн лет) приведены для справки по [51]. Возраст и периоды указаны в млн лет (жирным шрифтом).

ины, миновала растущий аккреционный комплекс и накапливалась на океаническом дне, подстилающем Журавлевский турбидитовый бассейн (рис. 13 б). В итоге, развитие субдукционной континентальной окраины достоверно происходило с середины средней юры, бата-келловоя (~167 млн лет) до раннего мела, раннего валанжина включительно (~136 млн лет), за чем могло последовать развитие трансформной границы плит. Протяженность трансформной границы была лимитирована протяженностью Журавлевского турбидитового бассейна (рис. 13 б), поскольку субдукционная аккреция в северной части Сихотэ-Алинского орогена продолжалась до конца раннего мела.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования в СВ части Самаркинского аккреционного комплекса установлен его раннемеловой фрагмент. Он охарактеризован наиболее молодыми океаническими отложениями, аккретированными в раннем валанжине. Это свидетельствует о том, что субдукция под соответствующую часть Восточноазиатской континентальной окраины длилась дольше, чем предполагалось ранее, до валанжина. Переход к режиму трансформной границы плит произошел позднее, возможно, в позднем валанжине. Это уточняет эволюционный сценарий Восточноазиатской континентальной окраины в поздней юре–раннем мелу. Предложена новая, более детальная схема тектонической зональности Самаркинского аккреционного комплекса и определены скорости его латерального наращивания.

БЛАГОДАРНОСТИ

Это исследование проведено в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики ДВО РАН. Авторы благодарны Валерии Крутиковой за помощь в работе на SEM. Мы также признательны рецензентам Б.А. Натальину и В.С. Вишневской за ценные комментарии, позволившие улучшить рукопись статьи. Это исследование не получало финансовой поддержки от коммерческих и некоммерческих агентств.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васькин А.Ф., Дымович В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000 (третье поколение). Дальневосточная серия. М-53 (Хабаровск). СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
2. Войнова И.П., Зябрев С.В., Приходько В.С. Петрохимические особенности раннемеловых внутриплитных океанических вулканитов Киселевско-Маноминского террейна (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 83–96.
3. Войнова И.П., Зябрев С.В. Петрогеохимия и обстановки формирования вулканитов Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса (Дальний Восток России) // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 4. С. 52–64.
4. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И. Триасовая кремневая формация в бассейне р. Анной (Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 3. С. 18–29.
5. Волохин Ю.Г., Михайлик Е.В., Бурий Г.И. Триасовая кремневая формация Сихотэ-Алиня. Владивосток: Дальнаука, 2003. 252 с.
6. Захаров В.А. Бухиды и биостратиграфия бореальной верхней юры и неокома. М.: Наука, 1981. 271 с.
7. Зябрев С.В. Раннемеловые кремни Киселевско-Маноминского террейна – наиболее молодые океанические отложения в структуре юга континентальной части Дальнего Востока России // Тихоокеан. геология. 1994. № 6. С. 74–82.
8. Зябрев С.В., Мартынюк М.В., Шевелёв Е.К. Юго-западный фрагмент Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса, Сихотэ-Алинь: стратиграфия, субдукционная аккреция и постаккреционные смещения // Тихоокеан. геология. 2005. Т. 24, № 1. С. 45–58.
9. Зябрев С.В. Океанические отложения Амурского террейна, их возраст и тектоническое значение // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 2. С. 75–84.
10. Зябрев С.В. Стратиграфия и структура центральной части Восточно-Сахалинской аккреционной призмы (восток России) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 4. С. 49–73.
11. Зябрев С.В., Анойкин В.И. Новые данные о возрасте отложений Киселевско-Маноминского аккреционного комплекса по ископаемым радиоляриям // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 3. С. 74–83.
12. Зябрев С.В., Анойкин В.И., Кудымов А.В. Строение, возраст и механизмы формирования Амурского и Киселевско-Маноминского аккреционных комплексов Нижнего Приамурья (Дальний Восток, Россия) // Геотектоника. 2015. № 6. С. 65–79.
13. Зябрев С.В., Войнова И.П., Мартынюк М.В., Шевелёв Е.К. Якчинская кремнисто-вулканогенная толща - фрагмент юрской аккреционной призмы центрального Сихотэ-Алиня, Дальний Восток России // Тихоокеан. геология. 2016. Т. 35, № 5. С. 54–76.
14. Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Дальневост. кн. изд-во, 1972. 116 с.
15. Кемкин И.В., Голозубов В.В. Первая находка раннеюрских радиолярий в кремневых аллохтонах Самаркинской аккреционной призмы (южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 6. С. 103–109.
16. Кемкин И.В., Руденко В.С. Новые данные о возрасте кремней Самаркинской аккреционной призмы (южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1998. Т. 17, № 4. С. 22–35.
17. Кемкин И.В., Филиппов А.Н. Строение и условия образования Самаркинской аккреционной призмы южного Сихотэ-Алиня // Геотектоника. 2002. Т. 36, № 5. С. 79–88.
18. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
19. Малиновский А.И., Филиппов А.Н., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые отложения р. Кема (восточный Сихотэ-Алинь): осадочное выполнение задугового бассейна // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21, № 1. С. 52–66.
20. Малиновский А.И., Голозубов В.В. Литология и обстановки формирования терригенных отложений вдоль транс-

- формных границ плит на примере раннемелового Журавлевского террейна (южный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 5. С. 35–52.
21. Малиновский А.И., Голозубов В.В. Строение, состав и обстановки формирования нижнемеловых отложений Журавлевского террейна (центральный Сихотэ-Алинь) // Литология и полез. ископаемые. 2012. № 4. С. 399–422.
 22. Маркевич П.В., Зябрев С.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И. Восточный фланг Киселевско-Маноминского террейна: фрагмент островной дуги в аккреционной призме (северный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 1996. Т. 15, № 2. С. 70–98.
 23. Маркевич П.В., Филиппов А.Н., Малиновский А.И., Зябрев С.В., Нечаев В.П., Высоцкий С.В. Меловые вулканогенно-осадочные образования Нижнего Приамурья (Строение, состав и обстановки седиментации). Владивосток: Дальнаука, 1997. 300 с.
 24. Мартынюк М.В. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Серия Сихотэ-Алинская. М-54-XXV (г. Тардоки-Яни). Ленинградская картфабрика. Всесоюзное аэрогеологическое научно-производственное объединение «Аэрогеология» Министерства геологии СССР. М., 1975.
 25. Натальин Б.А., Алексеенко С.Н. Структура нижнемеловых толщ фундамента Среднеамурской впадины // Тихоокеан. геология. 1989. № 1. С. 37–46.
 26. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеан. геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
 27. Рыбалко В.И., Белянский Г.С., Рязанцева М.Д., Бажанов В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1000000 (третье поколение). Дальневосточная серия. L(52), 53; K(52), 53 (оз. Ханка). СПб.: ВСЕГЕИ, 2011.
 28. Филиппов А.Н., Кемкин И.В., Панасенко Е.С. Раннеюрские гемипелагические отложения Самаркинского террейна (центральный Сихотэ-Алинь): строение, состав и обстановки накопления // Тихоокеан. геология. 2000. Т. 19, № 4. С. 83–96.
 29. Филиппов А.Н. Юрско-раннемеловой вулканогенно-кремнистый комплекс р. Маномы (северный Сихотэ-Алинь): фрагмент осадочного чехла палеоокеанической плиты // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 1. С. 25–38.
 30. Филиппов А.Н., Бурый Г.И., Руденко В.С. Стратиграфическая последовательность вулканогенно-осадочных образований Самаркинского террейна (центральный Сихотэ-Алинь): летопись палеоокеанической седиментации // Тихоокеан. геология. 2001. Т. 20, № 3. С. 26–46.
 31. Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Gorican S., Urquhart E., Pillevuit A., De Wever P. (Eds). Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolaria of Tethys: Occurrence, systematics, biochronology // Memoires de Geologie, Universite de Lausanne. 1995. 23, 1172 p.
 32. Fossilworks Paleobiology Database. <http://fossilworks.org>.
 33. Guex J., Davaud E. Unitary associations method: use of graph theory and computer algorithms // Computer and Geosci. 1984. N 10. P. 69–96.
 34. Guex J. Biochronological correlations. Springer-Verlag: Berlin/Heidelberg/New York, 1991. 250 p.
 35. International Chronostratigraphic Chart v. 2018/08 (2018). <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2018-08.pdf>.
 36. Isozaki Y., Maruyama S., Furuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. V. 181. P. 179–205.
 37. Isozaki Y., Blake M.C. Biostratigraphic constraints on formation and timing of accretion in a subduction complex: an example from the Franciscan Complex of Northern California // J. Geol. 1994. V. 102. P. 283–296.
 38. Isozaki Y. Anatomy and genesis of a subduction-related orogen: A new view of geotectonic subdivision and evolution of the Japanese Islands // Island Arc. 1996. V. 5. P. 289–320.
 39. Isozaki Y. Jurassic accretion tectonics of Japan // Island Arc. 1997. V. 6 P. 25–51.
 40. Jud R. Biochronology and systematics of Early Cretaceous radiolaria of the Western Tethys // Memoires de Geologie: Univ. de Lausanne, 1994. 19, 147 p.
 41. Kemkin I.V., Kametaka M., Kojima S. Radiolarian biostratigraphy for transitional facies of chert-clastic sequence of the Taukha terrane in the Koreyskaya River area, Southern Sikhote-Alin, Russia // J. Earth and Planet. Sci. Nagoya Univ., 1999. V. 46. P. 29–47.
 42. Kemkin I.V., Kemkina R.A. Structure and genesis of the Taukha Mesozoic accretionary prism (southern Sikhote-Alin, Russia) // Geodiversitas. 2000. V. 22. P. 481–491.
 43. Kemkin I.V., Filippov A.N. Structure and genesis of the lower structural unit of the Samarka Jurassic accretionary prism (Sikhote-Alin, Russia) // Geodiversitas. 2001. V. 23. P. 323–339.
 44. Kemkin I.V., Taketani Y. Structure and age of lower structural unit of Taukha terrane of Late Jurassic–Early Cretaceous accretionary prism, southern Sikhote–Alin // Island Arc. 2008. V. 17. P. 517–530.
 45. Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A. Accretionary prisms of the Sikhote-Alin Orogenic Belt: Composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the eastern Asian margin // J. Geodynamics. 2016. V. 102. P. 202–230.
 46. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 120. P. 117–138.
 47. Kojima S. Mesozoic terrane accretion in Northeast China, Sikhote-Alin and Japan regions // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1989. V. 69. P. 213–32.
 48. Kojima S., Tsukada K., Otoh S., Yamakita S., Ehiro M., Dia C., Kirillova G.L., Dymovich V.A., Eichwald L.P. Geological relationship between Anyui Metamorphic Complex and Samarka terrane, Far East Russia // Island Arc. 2008. V. 17. P. 502–516.
 49. Kusky T.M., Windley B.F., Safonova I., Wakita K., Wakabayashi J., Polat A., Santosh M. Recognition of ocean plate stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion // Gondwana Research. 2013. V. 24. P. 501–547.
 50. Malinovsky A.I., Golozoubov V.V., Simanenkov V.P., Simanenkov L.F. Kema terrane: A fragment of a back-arc basin of the Early Cretaceous Moneron–Samarga island-arc system, East Sikhote–Alin range, Russian Far East // Island Arc. 2008. V. 17. P. 285–304.
 51. Maruyama S., Seno T. Orogeny and relative plate motions:

- Example of the Japanese Islands // *Tectonophysics*. 1986. V. 127. P. 305–329.
52. Matsuda T., Isozaki Y. Well-documented travel history of Mesozoic pelagic chert in Japan: From remote oceanic to subduction zone // *Tectonics*. 1991. V. 10. P. 475–499.
53. Matsuoka A., Yao A. Southern Chichibu terrane / K. Ichikawa (Ed.) // *Pre-Cretaceous terranes of Japan*. Osaka, 1990. P. 203–216.
54. Natal' in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in southeastern Russia // *Island Arc*. 1993. V 2. P. 15–34.
55. O'Dogherty L., Carter E.S., Dumitrica P., Gorican S., De Wever P., Bandini A.N., Baumgartner P.O., Matsuoka A. Catalogue of Mesozoic radiolarian genera. P. 2: Jurassic-Cretaceous // *Geodiversitas*. 2009. V. 31. P. 271–356.
56. Pessagno E.A., Newport R.L. A technique for extracting radiolaria from radiolarian cherts // *Micropaleontology*. 1972. V. 18. P. 231–234.
57. Popova I.M., Baumgartner P.O., Filippov A.N., Khanchuk A.I. Jurassic and Early Cretaceous radiolaria of the Lower Amurian terrane (Khabarovsk region, Far East of Russia) // *Island Arc*. 1999. V. 8, N 4. P. 491–522.
58. Safonova I., Santosh M. Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes // *Gondwana Research*. 2014. V. 25. P. 126–158.
59. Sun M.-D., Xu Y.-G., Wilde S. A., Chen H.-L. Provenance of Cretaceous trench slope sediments from the Mesozoic Wandashan Orogen, NE China: Implications for determining ancient drainage systems and tectonics of the Paleo-Pacific // *Tectonics*. 2015. V. 34. P. 1269–1289.
60. Utkin V.P. Wrench faults of Sikhote-Alin and accretionary and destructive types of fault dislocation in the Asia-Pacific transition zone / Xu J.W. (Ed.) // *The Tancheng-Lujiang wrench fault system*. John Wiley and Sons, Chichester, UK, 1993. P. 225–253.
61. Wakita K., Metcalfe I. Ocean plate stratigraphy in East and Southeast Asia // *J. Asian Earth Sci.* 2005. V. 24. P. 679–702.
62. Wakita K. Geology and tectonics of Japanese islands: A review – The key to understanding the geology of Asia // *J. Asian Earth Sci.* 2013. V. 72. P. 75–87.
63. Zhabrev S.V. Cretaceous radiolarian fauna from the Kiselyovsky subterrane, the youngest accretionary complex of the Russian continental Far East: paleotectonic and paleogeographic implications // *Island Arc*. 1996. V. 5. P. 140–155.
64. Zhabrev S.V., Aitchison J.C., Abrajevitch A.V., Badengzhu, Davis, A.M., Luo H. Bainang Terrane, Yarlung–Tsangpo suture, southern Tibet (Xizang, China): a record of intra-Neotethyan subduction-accretion processes preserved on the roof of the world // *J. Geol. Soc. (London)*. 2004. V. 161. P. 523–539.

*Рекомендована к печати Б.А. Натальиным
после доработки 30.05.2019 г.
принята к печати 08.07.2019 г.*

S.V. Zhabrev, E.K. Shevelev

Anuy zone accretion, tectonic zonation and development of the Samarka accretionary complex: detailing the evolutionary scenario for the Sikhote-Alin segment of the East Asian continental margin

The Sikhote-Alin orogen in southeastern Russia is a collage of geological terranes of various tectonic affinities and ages that developed along the East Asian continental margin in response to subduction of oceanic plates in the Jurassic and Early Cretaceous. The Jurassic Samarka accretionary complex and the adjacent Early Cretaceous Zhuravlevka turbidite basin in the southern part of the orogen were regarded as the indicators of the subduction continental margin and transform plate boundary regimes. The regime conversion was assumed at the end of the Jurassic when accretion ceased. Our research into radiolarian biostratigraphy of siliceous and fine clastic sedimentary rocks reveals the latest oceanic deposits and the youngest, Early Cretaceous fragment of the Samarka accretionary complex in its less studied NE part. The well-preserved radiolarians provide accurate constraints on the ages of chert, siliceous mudstone, and mudstone. Together with other available biostratigraphic data, this allows a revision of ocean plate stratigraphy of the accreted deposits. It is interpreted in terms of successive changes in depositional settings on an oceanic plate travelling towards a convergent plate margin. Chert accumulated in an oceanic pelagic area from the Middle Triassic, Anisian to the Late Jurassic, early Oxfordian. Siliceous mudstone accumulated in a hemipelagic area closer to the continental margin during the early Oxfordian-middle Tithonian. Mudstone and siltstone deposited on an outer trench slope in the late Tithonian-Berriasian. Sand-rich deposits accumulated in an axial trench setting in the early Valanginian, which is the best approximation of the timing of accretion. The newly recognized early Valanginian episode of accretion indicates that subduction underneath the continental margin lasted longer than previously suggested. The onset of the transform plate boundary regime took place later, possibly in the late Valanginian. This further details the Mesozoic evolutionary scenario for the Sikhote-Alin segment of the East Asian continental margin. We also refine tectonic zonation and development of the Samarka accretionary complex.

Key words: ocean plate stratigraphy, radiolarians, subduction, accretion, Sikhote-Alin orogen, Far East of Russia.