

ЯКЧИНСКАЯ КРЕМНИСТО-ВУЛКАНОГЕННАЯ ТОЛЩА – ФРАГМЕНТ
ЮРСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ,
ДАЛЬНИЙ ВОСТОК РОССИИ

С.В. Зябрев¹, И.П. Войнова¹, М.В. Мартынюк², Е.К. Шевелёв³

¹ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю. А. Косыгина ДВО РАН, Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000; e-mail: szjabrev@itig.as.khb.ru

²ФБУ «Территориальный фонд геологической информации по Дальневосточному федеральному округу», г. Хабаровск

³Независимый исследователь, г. Хабаровск

Поступила в редакцию 11 марта 2016 г.

Якчинская кремнисто-вулканогенная толща была выделена в основании отложений Хорско-Тормасинской подзоны Центрально-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны, или Самаркинского террейна юрской аккреционной призмы. В статье рассматриваются результаты биостратиграфического изучения ее отложений и петрогеохимического исследования базальтов. По ископаемым конодонтам и радиоляриям восстановлена тектонически нарушенная последовательность отложений якчинской толщи и определен ее возраст в интервале от поздней перми до средней юры. Мы интерпретируем полученную стратиграфическую последовательность в понятиях смены обстановок седиментации на перемещающейся океанической плите, а также реставрируем запечатленные в ней события истории океана. С поздней перми до середины юры происходило накопление кремней на океанической плите в пелагиали Панталассы / Палеопацифики. Отложение кремнистых аргиллитов в конце перми–начале триаса отражает снижение продуктивности радиолярий и длительное бескислородное событие в океане Панталасса. Возобновившееся в триасе и продолжившееся в юре накопление кремней прерывалось излиянием базальтов различной природы. Формирование внутриплитных базальтов среднего-позднего триаса предполагается на мощной и древней океанической литосфере, а юрских – на маломощной и вновь образованной. В середине юры кремнистая седиментация сменилась накоплением туфоалевролитов вблизи зоны субдукции на краю Азиатского континента. Их среднебатский–раннекелловейский возраст указывает на близкое время последовавшей аккреции отложений якчинской толщи. К континентальной окраине был аккрецирован материал верхнего слоя океанической плиты, формировавшийся на протяжении около 100 млн лет в разных частях океана на разновозрастных фрагментах океанической литосферы. Основной объем аккрецированного материала приходится на внутриплитные вулканы, фрагменты выраженных в рельефе вулканических построек. Аккреция западной части Хорско-Тормасинской подзоны происходила синхронно с аккрецией юго-восточной части Самаркинской подзоны в Приморье, что уточняет палеотектоническую зональность аккреционной призмы Центрального Сихотэ-Алиня. Катаклазированные габброиды и гранитоиды, а также обломочные породы с мелководно-морской фауной в Хорско-Тормасинской подзоне рассматриваются как возможные аналоги Украинско-Сергеевского аллохтонного комплекса.

Ключевые слова: кремнисто-вулканогенная толща, базальты, петрогеохимия, биостратиграфия, аккреционная призма, палеотектоника, Сихотэ-Алинь, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Представления о стратиграфии вулканогенно-кремнистых и терригенных толщ Центрального Сихотэ-Алиня значительно изменились в последние десятилетия благодаря активному использованию мик-

рофоссилий для определения возраста отложений. Во многих случаях показано, что ранее считавшееся нормальным многократное чередование в разрезе вулканогенно-кремнистых и терригенных пород в действительности оказалось их тектоническим совмещением.

Как правило, вулканогенно-кремнистые отложения характеризуются незначительной мощностью при большом стратиграфическом объеме и подстилают более молодые терригенные отложения. Новые стратиграфические представления повлияли на интерпретацию структуры и тектонического развития этого региона. Ранее выделенный Центральнo-Сихотэ-Алинский антиклинорий рассматривается теперь как самаркинская аккреционная призма, сформированная в юре в процессе субдукции океанических плит Пасифики под Азиатский континент [2, 3, 6, 7, 11, 27]. Более детально этот аккреционный комплекс и его фрагменты изучены в его южной части в Приморье. На основе биостратиграфического изучения отложений различных фаций установлено пять тектоно-стратиграфических единиц (комплексов) и пять соответствующих им эпизодов аккреции в ранней и поздней юре [7]. Северные и центральные части самаркинского аккреционного комплекса изучены менее детально, поэтому биостратиграфическое и петрохимическое исследование вулканогенно-кремнистых толщ в этих районах Сихотэ-Алиния является актуальным для уточнения его геологического строения и эволюции и прослеживания тектонической зональности. Восстановление стратиграфической летописи позволяет понять историю седиментации на субдуцировавшей океанической плите и определить время аккреционных событий, а геохимические особенности вулканитов дают возможность судить об условиях и обстановках их формирования.

В данной статье рассматриваются результаты биостратиграфического и петрохимического изучения якчинской вулканогенно-кремнистой толщи, выделенной при геологической съемке в основании разреза мезозойских морских отложений Хорско-Тормасинской подзоны Центральнo-Сихотэ-Алинской структурно-формационной зоны (СФЗ) [5]. Изначально возраст толщи был принят поздне триасовым, карнийским [5], а впоследствии – позднепермским–поздне триасовым [1]. Якчинская толща явилась привлекательным объектом исследования в контексте региональной геологии и стратиграфии, поскольку она расположена в наименее изученной части Центральнo-Сихотэ-Алинской СФЗ и, возможно, содержит наиболее древние ее отложения. Она уникальна еще и тем, что включает значительный объем вулканитов, петрохимия и тектоническая природа которых не была ясна. Кроме того, якчинская толща достаточно хорошо обнажена и относительно легко доступна. Полученные нами возрастные данные позволили восстановить длительную историю накопления отложений якчинской толщи в океане и определить время их аккреции к континентальной окраине. На этом основании проведены

параллели со сходными фрагментами южной части юрского аккреционного комплекса и уточнена его палеотектоническая зональность. Петрохимическое изучение позволило понять тектоническую природу и обстановки формирования вулканитов. Новая информация должна найти применение для уточнения и совершенствования современных геологических карт этого региона. Полученные нами результаты породили не только иное понимание геологии, но и противоречия с принятыми и устоявшимися представлениями о стратиграфии Хорско-Тормасинской подзоны, которые мы подробно обсуждаем.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ЕГО СТРАТИГРАФИИ

Центральнo-Сихотэ-Алинская СФЗ, прежде известная как Центральнo-Сихотэ-Алинский антиклинорий, соответствует выделенному позднее Самаркинскому террейну юрской аккреционной призмы [2, 3, 6, 7, 11, 27]. Тектоническая зональность этого аккреционного сооружения достаточно хорошо отражена в схеме его геолого-структурного районирования, выработанной в процессе геолого-съёмочных и картосоставительских работ [9, 10]. На основе распределения установленных при картировании различных стратиграфических подразделений Центральнo-Сихотэ-Алинская СФЗ подразделена [9, 10] на следующие структурно-формационные подзоны: Нижнебикинскую, Хорско-Ариадненскую, Самаркинскую, Украинско-Сергеевскую, Кривинскую, Хорско-Тормасинскую и Анюйскую (рис. 1). Хорско-Тормасинская подзона включает два разобщенных фрагмента, северный и южный.

Район исследования расположен в западной части северного фрагмента Хорско-Тормасинской подзоны. С запада эта подзона ограничена Центральнo-Сихотэ-Алинским разломом и расположенным вдоль него грабенообразным бассейном, выполненным аллювиальными конгломератами и песчаниками свиты Кандахэ датского (палеоцен) возраста. Восточнее расположена Анюйская подзона Центральнo-Сихотэ-Алинской СФЗ [8]. Обе подзоны при общем сходстве строения различаются стратиграфическим расчленением отложений. Кроме того, в Хорско-Тормасинской подзоне широко распространены олистостромы [5].

По материалам прошедшего во второй половине прошлого века геологического картирования [4, 5], Хорско-Тормасинская подзона сложена вулканогенно-кремнистыми и терригенными отложениями широкого стратиграфического диапазона (пермь?–верхний триас–нижний мел). Нижняя часть стратиграфической колонки представлена чередующимися кремнистыми, вулканогенными и терригенными отложениями.

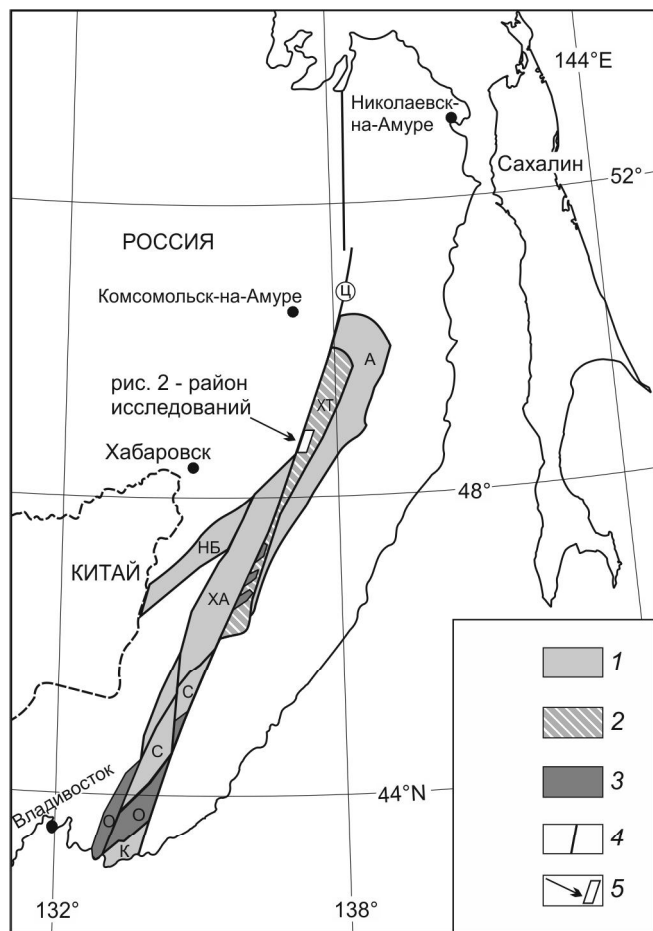


Рис. 1. Геолого-структурное районирование Центрально-Сихотэ-Алинской СФЗ, по [9, 10] с незначительными изменениями, и положение района исследования.

1–2 – Центрально-Сихотэ-Алинская СФЗ и ее подзоны: 1 – Анойская (А), Нижнебикинская (НБ), Хорско-Ариаднинская (ХА), Самаркинская (С), Кривинская (К), 2 – Хорско-Тормасинская (ХТ); 3 – Окраинско-Сергеевская СФЗ (О) и ее фрагменты, 4 – основные разломы, включая Центрально-Сихотэ-Алинский (Ц), 5 – положение района исследования, рис. 2.

ми. Чередование вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений традиционно интерпретировалось как переслаивание, и в различные периоды геологического изучения эти отложения относились к различным свитам и толщам. В ходе геологического картирования в масштабе 1:200 000 в пятидесятые годы прошлого века А.П. Глушковым (1953) и А.И. Поповым (1954) вулканогенно-кремнистые отложения были отнесены к джокемийской (с преобладанием основных вулканитов) и ходийской (существенно кремнистой) свитам предположительно пермского возраста, а также к макаровской свите триаса–ранней юры. Позднее, при проведении геолого-съёмочных работ масштаба 1:50 000 толща основных вулканитов, кремнистых и кремнисто-глинистых пород с триасовыми

радиоляриями с шириной выхода на поверхность до 3 км и мощностью более 900 м была прослежена на протяжении более 50 км из бассейна р. Хор в среднее течение р. Анюй [4]. Эта толща получила наименование якчинской, по названию р. Якчи, левого притока р. Сооли (бассейн р. Хор), на изданной геологической карте М-53-XXX масштаба 1:200 000 [5].

На этой геологической карте (рис. 2 А) разрез вулканогенно-кремнистых и терригенных отложений верхнего триаса–юры мощностью более 6 км был расчленен на якчинскую (карний, 900–950 м), томчинскую (карний–норий, 850–950 м), тормасинскую (норий, 2550–2950 м) и подинскую (верхний триас–нижняя юра, 1650–1800 м) толщи (рис. 2 Б). Каждая из этих толщ представляет собой чередование вулканогенных, кремнистых и терригенных пород, что приводит к их многократному повторению в общей стратиграфической колонке. При этом, существенно вулканогенно-кремнистые отложения якчинской толщи и верхней части подинской толщи разделены преимущественно обломочными отложениями томчинской, тормасинской и нижней части подинской толщ. Триасово-нижнеюрский разрез Хорско-Тормасинской подзоны наращивается терригенными отложениями нижне-среднеюрской хунгарийской свиты (450 м), несогласно перекрытыми терригенными отложениями берриаса и валанжина (1350–1400 м) с мощными (400 м) конгломератами в основании [5]. Возраст якчинской толщи был принят карнийским на основании находок в ее разрезе триасовых радиолярий (определения Л.Б. Тихомировой) и с учетом предполагаемого согласного залегания на ней томчинской свиты с карнийской макрофауной в песчаниках. Вышележащая тормасинская толща также охарактеризована триасовыми, норийскими двустворками.

На изданной позднее карте масштаба 1:1 000 000 [1] схема стратиграфического расчленения домеловых морских отложений претерпела изменения. Из их состава была исключена подинская свита. Кремнистые отложения верхней части этой свиты были отнесены к якчинской толще верхней перми–верхнего триаса, а терригенные отложения нижней части включены в состав вновь выделенной средне-верхнеюрской кададинской толщи.

СТРАТИГРАФИЯ ЯКЧИНСКОЙ ТОЛЩИ

Общее строение и элементы разреза

Представительный разрез якчинской вулканогенно-кремнистой толщи был составлен В.И. Исполиновым и В.А. Дымовичем [4] по хорошо обнаженному правому борту долины р. Яро, в ее среднем течении (рис. 2 А). При составлении разреза ими традицион-

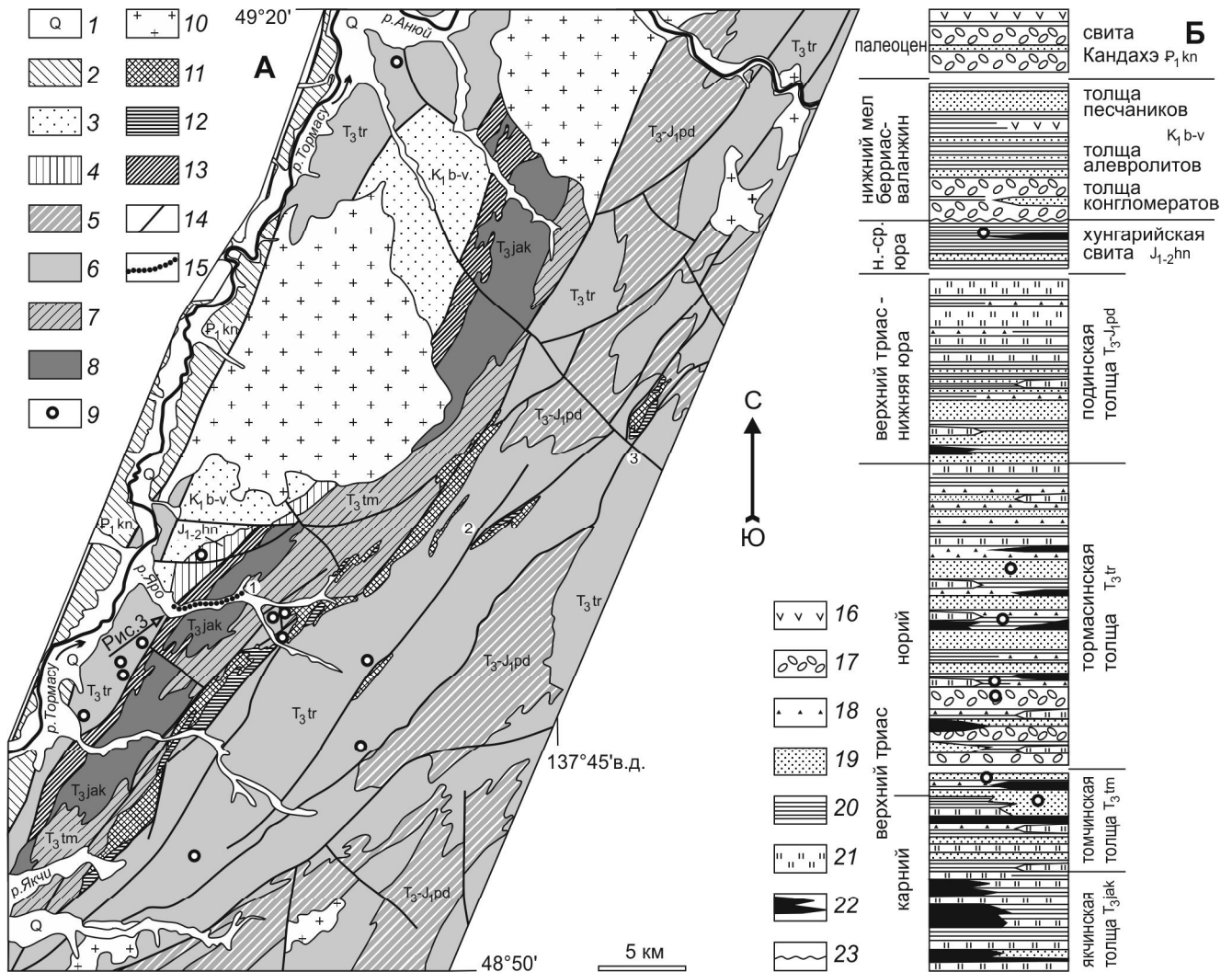


Рис. 2. Геологическая карта района исследования в Хорско-Тормасинской подзоне Центрально-Сихотэ-Алинской СФЗ (А) и часть стратиграфической колонки его отложений (Б), по [5] с уменьшением и упрощениями.

1–15 – на карте (А): 1 – четвертичные отложения, 2 – свита Кандахэ P_1kn (даний); 3–8 – мезозойские отложения: 3 – берриас-валанжин K_1b-v , 4 – хунгарийская свита $J_{1-2}hn$ (нижняя-средняя юра), 5 – подинская толща T_3-Jpd (верхний триас–нижняя юра), 6 – тормасинская толща T_3tr (верхний триас, норий), 7 – томчинская толща T_3tm (верхний триас, карний–норий), 8 – якчинская толща T_3jak (верхний триас, карний); 9 – находки макрофауны; 10–13 – мезозойские интрузии: 10 – позднемеловые и палеоценовые граниты, 11 – раннемеловые гранитоиды, 12 – раннемеловые габброиды, 13 – позднетриасовые субвулканические диабазы; 14 – разломы; 15 – изученный разрез;

16–23 – на стратиграфической колонке (Б): 16 – андезиты и их туфы, 17 – конгломераты, 18 – подводно-оползневые брекчии, 19 – песчаники, 20 – алевролиты и аргиллиты, 21 – кремнистые и кремнисто-глинистые породы, 22 – базальты, 23 – угловое несогласие.

Цифрами на карте показаны места разрозненных находок микрофауны авторами: 1 – конодонтов среднего триаса, 2 – радиолярий средней юры, 3 – конодонтов среднего триаса (ладин) и позднего триаса (карний).

но предполагалось, что различные его части связаны стратиграфическими взаимоотношениями и последовательно наращивают друг друга, а тектонические осложнения проявлены преимущественно в форме складчатости различного масштаба. Эти обнажения были обследованы нами для дополнительного изучения биостратиграфии осадочных пород и петрохимии вулканитов. В береговых обрывах по правому борту р. Яро на протяжении 4 км неравномерно чередуются

базальты, базальтовые лавобрекчии и гиалокластиты с кремнями и кремнистыми аргиллитами, а также с туфоалевролитами и туфопесчаниками (рис. 3 А). Пачки различных пород разделены крутопадающими разломами и, с нашей точки зрения, слагают крутопадающие тектонические пластины мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен метров. Для пластин характерны С-СВ простирания и крутые падения поверхностей слоистости как к востоку, так и к

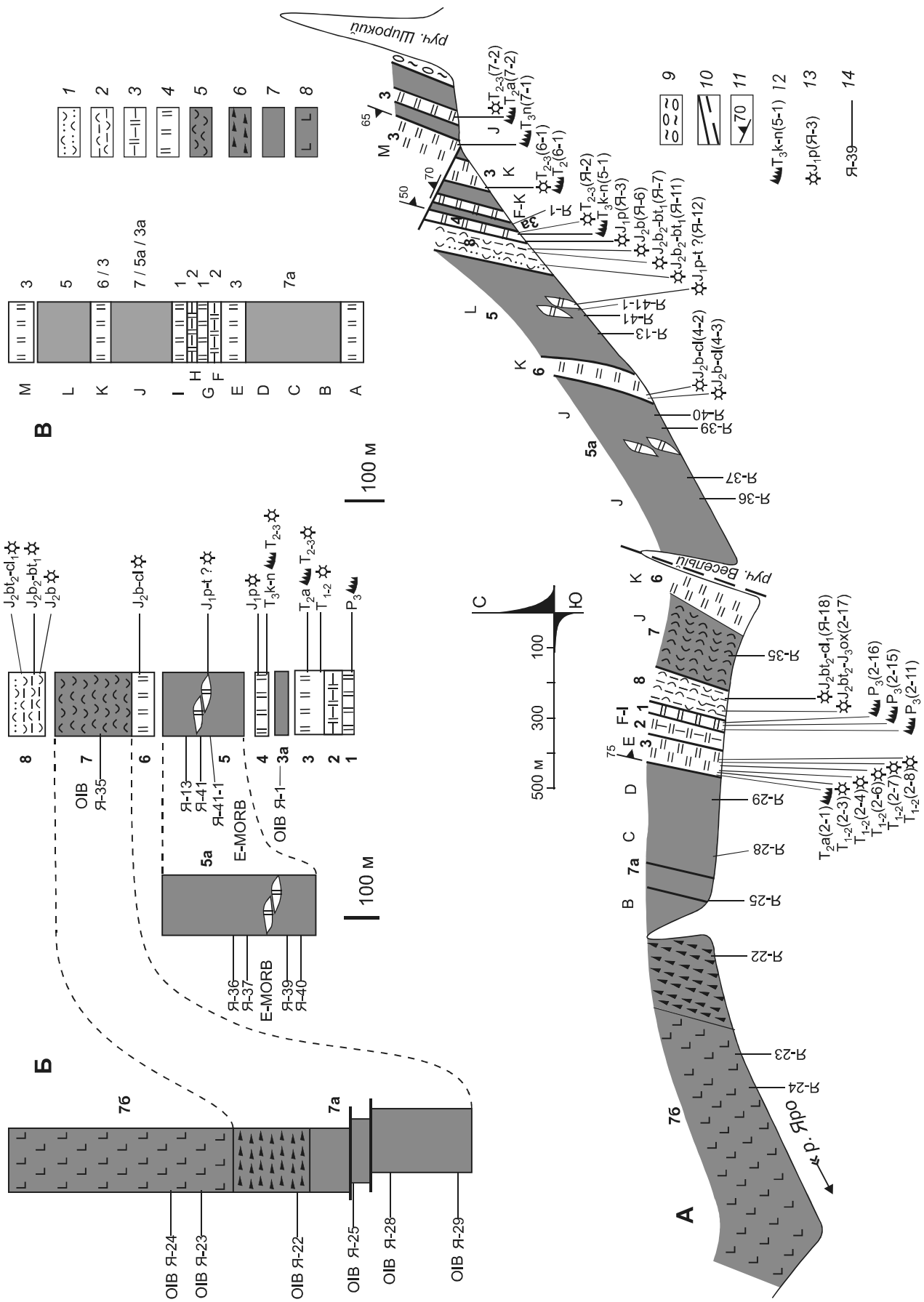


Рис. 3.

западу. Не все разломы являются первичными ограничениями пластин, часть из них вторична и связана с более поздними тектоническими движениями.

Кратко рассмотрим основные элементы разреза толщи, сменяющиеся в направлении с запада на восток. Самый широкий (около 1.5 км) выход базальтовых пород расположен в западной части изученных обнажений. На крайнем западе проявлены долериты, которые на геологической карте М-53-XXX масштаба 1:200 000 [5] показаны как узкое (0.5–1.5 км) и протяженное (около 50 км) субвулканическое тело поздне триасового возраста (рис. 2 А). Оно простирается вдоль всей закартированной западной границы якчинской толщи. К востоку долериты сменяются (рис. 3 А) базальтовыми лавобрекчиями (около 250 м), а затем – потоковыми массивными и миндалекаменными базальтами (до 400 м). По разлому крутого (75°) восточного падения с базальтами контактируют кремни и кремнистые аргиллиты, слагающие три пластины суммарной мощностью около 150 м. Восточнее, за крутопадающим разломом залегает пластина, сложенная туфоалевролитами мощностью около 70 м, за ней следуют пластины базальтовых гиалокластитов (около 180 м) и кремней (70–90 м). Далее в СВ направлении после перерыва в обнажениях в устье руч. Веселый обнажены две пластины (350 м и 250 м) потоковых базальтов массивных и миндалекаменных, разделенных пластиной кремней (около 60 м). В обеих пластинах базальтов в их центральных частях присутствуют линзовидные прослои ленточных кремней мощностью в несколько метров. Нижние (восточные) контакты кремней затронуты срывами, а верхние – термальным воздействием перекрывающих базальтов. Восточная пластина базальтов контактирует по крутопадающему разлому с туфоалевролитами (около 80 м), в верхней (западной) части которых залегают маломощные мелко-среднеобломочные туфопесчаники. Восточнее туфоалевролитов на протяжении 400 м до устья руч. Широкий в разрозненных обнажениях прослеживается чередование маломощных (20–70 м)

пластин, сложенных базальтами и кремнями. В устье руч. Широкий обнажена тектонизированная олистоstroma с включениями базальтов и кремней в плохо сортированном песчано-алевритовом матриксе, которая включена в состав томчинской толщи [5]. В кремнях установлены верхнетриасовые конодонты.

Возраст кремнистых и терригенных отложений

Для определения возраста кремнистых и терригенных пород использована микрофауна радиолярий и конодонтов, собранная в разные годы в различных частях толщи. Микрофоссилии выделялись из образцов стандартной методикой растворения плавиковой кислотой. Часть радиолярий была диагностирована в шлифах. Конодонты были определены Л.П. Эйхвальд (ФГУП «Дальгеофизика») отчасти при консультациях С. Ямакиты (Япония), а радиолярии – Л.И. Казинцовой (ВСЕГЕИ) и С.В. Зябровым. Положение образцов с радиоляриями и конодонтами и их возраст показаны на рис. 3. Электронно-микроскопические изображения части радиолярий из наиболее молодых комплексов приведены на фототаблице (рис. 4). Для диагностики юрских радиолярий и определения возраста их комплексов использовались работы [12, 14, 18, 19].

Наиболее древние кремнистые отложения изученного разреза (пачка 1) установлены в западной группе пластин. В пачке 1 обнаружены следующие конодонты: *Neogondolella changxingensis* Wang et Wang и *Mesogondolella zsuzsannae* Kozur в образце 2-11; *Mesogondolella idahoensis* (Youngquist, Hawley et Miller) в образце 2-15; *Mesogondolella siciliensis* (Kozur) и *Mesogondolella* sp. cf. *M. phosphoriensis* (Youngquist, Hawley et Miller) в образце 2-16. Перечисленные виды определяют позднепермский возраст каждого из образцов этой пачки кремней. Пачка 2 кремнистых (в значительной степени углеродистых) аргиллитов не содержит определимых органических остатков. В пачке кремней 3 в ее верхней части у контакта с базальтами в образце 2-1 определен конодонт *Neospathodus* sp. cf. *N. timorensis* (Nogami) раннего-среднего триаса, наиболее вероятно – среднего.

Рис. 3. Строение и возраст отложений якчинской толщи в правом борту р. Яро в среднем ее течении: А – упрощенная маршрутная геологическая карта-абрис отложений якчинской толщи с указанием положения и возраста образцов с микрофауной радиолярий и конодонтов и образцов, изученных петрогеохимически; Б – реконструированная стратиграфическая колонка отложений якчинской толщи с указанием положения и возраста образцов с микрофауной, а также предполагаемое положение базальтов с указанием их петрохимической природы и положения изученных образцов; В – стратиграфическая колонка отложений якчинской свиты, по [4], для сравнения. Цифры индексируют пачки пород, выделенные авторами, буквы – В.А. Дымовичем [4].

1 – туфопесчаники, 2 – туфоалевролиты, 3 – кремнистые аргиллиты с фтанитами, 4 – кремни, 5 – гиалокластиты базальтов, 6 – лавобрекчии базальтов, 7 – потоковые и подушечные базальты, 8 – долериты, 9 – олистоstroma, 10 – разломы установленные и предполагаемые, 11 – залегание тектонических контактов, 12–13 – возраст и номер (в скобках) образца с микрофауной конодонтов (12) и радиолярий (13); 14 – номер образцов, изученных петрогеохимически.

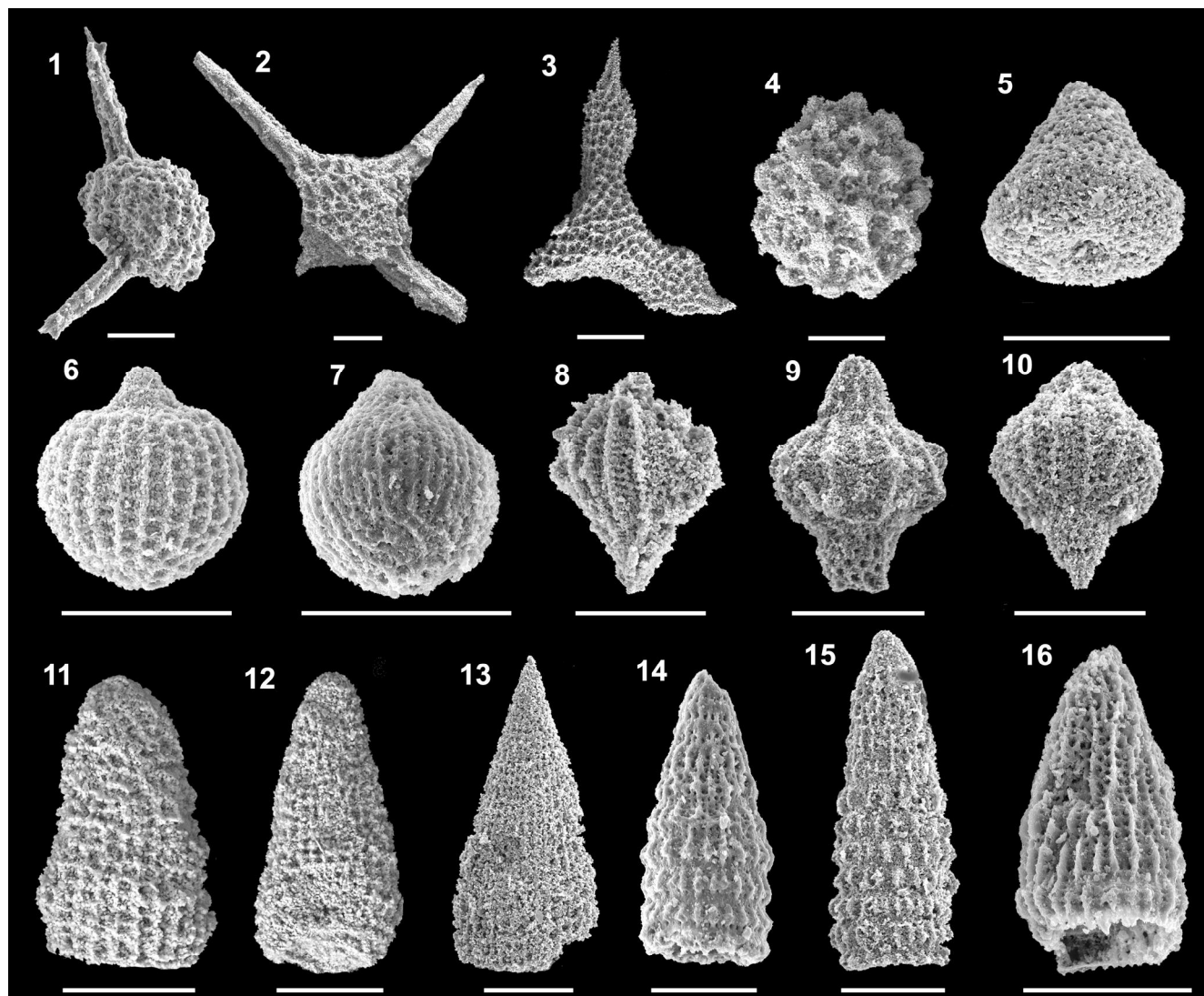


Рис. 4. Юрские радиоларии из кремнистых отложений ячинской толщи. После названия видов указаны номера образцов. Масштабная планка = 100µm.

1 – *Acaenotylopsis* sp. cf. *A. variatus* s.l. (Ozoldova), Я-18; 2 – *Emiluvia* sp. cf. *E. pessagnoii* s.l. Foreman, Я-18; 3 – *Paronaella mulleri* Pessagno, Я-18; 4 – *Praeconocaryomma parvimamma* Pessagno et Poisson, Я-3; 5 – *Stichocapsa japonica* Yao, Я-6; 6 – *Tricolocapsa tetragona* Matsuoka, Я-7; 7 – *Tricolocapsa plicarum plicarum* Yao, Я-11; 8 – *Unuma* sp. cf. *U. echinatus* Ichikawa and Yao, Я-6; 9 – *Unuma laticostatus* (Aita), Я-6; 10 – *Unuma typicus* Yao, Я-6; 11 – *Parahsuum* sp. cf. *P. ovale* Hori et Yao, Я-3; 12 – *Parahsuum simplum* Yao, Я-3; 13 – *Parahsuum officerense* (Pessagno et Whalen), Я-6; 14 – *Transhsuum brevicostatum* gr. (Ozoldova), Я-18; 15 – *Transhsuum hisuikyoense* (Isozaki et Matsuda), Я-18; 16 – *Transhsuum maxwelli* gr. (Pessagno), Я-11.

Кроме того, в различных частях пачки в образцах 2-3, 2-4, 2-6, 2-7, 2-8 установлено присутствие радиоларий *Praeconocaryomma* sp., *Pentactinosphaera* sp., *Welirella* sp., *Plafkerium* sp., что, по мнению Л.И. Казинцовой, определяет ранне-среднетриасовый возраст этих кремней. Возраст пачки 3 на основе этих находок фауны радиоларий и конодонтов принят ранне-среднетриасовым.

Триасовый возраст кремней установлен и в восточных пластинах вблизи устья руч. Широкий, и эти кремни также отнесены нами к пачке 3. В образце

7-2 определены конодонты среднего триаса, анизия *Neogondolella* sp. cf. *N. bulgarica* Budurove et Stepanov и *Neospathodus* sp. cf. *N. timorensis* (Nogami), а также радиоларии *Acanthosphaera awaensis* Nakaseko et Nishimura, *Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko et Nishimura), *Pseudostylosphaera spinulosa* (Nakaseko et Nishimura), *Pseudostylosphaera tenue* (Nakaseko et Nishimura), *Triassocampe deweveri* (Nakaseko et Nishimura), *Yeharaia anulata* Nakaseko et Nishimura, *Yeharaia elegans* Nakaseko et Nishimura, которые указывают на средне-позднетриасовый (анизий-кар-

ний) возраст кремней образца 7-2. В образце 7-1 соседней пластины кремней определены конодонты *Misikella* sp. и *Neogondolella* sp., указывающие на норийский возраст. В образце 6-1 предположительно той же пластины кремней, смещенной поперечным разломом, обнаружены среднетриасовые конодонты *Enantiognathus* sp. cf. *E. zieglerei* (Diebel), *Prioniodina* sp. cf. *P. mulleri* Tatge, *Cypridodella* sp., *Neogondolella* sp., *Norigondolella* ? sp., *Chiosella* sp. а также радиолярия *Pseudostylosphaera japonica* (Nakaseko et Nishimura), известная в среднем и позднем (начало) триасе.

В следующей к западу пластине кремней, у ее восточного ограничения в образце 5-1 определены конодонты позднего карния–раннего нория *Metapolygnathus* sp. cf. *M. primitiva* (Mosher), *Mockina* sp. cf. *M. postera* (Kozur et Mostler), а в образце Я-2 радиолярии *Triassocampe* sp. анизия–нория. В западном краю этой пластины в образце Я-3 обнаружены радиолярии *Parahsuum simplum* Yao, *Parahsuum* sp. cf. *P. ovale* Hori et Yao, *Praeconocaryomma parviamma* Pessagno et Poisson, *Katroma* sp., которые определяют раннеюрский, плинсбах-тоарский возраст кремней. Позднетриасовые–раннеюрские кремни этой пластины отнесены нами к пачке 4.

Из ороговикованных ленточных кремней в центральной части базальтовой пачки 5 в образце Я-12 удалось опознать лишь наименее затронутую изменениями радиолярию *Praeconocaryomma parviamma* Pessagno et Poisson раннеюрского, плинсбах-тоарского возраста. Это указывает на близкий возраст как подстилающих, так и перекрывающих базальтов и представляет единственный случай их надежно установленной стратиграфической позиции в изученном разрезе.

В расположенной западнее пластине кремней, отнесенных нами к пачке 6, в образцах 4-2 и 4-3 с западного края пластины Л.И. Казинцовой определены радиолярии *Hsuum lupheri* Pessagno et Whalen, *Gongylothorax favosus* Dumitrica, *Tricolocapsa plicarum* Yao, *Parvicingula elegans* Pessagno et Whalen, *P. vera* Pessagno et Whalen среднеюрского, байос-келловейского возраста. Это наиболее молодая возрастная датировка кремней изученного кремнисто-вулканогенного разреза. Полный возрастной диапазон кремней устанавливается в пределах от поздней перми до средней юры, по крайней мере, до байоса. Мы полагаем, что базальты с прослоями раннеюрских кремней вместе с наиболее молодыми среднеюрскими кремнями дважды повторены в изученных обнажениях, хотя это предположение базируется лишь на общем их сходстве.

Наиболее молодые среднеюрские радиолярии установлены в туфоалевролитах пачки 8. В их

восточной пластине радиолярии относительно хорошей сохранности обнаружены в трех образцах. В образце Я-6 определены *Cyrtocapsa mastoidea* Yao, *Parahsuum officerense* (Pessagno et Whalen), *Stichocapsa japonica* Yao, *Transhsuum brevicostatum* gr. (Ozoldova), *Transhsuum* sp. cf. *T. hisuikyense* (Isozaki et Matsuda), *T. maxwelli* gr. (Pessagno), *Tricolocapsa* sp. cf. *T. plicarum* Yao, *Tricolocapsa* sp. cf. *T. fusiformis* Yao, *Unuma latusicostatus* (Aita), *U. typicus* Yao, *Unuma* sp. cf. *U. echinatus* Ichikawa et Yao. Возраст этих радиолярий среднеюрский, байосский, он соответствует радиоляриевым зонам 3-4 шкалы UAZ95 [12]. В образце Я-7 определены *Stichocapsa* sp. cf. *S. japonica* Yao, *Transhsuum brevicostatum* gr. (Ozoldova), *T. maxwelli* gr. (Pessagno), *Tricolocapsa* sp. cf. *T. fusiformis* Yao, *Tricolocapsa* sp. cf. *T. tetragona* Mat-suoka, *Unuma latusicostatus* (Aita), возраст которых среднеюрский, позднебайосский–раннебатский, соответствующий радиоляриевой зоне 5 шкалы UAZ95 [12]. В образце Я-11 присутствуют *Transhsuum maxwelli* gr. (Pessagno), *Stichocapsa* sp. E sensu Baumgartner et al., 1995, *Tricolocapsa plicarum plicarum* Yao, что определяет его позднебайосский–раннебатский возраст, соответствующий радиоляриевой зоне 5 шкалы UAZ95. Таким образом, в этой пластине возраст туфоалевролитов установлен в диапазоне от байоса до раннего бата. В верхней части пачки туфоалевролитов отмечаются туфопесчаники.

Близкий возраст установлен для туфоалевролитов пачки 8 в их западной пластине, граничащей с пластиной пермских кремней. Эти туфоалевролиты предположительно залегают на гиалокластитах пачки 7, хотя и отделены тектоническим нарушением. В образце Я-18 определены *Emiluvia pessagnoii* s.l. Foreman, *Paronaella mulleri* Pessagno, *Mirifusus* sp. cf. *M. fragilis* s.l. Baumgartner, *Transhsuum maxwelli* gr. (Pessagno), *T. hisuikyense* (Isozaki et Matsuda), *Acaenotylopsis variatus variatus* (Ozoldova), которые указывают на среднебатский–раннекелловейский возраст этого образца, соответствующий радиоляриевым зонам 6-7 шкалы UAZ95. Возраст туфоалевролитов пачки 8 из обеих тектонических пластин лежит в интервале от байоса до среднего бата–раннего келловея.

Полученные нами возрастные датировки отложений якчинской толщи лежат в гораздо более широком геохронологическом интервале (поздняя пермь–средняя юра) по сравнению с принятым ранее (триас, карний). Их распределение вдоль изученного профиля показывает значительную нарушенность стратиграфической поледовательности отложений и тектоническое совмещение разновозрастных ее частей, в том числе, самых древних с самыми молодыми. Это подтверждает нашу точку зрения о тектоническом че-

редовании различных фрагментов якчинской толщи в крутозалегающих тектонических пластинах. Количество полученных возрастных датировок оказалось достаточным для восстановления полной и практически непрерывной последовательности напластования осадочных пород из ее разобщенных фрагментов (рис. 3 Б). В низах последовательности лежат темно-серые ленточные и массивные кремни верхней перми (около 30 м), которые сменяются кремнистыми аргиллитами с прослоями углеродистых кремней и аргиллитов (30–35 м), а затем – темно-серыми ленточными и массивными кремнями раннего-среднего триаса (около 50 м). Разрез наращивается кремнями среднего триаса–средней юры, байоса (около 100 м). Хотя возраст наиболее молодых кремней определен в достаточно широком интервале байоса–келловей, мы ограничиваем хроностратиграфический диапазон кремнистой части разреза байосом, так как на это время приходится и начало накопления туфоалевролитов. Верхи осадочной последовательности (средняя юра, байос – бат–келловей) сложены туфоалевролитами (около 100 м) с прослоями туфопесчаников в их верхней части. Как видно, большая часть установленного хроностратиграфического диапазона приходится на кремнистые отложения толщи. Стратиграфическая колонка кремнисто-вулканогенных отложений, построенная с учетом полученных возрастных датировок (рис. 3 Б), отличается от выстроенной [4] традиционным способом (рис. 3 В) иным расположением одних и тех же пачек вулканитов и кремней в вертикальной последовательности, а также присутствием туфоалевролитов в ее верхней части. Положение вулканических пород в этой последовательности проблематично и рассматривается в отдельном разделе ниже.

Помимо основной задачи восстановления стратиграфической последовательности, возрастные датировки подсказали решение и более частной дилеммы структурного характера. При субвертикальном залегании тектонических пластин определение вергентности и изначальной полярности надвигов часто является проблематичным. Одним из возможных индикаторов направленности надвигообразования может служить положение кровли отложений относительно их подошвы, т.е. направления омоложения осадочной последовательности внутри тектонических пластин. Полученные нами возрастные данные указывают на омоложение отложений в западном направлении в западной пластине (группе пластин), сложенной кремнистыми отложениями пачек 1–3, а также в пластинах, сложенных пачками 4 и 8, в восточной части обнажений. При условии отсутствия наложенной складчатости предпочтительным является восточное направление надвигания пластин, что совпадает с

представлениями о субдукционной аккреции для юрской аккреционной призмы Сихотэ-Алиня.

Положение в разрезе и возраст базальтов

Отсутствие ненарушенных стратиграфических контактов базальтов с осадочными породами в большинстве случаев не позволяет установить их стратиграфическую позицию и, соответственно, возраст. Единственным исключением являются базальты пачки 5, содержащие в своей средней части прослой кремней раннеюрского, плинсбах-тоарского возраста, который распространяется на подстилающие и перекрывающие базальты. Мы коррелируем с ней пачку 5а с аналогичными кремнями в ее средней части. Возраст базальтов пачки 3а, чередующихся с триасовыми кремнями пачек 3 и 4 в восточной части изученных обнажений, со значительной долей условности принят средне-позднетриасовым в предположении существования изначальных стратиграфических контактов, впоследствии затронутых тектоническими нарушениями. Гиалокластиты базальтов пачки 7 мы считаем наиболее молодыми вулканитами среднеюрского, байосского возраста, предполагая их залегание на наиболее молодых среднеюрских кремнях пачки 6. С гиалокластитам параллелизуются базальты и базальтовые брекчии, слагающие самое мощное тело вулканитов (пачка 7а) на западе, что базируется на их петрохимическом сходстве/родстве. С ними пространственно связаны долериты пачки 7б. Эта схема положения базальтов с максимально широким диапазоном их распределения в стратиграфической колонке толщи является одним из возможных «рабочих» вариантов и носит предположительный характер. В то же время, у нас нет никаких структурно-геологических оснований исключать и крайне противоположный вариант, где все вулканиты якчинской толщи синхронны и являются продуктами одной магматической фазы, проявившейся в плинсбахе–тоаре. Петрогеохимические особенности вулканитов проливают свет на эту дилемму и говорят о предпочтительной разновозрастности вулканитов, формировавшихся в различных тектонических обстановках.

ПЕТРОГРАФИЯ И ПЕТРОГЕОХИМИЯ БАЗАЛЬТОВ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА

Петрографическая характеристика

Базальты, ассоциирующие с кремнями средне-позднетриасового возраста (пачка 3а, обр. Я-1), кристаллизованы и сложены плагиоклазом, который преобладает и образует удлиненные лейсты, и моноклинным пироксеном. Присутствуют также редкие кристаллы предположительно оливина, нацело замещенного серпентином и хлоритом с магнетитовым

ядром. Рудные представлены обильным магнетитом, образующим крупные кристаллы, реже встречен гематит.

В нижней части пачки 5 базальты (обр. Я-41, Я-41/1) раскристаллизованы, имеют облик порфировидных долеритов, сложены плагиоклазом, моноклинным пироксеном и титаномагнетитом в основной массе и во вкрапленниках. Вторичные минералы представлены преимущественно кальцитом, по титаномагнетиту развивается лейкоксен. В верхней части пачки 5 (обр. Я-13) раскристаллизованность базальтов уменьшается, появляется буро-зеленое вулканическое стекло с обильной магнетитовой сыпью, а в минеральном составе преобладают удлиненные лейсты альбитизированного плагиоклаза.

Раннеюрские базальты пачки 5а характеризуются спилитовым обликом. Это чаще порфиновые, реже афировые породы. Во вкрапленниках обычно присутствует плагиоклаз, реже встречается моноклинный пироксен. Основная масса сложена стеклом, лейстами плагиоклаза, мелкими выделениями магнетита и криптокристаллической массой темноцветного минерала. Вторичные минералы представлены альбитом по плагиоклазу, кальцитом, хлоритом, развивающимися по породной массе, а также по трещинам, выполняющими миндалины (обр. Я-39, Я-40). В спилитах верхней части пачки 5а (обр. Я-36, Я-37) вкрапленники очень редки и представлены таблитчатыми плагиоклазом и нацело замещенным темноцветным минералом. Это практически афировые лавы, сложенные спутанно-волокнистыми и игольчатыми лейстами альбитизированного плагиоклаза в хлоритизированном стекле и магнетитовом цементе. В целом, в пачках 5 и 5а намечается уменьшение степени кристалличности вверх по разрезу, ее изменение устанавливается на уровне слоев кремней.

Базальты предположительно среднеюрского, байосского возраста представлены лавобрекчиями и гиалокластитами пачки 7, сложенными в обр. Я-35 бурым стеклом с обломками долеритов, базальтов с удлиненными лейстами плагиоклаза, гиалобазальтов, измененных кристаллов плагиоклаза и моноклинного пироксена. В породах имеются миндалины, выполненные хлоритом.

С базальтами пачки 7 петрогеохимически сходны базальты пачки 7а. Нижняя часть пачки 7а сложена лавами (обр. Я-29, Я-28, Я-25), а верхняя – лавобрекчиями (обр. Я-22). Базальты основания пачки (обр. Я-29) представлены раскристаллизованными разновидностями долеритового облика. В минеральном составе обычно преобладает плагиоклаз, обязательно присутствуют моноклинный пироксен и рудные минералы. Плагиоклаз образует удлиненные

лейсты, реже – таблитчатые кристаллы, преимущественно альбитизированные. Основным представителем темноцветных минералов является моноклинный пироксен – авгит, частично замещаемый вторичными минералами. В редких случаях встречается биотит. Рудные минералы представлены магнетитом, титаномагнетитом (лейкоксенизированным). Вторичные минералы представлены кальцитом, хлоритом, лейкоксеном.

В средней части потоковых базальтов проявлены авгититы (обр. Я-28), главным минералом которых является моноклинный пироксен, погруженный в зеленое стекло. Плагиоклаз в авгититах отсутствует, зато появляются редкие вкрапленники нацело замещенного оливина, по которому развиваются серпентин и кальцит, окруженные хлоритовой оторочкой. Хлорит также выполняет редкие миндалины. Магнетит имеет игольчатые формы. В вышележащих базальтах (обр. Я-25), контактирующих с рассланцованными лавобрекчиями, на петрографическом уровне также наблюдаются следы тектонического воздействия: подавленность и мозаичность погасания темноцветных минералов. Над потоковыми базальтами залегают рассланцованные лавобрекчии (обр. Я-22) с обломками базальтов, а также кристаллов преимущественно плагиоклаза, моноклинного пироксена, реже роговой обманки.

Западнее пачки 7а залегают долериты пачки 7б (обр. Я-23, Я-24), которые рассматривались [4, 5] как субвулканическое тело триасового возраста. Они представлены раскристаллизованными разновидностями, сложенными плагиоклазом, моноклинным пироксеном, редко встречается биотит. Рудный минерал – магнетит; вторичные минералы – хлорит, хлорит-пеннин. В биотитсодержащих разновидностях (Я-24) добавляются вторичные альбит и кальцит, который также выполняет миндалины, а содержание магнетита заметно уменьшается.

В итоге, по петрографическим характеристикам базальты подразделены на три группы:

раскристаллизованные базальты с долеритовой структурой пачки 3а предположительно триасового возраста, нижних частей раннеюрских пачек 5 и 5а (где они имеют порфировидную структуру), а также пачки 7б;

базальты спилитовой структуры верхних частей раннеюрских пачек 5 и 5а;

авгититы, слагающие потоки средней части пачки 7а предположительно среднеюрского возраста.

Петрогеохимическая характеристика

Петрогеохимическая характеристика базальтов основывается на аналитических данных, представлен-

ных в таблице. Петрогенные элементы определялись рентгенофлуоресцентным методом в СВКНИИ, г. Магадан (аналитик Мануилова В.И.). На редкие и редкоземельные элементы образцы анализировались в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на масс-спектрометре Elan DRC II Perkin Elmer (США) (аналитики Д.В. Авдеев, Л.С. Бокоренко, В.Е. Зазулина). Предварительное кислотное разложение в микроволновом поле производилось по методическим приемам согласно [32], для градуировки прибора использовались многоэлементные растворы производства Перкин Элмер, в качестве внутреннего стандарта – изотоп ксенона ^{129}Xe , содержащийся в аргоне. При построении диаграмм сумма петрогенных элементов приводилась к 100 %.

По соотношению кислотности и щелочности все изученные вулканиды якутской толщи классифицируются как базальты и трахибазальты (гавайиты) ($44\% < \text{SiO}_2 < 50\%$, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 3\text{--}7\%$) (рис. 5 А, Б) К-На серии ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 0.4$) (рис. 5 В). При этом базальты раннеюрской части разреза характеризуются большей щелочностью (за счет натрия) и, соответственно, меньшими отношениями $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$. Кроме того, эти базальты отличаются более низкими содержаниями TiO_2 и P_2O_5 (рис. 5 Г), особенно порфиоровые спилитовые базальты нижней части пачки 5а. На парной диаграмме $\text{TiO}_2\text{--P}_2\text{O}_5$ намечается тренд прямой корреляции и роста содержаний в последовательности: раннеюрские порфиоровые спилитовые базальты нижней части пачки 5а – остальные базальты пачки 5 – базальты средней юры – триасовые базальты (рис. 5 Г). Раннеюрские базальты также являются более глиноземистыми ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 15\text{--}20\%$) по сравнению со среднеюрскими и триасовыми ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 9\text{--}15\%$). Содержание $\text{FeO}_{\text{сум.}}$ укладывается в интервал 9–14 %, лишь среди долеритов пачки 7б отмечено аномально высокое содержание $\text{FeO}_{\text{сум.}}$, что является следствием повышенного содержания магнетита (рис. 5 Д). Содержания MgO изменяются в пределах 5–8 %, но есть разновидности с повышенными содержаниями (9–11.5 %) – это триасовые базальты и часть среднеюрских (рис. 5 Е). Содержания СаО имеют большой разброс, что может быть связано с различной степенью проявленности вторичных изменений.

Для реконструкции обстановок формирования базальтов якутской толщи крайне важно распре-

ление редкоземельных и редких элементов. На спайдер-диаграмме содержаний РЗЭ, нормированных по составу хондрита (рис. 6 А), графики исследуемых базальтов располагаются между эталонными графиками для базальтов типа E-MORB и OIB, причем наблюдается последовательное возрастание степени обогащения в ряду: раннеюрские порфиоровые базальты – спилитовые афировые базальты нижней части пачки 5а – базальты верхней части пачки 5а – базальты нижней части пачки 5 – базальты верхней части пачки 5 (то есть в пачках 5 и 5а наблюдается рост степени обогащения вверх по разрезу, причем намечается надстраивание пачки 5а пачкой 5) – базальты средней юры (включая гиалокластиты пачки 7 и базальты пачек 7а и 7б) – триасовые базальты пачки 3а. Графики имеют слабый отрицательный наклон, более крутой для среднеюрских и триасовых базальтов и более пологий – для раннеюрских. Обогащение легкими РЗЭ для раннеюрских базальтов составляет 20–70 раз, для триасовых и среднеюрских – 90–170 раз; к области тяжелых РЗЭ кривые сближаются и демонстрируют обогащение в 10–20 раз. В районе Nb-Ta графики сходятся и даже пересекаются, что подчеркивает подобие графиков раннеюрских базальтов графику базальтов типа E-MORB, а графиков среднеюрских и триасовых базальтов – графику базальтов типа OIB (рис. 6 А).

Спайдер-диаграммы содержаний редких элементов, нормированных по хондриту (рис. 6 Б–Г), демонстрируют обогащение в 10–100 раз: максимальное – для триасовых, высокое – для среднеюрских, меньшее – для раннеюрских базальтов, причем в последних минимальное – в спилитовых базальтах нижней части пачки 5а. Графики располагаются между эталонными для базальтов типа OIB и E-MORB, причем к первому приближены графики триасовых и среднеюрских базальтов (рис. 6 В), ко второму – раннеюрских (рис. 6 Г). Характер распределения редких элементов в триасовых базальтах сходен с таковым в OIB, в среднеюрских – отличается наличием минимумов для Zr и Hf, наиболее ярко проявленных в долеритах пачки 7б, а также Sr (рис. 6 В). Распределение элементов в раннеюрских базальтах, наоборот, характеризуется максимумом для Sr, также имеются максимумы для K, Rb, а минимумы для Zr и Hf выражены слабо (рис. 6 Г).

Примечание к таблице. Анализы петрогенных элементов произведены в лаборатории рентгеноспектрального анализа СВКНИИ, г. Магадан, аналитик Мануилова В.И. (Fe_2O_3 со звездочкой – железо в форме Fe_2O_3) и в лаборатории физико-химических методов исследования ИТиГ ДВО РАН методом «мокрой химии» (железо в форме Fe_2O_3 и FeO), аналитик Зазулина В.Е., содержания – в %. Анализы редких элементов произведены в Хабаровском инновационно-аналитическом центре ИТиГ ДВО РАН, аналитики Авдеев Д.В., Бокоренко Л.С., Зазулина В.Е., содержания – в г/т. н.о – не определялось, прочерк – ниже пределов обнаружения.

Таблица. Химический состав базальтов якчинской толщи.

образец пачка	Я-1	Я-13	Я-22	Я-23	Я-24	Я-25	Я-25/1	Я-28	Я-29	Я-29/1	Я-35	Я-36	Я-37	Я-39	Я-40	Я-41	Я-41/1
	3а	5	7а	7б	7б	7а	7а	7а	7а	7	7	5а	5а	5	5	5	5
возраст (?)	T ₂₋₃			J ₂				J ₁									
SiO ₂	43.16	47.38	43.73	43.90	47.70	47.34	47.22	42.71	47.07	47.02	46.48	47.09	46.92	44.23	45.96	45.78	45.18
TiO ₂	4.00	2.70	3.71	3.50	2.45	3.11	3.72	3.22	3.18	3.19	2.61	2.02	1.78	1.43	1.35	2.22	2.24
Al ₂ O ₃	8.59	15.27	10.35	12.62	15.49	10.72	10.58	13.60	12.45	12.47	11.33	17.75	18.16	18.88	19.69	15.67	15.41
Fe ₂ O ₃	8.58	10.92	3.91	7.58	3.00	5.15	5.39	13.06*	12.39*	12.45*	12.14*	13.12*	12.38*	10.94*	9.88*	8.93*	8.59*
FeO	5.60	3.77	9.10	11.93	8.05	8.69	8.84										
MnO	0.08	0.09	0.10	0.13	0.12	0.16	0.07	0.18	0.15	0.15	0.17	0.13	0.18	0.18	0.16	0.23	0.23
MgO	9.15	6.44	10.66	7.49	7.19	10.17	10.40	6.98	6.74	6.75	9.69	4.88	5.42	6.94	6.20	5.23	5.29
CaO	10.91	5.46	11.18	6.59	7.42	9.35	9.84	11.33	10.90	10.95	8.71	3.78	5.43	7.89	8.37	9.48	10.42
Na ₂ O	3.27	4.12	2.33	3.15	4.79	2.85	2.76	3.64	3.72	3.64	2.88	4.63	4.86	3.64	3.42	4.88	4.74
K ₂ O	0.64	0.56	0.56	0.54	1.43	0.81	0.80	0.82	0.91	0.91	1.02	1.77	0.64	0.42	0.71	0.98	0.95
P ₂ O ₅	0.58	0.27	0.25	0.41	0.52	0.33	0.32	0.40	0.43	0.42	0.34	0.31	0.25	0.14	0.12	0.25	0.25
п.п.п	0.01	н.о.	0.01	н.о.	0.05	н.о.	0.03	4.02	2.04	2.03	4.54	4.50	4.03	5.29	4.11	6.33	6.69
Сумма	94.56	96.98	95.88	97.84	98.16	98.68	99.94	99.96	99.97	99.97	99.91	99.99	100.05	99.97	99.97	99.96	99.97
Sc	34.52	35.87	39.34	32.13	32.13	34.85		29.22	24.93	23.95	21.11	31.04	31.58	25.82	23.55	29.06	29.06
Rb	37.13	10.55	14.48	12.73	12.73	18.67		13.22	8.26	8.52	22.72	26.38	7.00	5.08	9.07	21.77	21.77
Sr	674.73	423.21	416.83	328.37	328.37	353.60		199.45	867.78	80.72	376.49	439.70	425.68	424.35	558.87	410.26	410.26
Y	34.65	37.58	25.89	37.16	37.16	25.78		23.89	22.62	22.49	20.30	31.39	25.50	18.25	17.11	28.80	28.80
Zr	295.64	166.24	98.47	55.99	55.99	185.96		216.16	215.72	213.85	169.35	140.07	107.82	94.48	67.75	134.82	134.82
Nb	50.61	14.82	23.78	40.37	40.37	27.14		40.39	41.54	42.15	34.76	12.69	10.50	8.37	7.37	17.81	17.81
Cs	12.37	0.60	1.00	0.28	0.28	0.82		5.56	0.06	0.06	2.18	1.47	0.40	0.4	0.60	1.90	1.90
Ba	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.		77.14	164.34	156.32	253.00	116.23	331.58	53.71	131.19	201.21	201.21
La	38.48	16.35	20.00	31.08	31.08	24.71		29.43	29.27	29.71	26.73	11.56	9.12	6.79	6.23	13.13	13.13
Ce	86.05	38.24	47.07	66.84	66.84	55.33		63.55	63.23	63.91	57.74	28.07	22.05	16.60	15.29	30.63	30.63
Pr	11.44	5.36	6.40	8.83	8.83	7.31		7.69	7.66	7.80	6.89	3.77	3.06	2.36	2.19	4.18	4.18
Nd	49.75	24.09	27.76	37.81	37.81	30.83		33.77	34.15	33.79	29.39	18.77	15.05	11.69	10.60	20.09	20.09
Sm	11.51	6.25	6.53	9.19	9.19	6.82		7.07	7.15	7.02	6.10	4.84	3.87	3.09	2.90	4.96	4.96
Eu	3.54	2.09	2.17	2.67	2.67	2.15		2.26	2.23	2.22	1.85	1.67	1.39	1.12	1.07	1.74	1.74
Gd	11.65	7.19	6.83	9.68	9.68	7.11		8.10	7.89	7.89	7.01	6.35	5.10	3.96	3.62	6.40	6.40
Tb	1.56	1.16	0.98	1.41	1.41	0.99		1.03	0.98	0.99	0.87	0.94	0.75	0.58	0.54	0.96	0.96
Dy	7.42	6.61	5.10	7.25	7.25	5.05		5.52	5.30	5.29	4.69	5.81	4.81	3.74	3.48	5.98	5.98
Ho	1.19	1.26	0.88	1.24	1.24	0.86		0.97	0.92	0.92	0.81	1.17	0.96	0.72	0.69	1.19	1.19
Er	2.93	3.01	2.32	3.30	3.30	2.25		2.52	2.39	2.36	2.22	3.30	2.75	2.02	1.94	3.37	3.37
Tm	0.37	0.53	0.32	0.45	0.45	0.30		0.30	0.28	0.27	0.26	0.43	0.36	0.26	0.25	0.46	0.46
Yb	2.07	3.16	1.81	2.59	2.59	1.71		1.98	1.82	1.77	1.70	2.87	2.38	1.77	1.71	3.05	3.05
Lu	0.28	0.47	0.27	0.36	0.36	0.25		0.26	0.23	0.23	0.22	0.41	0.34	0.25	0.24	0.44	0.44
Hf	6.97	4.23	2.96	1.71	1.71	4.49		4.94	4.75	4.82	4.02	2.95	2.48	1.89	1.63	3.09	3.09
Ta	3.45	1.14	1.78	2.66	2.66	2.00		1.94	1.88	1.88	1.31	-	-	-	-	-	-
Th	3.37	1.34	2.18	1.68	1.68	2.06		3.43	3.49	3.48	3.87	0.85	0.69	0.53	0.49	1.23	1.23

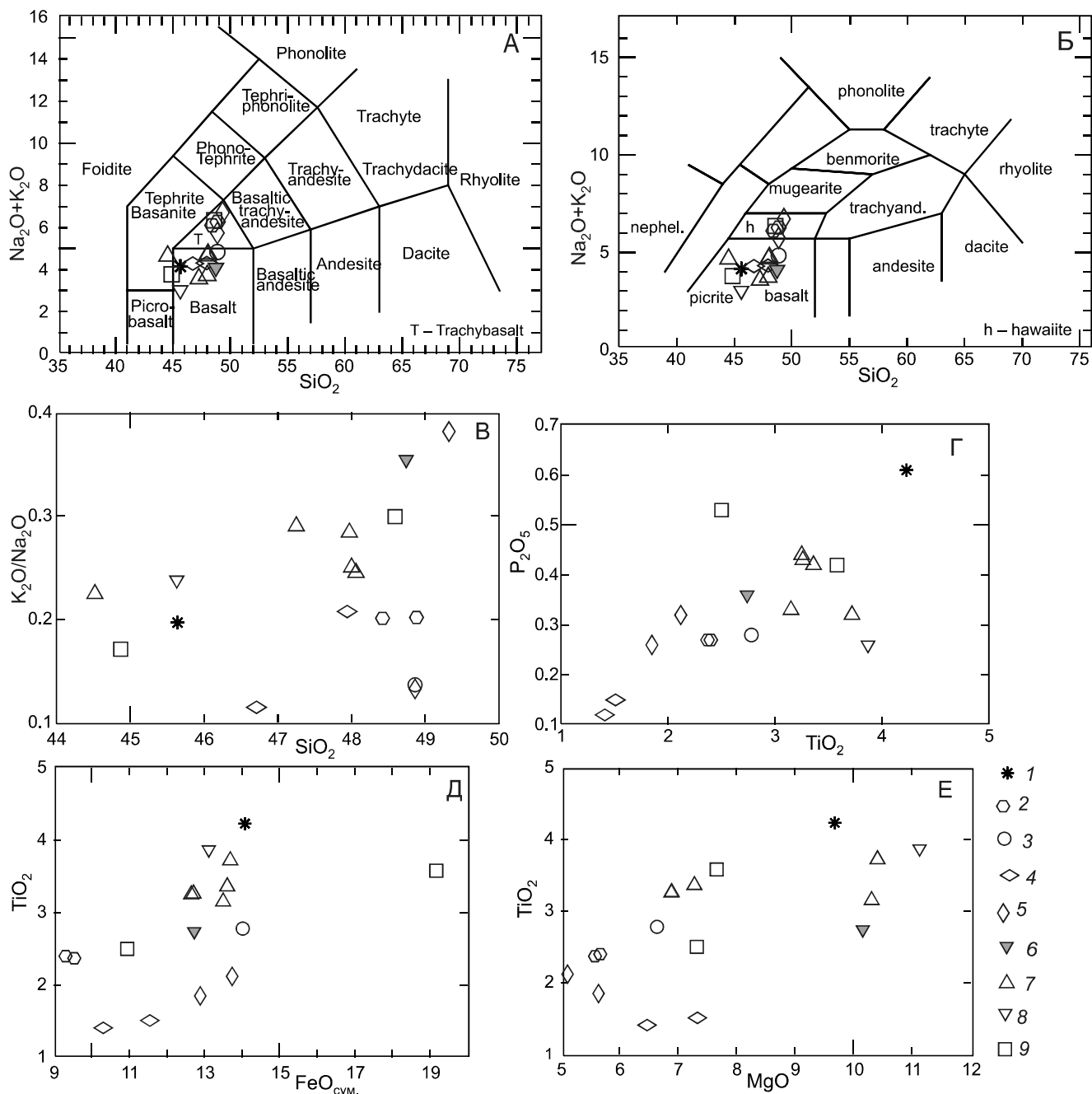


Рис. 5. Классификационные диаграммы $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$: А – по [23], Б – по [17], и парные диаграммы соотношений $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (В), TiO_2 с P_2O_5 (Г), $\text{FeO}_{\text{сум.}}$ (Д) и MgO (Е).

1 – позднетриасовые (?) базальты пачки 3а (обр. Я-1); 2–5 – раннеюрские базальты: 2–3 – пачки 5: 2 – порфировидные долериты (обр. Я-41, Я-41/1), 3 – афировые базальты (обр. Я-13); 4–5 – пачки 5а: 4 – спилиты порфировые (обр. Я-39, Я-40), 5 – спилиты афировые (обр. Я-36, Я-37); 6–8 – среднеюрские базальты: 6 – лавобрекчии и гиалокластиты пачки 7 (обр. Я-35), 7 – долериты (обр. Я-29), авгититы (обр. Я-28), базальты (обр. Я-25) пачки 7а, 8 – лавобрекчии и гиалокластиты (обр. Я-22) пачки 7а; 9 – долериты (обр. Я-23, Я-24) пачки 7б. Оксиды – в %.

Геодинамические условия формирования вулканитов реконструируются на основе петрогеохимических дискриминационных диаграмм. На диаграмме $\text{Zr}-\text{Ti}/100-\text{Y}\cdot 3$ (рис. 7 А) фигуративные точки базальтов располагаются в поле внутриплитных базальтов,

вне полей диаграммы остаются точки базальтов западного тела пачки 7б и связанных с ними лавобрекчий пачки 7а, что связано с малыми содержаниями в них циркона. На сходных диаграммах $\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Nb}/16$, $\text{Th}-\text{Hf}/3-\text{Ta}$ и $\text{Th}-\text{Zr}/117-\text{Nb}/16$, из которых приводит-

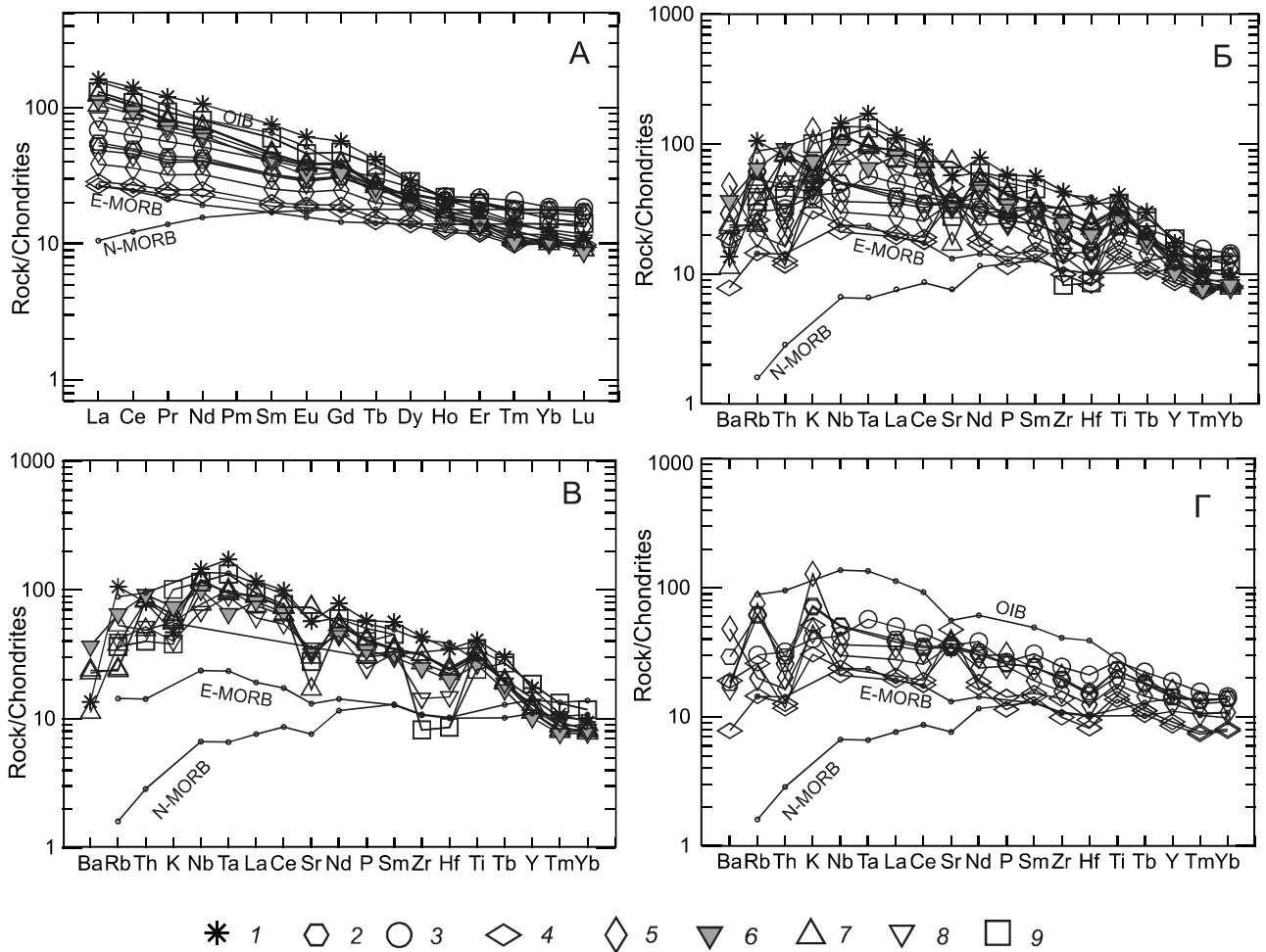


Рис. 6. Спайдер-диаграммы хондрит-нормированных содержаний: А – редкоземельных элементов, по [29], Б–Г – редких элементов, по [30]; Б – сводная диаграмма, В – диаграмма для триасовых и среднеюрских базальтов, Г – для раннеюрских базальтов.

1 – позднетриасовые (?) базальты пачки 3а (обр. Я-1); 2–5 – раннеюрские базальты: 2–3 – пачки 5: 2 – порфириовидные долериты (обр. Я-41, Я-41/1), 3 – афировые базальты (обр. Я-13); 4–5 – пачки 5а: 4 – спилиты порфириовые (обр. Я-39, Я-40), 5 – спилиты афировые (обр. Я-36, Я-37); 6–8 – среднеюрские базальты: 6 – лавобрекчии и гиалокластиты пачки 7 (обр. Я-35), 7 – долериты (обр. Я-29), авгититы (обр. Я-28), базальты (обр. Я-25) пачки 7а, 8 – лавобрекчии и гиалокластиты (обр. Я-22) пачки 7а; 9 – долериты (обр. Я-23, Я-24) пачки 7б.

ся последняя (рис. 7 Б), фигуративные точки располагаются в двух полях: раннеюрских базальтов – в поле базальтов типа E-MORB и внутриплитных толеитов, среднеюрских – в поле щелочных базальтов океанических островов (OIB), триасовых – на границе полей. На диаграммах $La/10-Y/15-Nb/8$ (рис. 7 В) и $Zr/4-Nb/2-Y$ (рис. 7 Г) базальты четко разделяются на две группы: среднеюрские и триасовые соответствуют внутриплитным преимущественно щелочным базальтам, а раннеюрские – базальтам типа E-MORB с переходом к внутриплитным толеитам. На диаграмме Al_2O_3/TiO_2-SiO_2 (рис. 7 Д) триасовые и среднеюрские базальты соответствуют базальтам типа OIB. Фигуративные точки раннеюрских базальтов смещаются к

границе полей OIB и MORB, причем точки базальтов нижней части пачки 5а располагаются уже в поле MORB. На диаграмме соотношения Gd и Yb (рис. 7 Е) отношение Gd/Yb в раннеюрских базальтах низкое и близко к величине Gd/Yb в плато-базальтах (порядка 1), при этом наблюдается рост содержаний Gd вверх по разрезу, что можно трактовать как обогащение в ходе эволюции вулканической островной структуры. Отношение Gd/Yb в триасовых и среднеюрских базальтах значительно выше и соответствуют таковому в базальтах типа OIB.

Соотношения Nb–Zr–Y (рис. 8) свидетельствуют о плюмовых источниках базальтов и указывают на формирование раннеюрских базальтов в пределах

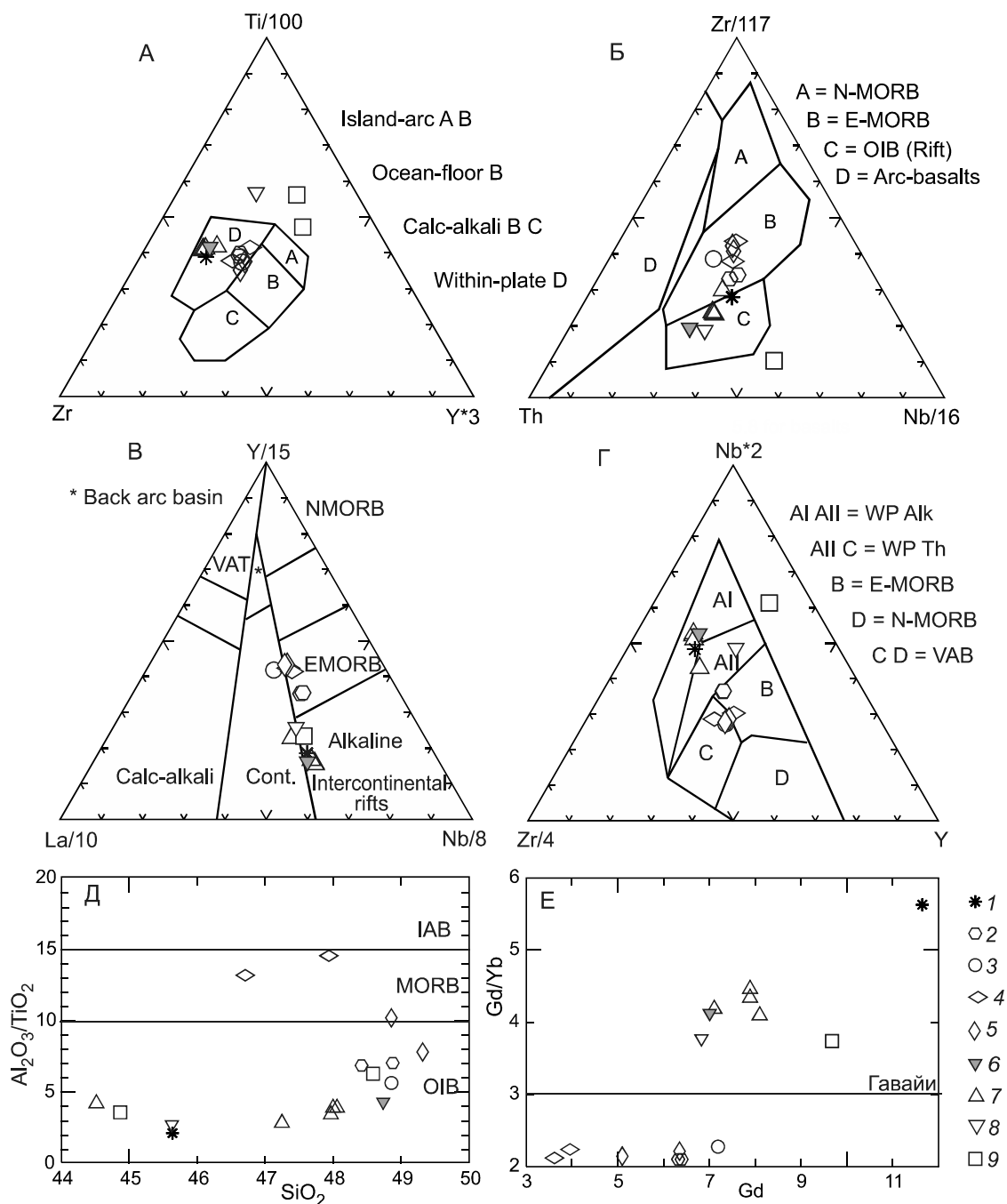


Рис. 7. Дискриминационные диаграммы.

А – Zr–Ti/100–Y·3, по [28]; Б – Th–Zr/117–Nb/16, по [31], обозначения полей: А – базальты типа N-MORB, В – базальты типа E-MORB и внутриплитные толеитовые, С – базальты внутриплитные щелочные, D – базальты вулканических дуг; В – La/10–Y/15–Nb/8, по [13], обозначения полей: VAT – островодужные толеиты, Calc-alkali – известково-щелочные базальты вулканических дуг, Back arc basin – базальты задуговых бассейнов, Alkaline – щелочные океанические базальты, Intercontinental rifts – базальты внутриконтинентальных рифтов, Cont. – континентальные базальты; Г – Zr/4–Nb·2–Y, по [26], обозначения полей: AI – внутриплитные щелочные базальты, AII – внутриплитные толеиты и внутриплитные щелочные базальты, В – E-MORB, D – N-MORB и базальты океанических дуг, С – внутриплитные толеиты и базальты океанических дуг; Д – Al_2O_3/TiO_2 – SiO_2 ; Е – Gd/Yb–Gd.

1 – позднетриасовые (?) базальты пачки 3а (обр. Я-1); 2–5 – раннеюрские базальты: 2–3 – пачки 5: 2 – порфиroidные долериты (обр. Я-41, Я-41/1), 3 – афировые базальты (обр. Я-13); 4–5 – пачки 5а: 4 – спилиты порфиroidные (обр. Я-39, Я-40), 5 – спилиты афировые (обр. Я-36, Я-37); 6–8 – среднеюрские базальты: 6 – лавобрекчии и гиалокластиты пачки 7 (обр. Я-35), 7 – долериты (обр. Я-29), авгититы (обр. Я-28), базальты (обр. Я-25) пачки 7а, 8 – лавобрекчии и гиалокластиты (обр. Я-22) пачки 7а; 9 – долериты (обр. Я-23, Я-24) пачки 7б.

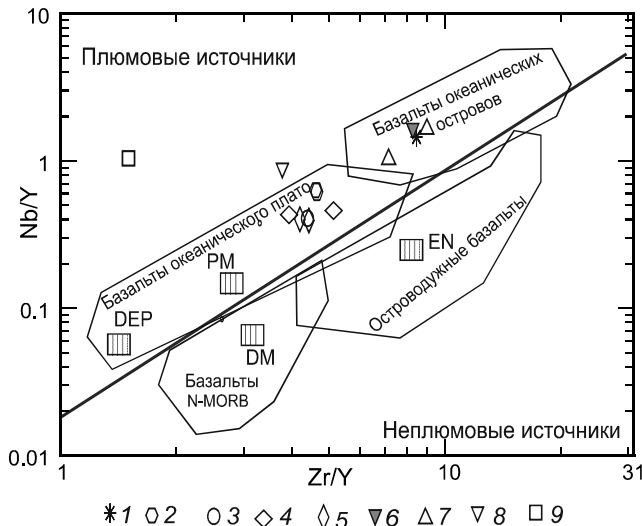


Рис. 8. Диаграмма Nb/Y – Zr/Y, по [16].

PM – примитивная мантия, DM – малоглубинная деплетированная мантия, EN – обогащенная мантия, DEP – глубинная деплетированная мантия.

1 – поздне триасовые (?) базальты пачки 3а (обр. Я-1); 2–5 – раннеюрские базальты: 2–3 – пачки 5: 2 – порфиридные долериты (обр. Я-41, Я-41/1), 3 – афировые базальты (обр. Я-13); 4–5 – пачки 5а: 4 – спилиты порфириновые (обр. Я-39, Я-40), 5 – спилиты афировые (обр. Я-36, Я-37); 6–8 – среднеюрские базальты: 6 – лавобрекчий и гиалокластиты пачки 7 (обр. Я-35), 7 – долериты (обр. Я-29), авгититы (обр. Я-28), базальты (обр. Я-25) пачки 7а, 8 – лавобрекчий и гиалокластиты (обр. Я-22) пачки 7а; 9 – долериты (обр. Я-23, Я-24) пачки 7б.

океанического плато, а триасовых и среднеюрских базальтов – на океанических островах. Положение двух точек вне выделенных полей (рис. 8) объясняется низким содержанием Zr (см. спайдер-диаграммы на рис. 6).

Тектонические обстановки формирования базальтов как отражение истории спрединга

Как выясняется, по петрогеохимическим характеристикам вулканыты якчинской толщи подразделяются на два типа: 1) базальты, близкие к E-MORB, и 2) внутриплитные базальты типа OIB. При принятом нами положении базальтов в разрезе намечается следующая смена обстановок их формирования. Предположительно триасовые базальты – это внутриплитные базальты типа OIB, причем наиболее обогащенные. Они формировались в обстановке внутриплитных океанических островов, значительно удаленных от центра спрединга. Раннеюрские базальты близки по петрогеохимическим характеристикам к E-MORB. Они наиболее сходны с обогащенными базальтами срединно-океанических хребтов, либо их можно параллелизовать с первичными плюмовыми толеитовыми базальтами океанических островов, приближен-

ных к океаническому хребту. Среднеюрские базальты сходны с OIB и формировались на океанических островах, удаленных от срединного хребта. В петрогеохимии юрских базальтов отражена история их отодвигания от хребта. Это отодвигание подчеркивается и оценкой мощности океанической литосферы на время излияния разновозрастных базальтов. Используя прямую корреляцию (рис 9 А) отношения Sm/Yb с мощностью литосферы, существовавшей во время формирования океанических базальтов [20], можно предполагать рост мощности океанической литосферы от минимальной (нулевой) в ранней юре (Sm/Yb = 1–2) при формировании базальтов пачек 5 и 5а, до ~ 40 км (Sm/Yb = 3) при формировании гиалокластитов, лавобрекчий и долеритов пачек 7, 7а и 7б (обр. Я-24, Я-23, Я-22, Я-35) и до более 50 км (Sm/Yb = 4) при формировании потоковых базальтов пачки 7а (обр. Я-25, Я-28, Я-29) в средней юре. По установленной зависимости мощности океанической литосферы от ее возраста [22], мощность литосферы около 40 и более 50 км достигается при ее возрасте в ~13 и ~22 млн лет (рис. 9 Б). Эти временные оценки соответствуют возрастной разнице среднеюрских и раннеюрских базальтов якчинской толщи, что означает их формирование в связи с одним и тем же спрединговым центром. Мощность литосферы при формировании поздне триасовых (?) базальтов пачки 3а (Sm/Yb = 5–6) оценивается в 90 км и более (рис. 9 А). Такая мощность океанической литосферы соответствует ее возрасту более 140 млн лет (рис. 9 Б). Даже при проблематичном (возможно и среднеюрском) возрасте этих базальтов очевидно, что они не имеют отношения к юрскому спредингу, поскольку такая мощность зародившейся в ранней юре литосферы была бы достигнута лишь к середине кайнозоя. Если принятый поздне триасовый возраст (~240 млн лет) базальтов пачки 3а верен, то их излияние происходило на фрагменте океанической литосферы, сформированном ~380 млн лет назад, в позднем девоне. При допущении среднеюрского возраста (~170 млн лет) этих базальтов, возраст подстилающей их литосферы следует считать позднекарбонным (~310 млн лет). Вероятно, что эта древняя (~310–380 млн лет) океаническая литосфера была рассечена спрединговым хребтом вблизи края Азиатского континента в ранней юре, незадолго до последовавшей в средней юре аккреции океанического материала.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И ЕЕ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В стратиграфии якчинской кремнисто-вулканогенной толщи отражена длительная (более 100 млн лет) история ее формирования, которая включает

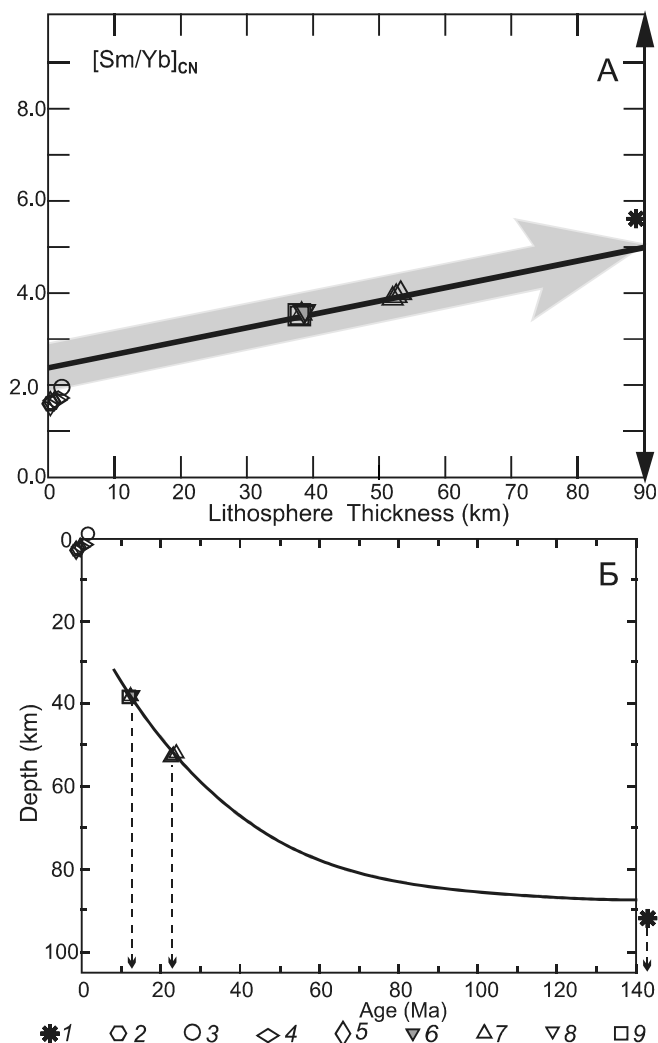


Рис. 9. А – диаграмма $[Sm/Yb]_{CN}$ –мощность литосферы, по [20], Б – глубина границы литосфера/астеносфера (\approx мощность литосферы) в зависимости от возраста литосферы, по [22].

1 – позднепермские (?) базальты пачки 3а (обр. Я-1); 2–5 – раннеюрские базальты: 2–3 – пачки 5: 2 – порфиридные долериты (обр. Я-41, Я-41/1), 3 – афировые базальты (обр. Я-13); 4–5 – пачки 5а: 4 – спилиты порфиридные (обр. Я-39, Я-40), 5 – спилиты афировые (обр. Я-36, Я-37); 6–8 – среднеюрские базальты: 6 – лавобрекчии и гиалокластиты пачки 7 (обр. Я-35), 7 – долериты (обр. Я-29), авгититы (обр. Я-28), базальты (обр. Я-25) пачки 7а, 8 – лавобрекчии и гиалокластиты (обр. Я-22) пачки 7а; 9 – долериты (обр. Я-23, Я-24) пачки 7б.

несколько значимых событий. В изученных обнажениях кремнистая седиментация устанавливается с поздней перми до средней юры, байоса. Длительное (около 100 млн лет) накопление кремней предполагается в пелагической области океана на значительном удалении от континентальных масс. В нижней части разреза пелагических отложений запечатлено одно из важных событий истории древнего океана. Между

позднепермскими (пачка 1) и ранне-среднетриасовыми кремнями (пачка 3) залегают темно-серые кремнистые аргиллиты мощностью 40–50 м (пачка 2). Аналогичные кремнистые аргиллиты близкой мощности характерны для конца перми и раннего триаса кремнистых разрезов юрских аккреционных комплексов Японии [21]. Отсутствие кремней в этом интервале длительностью около 13 млн лет интерпретируется как резкое снижение продуктивности радиолярий, что связывается с развитием продолжительного (около 20 млн лет) бескислородного события в океане Панталасса [21].

Кремнистая седиментация на удаленной от континента океанической плите возобновилась в среднем триасе и продолжалась до средней юры, байоса. Этот период истории океанической плиты ознаменован эпизодами излияния внутриплитных базальтов. Наиболее ранний эпизод имел место, вероятно, в среднем-позднем триасе, когда базальты океанических островов (ОИВ) формировались на мощной (~90 км) и древней (~310–380 млн лет) океанической литосфере. Наиболее достоверно устанавливается излияние базальтов типа E-MORB в ранней юре, плинсбахе–тоаре, когда в периоды затишья вулканизма накапливались маломощные кремнистые отложения. Геохимические особенности этих базальтов указывают на их формирование на литосфере минимальной (нулевой) мощности вблизи или в пределах океанического хребта. Это дополняет историю спрединга в Палеоокеане и интерпретируется как расщепление древней океанической литосферы спрединговым центром, возникшим в ранней юре (~185 млн лет назад). Этот спрединговый хребет, по-видимому, располагался в относительной близости к континентальной окраине Азии. Последовавшее за этим магматическим событием накопление кремней в ранней и средней юре протекало на фрагментах как древней, так и вновь формирующейся океанической литосферы. Последний эпизод внутриплитного вулканизма предполагается в средней юре, байосе (~169 млн лет назад), когда сформировались базальты, их лавобрекчии и гиалокластиты пачек 7 и 7а и связанные с ними долериты пачки 7б. Формирование этих вулканитов происходило на фрагменте молодой океанической литосферы, мощность которой достигла 40–50 км.

Завершающий этап истории седиментации (средняя юра, байос – бат–келловей) проявлен в накоплении пачки туфоалевролитов (около 100 м) с прослоями туфопесчаников в ее верхней части. Эта седиментация связана с вулканической деятельностью предположительно на конвергентной границе океанической и континентальной плит и отражает окон-

чательное приближение океанической плиты к зоне субдукции. Возможным местом накопления туфогенно-обломочных отложений является фронтальная часть глубоководного желоба. Аккреция океанического материала произошла вскоре после накопления этих отложений, и возраст эпизода аккреции можно оценить как постсреднебятский–раннекеловейский. Таким образом, во второй половине средней юры к континентальной окраине был аккрецирован материал верхнего слоя океанической плиты, формировавшийся на протяжении около 100 млн лет не только в разных частях океана, но и на разных фрагментах океанической литосферы резко различного возраста. В аккреционный комплекс были включены верхние части (верхняя пермь–средняя юра) осадочного слоя древней океанической литосферы, а также ранне-позднеюрские осадочный слой и базальты молодой океанической литосферы. При этом основной объем аккрецированного материала приходится на внутриплитные вулканы, фрагменты вулканических построек, выраженных в рельефе океанического дна.

Особенностью изученной последовательности отложений является то, что в кровле кремней отсутствуют кремнистые алевропелиты. Эти характерные гемипелагические отложения обычно венчают кремнистые разрезы аккреционных комплексов и отражают приближение океанической плиты к зоне субдукции [24, 25]. Вероятно, гемипелагическая седиментация в этой части океана была подавлена последней вспышкой вулканизма и формированием базальтовых гиалокластитов, перекрывающих наиболее молодые кремни.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ

Постсреднебятский–раннекеловейский возраст эпизода аккреции отложений якчинской толщи представляет первую возрастную оценку для западной и предположительно наиболее древней аккрецированной части Хорско-Тормасинской подзоны. Близкий возраст аккреции установлен для Бреевской тектоно-стратиграфической единицы Эльдовакского субтеррейна Самаркинского террейна в его южной части в Приморье [7]. При этом стратиграфическая последовательность Бреевской тектоно-стратиграфической единицы начинается со среднетриасовых кремней и не содержит вулканических пород. Эта тектоно-стратиграфическая единица [7] соответствует части Тудовакского комплекса [2] Самаркинского террейна в Приморье, в котором известны щелочные внутриплитные базальты. Упомянутые тектонические элементы находятся в пределах юго-восточной части Самаркинской структурно-формационной подзоны используемого нами

геолого-структурного районирования [9, 10]. Таким образом, юго-восточный фрагмент Самаркинской и западный фрагмент Хорско-Тормасинской структурно-формационных подзон были аккрецированы в близкое время в конце средней юры. Эта корреляция с учетом ранее полученных возрастных датировок аккреции (рис. 10) позволяет уточнить тектоническую зональность юрского аккреционного комплекса Сихотэ-Алиня (рис. 11). Наиболее молодая Катэнская тектоно-стратиграфическая единица прилегающей с востока Анюйской подзоны была аккрецирована в конце поздней юры [7]. Таким образом, аккреция образованной Хорско-Тормасинской подзоны длилась ~15 млн лет, начавшись в конце средней юры и завершившись к концу поздней юры.

ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ТЕКТОНИКИ РЕГИОНА

Вновь полученные данные по стратиграфии и возрасту кремнисто-вулканогенных отложений якчинской толщи породили проблемы, требующие дальнейшего изучения и решения. Установленный нами возрастной диапазон отложений якчинской толщи перекрывает диапазон всех домеловых стратиграфических подразделений, выделенных ранее [5] в Хорско-Тормасинской подзоне. При этом позднепермский–среднеюрский диапазон только кремнистой части толщи перекрывает триасово-раннеюрский диапазон всех толщ, содержащих в своем составе кремни: якчинской, томчинской, тормасинской и подинской. Совершенно очевидно, что существующая схема стратиграфического расчленения отложений Хорско-Тормасинской подзоны Центрально-Сихотэ-Алиньской СФЗ, построенная на редких находках фауны и с допущением возможности многократного переслаивания кремнистых и терригенных пород, нуждается в серьезной ревизии, которая невозможна без нового биостратиграфического исследования. Прежде всего, крайне важно точнее определить возрастные интервалы как кремнистых, так и терригенных отложений, включенных в другие толщи.

Возрастной диапазон якчинской толщи перекрывает и ранне-среднеюрский возраст хунгарийской свиты, прилегающей непосредственно с запада и сложенной алевролитами, песчаниками и туфами основного состава с редкими спилитами [5]. В алевролитах этой свиты найден *Mytilocerasmus cf. subporrectus* (Kon.) байос-батского возраста, чем устанавливается их разновозрастность с байос-келловейскими туфо-алевролитами, наиболее молодыми отложениями в составе якчинской толщи. Отложения хунгарийской свиты относительно небольшой (450 м) мощности, возможно, не только разновозрастны, но и фашиально

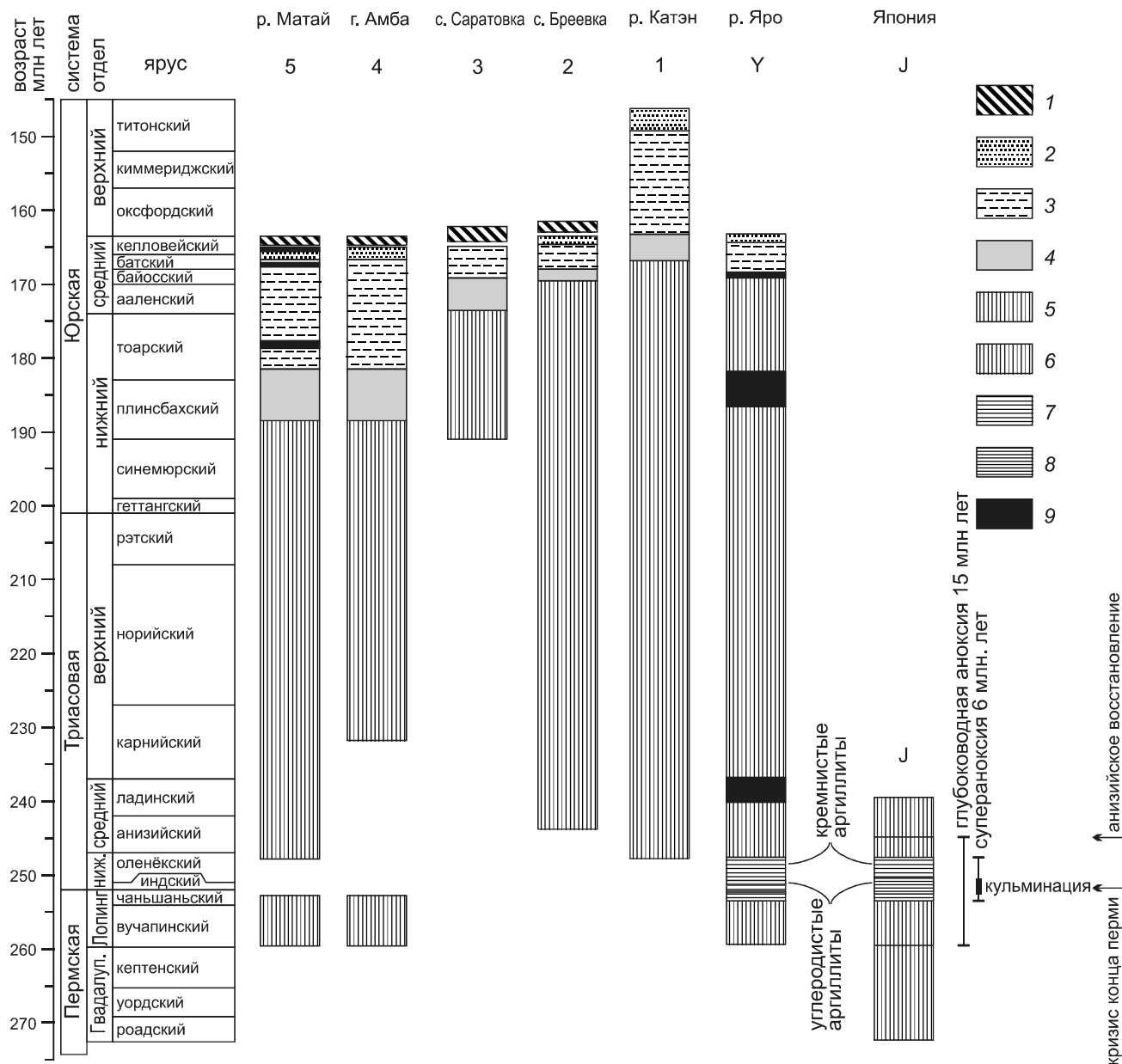


Рис. 10. Корреляция стратиграфической последовательности ячинской толщи (Y) с кремнисто-терригенными отложениями (1–5) других частей Самаркинского террейна [7] и фрагментом разреза конца перми–начала триаса юрской аккреционной призмы Японии (J), в котором запечатлено крупное бескислородное событие на границе перми и триаса [21]. Положение кремнисто-терригенных последовательностей Сихотэ-Алиня показано на рис. 11. Использована шкала геологического времени GTS 2015 [15].

1 – субдукционный меланж, 2 – песчаники, 3 – алевролиты и аргиллиты, 4 – кремнистые алевропелиты, 5 – кремни, 6 – темно-серые кремни, 7 – кремнистые аргиллиты, 8 – углеродистые аргиллиты, 9 – базальты.

близки туфоалевролитам ячинской толщи; их можно также рассматривать в качестве аккрецированных отложений глубоководного желоба.

Если находка среднеюрских иноцерамид в терригенных отложениях хунгарийской свиты понятна и объяснима в рамках модели среднеюрской аккреции, то нахождение позднепермской макрофауны, как и

содержащих ее терригенных отложений, в томчинской и тормасинской толщах [5] требует менее тривиального объяснения и достойно специального рассмотрения. Так, в песчаниках томчинской толщи обнаружены брахиопода *Holcorhynchia* cf. *gizhigensis* Dagys, двустворки *Halobia austriaca* Mojsisovics, *Oxytoma czekanowskii* Teller, а в конгломератах и песчаниках

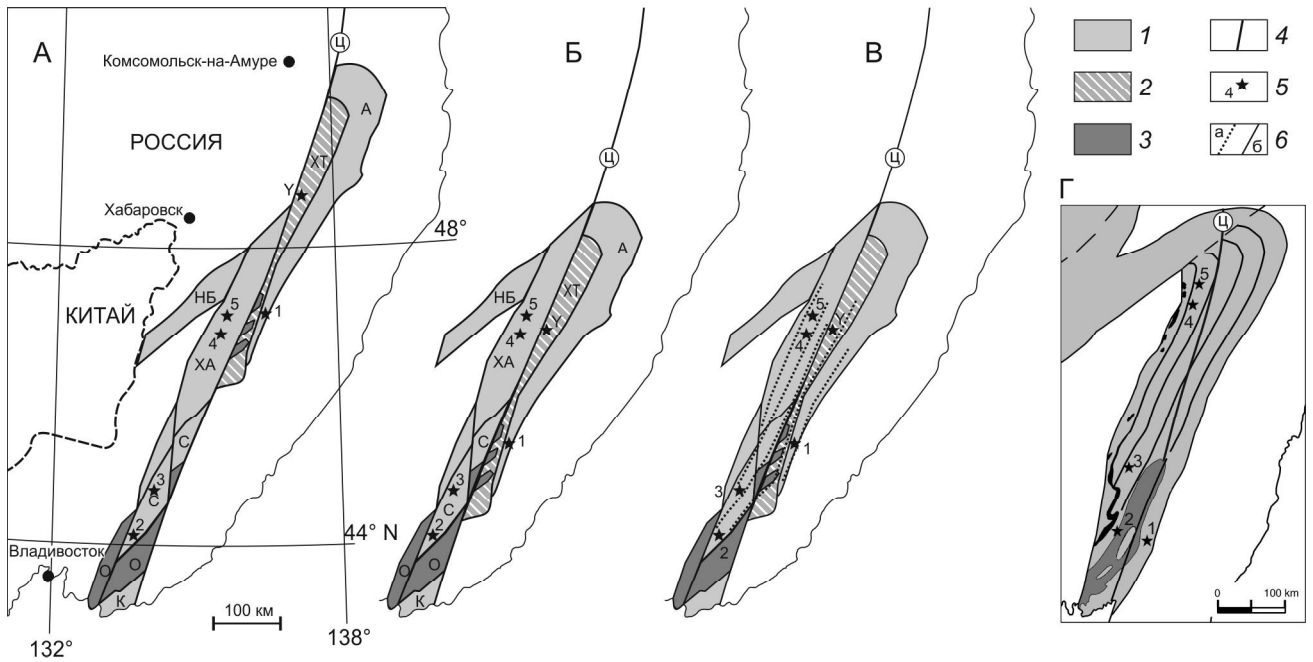


Рис. 11. Положение аккрецированных кремнисто-терригенных последовательностей, показанных на рис. 10, в современной (А) и реконструированной позиции, до смещения по Центрально-Сихотэ-Алинскому разлому (Б), а также палеотектоническая зональность авторов (В) и предложенная ранее [7] (Г).

Индексация последовательностей: Y – р. Яро, 1 – р. Катэн, 2 – с. Бреевка, 3 – с. Саратовка, 4 – г. Амба, 5 – р. Матай.

1–2 – Центрально-Сихотэ-Алинская СФЗ и ее подзоны, по [9, 10]: 1 – Анюйская (А), Нижнебикинская (НБ), Хорско-Ариаднинская (ХА), Самаркинская (С), 2 – Хорско-Тормасинская (ХТ); 3 – Окраинско-Сергеевская СФЗ (О) и ее фрагменты; 4 – основные разломы, включая Центрально-Сихотэ-Алинский (Ц), 5 – положение кремнисто-терригенных последовательностей, 6 – границы тектонических зон (комплексов), предположенных авторами (а) и И.В. Кемкиным [7] (б).

тормасинской толщи – двустворки *Monotis okhotica* (Keys.) и *Monotis scutiformis* Teller. Эти формы являются индикаторами прибрежных мелководно-морских условий накопления обломочных пород. Таким образом, в Хорско-Тормасинской подзоне совмещены и многократно повторены отложения двух различных областей поздне триасовой седиментации: пелагиали океана и мелководного побережья. Мы сомневаемся в реальности многократной смены столь различных обстановок седиментации, отраженной в стратиграфической колонке геологической карты [5], и считаем подобное чередование разнофациальных отложений результатом их тектонического совмещения в процессе как аккреции, так и постааккреционных перемещений. Очевидно, что мелководно-морские терригенные отложения являются чужеродными объектами среди пелагических океанических отложений того же возраста. В таком случае важно определить их источник и способ попадания в аккреционную призму.

Позднетрасовые терригенные отложения являются не единственным чужеродным объектом в Хорско-Тормасинской подзоне. Здесь также присутствуют и специфические магматические породы – объемно-катаклазированные габброиды и гранитоиды, слагаю-

щие узкие и протяженные тела, расположенные вдоль или внутри зон разломов (рис. 2 А). Характерной особенностью проявления этих интрузий является отсутствие следов их термального воздействия на вмещающие породы. На изданной геологической карте М-53-XXX масштаба 1:200 000 [5] эти интрузии показаны как раннемеловые, хотя ранее В.К. Елисейевой (1951) предполагался гораздо более древний, домезозойский возраст тел апогабброидных и апогранитных катаклазитов, обнажающихся в бассейнах рек Яро и Талюке. Отсутствие зон контактового метаморфизма совместно с интенсивным катаклизмом пород указывают на чужеродность их вмещающим породам, возможное перемещение от места начального внедрения и на возможно более древний их возраст. Эти интрузии в целом сходны с додевонскими (докембрийскими–раннепалеозойскими) габброидами и гранитоидами окраинско-сергеевского аллохтонного комплекса (субтеррейна) Самаркинского террейна (Окраинско-Сергеевской подзоны Центрально-Сихотэ-Алинской СФЗ) в Приморье. Там на габброидах и гранитоидах местами залегают с размывом верхнедевонские гравелиты и песчаники, чаще же эти интрузивные породы перекрыты пермскими прибрежно-морскими слюди-

стыми аркозовыми песчаниками. Залегающие на них триасовые отложения чехла представлены алевролитами с прослоями аркозовых песчаников и охарактеризованы фауной монотид [2]. Породы окраинско-сергеевского комплекса в виде крупных аллохтонных пластин включены в состав Самаркинской аккреционной призмы и испытали весь комплекс деформаций, характерных для терригенных пород матрикса этой призмы [2].

По нашим наблюдениям, в Хорско-Тормасинской подзоне на катаклазированных гранитоидах также местами залегают слюдистые аркозовые песчаники. Часть триасовой макрофауны обнаружена вблизи этих интрузий и, вероятно, происходит из перекрывающих их мелководно-морских отложений. Находки триасовой макрофауны на большем удалении от интрузий могут быть связаны с фрагментами их осадочного покрова, оторванными от основания. Проведенная аналогия позволяет предполагать, что в аккреционную структуру включены породы либо окраинско-сергеевского комплекса, либо сходные с ними. Если это предположение верно, то становится вполне объяснимым и понятным нахождение триасовых мелководно-морских обломочных отложений среди одновозрастных отложений пелагиали океана. В Хорско-Тормасинской подзоне предполагаемые аналоги окраинско-сергеевского комплекса залегают поблизости от аккрецированных в постсреднебатское–раннекелловейское время отложений якчинской толщи. Часть окраинско-сергеевского комплекса Приморья занимает аналогичную позицию по отношению к фрагментам с близким возрастом аккреции [2, 7]. В современной структуре Самаркинской аккреционной призмы Сихотэ-Алиня упомянутые тектонические элементы разобщены крупным (125–150 км) левосдвиговым смещением вдоль Центрально-Сихотэ-Алинского разлома, значительно нарушившим раннюю тектоническую зональность. Даже с учетом этого сдвигового смещения устанавливается более протяженное распространение к северу аналогов окраинско-сергеевского комплекса, включенных в аккреционную призму.

По аналогии с принятой интерпретацией становления окраинско-сергеевского комплекса в аккреционной призме [2], мы считаем, что и его аналоги в более северных районах также являются частью доюрской пассивной окраины прилегающего континента, надвинутой с запада на аккреционный комплекс и включенной в его структуру. В качестве альтернативной версии мы видим включение в аккреционную призму микроконтинента, доставленного с востока на субдуцирующей океанической плите, и его последующую фрагментацию и дисперсию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное биостратиграфическое и петрогеохимическое исследование отложений якчинской толщи Хорско-Тормасинской структурно-формационной подзоны Центрального Сихотэ-Алиня принесло много новой информации, существенно дополняющей и меняющей представления о ее формировании. Биостратиграфическое изучение отложений привело к пересмотру стратиграфической последовательности и значительному расширению их хроностратиграфического объема. Возраст отложений толщи определен в интервале от поздней перми до средней юры, среднего бата–раннего келловоя. Вновь установленный возрастной диапазон якчинской толщи перекрывает возрастные диапазоны всех домеловых стратиграфических подразделений, выделенных в этом районе. Это показывает несостоятельность существующей схемы стратиграфического расчленения отложений Хорско-Тормасинской подзоны Центрально-Сихотэ-Алинской СФЗ и необходимость ее ревизии на основе биостратиграфических исследований. Установлена длительная история формирования отложений якчинской толщи в пелагиали океана и последующее их перемещение в зону субдукции на окраине Азиатского континента. В стратиграфической летописи отражено крупное бескислородное событие рубежа перми и триаса и проявление внутриплитного вулканизма в триасе и юре.

Петрогеохимическим изучением основных вулканитов определена их принадлежность к двум основным типам: E-MORB и OIB. Петрогеохимические особенности вулканитов указывают на формирование первых вблизи или в пределах спредингового центра, а вторых – на вулканических островах, различно от него удаленных. Предполагается формирование средне- и позднеюрских вулканитов на молодой, вновь образованной и маломощной литосфере, а среднепоздне триасовых – на древней и мощной. В целом, в петрогеохимии вулканитов отражена история спрединга в Панталассе и Палеооцифике.

Впервые для этой части аккреционной призмы центрального Сихотэ-Алиня определен постсреднебатский–раннекелловейский возраст аккреции океанического материала. Это позволило скоррелировать возраст аккреции западной части Хорско-Тормасинской и юго-восточной части Самаркинской структурно-формационных подзон аккреционной призмы центрального Сихотэ-Алиня и уточнить палеотектоническую зональность. Аккреции был подвержен материал, формировавшийся на протяжении около 100 млн лет в различных частях океана на разновозрастных фрагментах океанической литосферы. Основной

объем аккрецированного материала приходится на внутриплитные вулканиды, фрагменты выраженных в донном рельефе вулканических построек. Кроме того, в аккреционную структуру включены катаклазированные габброиды и гранитоиды, а также триасовые мелководно-морские обломочные отложения с фауной, для которых предполагается аналогия с породами окраинско-сергеевского аллохтонного комплекса континентальной природы.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы крайне признательны Л.И. Казинцовой и Л.П. Эйхвальд за определение состава и возраста комплексов ископаемых радиолярий и конодонтов, а также рецензентам В.С. Вишневецкой и Г.В. Роганову за их ценные замечания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васькин А.Ф., Дымович В.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Дальневосточная серия. М-53. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
2. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: Дальнаука, 2006. 239 с.
3. Голозубов В.В., Ханчук А.И., Кемкин И.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И., Филиппов А.Н. Сихотэ-Алинь-Северо-Сахалинский орогенный пояс // Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России. Кн. 1 / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. С. 161–201.
4. Дымович В.А., Афанасьев Н.Т., Серегин Б.Ф. и др. Отчет о результатах геологосъемочных и поисковых работ масштаба 1: 50 000 в бассейне реки Тормасу (территория листов М-53-107-Б-б и г, М-53-107-Г, М-53-108-А-а и в, М-53-108-В-а и в). Тормасинская партия Геологосъемочной экспедиции Дальневосточного территориального геологического управления, 1973–75 гг. Хабаровск, 1976. 295 с.
5. Дымович В.А. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Сихотэ-Алиньская серия. М-54-XXX. СПб.: ВСЕГЕИ, 1985.
6. Кемкин И.В., Ханчук А.И. Юрский аккреционный комплекс южного Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология 1993. № 5. С. 32–42.
7. Кемкин И.В. Геодинамическая эволюция Сихотэ-Алиня и Япономорского региона в мезозое. М.: Наука, 2006. 258 с.
8. Мартынюк М.В. Государственная геологическая карта СССР. 1:200 000. Сихотэ-Алиньская серия. М-54-XXV (г. Тардоки-Яни). М.: Всесоюз. аэрогеол. НИО «Аэрогеология» Мин-ва геологии СССР, 1975.
9. Мартынюк М.В., Васькин А.Ф., Вольский А.С. Геологическая карта Хабаровского края и Амурской области. 1:500 000 и Объясн. зап. Хабаровск: ПГО «Дальгеология», 1983. 134 с.
10. Роганов Г.В., Васькин А.Ф. Схема геолого-структурного районирования Приамурья, Западного Приохотья, о. Сахалин и прилегающих участков дна Охотского и Японского морей. 1:3 000 000. ФГУП «Дальгеофизика», 2008.
11. Ханчук А.И. Геологическое строение и развитие обрамления северо-запада Тихого океана: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 1993. 31 с.
12. Baumgartner P.O., O'Dogherty L., Goricán S., Urquhart E., Pillevuit A., De Wever P., (Eds.) Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolaria of Tethys: occurrences, systematics, biochronology / Mémoires de Géologie (Lausanne). 1995. V. 23. 1172 p.
13. Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale // C. R. Acad. Sci. Ser. II. 1989. V. 309. P. 2023–2029.
14. Carter E.S., Goričan Š., Guex J., O'Dogherty L., De Wever P., Dumitrica P., Hori R.S., Matsuoka A., Whalen P.A. Global radiolarian zonation for the Pliensbachian, Toarcian and Aalenian // Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. 2010. V. 297, N 2. P. 401–419.
15. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.-X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013. V. 36. P. 199–204. Updated URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2015-01.pdf>.
16. Condie K.S. High field strength element ratios in Archean basalts; a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.
17. Cox K.J., Bell J.D. and Pankhurst R.J. The interpretation of igneous rocks. London: George Allen and Union, 1979. 450 p.
18. Goričan Š., Carter E.S., Dumitrica P., Whalen P.A., Hori R.S., De Wever P., O'Dogherty L., Matsuoka A., Guex J. Catalogue and systematics of Pliensbachian, Toarcian and Aalenian radiolarian genera and species / Ljubljana: ZRC Publ., 2006. 446 p.
19. Hori R. Lower Jurassic radiolarian zones of SW Japan // Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan. New Series. 1990. V. 159. P. 562–586.
20. Humphreys E. R., Niu Y. On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism // Lithos. 2009. V. 112. P. 118–136.
21. Isozaki Y. Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea // Science. 1997. V. 276(5310). P. 235–238.
22. Kawakatsu H., Kumar P., Takei Y., Shinohara M., Kanazawa T., Araki E., Suyehiro K. Seismic evidence for sharp lithosphere-asthenosphere boundaries of oceanic plates // Science. 2009. V. 324(5926). P. 499–502.
23. Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali – silica diagram // J. Petrol. Oxford. 1986. V. 27. P. 745–750.
24. 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.
25. Matsuoka A., Yao A. Southern Chichibu Terrane / K. Ichikawa, S. Mizutani, I. Hara, S. Hada, A. Yao (Eds.) // Pre-Cretaceous Terranes of Japan / Publ. of IGCP Project 224, Osaka. 1990. P. 203–216.
26. Meschide M.A. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. 1986. V. 56. P. 207–218.
27. Natal'in B.A. History and modes of Mesozoic accretion in Southeastern Russia // Island Arc. 1993. V. 2, N. 1. P. 15–34.

28. Pearse J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 19. P. 290–300.
29. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins* / A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.) / *Geol. Soc. Spec. Publ.* N 42. 1989. P. 313–345.
30. Thompson R.N. British Tertiary volcanic province // *Scot. J. Geol.* 1982. V. 18. P. 49–107.
31. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1980. V. 50(1). P. 11–30.
32. Yu Z., Robinson Ph., Mc Goldrick P. An evaluation of methods for the chemical decomposition of geological materials for trace element determination using ICP-MS // *Geostandards Newslett.* 2001. V. 25, N 2–3. P. 199–217.

Рекомендована к печати Г.Л. Кирилловой

S.V. Zyabrev, I.P. Voinova, M.V. Martynyuk, E.K. Shevelev

Yakchi chert-volcanogenic formation – a fragment of the Jurassic accretionary prism in the Central Sikhote-Alin, Russian Far East

The Yakchi chert-volcanogenic Formation was differentiated at the base of the stratigraphic succession in the Khor-Tormasu subzone of the Central Sikhote-Alin structural-formational zone, or the Samarka terrane of the Jurassic accretionary prism. The paper discusses the results of biostratigraphic study of its deposits and petrogeochemical studies of basalts. A tectonically disrupted sequence of the Yakchi Formation was restored on the basis of fossil conodonts and radiolarians, and its Late Permian to Middle Jurassic age was determined. We interpret the resulting stratigraphic succession in terms of changing depositional settings on the moving oceanic plate and recognize events of the ocean history recorded in it. Chert accumulated on the oceanic plate in the pelagic Panthalassa / Paleopacifica from the Late Permian through to the Middle Jurassic. Deposition of siliceous mudstone in the late Permian - early Triassic reflects the decline in productivity of radiolarians and a long anoxic event in the Panthalassa. Chert accumulation resumed in the Triassic and persisted in the Jurassic, and it was interrupted by eruption of basalts of different nature. Formation of the Middle-Late Triassic oceanic intraplate basalts likely occurred on the thick and old oceanic lithosphere and the Jurassic basalts – on the thin and newly created one. In the Middle Jurassic, chert accumulation was replaced by deposition of tuffaceous siltstone at a subduction zone along the Asian continental margin. Middle Bathonian – early Callovian age of this siltstone closely predates accretion of the Yakchi Formation. Materials of the upper layer of the oceanic plate that formed over 100 million years in different parts of the ocean and on the lithospheric fragments of different ages were accreted to the continental margin. The bulk of the accreted materials consists of oceanic intraplate basalts, i.e. fragments of volcanic edifices on the oceanic floor. Accretion of this western part of the Khor-Tormasu subzone occurred concurrently with accretion of the south-eastern part of the Samarka subzone in Primorye, which clarifies paleotectonic zonation of the Central Sikhote-Alin accretionary prism. Cataclastic gabbroids and granitoids, as well as clastic rocks with shallow-marine fossils in the Khor-Tormasu subzone are considered as possible analogues of the Okrainka-Sergeevka allochthonous complex.

Key words: chert-volcanogenic formation, basalt, petrogeochemistry, biostratigraphy, accretionary prism, paleotectonics, Sikhote Alin, Russian Far East.