

УДК 551

ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ В ПЕСЧАНИКАХ ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКОГО ФЛИША ЮЖНО-АНЮЙСКОЙ СУТУРЫ (ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА)

© 2003 г. Г. Е. Бондаренко, А. В. Соловьев*, М. И. Тучкова**,
Дж. И. Гарвер***, И. И. Подгорный**

НИИ Промгаз

117420, Москва, ул. Наметкина, 6

E-mail: G.Bondarenko@promgaz.ru

*Институт литосферы окраинных и внутренних морей Российской академии наук
109180 Москва, Старомонетный пер., 22

E-mail: solov@ilran.ru

**Геологический институт Российской академии наук
109017 Москва, Пыжевский пер., 7

E-mail: tuchkova@geo.tv-sign.ru

***Геологическое отделение, Юнион Колледж, Скенектади, США
E-mail: garverj@union.edu

Поступила в редакцию 01.07.2002 г.

Южно-Ануйская складчатая зона (Западная Чукотка) представляет собой коллизионную сутуру, возникшую в результате закрытия Южно-Ануйского океанического бассейна и нижнемеловой коллизии Евразии и микроконтинента Чукотка – Арктическая Аляска. Дискуссионным остается вопрос о существовании в период складчатости в конце юры – начале мела компенсационного осадочного бассейна (предгорного прогиба). В статье приводятся первые данные о возрасте детритовых цирконов из верхнемезозойских терригенных толщ Южно-Ануйской сутуры, полученные методом трекового датирования. В бассейне реки Уямканда опробован дистальный флиш предположительно верхнеюрского возраста и проксимальный флиш, ранее условно относимый к верхнему триасу. Трековое датирование показало, что песчаники из флишевых разрезов содержат детритовый циркон двух разновозрастных популяций. Молодые популяции циркона из песчаников дистальных турбидитов в верховьях реки Уямканда (два образца) имеют возраста 149.6 ± 10.2 и 155.4 ± 9.0 млн. лет (верхняя юра), а из губозернистых песчаников проксимальных турбидитов в нижнем течении реки Уямканда (один образец) – 131.1 ± 7.5 млн. лет (нижний мел). Полученные данные свидетельствуют, что верхнемезозойские складчатые деформации в Южно-Ануйской сутуре сопровождались формированием краевого осадочного бассейна. Отложения этого бассейна слагают тектонические пластины, которые участвуют в покровно-складчатой структуре северной вергентности.

Южно-Ануйская складчатая зона в последние десятилетия большинством исследователей рассматривается как коллизионная сутура, возникшая в результате столкновения в раннем мелу Евразии и микроконтинента Чукотка – Арктическая Аляска и закрытия Южно-Ануйского океанического бассейна [Сеславинский, 1979; Парфенов, 1984; Noklenberg et al., 1998; Natal'in et al., 1999; Соколов и др., 2001].

Процесс континентальной коллизии, приводящий к формированию сутур, как правило, сопровождается образованием асимметричных краевых осадочных бассейнов, отложения которых шарированы в направлении менее крупного из столкнувшихся блоков. Последние в процессе коллизии испытывали пододвигание под более крупные континентальные массы, примерами могут являться Индостан и Северный Склон Аляски

[Grantz et al., 1994; Van der Voo et al., 1999; Chemenida et al., 2000]. Отложения краевых бассейнов вовлечены в складчато-надвиговые деформации в результате односторонней миграции фронта складчатости и покровообразования.

До недавнего времени необъяснимыми особенностями Южно-Ануйской сутуры были: 1) отсутствие данных о крупноамплитудных покровных структурах; 2) отсутствие данных о формировании верхнемезозойского краевого осадочного бассейна перед фронтом складчатости и покровообразования. В последние годы, благодаря работам сотрудников ГИН РАН, в Южно-Ануйской сутуре на западной Чукотке были закартированы тектонические покровы северной вергентности [Бондаренко и др., 2001а; Соколов и др., 2001]. Покровы сложены фрагментами палеозойских и мезозойских офиолитов, мезозойскими острово-

дужными вулканогенно-осадочными образованиями, свойственными Алазейско-Олойскому складчатому поясу, которые с юга ограничивают Южно-Ануйскую сутуру. Автохтон представлен палеозойско-мезозойскими комплексами пассивной окраины Чукотского микроконтинента [Соколов и др., 2001; Бондаренко и др., 2001б].

Как показали наши исследования, верхнеюрско-нижнемеловые терригенные образования распространены в пределах Южно-Ануйской сутуры значительно шире, чем это предполагалось ранее. Новые данные позволяют в общих чертах реконструировать обширный осадочный палеобассейн, который сформировался перед фронтом покровно-складчатого сооружения. Вероятным структурным и возрастным аналогом данного осадочного палеобассейна является флишевый палеобассейн Колвилл на севере Аляски, осадки которого накапливались, начиная с поздней юры и до палеогена включительно перед фронтом покровно-складчатого сооружения хребта Брукса [Grantz et al., 1990; Molenaar et al., 1988].

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ИЗУЧЕННЫХ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ТЕРИГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Район исследований расположен в Ануйском хребте западной Чукотки в междуречье Большого и Малого Анюев в пределах осевой и северной части Южно-Ануйской сутуры (рис. 1). Рассматриваемая территория характеризуется сложной покровно-складчатой структурой северной вергентности (рис. 2, 3), которая впервые была обоснована в работе [Соколов и др., 2001]. Южнее района исследований распространены дислоцированные островодужные вулканогенно-осадочные комплексы верхнего палеозоя–верхнего мезозоя Алазейско-Олойского складчатого пояса, характеризующие длительно развивавшуюся активную окраину Евразии (см. рис. 1) [Тильман, 1973; Парфенов, 1984; Шульгина и др., 1990; Богданов, Тильман, 1992]. Эти комплексы шарыированы в северном направлении на образования Южно-Ануйской сутуры и верхнепалеозойско-триасовые терригенные отложения пассивной окраины микроконтинента Чукотка – Арктическая Аляска, структуры которого выделяются в составе Ануйско-Чукотского складчатого пояса [Парфенов, 1984; Noklenberg et al., 1998; Бондаренко и др., 2001б] (см. рис. 3). В антиформах тектонических эрозионных окон выходят породы автохтона – триасовый флиш Ануйско-Чукотского пояса, а в синформах – фрагменты аллохтонных вулканогенно-осадочных разрезов Алазейско-Олойского пояса и Южно-Ануйской сутуры (см. рис. 2, 3) [Соколов и др., 2001]. Комплексы Южно-Ануйской сутуры представлены тектонически расчлененными

офиолитами, фрагментами мезозойских островодужных разрезов, динамометаморфическими толщами, терригенными аккреционными меланжами (см. рис. 2, 3) [Пинус, Стерлигова, 1973; Лычагин и др., 1991; Соколов и др., 2001]. Офиолитовые аллохтоны вытянуты в цепочку ЗСЗ–ВЮВ ориентировки, вдоль которой большинством исследователей и проводится северная граница Южно-Ануйской сутуры [Парфенов, 1984; Богданов, Тильман, 1992; Noklenberg et al., 1998].

В бассейне р. Уямканда выходы автохтонных пород Ануйско-Чукотского пояса приурочены к ядрам антиформ в эрозионных окнах и представлены фаунистически охарактеризованными [Бычков, 1994] верхнетриасовыми дистальными турбидитами с песчаниками кварц-полевошпатового состава (см. рис. 2, 3). Турбидиты состоят из тонкого ритмичного чередования песчаников, алевролитов и аргиллитов с характерными текстурами цикличности Боума. Снос обломочного материала происходил с севера (координаты современные), со стороны микроконтинента Чукотка – Арктическая Аляска. Породы верхнего триаса интенсивно деформированы и смяты в напряженные асимметричные складки с пологими осями преимущественно северной вергентности. Повсеместно проявлен сланцевый кливаж, параллельный осевым поверхностям этих складок. Поверхность кливажа деформирована в асимметричные складки различной напряженности. Преобладает северная вергентность структуры, но в зонах ретронадвигов и более поздних сдвигов фиксируются складки южной вергентности [Бондаренко и др., 2001б].

Между офиолитовыми аллохтонами и триасовыми отложениями автохтона расположены пластины фациально изменчивых туфотерригенных отложений, в которых по материалам геологосъемочных работ известны редкие находки двусторок верхнеюрско-нижнемелового возрастного интервала [Паракецов, Паракецова, 1989]. Часть этих пород, по тем же данным, ранее условно относилась к верхнему триасу, однако наши полевые наблюдения свидетельствуют об их более молодом, возможно, нижнемеловом возрасте. Были опробованы два интервала разреза этих пород: предположительно верхнеюрский (структурно нижний) и предположительно нижнемеловой (структурно верхний, ранее относимый к триасу) (см. рис. 2). Нижний интервал состоит из тонкоритмичных турбидитов с различной долей примеси пирокластического материала среднего и кислого состава (пробы 9947 и 9947/1). Стратиграфически выше в разрезе преобладают проксимальные турбидиты и шельфовые отложения, в которых повышается количество песчаных прослоев, а также количество пирокластического материала (проба 9986). Разрез венчается полимиктовыми

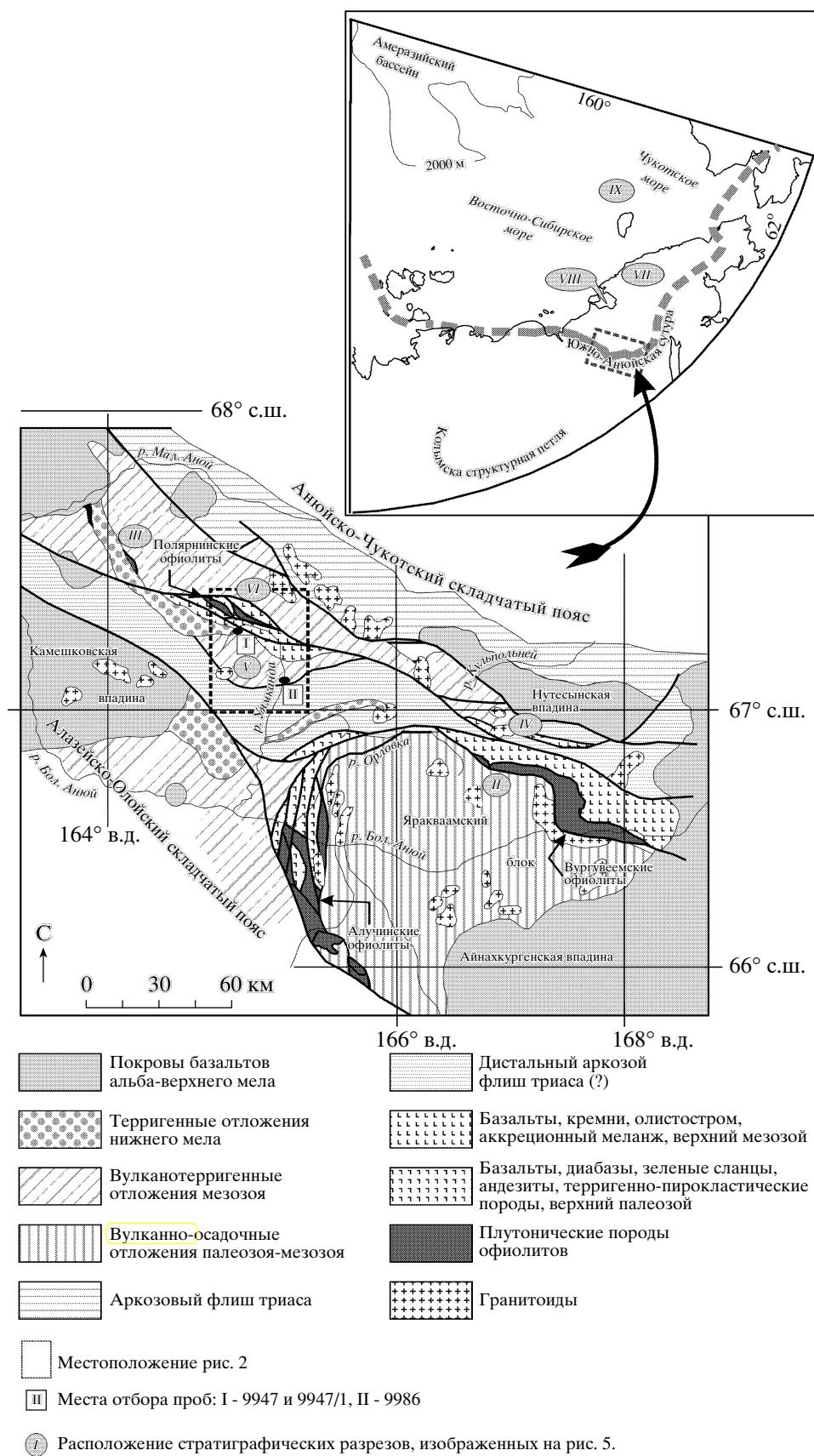


Рис. 1. Тектоническая схема Чукотского сегмента Южно-Ануйской сутуры (по [Лычагин и др., 1991] с изменениями). На врезке показано географическое положение района работ.

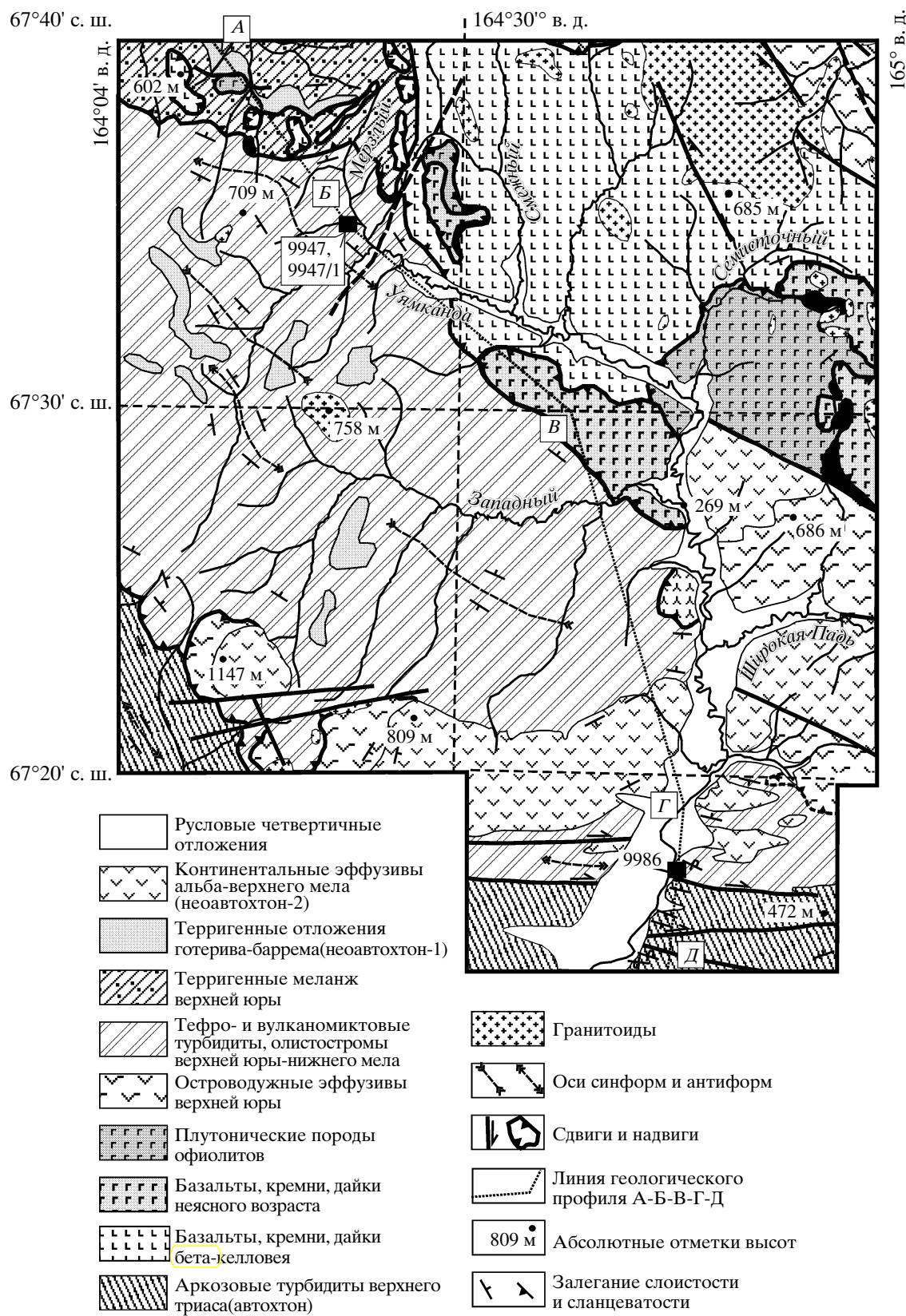


Рис. 2. Геологическая карта бассейна р. Уямканда (с использованием материалов геолого-съемочных работ м-ба 1:200000 Анийского ГГГП, г. Билибино) с положением точек опробования.

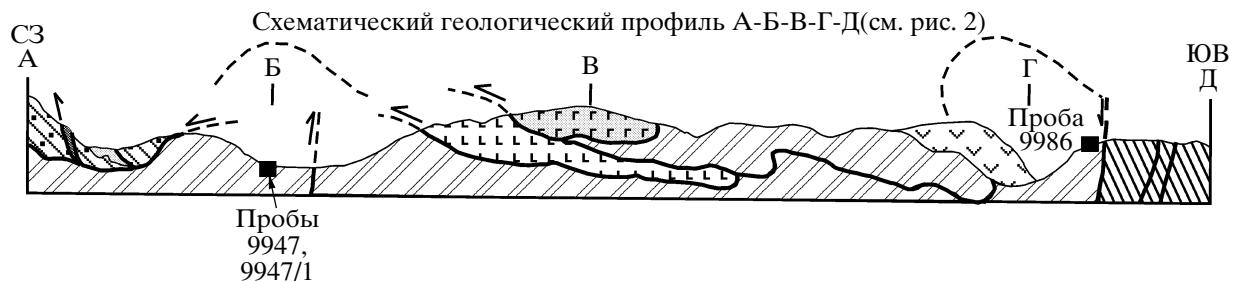


Рис. 3. Схематический геологический профиль по линии А-Б-В-Г-Д на рис. 2.
Условные обозначения см. рис. 2.

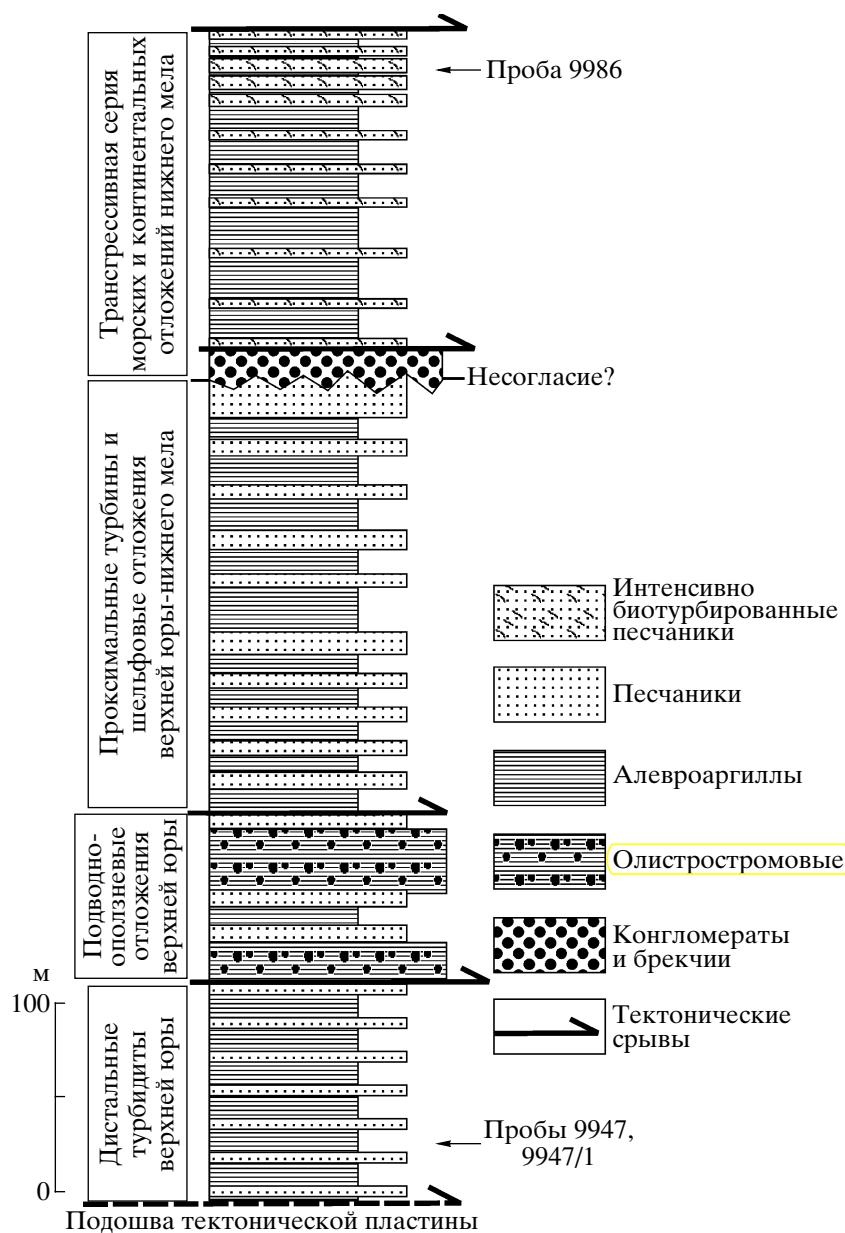


Рис. 4. Сводная схематическая стратиграфическая колонка аллохтонной пластины верхнеюрско-нижнемеловых турбидитов верхней юры-нижнего мела.

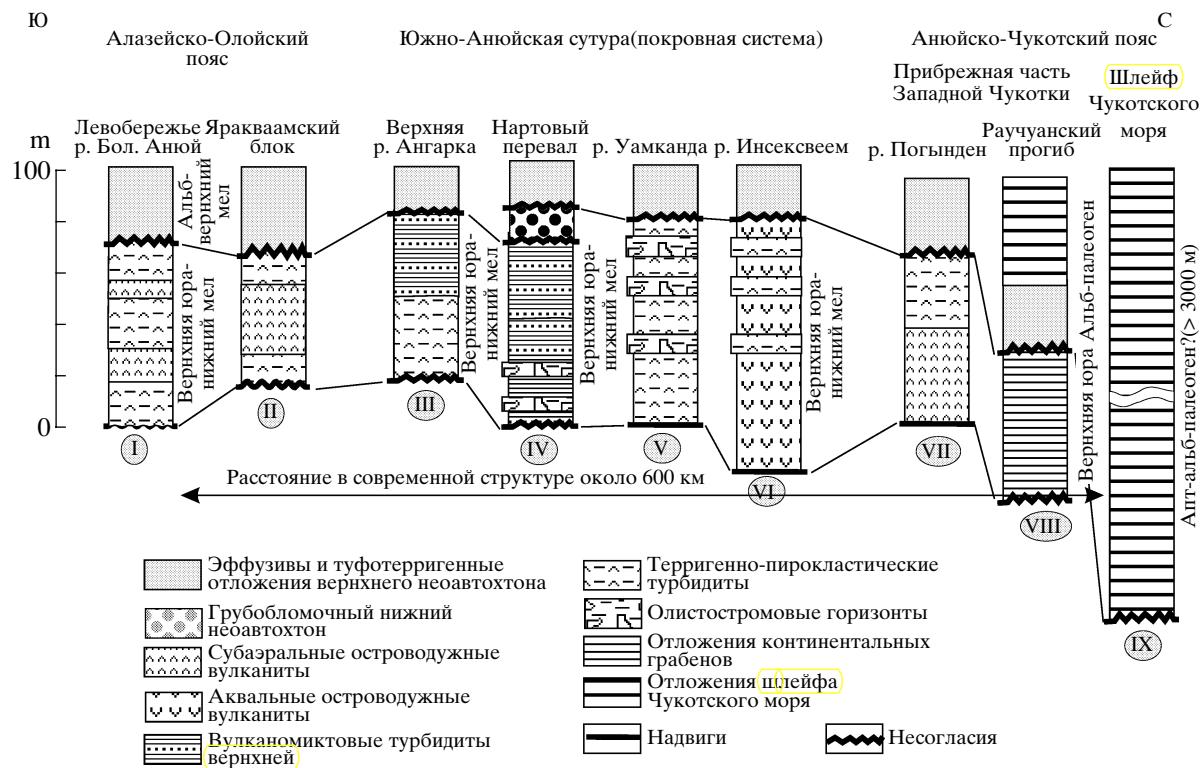


Рис. 5. Латеральная последовательность расположения разрезов верхнеюрско-нижнемеловых отложений Южно-Ануйской сутуры и структур обрамления в современной структуре.

Номера колонок соответствуют номерам на палеопрофилях на рис. 9.

песчаниками и алевролитами (рис. 4), которые по данным геолого-съемочных работ были условно отнесены к верхнему триасу.

Складчато-покровная структура района с несогласием перекрыта фаунистически охарактеризованными полимиктовыми грубообломочными готерив-барремскими туфотерригенными отложениями. Готерив-барремские породы частично вовлечены в надвигообразование. Это дает основания рассматривать готерив-барремские отложения как нижний деформированный неоавтохтон. Туфотерригенные отложения готерив-барремского возраста состоят из обломков подстилающих пород (вулканитов, кремней, ультрабазитов, габбро, триасовых сланцев), а также кварца, полевых шпатов, метаморфических сланцев. В правобережье р. Уямканды литологически сходные полимиктовые терригенные породы залегают на верхнеюрско-нижнемеловых осадках без видимого несогласия (см. рис. 2). Континентальные эф-фузивы и, реже, туфы альба-верхнего мела с несогласием залегают на всех более древних породах и нарушены только хрупкими деформациями сдвиговой природы.

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ РАЗРЕЗОВ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНО-АНИЙСКОЙ СУТУРЫ И ПРИЛЕГАЮЩИХ СТРУКТУР

Кратко рассмотрим характер изменения разреза и литологического состава фаунистически охарактеризованных отложений верхнеюрско-нижнемелового возрастного интервала вкрест простирации Южно-Ануйской сутуры (рис. 5). Южнее сутуры, в пределах центральной части Алазейско-Олойского складчатого пояса распространены туфотерригенные верхнеюрско-нижнемеловые образования, с которыми ассоциируют лавы и лавобрекчии основного и среднего состава (см. рис. 5, I) [Шульгина и др., 1990]. На севере Яракваамского блока (восточная часть Алазейско-Олойской зоны) эффузивы могут рассматриваться как фрагменты палеолатерального ряда структур верхнеюрско-нижнемеловой энсиалической островной дуги [Парфенов, 1984; Богданов, Тильман, 1992]. Пиллоу лавы основного и среднего состава известны в западной части Алазейско-Олойского складчатого пояса, где они интерпретируются как фрагменты энсиматической островной дуги [Оксман, 1998].

В пределах собственно Южно-Ануйской сутуры верхнеюрские разрезы представлены следующими разновидностями.

1. Ритмично слоистые вулканомиктовые турбидиты, тефротурбидиты, которые почти не содержат фоновых осадков и могут рассматриваться как дистальные разности относительно глубоководных отложений (см. рис. 5, III).

2. Вулканомиктовые турбидиты с горизонтами карбонатно-терригенных фоновых осадков и подводно-оползневых отложений, которые могут интерпретироваться как проксимальный флиш (см. рис. 5, IV). Эти отложения несогласно перекрыты готерив-барремскими полимиктовыми грубообломочными породами [Довгаль и др., 1975].

3. Тефротурбидиты с олистостромовыми горизонтами, в которых обломки и глыбы представлены аквальными лавами базальтов и андезитов, переслаивающихся с пачками ритмичного более тонкого флиша (см. рис. 5, V). Эти отложения могут рассматриваться как склоновые, накопившиеся во фронтальной (или тыловой) части островной дуги.

4. Аквальные лавы базальтов и андезитов с пачками туфотерригенного флиша, роль которого возрастает вверх по разрезу (см. рис. 5, VI). Эти породы могли сформироваться в задуговом или преддуговом бассейне энсиматической островной дуги.

Севернее, в пределах Ануйско-Чукотского складчатого пояса известны морские терригенные и субконтинентальные угленосные (кукевемская свита) отложения, приуроченные к грабенам (см. рис. 5, VIII) [Иванов, 1985]. Время их образования разными исследователями оценивается по-разному. По мнению В.В. Иванова [1985], разрез этих осадков начинается с конца нижнего мела. К.В. Паракецов считает, что разрез этих впадин может включать нижнемеловые и, вероятно, верхнеюрские образования [Паракецов, Паракециова, 1989].

Восточнее Раучуанской впадины известны выходы аквальных и аэральных лав базальтов, ассоциирующих с кремнисто-глинистыми, а также с флишевыми отложениями (И.В. Тиболов, личное сообщение). Сходные образования описаны нами в правобережье р. Погынден в западном крыле Алярмутского поднятия (см. рис. 5, VIII) [Бондаренко и др., 2001а]. Возраст этих образований точно не установлен, но фиксируется их сходство с верхнеюрско-нижнемеловыми вулканогенно-осадочными разрезами Южно-Ануйской сутуры и Алазейско-Олойского пояса. По мнению Г.Е. Бондаренко с соавторами [2001а] эти образования могут представлять собой фрагменты аллохтонных пластин, шарированых с юга на окраину Чукотского микроконтинента.

На шельфе Чукотского моря в строении нижних горизонтов осадочного чехла участвуют апт-альбские морские отложения (см. рис. 5, IX) [Grantz et al., 1994], накопившиеся в предгорном прогибе Колвилл, возникшем на поздних этапах формирования складчатого пояса Ануйско-Чукотского – Брукса [Grantz et al., 1988].

ОПИСАНИЕ РАЗРЕЗОВ В ТОЧКАХ ОПРОБОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКО-НИЖНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Образцы песчаников 9947 и 9947/1 отобраны из обнажения в обрыве правого борта р. Уямканды, примерно в 1000 м выше по течению устья ручья Мерзлого (правый приток р. Уямканды) (см. рис. 1, 2). Здесь вскрыты стратиграфически нижние уровни вулкано-терригенной толщи, которая в нескольких километрах выше по течению р. Уямканды содержит фаунистические остатки раковин *Buchia* киммеридж-волжского возрастного интервала верхней юры [Паракецов, Паракециова, 1989]. Изученная часть толщи представлена интенсивно кливажированными тонкоритмичными турбидитами. Прослои песчаников будинированы, в их базальных слоях присутствует уплощенная по плоскостям кливажа галька аргиллитов. В песчаниках встречается графитизированный растительный детрит. В глинистых слоях турбидитов слоистость плохо выражена и порой идентифицируется только в сорванных замках изоклинальных складок, опрокинутых на ССЗ. Видимая мощность опробованного разреза, без учета деформаций, около 100 м.

Проба 9986 отобрана из прослоя среднезернистых песчаников на обнажении береговых обрывов левого борта р. Уямканды в 5000 м ниже устья р. Широкая Падь (см. рис. 2). Этот прослой приурочен к центральной части пачки крупнозернистых пород мощностью около 15 м, содержащих графитизированный растительный детрит. Слоистость в пачке круто наклонена на ЮЮВ. Песчаники интенсивно биотурбированы, в их подошве отмечены грубые следы придонных течений. Южнее, за зоной хрупких деформаций с признаками сдвиговых перемещений распространены фаунистически охарактеризованные тонкоритмичные турбидиты верхнего триаса (см. рис. 2, 3). Севернее стратиграфически ниже пачки песчаников разрез представлен мелководно-морскими алевролитами с прослойми вулканомиктовых песчаников, содержащими текстуры взмучивания и следы перемыва осадка. По материалам геологосъемочных работ, изученная пачка песчаников условно относилась к верхнему триасу. По результатам наших наблюдений, опробованная пачка песчаников занимает наиболее верхнее стратиграфическое положение в разрезе терриген-



Рис. 6. Классификационная диаграмма В.Д. Шутова [1972] для изученных песчаников верхней юры-нижнего мела Южно-Антарктической суперсвиты.

Поле составов верхнетриасовых песчаников отражает предварительные результаты по 4 образцам. Поля составов верхнеюрских и нижнемеловых песчаников построены на основании анализа 18 образцов.

ных и туфотерригенных отложений верхней юры-нижнего мела бассейна р. Уямканда (см. рис. 4).

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ ОПРОБОВАННЫХ ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОД БАССЕЙНА Р. УЯМКАНДЫ

Опробованные песчаники представлены средне- (обр. 9947/1 и 9986) и средне-крупнозернистыми разностями (обр. 9947). Породы, как правило, неравномернозернисты, плохо сортированы, содержат обломки разной степени окатанности, среди которых преобладают угловатые. По составу пордообразующих компонентов песчаники относятся к грауваккам [Шутов и др., 1972] (рис. 6) с небольшим количеством цемента (от 5 до 13%). В обломочной части диагностируются гранито-гнейсы, слюдистые сланцы, алевропелиты, кремни, кислые эфузивы и обломки туфов и туфотерригенных пород предположительно кислого состава (табл. 1). В незначительном количестве встречаются обломки вулканитов основного состава с реликтами интерсертальной и витрофировой структур, иногда с девитрифицированным вулканическим стеклом.

Обломки гранито-гнейсов имеют неправильную форму, в них устанавливается гранолепидобластовая, бластогранитовая или микропегматитовая структуры. Кристаллы кварца и полевых шпатов характеризуются лапчатыми контурами; среди них присутствуют чешуйки слюды мусковитового типа, а также обломки гранито-гнейсов с катаклистической структурой.

Кварц в обломках представлен округлымиmono- и поликристаллическими зернами, с волнистым угасанием различных морфологических разновидностей. Зерна различной степени окатанности: от неокатанных до полуокатанных и хорошо окатанных. Кварц содержит разнообразные, преимущественно мелкие газово-жидкие включения, мелкие включения рутила и чешуек слюды, вероятно, мусковита, но встречаются и лишенные включений зерна. В зернах кварца отмечаются проявления пластических деформаций.

Полевые шпаты чаще встречаются в сростках с кварцем, отдельные зерна относительно редки. Среди них отмечены калиевые полевые шпаты с характерной микроклиновой решеткой (в некоторых случаях сильно пертитизированные) и зерна с округлыми пертитовыми вростками. Встречаются также обломки кислых плагиоклазов двух типов. Среди зерен первого типа преобладают альбиты или кислые олигоклазы, таблитчатые, чаще тонкосдвойниковые. Среди плагиоклазов первого типа встречаются интенсивно пертитизированные зерна. Пертитовые вростки овальной или удлиненной формы развиты вдоль двойниковых швов. Другой тип плагиоклазов также представлен альбитом или кислым олигоклазом, зерна сохраняют таблитчатую форму, но обладают чуть сглаженными краями, сдвойниковых кристаллов очень мало, а случаи их присутствия границы между двойниками имеют размытые очертания. Плагиоклазы этого типа интенсивно замещены беспорядочно расположенным чешуйками гидрослюд. Размер чешуек в среднем составляет 0,02 мм, но в отдельных случаях может достигать 0,04–0,05 мм по оси “С”. Некоторые зерна плагиоклазов катализированы, что выражается в смещении двойников друг относительно друга, или, реже, в дугообразном изгибе двойниковых швов.

Зерна цветных минералов редки и представлены сフェном, турмалином и цирконом.

Результаты подсчета пордообразующих компонентов для изученных песчаников были нанесены на диаграмму: “метаморфические породы – кислые эфузивы – основные эфузивы” с полями, характерными для триасовых, верхнеюрских и нижнемеловых песчаников (см. рис. 6). Эти поля были получены эмпирически при изучении состава 18-ти образцов из фаунистически охарактеризованных разрезов верхнеюрских и нижнеме-

Таблица 1. Состав обломочных компонентов в верхнеюрско-нижнемеловых песчаниках Южно-Ануйской зоны

Минералы, породы	№ образца		
	9986	9947	9947/1
	Количество зерен в шлифе		
кварц	60	30	36
плагиоклаз кислый (< № 20)	16	4	
плагиоклаз средний Na-Ca (№ 20–45)		4	10
плагиоклаз основной (№ 45 и выше)			
микроклин			16
несдвойникованный полевой шпат	14	26	16
микропертитовые сростки	24		
кислые эфузивы	6	6	
неизмененные основные эфузивы		2	
альбитизированные базальты	12	2	10
слабо измененные андезито-базальты			
туффиты пелитовой размерности	28	10	14
гранито-gneйсы	26	32	4
кремнистые породы			
кварциты		8	
метаосадочные породы			4
слюдистые сланцы	4	2	
неопределимые породы		4	
биотит			
цемент (% от площади обзора)	5	4.25	13.3
цемент карбонатный (% от площади обзора)			5.3
Сумма зерен	190	130	110

ловых отложений Южно-Ануйской сутуры, а также 4-х фаунистически охарактеризованных верхнетриасовых песчаников из Ануйско-Чукотского складчатого пояса к северу от Южно-Ануйской сутуры. Полученные эмпирические поля могут рассматриваться как предварительные, требующие дальнейшего уточнения. На диаграмме видно, что песчаники обр. 9947/1 по составу тяготеют к полю верхнеюрских песчаников, а обр. 9986 и обр. 9947 – к полю нижнемеловых песчаников (см. рис. 6).

Сиалические метаморфические породы, кварц и полевые шпаты преобладают в составе обломочного материала образцов 9986 и 9947 (см. табл. 1). В обр. 9947/1 преобладает кварц-полевошпатовый обломочный материал. В обр. 9947 присутствуют продукты размыва основных эфузивов, отложение которых произошло после довольно длительной транспортировки, так как в песчанике отсутствуют обломки эфузивов с минеральными включениями (см. табл. 1). Если бы путь от источника был коротким, то в песчанике должны были сохраниться менее устойчивые к

механическому разрушению минералы (пироксены, оливин и др.), характерные для основных эфузивов.

Во всех изученных песчаниках цемент “каемочный” слюдистый, иногда проявляются “шиповидные” структуры, развитые в некоторых участках обр. 9947, что обусловлено врастанием аутигенных слюд в края регенерированных зерен кварца. В этом же образце по прожилкам развиваются кристаллы новообразованного кварца, обладающие более или менее изометричной формой, кварц несет следы пластической деформации *in situ*, представленной полосками Бема и деформационными полосами газово-жидких включений.

Изученные песчаники различаются по уровню вторичных изменений: обр. 9947 относится к серицит-хлоритовой фации раннего метагенеза (по классификации В.Д. Шутова [1972]); обр. 9947 и 9947/1 – к фации гидрослюдисто-хлоритовой стадии глубинного эпигенеза.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ТРЕКОВОГО ДАТИРОВАНИЯ

Трековое датирование (*fission-track dating*) базируется на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер урана (U^{238}), накапливающихся в минерале в ходе геологической истории [Price, Walker, 1963]. Физические основы метода и его применение для решения геологических задач описаны в работах [Fleischer et al., 1975; Шуклюков и др., 1965; Фор, 1989; Wagner, Van den Haute, 1992]. Накопление треков в минерале с течением времени – процесс, аналогичный накоплению радиогенных изотопов в результате радиоактивного распада. Устойчивость треков определяется, прежде всего, температурой, то есть треки образуются и сохраняются в кристаллах, остывших ниже температуры закрытия. Например, если зерно циркона монотонно остывает в условиях типичных для геологических процессов (скорость остывания от 1° до 30°C/млн. лет), то температура закрытия трековой системы в нем будет соответствовать 215°–240°C [Brandon, Vance, 1992].

Детритовая термохронология основана на трековом датировании отдельных зерен циркона из терригенных и туфогенных пород [Garver et al., 1999]. Методика позволяет прослеживать связь эндогенных (магматизм, вулканизм, орогенез) и экзогенных (эрзия, седиментация) процессов. Первые работы в этой области появились примерно 15 лет назад [Hurford et al., 1984; Baldwin et al., 1986; Hurford, Carter, 1991]. В современных условиях детритовая термохронология является популярным инструментом изучения седиментационных и тектонических процессов в различных регионах мира [Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994; Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001; Шapiro и др., 2001].

Так как трековое датирование позволяет определять возраст¹ отдельных минеральных зерен, то становится возможным разделить разновозрастные популяции, связанные с различными источниками сноса. Остывание пород в источниках сноса может быть обусловлено разными геологическими процессами. С одной стороны, это вулканизм и близповерхностные интрузии, когда остывание новообразованных минералов совпадает с их возникновением, а с другой – эксгумация пород с глубинных уровней, когда трековый возраст минералов может быть значительно “омоложен” относительно времени образования минералов и вмещающих их пород.

В ряде работ было показано, что трековый возраст детритовых цирконов, не испытавших

¹ В данной статье под трековым возрастом понимается возраст остывания зерен циркона ниже эффективной температуры закрытия трековой системы в цирконе (215°–240°C) [Brandon, Vance, 1992].

вторичного отжига, может быть использован для определения возраста накопления терригенных толщ. Возраст наиболее молодой популяции зерен циркона близок к возрасту осадконакопления, если во время седиментации в непосредственной близости имела место синхронная вулканическая активность [Brandon, Vance, 1992; Garver, Brandon, 1994; Garver et al., 2000; Соловьев и др., 2001; Шapiro и др., 2001]. В горных поясах, испытывающих быстрый подъем и эрозию, выведение на поверхность и размыв близповерхностных интрузий происходит достаточно быстро. Таким образом, время от кристаллизации зерен циркона в близповерхностной интрузии до их попадания в осадок близлежащего бассейна описывается первыми миллионами лет [Brandon, Vance, 1992; Шapiro и др., 2001].

Трековый возраст цирконов из песчаников Южно-Азиатской сутуры. Образцы песчаников были отобраны из толщи дистального флиша в верховьях р. Уямканды (образцы 9947 и 9947/1, см. рис. 2), а также из толщи проксимального флиша с пачками грубозернистых полимиктовых песчаников в нижнем течении р. Уямканды (образец 9986, см. рис. 2). Зерна циркона были выделены из песчаников в лаборатории акцессорных минералов Института литосферы окраинных и внутренних морей РАН. Определение возраста циркона проведено в лаборатории трекового датирования Юнион Колледжа (Скенектади, штат Нью-Йорк, США). При датировании использовался метод внешнего детектора [Wagner, Van den Haute, 1992]. Зерна циркона были впрессованы в пластинки FEP Teflon^{MT} размером 2 × 2 см². Для каждого образца готовилось 2 пластины. Пластины шлифовались на абразивном круге и затем полировались с использование алмазных паст (9 μm и 1 μm) и пасты Al₂O₃ 0.3 μm на конечной стадии. Химическое травление пластинок производилось составом NaOH-KOH при температуре 228°C в течение 10 часов (первая пластина) и 15 часов (вторая пластина). После травления пластины были накрыты детектором (слюда с низким содержанием урана) и облучены в потоке тепловых нейтронов порядка 2 × 10¹⁵ нейtron/см² (реактор Университета штата Орегон). Одновременно с образцами облучались возрастные стандарты для циркона (Фиш Каньон Туф (Fish Canyon Tuff – FCT) и Булак Туф (Buluk Tuff – BL)) и стекло-дозиметр с известным содержанием урана (CN-5) [Hurford, 1998]. При подсчете треков использовался микроскоп Olympus BX60 с автоматизированной системой и цифровой планшеткой, максимальное увеличение 1600×, сухой метод. Ζ-фактор [Hurford, 1998], вычисленный по 10 возрастным стандартам (6 образцов – FCT, 4 образца – BL) равнялся 316.22 ± 9.57.

Из каждого образца датировано от 38 до 50 зерен циркона (табл. 2). Для вычисления значений

возраста отдельных зерен циркона использована программа М.Т.Брэндона (Иельский университет, США) – Zetaage 4.7. Возраст зерен во всех образцах распределен в широком интервале (рис. 7), что позволяет предполагать присутствие нескольких разновозрастных популяций циркона. В нашем исследовании для разделения разновозрастных популяций была использована программа Binomfit 1.8, созданная М.Т. Брэндоном (Иельский университет, США) с использованием алгоритма [Galbraith, 1988]. Программы Zetaage 4.7 и Binomfit 1.8 доступны для любого пользователя по адресу <http://love.geology.yale.edu/~brandon>.

В песчаниках присутствуют две разновозрастные популяции циркона (см. табл. 2, рис. 7 а, б, в), это позволяет предполагать, что после накопления цирконы не испытали вторичного отжига. Однако в научной литературе известны примеры, когда в образце присутствуют несколько популяций циркона, но треки в одних зернах циркона подверглись отжигу (т.е. их возраст “омоложен”), а в других нет (т.е. возраст соответствует времени их остывания в источниках сноса) [Hasebe et al., 1993; Garver, Bartholomew, 2001]. Обычно это происходит, в случае достаточно длительного времени нахождения породы в зоне температур, близких к температуре закрытия трековой системы в цирконе, а цирконы, содержащиеся в породе, имеют различные свойства и в разной степени подвержены отжигу треков. Свойства циркона, которые влияют на отжиг треков, на сегодняшний день изучены слабо [Rahn et al., 2002]. В первую очередь исследователи обращают внимание на нарушенность структуры циркона треками α -распада, аномальное содержание урана, отношение урана и тория и другие параметры. Как было показано в работе [Garver, Bartholomew, 2001], отжиг треков при пониженных температурах (около 200°C) происходит в зернах циркона со структурой, сильно нарушенной треками α -распада, и повышенным содержанием урана. На графике возраст зерен – содержание урана перегретые зерна образуют отдельный кластер, нарушающий линейную зависимость, характерную для неперегретых образцов [Garver, Bartholomew, 2001]. Мы построили такие же графики для датированных образцов из Южно-Анюйской сутуры (рис. 8 а, б, в). На графиках не наблюдается четко обособленных кластеров и значительного отклонения от линейной зависимости. Таким образом, мы считаем, что цирконы в образцах из Южно-Анюйской зоны не подвергались частичному отжигу и их возраста отражают время остывания цирконов в источниках сноса. Возраст отложений всегда может возраст, содержащийся в них обломков. Значит возраст молодых популяций цирконов (155.4 ± 7.5 млн. лет – образец 9947, 149.6 ± 10.2 млн. лет – образец 9947/1, 131.7 ± 7.5 млн. лет – образец 9986) определяет нижний предел

Таблица 2. Трековый возраст детритовых цирконов из песчаников Аниюйской зоны

№ обр.	Тип толщи	Nt	Возраст популяций циркона	
			P1 (млн. лет)	P2 (млн. лет)
9986	Проксимальные турбидиты	50	131.1 ± 7.5 88.5%	344.5 ± 70.3 11.5%
9947	дистальные турбидиты	47	155.4 ± 9.0 94.4%	354.2 ± 90.3 5.6%
9947/1	дистальные турбидиты	38	149.6 ± 10.2 79.5%	293.8 ± 59.9 20.5%

Примечание. Nt – количество датированных зерен циркона в образце. P1, P2 – популяции циркона, рассчитанные по программе BinomFit v 1.8 [Brandon, 1992, 1996]. Возраст приведен в млн. лет, ошибка определения возраста соответствует $\pm 1\sigma$, проценты – количество зерен данной популяции от общего числа датированных зерен (Nt).

возраста накопления содержащих их отложений. Если же синхронно с накоплением толщ в непосредственной близости происходили вулканические извержения, то возраст цирконов молодой популяции будет близок к возрасту осадконакопления терригенных толщ.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В ЮЖНО-АНЮЙСКОМ БАССЕЙНЕ В ПОЗДНЕЙ ЮРЕ И РАННЕМ МЕЛУ

Из приведенных на рис. 5 схематических разрезов верхнеюрско-нижнемеловых комплексов только разрезы VIII и IX занимают автохтонное (близкое к изначальному) положение. Разрезы I и II, хотя и могли быть тектонически перемещены в северном направлении, но в целом являются принадлежностью Алазейско-Олойского пояса. Разрезы III–VII тектонически перемещены и в структуре Южно-Анюйской сутуры, а также Анюйско-Чукотского пояса занимают аллохтонное положение [Соколов и др., 2001]. Мы не можем оценить амплитуду перемещения каждого тектонического покрова. Кроме того, не для каждого комплекса верхнеюрско-нижнемеловых пород можно однозначно определить место их накопления: Алазейско-Олойский пояс или Южно-Анюйский палеобассейн. Корневая зона тектонических покровов, сложенных породами разрезов III–VII, скрыта под структурами Алазейско-Олойского пояса. Поэтому при реконструкции условий осадконакопления для временного интервала поздняя юра–ранний мел мы можем руководствоваться лишь косвенными соображениями о первоначальной латеральной зональности Южно-Анюйского палеобассейна, при этом учитывалось предположение, согласно которому в

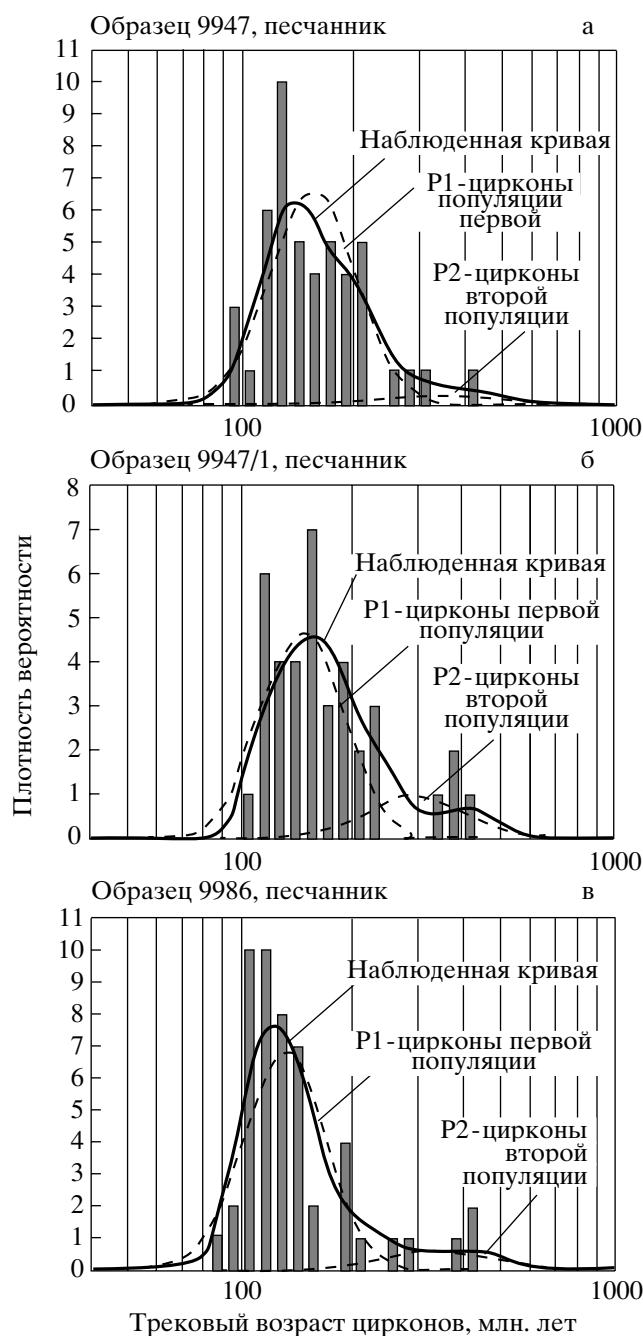


Рис. 7. Графики распределения трековых возрастов зерен циркона в образцах 9947 (а), 9947/1 (б), 9986 (в). Р1, Р2 – пики разновозрастных популяций (см. табл. 2), разделенные программой BinomFit 1.8 [Brandon, 1996]. Шкала времени показана в логарифмическом масштабе.

поздней юре–начале раннего мела вдоль южной (в современных координатах) границы Южно-Ануйского палеобассейна развивалась зона конвергенции [Парфенов, 1984; Соколов и др., 2001].

Вторая половина поздней юры. В оксфордитоне северным ограничением Южно-Ануйско-

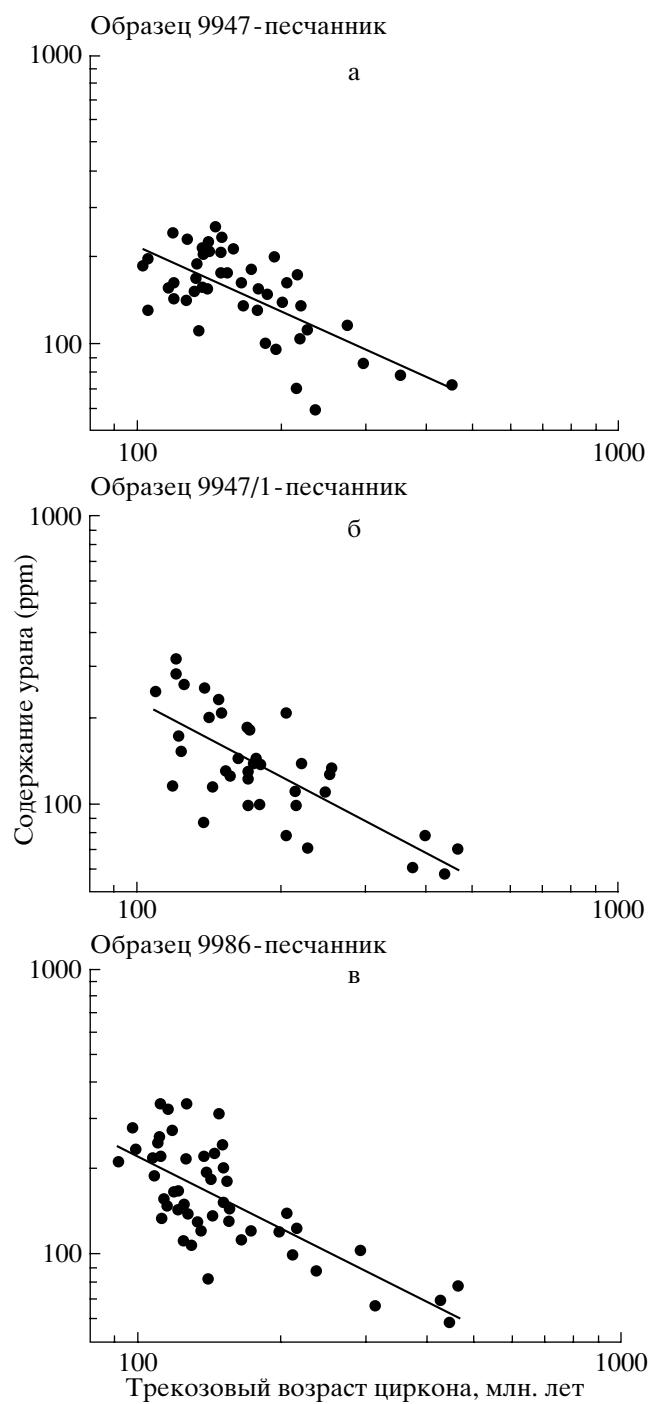


Рис. 8. Графики зависимости трековых возрастов зерен циркона от содержания в них урана для образца 9947 (а), 9947/1 (б) и 9986 (в).

Графики построены в логарифмическом масштабе.

го бассейна служила пассивная окраина микроконтинента Чукотка – Арктическая Аляска. В его пределах морское осадконакопление происходило преимущественно в пределах грабенов (рис. 9 а).

В Южно-Ануйском палеобассейне новообразование океанической коры прекратилось в кел-

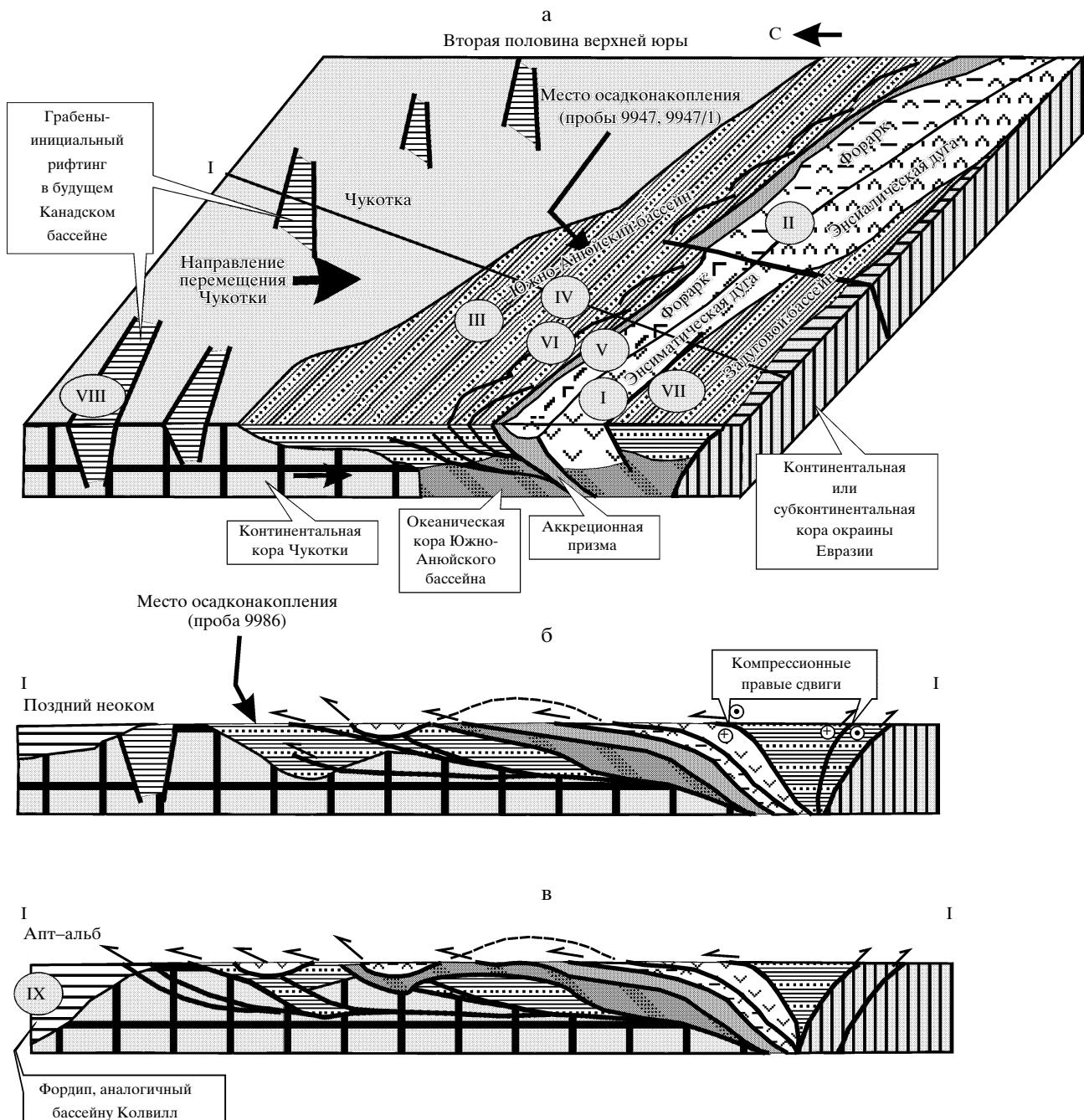


Рис. 9. Палеореконструкции развития Южно-Ануйского бассейна и Южно-Ануйской сутуры в позднеюрское – раннемеловое время.
 а – блок-диаграмма, иллюстрирующая палеотектоническую ситуацию в Яракваамском сегменте Южно-Ануйского бассейна во второй половине верхней юры;
 б, в – палеопрофили по линии I–I, иллюстрирующие палеотектоническую ситуацию в неокоме (б) и в апте-альбе (в). Номера в кружках соответствуют номерам колонок стратиграфических разрезов верхнеюрско-нижнемеловых отложений на рис. 5.

ловее-оксфорде [Соколов и др., 2001]. Бассейн активно наполнялся терригенными осадками. Снос в бассейн, судя по наблюдениям авторов, происходил как со стороны микроконтинента Чукотка – Арктическая Аляска, так и со стороны

Евразии. Пирокластический материал поступал со стороны Алазейско-Олойской зоны островодужного вулканизма (см. рис. 9 а). Источником олистостромовых горизонтов могли быть структуры палеоаккреционной призмы перед фронтом

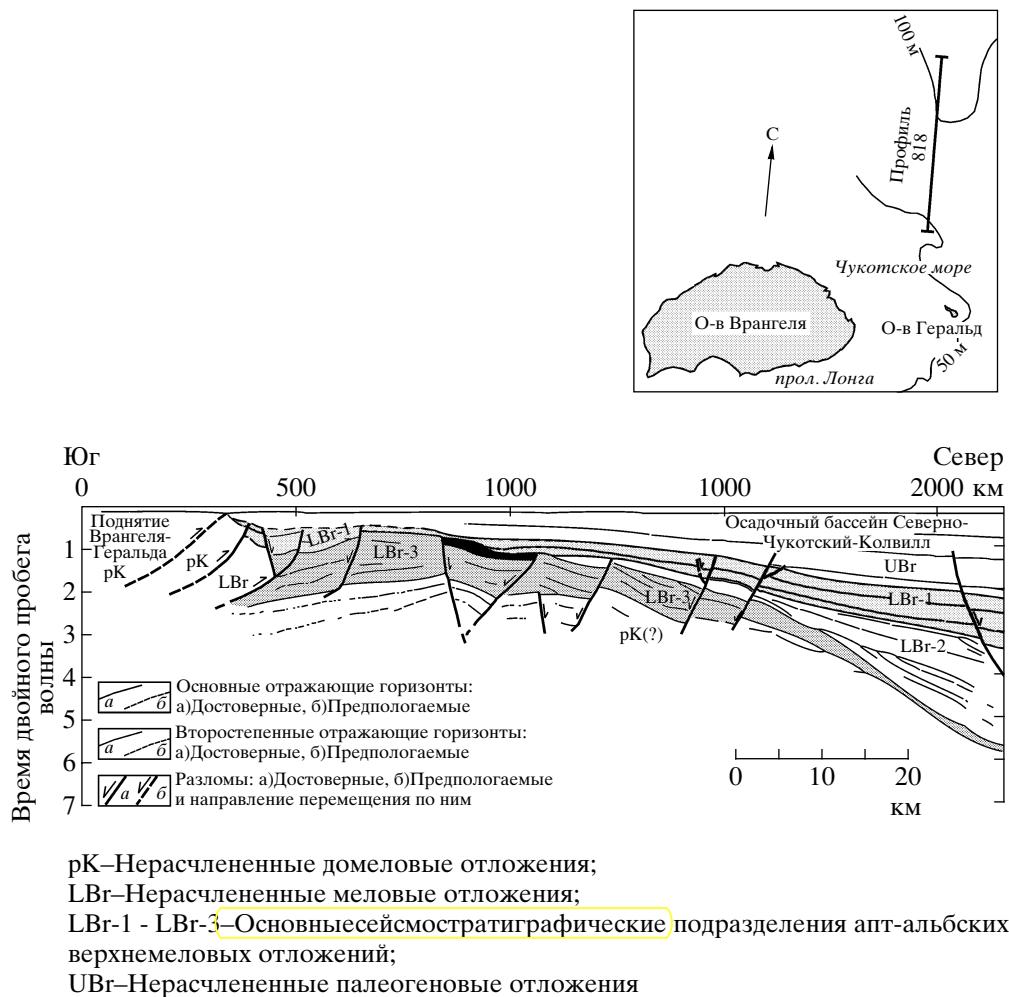


Рис. 10. Временной геолого-геофизический профиль 818, выполненный в западной части Чукотского моря к СВ от о-ва Врангеля [Grantz et al., 1990].

На врезке показано местоположение профиля.

Алазейско-Олойской зоны. Возможно, часть верхнеюрских морских вулканогенных образований (пиллоу-лавы с пачками вулканомиктового флиша) образовалась в тыловой части Алазейско-Олойской островной дуги в условиях спредингового задугового бассейна. В современной структуре такие образования известны только в западной части Алазейско-Олойского пояса [Парфенов, 1984; Оксман, 1998]. Накопление туфо-терригенного флиша (пробы 9947, 9947/1), вероятно, происходило в преддуговом регионе Алазейско-Олойской зоны островодужного вулканизма (см. рис. 9 а).

Первая половина раннего мела. В берриас-готериве позднеюрский латеральный ряд структур осложнен активными складчатыми деформациями [Парфенов, 1984; Натальин, 1984; Богданов, Тильман, 1992; Соколов и др., 2001]. Этим объясняется регressiveный характер известных разрезов верхнеюрско-нижнемеловых отложе-

ний [Радзивилл, Палымский, 1972; Паракецов, Паракецова, 1989]. В то же время на водоразделе Ангарка-Уямканда известны нижнемеловые турбидиты (см. рис. 5, III). Это свидетельствует о существовании достаточно обширного и глубоководного бассейна к северу (в современных координатах) от зоны складчатости и надвигообразования (см. рис. 9 б). В пределах этого бассейна накопились отложения, типовой образец которых охарактеризован пробой 9986. В пределах Алазейско-Олойской зоны продолжается слабо активный аэральный островодужный вулканализм [Тильман, 1973; Богданов, Тильман, 1992; Парфенов, 1984]. В Анюйско-Чукотском складчатом поясе известны автохтонные аркозовые флишевые отложения берриас-валанжинского возраста, накопление которых, вероятно, связано с регрессией моря со стороны раскрывающегося Канадского бассейна [Grantz et al., 1988; Grantz et al., 1998; Embry, 1998].

В готериве-барреме после пика покровообразования происходит формирование грубообломочного неоавтохтона (см. рис. 5, IV). В дальнейшем неоавтохтон также оказался вовлечен в надвиговую структуру. По-видимому, к концу неокома фронт тектонических покровов достиг шельфа южной окраины Канадского бассейна (в современных координатах), о чем свидетельствуют данные по деформациям в апт-альбских отложениях осадочного бассейна Колвилл на северо-западе Аляски [Grantz et al., 1988, 1994] (см. рис. 9 б.).

Конец раннего мела. В апте-альбе интенсивное терригенное осадконакопление происходит в бассейнах Колвилл и Северно-Чукотском вдоль южной периферии Канадской котловины (см. рис. 9 в) [Grantz et al., 1988]. Формирование покровно-складчатой структуры Южно-Ануйской сутуры к этому времени в основном завершилось. Происходили лишь малоамплитудные взбросово-надвиговые, а также сдвиговые перемещения, нарушающие нормальное залегание меловых и палеогеновых слоев. На сейсмическом профиле (рис. 10) в южной его части видно, что взбросово-надвиговые деформации северной вергентности нарушают залегание палеогеновых отложений Северо-Чукотского прогиба к северо-востоку от о-ва Брангеля [Grantz et al., 1990].

Исследования проводились при финансовой поддержке РФФИ (проекты 01-05-64535, 00-07-90000, 02-05-64217, 02-05-64967) и ФЦП “Интеграция” (проект М-00-99). Датирование цирконов проведено при частичном финансировании Национального научного фонда (США), проект OPP-9911910. Облучение образцов проводилось в рамках программы совместного использования реакторов (U.S. DOE) доктором С. Бинни (ядерный ректор Орегонского университета).

Авторы признательны С.Д. Соколову за обсуждение результатов исследований, критические замечания и внесенные в текст статьи исправления, а также за ряд идей, которые облегчили расшифровку структуры Южно-Ануйской сутуры при полевых работах. Авторы также благодарны директору АГГП г. Билибино В.Т. Бурченкову, геологам АГГП В.А. Шеховцову и С.П. Глотову за помощь при проведении полевых работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богданов Н.А., Тильман С.М. Тектоническая карта Северо-Востока Азии масштаба 1:5000000. М.: Ин-т литосферы РАН, 1992. 1 лист.

Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Подгорный И.И., Ганелин А.В. Тектоника и коллизионная история Южно-Ануйской сутуры, западная Чукотка // 7 Международная конференция по тектонике плит им. Л.П. Зоненшайна. Тезисы докладов. М.: Научный мир, 2001а. С. 381–382.

Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д., Морозов О.Л., Шеховцов В.А., Вишневская В.С., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка, Северо-Восток Азии) // Тектоника Неогея: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2001б. С. 62–65.

Бычков Ю.М. Триас Северо-Востока России. Магадан: Изд-во СВКНИИ ДВО РАН, 1994. 60 с.

Довгаль Ю.М., Городинский М.Е., Стерлигова В.Е. Алучинский гипербазитовый комплекс // Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан: Книжное издательство, 1975. Ч. 2. С. 59–70.

Иванов В.В. Осадочные бассейны Северо-Восточной Азии / Под ред. Трофимука А.А. М.: Наука, 1985. 209 с.

Лычагин П.П., Бялобжеский С.Г., Колясников Ю.А., Кораго Е.А., Ликман В.Б. Геология и петрография Громадненско-Вургувеемского габроноритового массива (Южно-Ануйская зона). Магадан: Книжное издательство СВКНИИ РАН, 1991. 47 с.

Натальин Б.А. Раннемезозойские эвгеосинклинальные системы северной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1984. 135 с.

Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского // Автореф. дис. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1998. 33 с.

Паракецов К.В., Паракецова Г.И. Стратиграфия и фауна верхнеюрских и нижнемеловых отложений Северо-Востока СССР. М.: Недра, 1989. 298 с.

Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги в мезозоях северо-востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.

Пинус Г.В., Стерлигова В.Е. Новый пояс альпинотипных гипербазитов на Северо-Востоке СССР и некоторые геологические закономерности формирования гипербазитовых поясов // Геология и геофизика. 1973. № 12. С. 109–111.

Радзивилл А.Я., Палымский Б.Ф. Стратиграфия нижнемеловых континентальных образований Ануйско-Анадырского междуречья // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Магадан: Книжное издательство, 1972. Вып. 20. С. 141–151.

Сеславинский К.Б. Южно-Ануйская сутура (Западная Чукотка) // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 5. С. 1181–1185.

Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Шапиро М.Н. Возраст детритовых цирконов в песчаниках Лесновской серии (Северная Камчатка) по данным трекового датирования // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 3. С. 89–100.

Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Ганелин А.В., Подгорный И.И. Покровная тектоника Южно-Ануйской сутуры (Западная Чукотка) // Докл. РАН. 2001. Т. 376. № 1. С. 7–11.

- Тильман С.М.* Сравнительная тектоника мезозойд севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 325 с.
- Фор Г.* Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. 590 с.
- Шапиро М.Н., Соловьев А.В., Гарвер Дж.И., Брэндон М.Т.* Источники цирконов в терригенных толщах мела и нижнего палеогена Западно-Камчатско-Укэлятской зоны // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 4. С. 374–389.
- Шульгина В.С., Ткаченко В.И., Кузнецов В.М.* Геологическая карта СССР (новая серия). Масштаб 1:1000000. Карта дочетвертичных отложений / Под ред. Натапова Л.М. Л.: ВСЕГЕИ, Изд-во Мингео СССР, 1990. 1 лист.
- Шуклюков Ю.А., Крылов И.Н., Толстыхин И.Н., Овчинникова Г.В.* Треки осколков деления урана в мусковите // Геохимия. 1965. N 3. С. 291–301.
- Шутов В.Д., Коссовская А.Г., Муравьев В.И. и др.* Граувакки. М.: Наука, 1972. 346 с.
- Шутов В.Д.* Классификация песчаников // Граувакки // Труды ГИН АН СССР. 1972. Вып. 238. С. 21–24.
- Brandon M.T.* Probability density plot for fission-track grain-age samples // Radiation Measurements. 1996. V. 26. №5. P. 663–676.
- Brandon M.T.* Decomposition of fission-track grain-age distributions // American Journal of Science. 1992. V. 292. P. 535–564.
- Brandon M. T., Vance J.A.* Tectonic evolution of the Cenozoic Olympic subduction complex, western Washington State, as deduced from fission track ages for detrital zircon // American Journal of Science. 1992. V. 292. P. 565–636.
- Baldwin S.L., Harrison T.M., Burke K.* Fission-track evidence for the source of accreted sandstones, Barbados // Tectonics. 1986. V. 5. P. 457–468.
- Chemenda A.I., Mattauer M., Burg J.-P.* Evolutionary model of the Himalaya-Tibet system: geopoem – based on new modelling, geological and geophysical data. Earth and Planetary Sci. Letters. 2000. V. 174. № 3–4. P. 397–409.
- Embry A.F.* Tectonic implications of large-scale Jurassic-Cretaceous sequence boundaries in the Circum-Arctic. III Intern. Conference on Arctic Margins. Abstract Volume. Celle, Germany. 1998. P. 54–55.
- Fleisher R.L., Price P.B., Walker R.M.* Nuclear tracks in solids. Berkeley, CA: University of California Press, 1975. 605 p.
- Hasebe N., Tagami T., Nishimura S.* Evolution of the Shimanto accretionary complex: a fission-track thermochronologic study // Thermal evolution of the tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan: An example of ridge-trench interaction / Ed. Underwood M.B. Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper. 1993. V. 273. P. 121–136.
- Hurford A.J.* Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // Advances in Fission-Track Geochronology. Kluwer Academic Publisher. 1998. P. 19–32.
- Hurford A.J., Carter A.* The role of fission-track dating in discrimination of provenance // Development in sedimentary provenance studies. Geol. Soc. London Spec. Publ. 57. 1991. P. 67–78.
- Hurford A.J., Fitch F.J., Clarke A.* Resolution of the age structure of the detrital zircon populations of two Lower Cretaceous sandstones from the Weald of England by fission-track dating // Geol. Mag. 1984. V. 121. P. 269–277.
- Galbraith R.F.* Graphical display of estimates having differing standard errors // Technometrics. 1988. V. 30. P. 271–281.
- Garver J.I., Bartholomew A.* Partial resetting of fission tracks in detrital zircon: dating low temperature events in the Hudson Valley (NY) // Geological Society of America Abstract with Programs. 2001. V. 33. P.83.
- Garver J.I., Brandon M.T.* Fission-track ages of detrital zircon from mid-Cretaceous sediments of the Methow-Tyauthon basin, southern Canadian Cordillera // Tectonics. 1994. V. 13 № 2. P. 401–420.
- Garver J.I., Brandon M.T., Roden-Tice M., Kamp P.J.J.* Exhumation history of orogenic highlands determined by detrital fission-track thermochronology / Eds Ring U., Brandon M.T., Lister G.S., Willett S.D. Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion. Geological Society, London. Special Publications. 1999. V. 154. P. 283–304.
- Garver J.I., Soloviev A.V., Bullen M.E., Brandon M.T.* Towards a more complete records of magmatism and exhumation in continental arcs, using detrital fission-track thermochronometry // Physics and Chemistry of the Earth. Part A. 2000. V. 25. № 6–7. P. 565–570.
- Grantz A., May S.D., Dinter D.A.* Geologic framework, petroleum potential, and environmental geology of the United States Beaufort and northeastmost Chukchi Sea // Geology and exploration of the National Petroleum Reserve in Alaska, 1974 to 1982. G. Gryc ed. USGS Professional Paper 1399. Washington, 1988. P. 231–256.
- Grantz A., Clark D.L., Philips R.L., Gray L.B., Murchey B.I., Srivastava S.P., Blome C.D., Haga H., Mickey M.B., McIntryre D.J., McNeil D.H., Wall J. H., Mullen M.W., Stevens C.H., Ross C.A., Silberling N.J., Willard D. A., Phanerozoic stratigraphy of Northwind Ridge, magnetic anomalies in the Canada Basin and the geometry and timing of rifting in the Amerasia Basin, Arctic Ocean // Geol. Soc. Am. Bull. 1998. V. 110. P. 801–820.*
- Grantz A., May S.D., Hart P.E.* Geology of the Arctic continental margin of Alaska // The Arctic ocean region Eds Grantz A., Johnson L., Sweeney J.F. The Geology of North America. V. L. Geol. Soc. of Amer. 1990. P. 257–288.
- Grantz A., May S.D., Hart P.E.* Geology of the Arctic continental margin of Alaska // The geology of North America / Eds. Plafker G., Berg H.C. 1994. V. G. P. 17–48.
- Molenaar C.M., Egbert R.M., Krystnik L.F.* Depositional facies, petrography, and reservoir potential of the Fortress Mountain Formation (Lower Cretaceous), central North Slope, Alaska // Geology and exploration of the National Petroleum Reserve in Alaska, 1974 to 1982 Ed. Gryc G. USGS Professional Paper 1399. Washington, 1988. P. 257–280.

- Natal'in B. A.; Amato J. M.; Toro J.; Wright J. E. Paleozoic rocks of northern Chukotka Peninsula, Russian Far East // Tectonics. 1999. V. 18. № 6. P. 977–1003.
- Noklenberg W.J., Parfenov L.M., Monger J.W.H., Norton I.O., Khanchuk A.I., Stone D.W., Fujita K. Phanerozoic tectonic evolution of the Circum-North Pacific // USGS open-file report 98-754. 1998. 125 p.
- Price P.B., Walker R.M. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals // Jour. Geophys. Res. 1963. V. 68. P. 4847–4862.
- Rahn M.K., Brandon M.T., Batt G.E., Garver J.I. Zircon fission track annealing: I – The time-temperature relationship between alpha and FT damage. American Mineralogist. 2002.
- Van der Voo R., Spakman W., Bijwaard H. Tethyan subduction slabs under India // Earth and Planet. Sci. Letters. 1999. V. 171. № 1. P. 7–20.
- Wagner G. A., Van Den Haute P. Fission-Track Dating: Kluwer Academic Publishers. 1992. 285 p.