

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ АЛМАЗА И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН

На правах рукописи

ВАСИЛЬЕВ Дмитрий Анатольевич

**МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ОЛЕНЕКСКОГО,
СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТЕЙ ЗАПАДНО-ВЕРХОЯНСКОГО СЕКТОРОВ
ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА: СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ
И НИЗКОТЕМПЕРАТУРНАЯ ГЕОХРОНОЛОГИЯ**

специальность 1.6.1 – Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика

диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
к.г.-м.н. А.В. Прокопьев

Якутск – 2023

ОГЛАВЛЕНИЕ

	стр.
ВВЕДЕНИЕ	4
Глава 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ ФОРЛАНДА ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА	12
1.1. Северный фланг Верхоянского складчато-надвигового пояса и прилегающие прогибы	12
1.2. Состояние изученности	18
Глава 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	23
Глава 3. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ФОРЛАНДА ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ПРОГИБОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	31
3.1. Складчатые и разрывные структуры Оленекского сектора ВСНП	31
3.1.1. Оси палеонапряжений	41
3.1.2. Глубинное строение	44
3.2. Складчатые и разрывные структуры Хараулахского сегмента Западно- Верхоянского сектора ВСНП	51
3.2.1. Быковский антиклинорий	51
3.2.2. Центрально-Хараулахский синклинорий	65
3.2.3. Хараулахский антиклинорий	76
3.2.3.1. Юттыхская антиклиналь	77
3.2.3.2. Тасаринская синклиналь	79
3.2.3.3. Чекуровская антиклиналь	82
3.2.4. Оси палеонапряжений	93
3.3. Складчатые и разрывные структуры Куранахского сегмента Западно- Верхоянского сектора ВСНП	99
3.3.1. Эндыбальская антиклиналь	99
3.3.1.1. Оси палеонапряжений	113
3.4. Сравнительный анализ складчатых и разрывных структур	116
3.4.1. Складчатые и разрывные структуры	116
3.4.2. Оси палеонапряжений	117
3.4.3. Глубинное строение	118
3.4.4. Модель формирования складчатых и разрывных структур	119

Глава 4. ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ СЕВЕРА ФРОНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ПРОГИБОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ	123
4.1. Оленекский сектор ВСНП	125
4.1.1. Длины треков	127
4.1.2. Трековый возраст	129
4.1.3. Интерпретация графиков термальной эволюции	134
4.2. Хараулахский сегмент Западно-Верхоянского сектора ВСНП	146
4.2.1. Длины треков	147
4.2.2. Трековый возраст	149
4.2.3. Интерпретация графиков термальной эволюции	154
4.3. Куранахский сегмент Западно-Верхоянского сектора ВСНП	167
4.3.1. Длины треков	167
4.3.2. Трековый возраст	167
4.3.3. Интерпретация графиков термальной эволюции	169
4.4. Оценка величины денудации	172
Глава 5. СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ФРОНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРА ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ПРИВЕРХОЯНСКОГО И ЛЕНО-АНАБАРСКОГО ПРОГИБОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	179
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	187
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	189
СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА	215

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность проведенных исследований обусловлена необходимостью расширения представлений о строении и истории формирования геологических структур арктических и субарктических территорий России и совершенствования модели геодинамического развития Северо-Восточной Азии в мезозое и кайнозое, создания геологической основы для наращивания и освоения минерально-сырьевых и углеводородных ресурсов региона. Проблема изучения складчато-надвиговых структур в связи с этим имеет особое значение. Разноплановые изучения северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) и прилегающих районов Сибирской платформы, в пределах которых проводились исследования имеют длительную историю [напр. Обручев, 1934; Матвеевко, Шаталов, 1958; Пушаровский, 1958; Мокшанцев и др., 1964, 1968; Зоненшайн, 1965а; Сборщиков, 1968а, б, 1971а; Галабала, 1971; Гогина, Грошин, 1976; Биджиев и др., 1976; Гусев, 1979; Межвилк, Марков, 1983, Соколов и др., 1986; Парфенов, 1984, 1987а, б, 1988; Парфенов, Прокопьев, 1993; Прокопьев, Дейкуненко, 2001а; Тектоника, геодинамика ..., 2001; Parfenov et al., 1995b и др.]. Исследования последних лет позволили получить новые данные по стратиграфии, палеонтологии, бассейновому анализу и тектонике северо-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления, смежных орогенных поясов и шельфа моря Лаптевых [напр. Большианов и др., 2014; Конторович и др., 2013; Герцева и др., 2016; Проскурнин и др., 2017; Зуева и др., 2015; Ershova et al., 2012, 2014; Drachev et al., 2010; Franke et al., 2000, 2001; Khudoley, Prokopiev, 2007; Miller et al., 2013; Prokopiev et al., 2018a, b; Pavlovskaja et al., 2022]. Однако в силу удаленности и труднодоступности, сложности геологического строения региона их изученность остается до сих пор недостаточной. Многие вопросы, касающиеся тектонического строения, мезозой–кайнозойской истории геологического развития, тектоники и геодинамики остаются открытыми: стиль, последовательность и время проявления тектонических деформаций, возрастные рубежи тектонических подъемов, глубинное строение, величина эрозионного среза, история тектонического развития в контексте с геодинамической эволюцией смежных орогенных поясов и Сибирской платформы. Об этапах роста и денудации горных сооружений Северного Верхоянья есть лишь общие представления [Гусев, 1979; Тектоника, геодинамика..., 2001; Парфенов и др., 2001]. Появление новых методов исследования способствует получению нового фактического материала и возможности переинтерпретации существующих моделей. Использование современных методов абсолютной геохронологии, особенно развивающихся в последнее время методов низкотемпературной термохронологии, наряду с традиционными методами структурного анализа является новым подходом к изучению сложно построенных тектонических структур с многоэтапной историей развития. Правильное понимание

структурной характеристики территории важно для оценки ее рудного потенциала, так как месторождения имеют структурный контроль. Таким образом, проведение исследований имеет и прикладное значение для экономической и сырьевой безопасности и освоения арктической зоны Российской Федерации.

Цель исследований – установление основных закономерностей тектонического строения и мезозой–кайнозойской эволюции фронтальных складчатых структур северной части ВСНП и прилегающих Лено-Анабарского и Приверхоянского прогибов и корреляция структурно-тектонических событий.

Задачи исследования:

1. Структурный анализ складчатых и разрывных деформаций с выделением структурных парагенезисов и установлением их кинематики.

2. Тектонофизический анализ с целью реконструкции полей тектонических напряжений и расчета ориентировок главных осей сжатия и растяжения.

3. Установление возраста и последовательности формирования деформационных структур.

4. Проведение трекового датирования апатитов, изотопной термохронологии и геохронологии; установление основных временных интервалов тектонических поднятий различных частей фронта ВСНП, связанных с заключительными стадиями формирования складчато-надвиговых структур.

5. Проведение сравнительного анализа тектонических структур различных частей фронта ВСНП.

Объекты исследований – структуры северного фланга фронтальной части ВСНП и прилегающих прогибов Сибирской платформы:

1. Центральная часть Усть-Оленекской системы складок Оленекского сектора ВСНП и прилегающих районов Лено-Анабарского прогиба.

2. Северный фланг Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП и прилегающая часть Приверхоянского краевого прогиба.

3. Центральная часть Куранахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП.

Методы исследований

1. Изучение и обработка замеров ориентировки плоскостных и линейных деформационных образований, малых структурных форм и наложенной складчатости, с целью выявления разновозрастных структурных парагенезисов, выполнена на основе современных методов структурного и геометрического анализов и обработки данных в компьютерных программах (Stereonet, QuickPlot) с использованием метода сбалансированных разрезов [напр. Гзовский, 1975; Ярошевский, 1981; Родыгин, 1980, 2006; Гайдук, Прокопьев, 1999; Парфенов и

др., 2001; Прокопьев и др., 2004б; Кирмасов, 2011; Ramsay et al., 1987; Allmendinger et al., 2012; Cardozo, Allmendinger, 2013; Fossen, 2016].

2. Реконструкция полей тектонических напряжений и расчеты ориентировок осей сжатия и растяжения по массовым замерам сместителей разломов и штриховок на зеркалах скольжения выполнена с помощью тектонофизических методов кинематического анализа (компьютерная программа FaultKinWin) [Парфенов, Парфенова, 1980; Парфенов В.Д., 1984; Родыгин, 1980, 2006; Кирмасов, 2011; Marrett, Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2012; Cardozo, Allmendinger, 2013].

3. При определении последовательности формирования деформационных структур различных сегментов ВСНП использовались методы изотопного датирования (U-Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) (обработка данных в программе Isoplot 4.0 [Ludwig, 2001, 2003]), низкотемпературной термохронологии (метод трекового датирования зерен апатитов – AFT) (обработка данных в программах AFTSolve, HeFTy, RadialPlottersoftware, QTQt) и (U-Th)/He изотопии [Флейшер и др., 1981; Фор, 1989; Ветров, 2016; Соловьев, 2008; Williams, 1998; Ludwig, 2001; Black et al., 2003; Ludwig, 2003; Baksi et al., 1996; Farley, 2000, 2002; Reiners, Brandon, 2006; Crowhurst et al., 2002; Wolfe, Stockli, 2010].

Фактический материал и личный вклад

В основу диссертационной работы положены материалы, собранные и изученные автором в период с 2007 по 2021 гг., а также коллекции, предоставленные научным руководителем А.В. Прокопьевым, литературные и фондовые материалы. Автором проведены полевые натурные наблюдения в 226 точках наблюдения в 15 доменах, в том числе на разрезах протяженностью в несколько километров. Замерено около 10000 ориентировок плоскостных и линейных тектонических структур. Отобрано 613 проб и образцов из терригенных и магматических разновозрастных пород. На основе этих данных были уточнены и созданы 47 карт различного масштаба, построены и детализированы 35 геологических разрезов, изменены и дополнены 17 стратиграфических колонок, построены 29 схем, 182 диаграммы и графика и более 500 стереограмм. Наиболее информативные из них приведены в данной диссертации.

Из более чем 100 образцов имеющейся коллекции были выделены монофракции апатитов и цирконов. Из апатитов (более 1000 зерен) было изготовлено 35 специализированных шашек для трекового датирования и продатировано 28 образцов в двух независимых лабораториях: A2Z (Apatite to Zircon, Inc, США) и в лаборатории минералогии и петрологии Гентского университета (Бельгия, аналитик Е.В. Ветров). В работе использовано 5 датировок изотопного возраста гранитов и гранодиоритов из массивов и даек. Определение изотопного возраста циркона U-Pb методом (SHRIMP II) проводились в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург); $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст слюд – в Центре коллективного пользования

научным оборудованием многоэлементных и изотопных исследований при ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Для (U-Th)/He изотопной термохронологии было подготовлено и продатировано 6 образцов с цирконами. (U-Th)/He датирование детритовых цирконов (ZHe) было проведено в геохронологическом центре UTChron Департамента наук о Земле Техасского университета в Остине, США.

Исследования проводились в лаборатории геодинамики и региональной геологии по плану НИР Института геологии алмаза и благородных металлов СО РАН – проекты: № гос. регистрации: 0120.0 802840, 0120.1051145, 012013739, 01201352156, 01201464644, АААА-А16-116012050445-7, АААА-А17-117021310215-6. Отдельные этапы исследований проводились при поддержке грантов РФФИ (№07-05-00743, 13-05-00700, 14-05-31298_мол_а) и РНФ (№ 20-17-00169). Помимо этого, работы выполнялись также при поддержке программы комплексных научных исследований в РС (Я), направленных на развитие ее производительных сил и социальной сферы на 2016–2020 гг. «Стратегически важные виды минерально-сырьевых ресурсов и особенности геологического строения инвестиционно привлекательных территорий Республики Саха (Якутии): металлогения, тектоника, магматизм, геоэкология, совершенствование поисковых и прогнозных технологий». Автор принимал участие в экспедиционных работах на изученных объектах в течение шести полевых сезонов; непосредственно участвовал во всех работах, в сборе коллекций, пробоподготовке и последующей комплексной обработке и интерпретации полевых и аналитических данных, в том числе с использованием компьютерных программ, сформулировал основные научные выводы и защищаемые положения диссертационной работы, визуализировал материал.

Защищаемые положения

1. Установлены позднемезозойские – кайнозойские этапы тектонических деформаций на севере Верхоянского складчато-надвигового пояса и их последовательность: в Оленекском секторе два этапа – ранний складчато-надвиговый в две стадии и поздний растяжения; в Хараулахском сегменте четыре этапа – три складчато-надвиговых и поздний растяжения; в Куранахском сегменте два этапа – ранний складчато-надвиговый и поздний сдвиговый.

2. Методами низкотемпературной термохронологии АFT и (U-Th)/He установлены основные временные интервалы тектонических поднятий различных частей ВСНП и их связь с проявлениями выделенных этапов и стадий деформаций: раннеюрский (~190–171 млн лет), позднеюрско-раннемеловой (~148–117 млн лет – этапы ${}^0D_1^1$, ${}^X D_1$, ${}^K D_1$ и ${}^K D_2$) и позднемеловой (~95–90 млн лет – этап ${}^X D_2$, ~86–75 млн лет – этап ${}^0 D_1^2$, ~75–61 млн лет – этап ${}^X D_3$).

3. Мощность эродированных пород увеличивается от Сибирской платформы в восточном и северном направлении в сторону складчатых областей. В центральной части Лено-Анабарского и на севере Приверхоянского прогиба величина денудации 2–3,3 км, в

прилегающих частях Усть-Оленекской системы складок и Хараулахского сегмента свыше 4 км, а в тылу Хараулахского сегмента – более 6 км. Наиболее высокая рассчитанная скорость денудации пород по интерпретации графиков термальной эволюции установлена в центральной части Усть-Оленекской системы складок (остывание на 15°C/млн лет ~65–60 млн лет назад и остывание на 5–9°C/млн лет ~195–185 млн лет назад), а также на севере Хараулахского сегмента (остывание на 10°C/млн лет ~60–50 млн лет назад).

4. Проведена корреляция мезозойских и кайнозойских деформационных и термальных событий на севере и в центральной части Верхоянского складчато-надвигового пояса со смежными регионами Новосибирско-Чукотского и Таймыро-Североземельского орогенных поясов и рифтогенными структурами на шельфе моря Лаптевых. Прослежена связь изученных деформационных структур со следующими геодинамическими событиями – коллизией Сибирского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна, столкновением Сибирского кратона с микроконтинентом Арктическая Аляска–Чукотка и раскрытием Евразийского океанического бассейна.

Научная новизна

Полученные данные существенно дополнили уже имеющиеся представления об истории геологического развития северной части ВСНП.

1. Впервые для изученных регионов расшифрована кинематика складчатых и разрывных деформаций; выделены структурные парагенезы.

2. Установлен возраст и уточнена последовательность формирования деформационных структур.

3. Впервые реконструированы поля тектонических напряжений и рассчитаны ориентировки главных осей сжатия и растяжения.

4. Впервые проведено трековое датирование апатитов, по данным которого, а также (U-Th)/He анализа и изотопной геохронологии впервые установлены основные временные интервалы тектонических поднятий различных частей фронта ВСНП, связанных с выделенными этапами деформаций.

5. Впервые проведена корреляция тектонических и термохронологических событий, сравнительный анализ тектонических структур различных частей фронта ВСНП.

Практическая значимость

Получены результаты об истории геологического развития территории, перспективной на обнаружение стратегически важных в современных реалиях различного вида твердых полезных ископаемых и углеводородов. Установление закономерностей строения отдельных тектонических структур и мезо–кайнозойской тектонической эволюции этих частей Арктики и Субарктики, в том числе прилегающих к арктическому шельфу, позволило как расшифровать

структурное положение Ag-полиметаллических рудных объектов (Мангазейский рудный узел Куранахского антиклинория), так и способствует созданию геологической основы для адекватной интерпретации строения акустического фундамента и осадочного чехла мезо–кайнозойских бассейнов седиментации шельфа моря Лаптевых. Таким образом, проведенные исследования имеют стратегическое значение для экономической и сырьевой безопасности, освоения арктической зоны Российской Федерации. Новые данные могут быть использованы при создании геологических и тектонических карт нового поколения.

Степень достоверности и апробация работы.

Результаты работы были доложены и обсуждены на конференциях и совещаниях различного ранга: Международной конференции «The Polar Petroleum Potential (3P Arctic)» (Ставангер, Норвегия, 2013); XII Международном симпозиуме им. ак. М.А. Усова студентов и молодых ученых «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, 2008); IV, V, VII Сибирской международной научно-практической конференции молодых ученых по наукам о Земле (Новосибирск, 2008, 2010, 2014); I и IV Международной научно-практической конференции молодых ученых и специалистов, посвященной памяти ак. А.П. Карпинского (Санкт-Петербург, 2009, 2015); Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» (Якутск, 2012–2019, 2023); X и XVII Всероссийском научном совещании «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)» (Иркутск, 2012, 2019); XXVI Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2015); Конференции научной молодежи к 60-летию ЯНЦ СО РАН и Году молодежи «ЭРЭЛ-2009» (Якутск, 2009); Региональной научно-практической конференции «Проблемы геологии и разведки недр Северо-Востока России» (Якутск, 2011).

Публикации. Автором лично и в соавторстве опубликовано 78 научных работ, в том числе по теме диссертации 50, из них 13 в журналах рекомендованных перечнем ВАК Минобрнауки России (Отечественная геология, 2008, 2010, 2011, 2012, 2013, 2014; Наука и образование, 2012; Геология и геофизика, 2016, 2018; Lithos, 2017; Journal of Geodynamics, 2018; Arktos, 2018 (WoS, Scopus, RSCI); Природные ресурсы Арктики и Субарктики, 2019 (RSCI); 3 статьи в материалах конференций, проиндексированных в библиографических базах WoS/Scopus (SGEM, 2018; SGEM, 2019; IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2020), а также 34 публикации, проиндексированные в РИНЦ.

Соответствие диссертации паспорту научной специальности 1.6.1.

Диссертационная работа соответствует паспорту научной специальности 1.6.1. «Общая и региональная геология. Геотектоника и геодинамика» и пунктам № 1, 3, 6, 7, 8, 12, 15.

1. Разработка структурно-формационной зональности регионов на основе анализа возраста, стратиграфического расчленения, состава и строения выделяемых в регионе вещественных комплексов. Расшифровка формационной принадлежности вещественных комплексов, реконструкция вертикальных и латеральных формационных рядов.

3. Модели геологического развития регионов: разработка пространственно-временных моделей их развития и анализ закономерностей изменения состава и строения осадочных, вулканогенно-осадочных, магматических и рудных формаций.

6. Структурный анализ (включая микроструктурный и петроструктурный) – изучение форм залегания горных пород, обусловленных их пластичными или разрывными деформациями.

7. Определение современных и древних полей напряжения в литосфере и ее сегментах разного масштаба.

8. Изучение вертикальных и горизонтальных тектонических движений: как современных (инструментальными методами), так и древних (геологическими и палеомагнитными методами).

12. Сравнительная тектоника, основанная на сравнительно-историческом анализе однотипных или родственных тектонических объектов, с целью их классификации, а также для выявления их эволюционной последовательности; сравнительная планетология.

15. Региональная геотектоника, основанная на выделении и изучении тектонических объектов того или иного региона, страны, континента, океанического или морского бассейна.

Объем и структура диссертации

Диссертация состоит из введения, 5 глав, заключения и списка литературы. Общий объем 224 страниц машинописного текста, который иллюстрируется 122 рисунками, 9 таблицами. Список литературы включает в себя 297 наименований.

Благодарности

Автор искренне благодарен научному руководителю заведующему лабораторией геодинамики и региональной геологии к.г.-м.н. А.В. Прокопьеву за предоставленные для исследований материалы, всестороннюю помощь при проведении исследований и интерпретации их результатов. Автор глубоко признателен д.г.-м.н. А.К. Худолею за помощь в освоении структурного анализа и методов определения главных осей напряжений, к.г.-м.н. В.Б. Ершовой, Г.Г. Казаковой, к.г.-м.н. А.Ю. Егорову, к.г.-м.н. Д.А. Застрожнову за помощь в проведении полевых исследований и сборе материала. Неоценимую помощь оказали д.г.-м.н. А.К. Худолей и к.г.-м.н. Е.В. Ветров при проведении трекового датирования апатитов. Автор также признателен коллегам из лаборатории геодинамики и региональной геологии ИГАБМ СО РАН к.г.-м.н. Ф.Ф. Третьякову и к.г.-м.н. Г.В. Ивенсен за обучение методикам

морфологического, структурного и статистического анализов, за поддержку на стадии обучения, к.г.-м.н. О.В. Королевой за ценные замечания и советы при подготовке рукописи, к.г.-м.н. А.И. Иванову за творческую атмосферу, всем коллегам из лаборатории геодинамики и региональной геологии, сотрудникам аналитических подразделений. Особенно хочется поблагодарить за ценные советы и неизменную поддержку на всех этапах исследования, к сожалению, преждевременно ушедшего из жизни к.г.-м.н. А.Г. Бахарева. Автор выражает благодарность руководству ЗАО «Прогноз», ФГУНПП «Аэрогеология» за помощь в проведении экспедиционных исследований. Также автор признателен TGS-NOPEG Geophysical Company за поддержку в рамках проекта «Региональные геолого-геофизические исследования арктической континентальной окраины Сибири». И, конечно, работа не была бы написана без понимания и поддержки любимой семьи.

ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ ФОРЛАНДА ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

1.1. Северный фланг Верхоянского складчато-надвигового пояса и прилегающие прогибы

Внешняя, примыкающая к Сибирской платформе часть Верхояно-Колымской орогенной области выделяется как Верхоянский складчато-надвиговый пояс (ВСНП). Пояс вдоль восточной окраины Сибирской платформы протягивается в субдолготном направлении на 2500 км при ширине до 500 км от побережья моря Лаптевых на севере и почти до Удской губы Охотского моря на юге и сложен осадочными проксимальными образованиями пассивной континентальной окраины (рисунки 1.1, 1.2). Он образован мощным (до 15 км) клином деформированных обломочных пород карбона, перми, триаса и юры, которые представляют собой типичные накопления пассивной континентальной окраины [Парфенов, 1984]. Эти породы подстилаются карбонатными, терригенно-карбонатными и вулканогенными отложениями мезо- и неопротерозоя, кембрия, ордовика, силура и девона общей мощностью более 10 км, которые выходят на дневную поверхность на севере и юге фронта ВСНП. Считается, что в основании ВСНП залегает архейско-палеопротерозойский кристаллический фундамент Сибирского кратона [Парфенов, 1984; Прокопьев, Дейкуненко, 2001а]. По своей протяженности и ширине ВСНП сопоставим с аналогичным поясом Кордильер Северной Америки. Пояс подразделяется на приплатформенную зону форланда и расположенную восточнее зону хинтерланда [Прокопьев, 1998; Прокопьев, Дейкуненко, 2001а].

На западе со стороны платформы к поясу примыкает Приверхоянский краевой прогиб, образованный среднеюрско-меловыми отложениями мощностью до 7 км [напр. Пушаровский, 1958; Огай, 1969]. Глубина залегания поверхности фундамента здесь достигает 14 км. В центральной своей части краевой прогиб сливается с Виллюйской синеклизой. Восточным ограничением ВСНП является Нерская зона разломов, отделяющая дистальные образования Верхоянской пассивной окраины от структур Полоусно-Дебинского террейна (Полоусный и Иньяли-Дебинский синклиории) и образований расположенного восточнее Колымо-Омолонского супертеррейна [напр. Прокопьев, 1998; Прокопьев, Дейкуненко, 2001а].

Причиной возникновения ВСНП считается коллизия Колымо-Омолонского супертеррейна с восточной окраиной Сибирского кратона в позднем мезозое [напр. Парфенов, 1984; Sengör, Natal'in, 1996; Тектоника, геодинамика ..., 2001]. Эта коллизия привела к

деформациям осадочных пород существовавшей на тот момент Верхоянской пассивной окраины. Результатом этих деформаций явилось сокращение ширины и увеличение толщины осадочных клиньев как в пределах Колымо-Омолонского супертеррейна, так и на окраине Сибирского континента, их изостатическое всплывание и формирование горных сооружений, перед фронтом которых был образован Приверхоянский краевой прогиб.

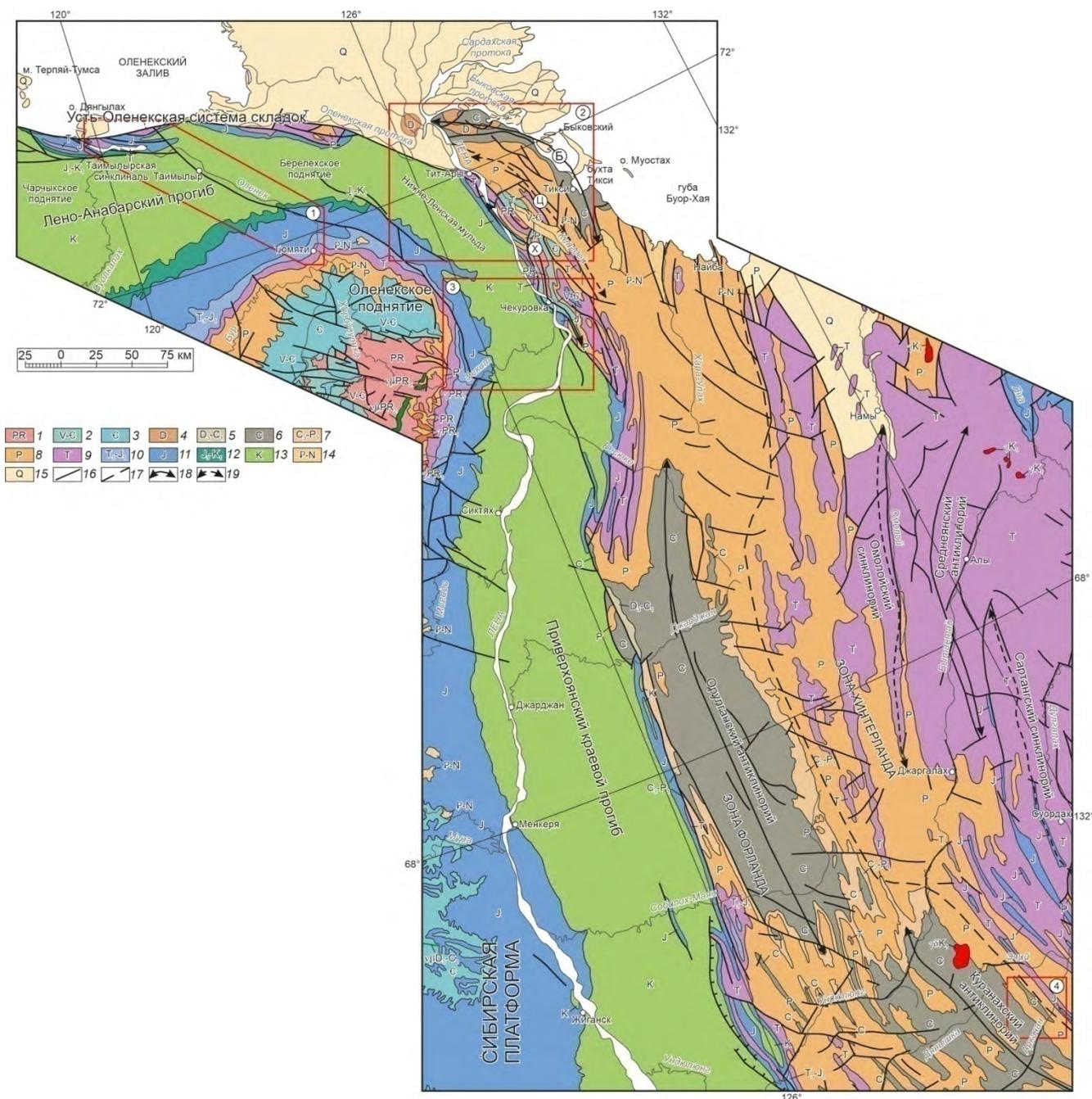


Рисунок 1.1. Геологическая карта северо-востока Сибирской платформы и северного фланга ВСНП [по Петров и др., 2011 с изменениями и упрощениями]:

Отложения: 1 – протерозойские, 2 – венд-кембрийские, 3 – кембрийские, 4 – девонские, 5 – нерасчлененные верхнедевонско-нижнекаменноугольные, 6 – каменноугольные, 7 – нерасчлененные верхнекаменноугольно-нижнепермские, 8 – пермские, 9 – триасовые, 10 – нерасчлененные верхнетриасо-нижнеюрские, 11 – юрские, 12 – нерасчлененные верхнеюрско-

нижнемеловые, 13 – меловые, 14 – объединенные палеоген-неогеновые, 15 – четвертичные, 16 – разломы, 17 – граница зон форланда и хинтерланда Верхоянского складчато-надвигового пояса, 18 – оси антиклинориев, 19 – оси синклинориев. Буквы в кружках: Б – Быковский антиклинорий, Ц – Центрально-Хараулахский синклинорий, Х – Хараулахский антиклинорий (Туора-Сисский выступ). Цифры в кружках – участки исследований: 1 – северная часть Оленекского поднятия, Лено-Анабарский прогиб и Усть-Оленекская система складок, 2 – Хараулахский сегмент, 3 – северная часть Приверхоянского прогиба и прилегающие структуры Хараулахского сегмента, 4 – Эндыбальская антиклиналь. Красными контурами показаны участки исследований.

В районах со сходным тектоническим строением, характеризующимся наличием широкой складчатой зоны и сопряженного с ней краевого прогиба, уже относительно давно установлено определяющее значение покровно-надвиговых структур, крупных субгоризонтальных срывов, которые не затрагивают кристаллический фундамент. Такие структуры известны вдоль всей восточной окраины Североамериканских Кордильер, в Аппалачах, Загроссе, на Урале и называются складчато-надвиговыми поясами [напр. Twiss, Moores, 1992; Fossen, 2016 и др.].

ВСНП подразделяется (с юга на север) на Южно-Верхоянский, Западно-Верхоянский и Оленекский секторы и имеет характерную М-образную форму в плане. Центральная, большая ее часть, протягивается в субдолготном направлении (Западно-Верхоянский сектор), сопрягаясь на севере в районе Быковской и Оленекской проток дельты Лены с Оленекской ветвью складок запад-северо-западного простирания (Оленекский сектор); на юге, к северу от устья Алдана, зона коленообразно изгибается и приобретает также запад-северо-западное простирание, сменяясь расположенными к югу субдолготными складчатыми сооружениями Южно-Верхоянского сектора [Прокопьев, 1998; Прокопьев, Дейкуненко, 2001а] (рисунок 1.2).

Исследования проводились в северных секторах складчато-надвигового пояса. Фронтальная зона Оленекского сектора протягивается на 500 км в широтном направлении от устья р. Лены до Хатангского залива вдоль побережья моря Лаптевых при ширине до 70 км (рисунки 1.1, 1.2). Была исследована центральная структура сектора – Усть-Оленекская система складок, осложняющая северное крыло Лено-Анабарского прогиба [Васильев и др., 2010б, 2011а, в, 2012б, в, г, 2018; Васильев, 2011б, г; Prokoriev et al., 2013b, 2017; Vasiliev et al., 2013]. В ее пределах вскрыты пермские, триасовые, юрские и меловые породы, разделенные стратиграфическими несогласиями. Не вскрытые на поверхности отложения верхнего карбона, ордовика, силура, рифея и венда установлены по данным бурения и интерпретации сейсмических профилей, гравиметрических и аэромагнитных полей, в разрезе которых отдельные горизонты могут быть как нефтематеринскими толщами, так и коллекторами и покрывками [Конторович и др., 2013].

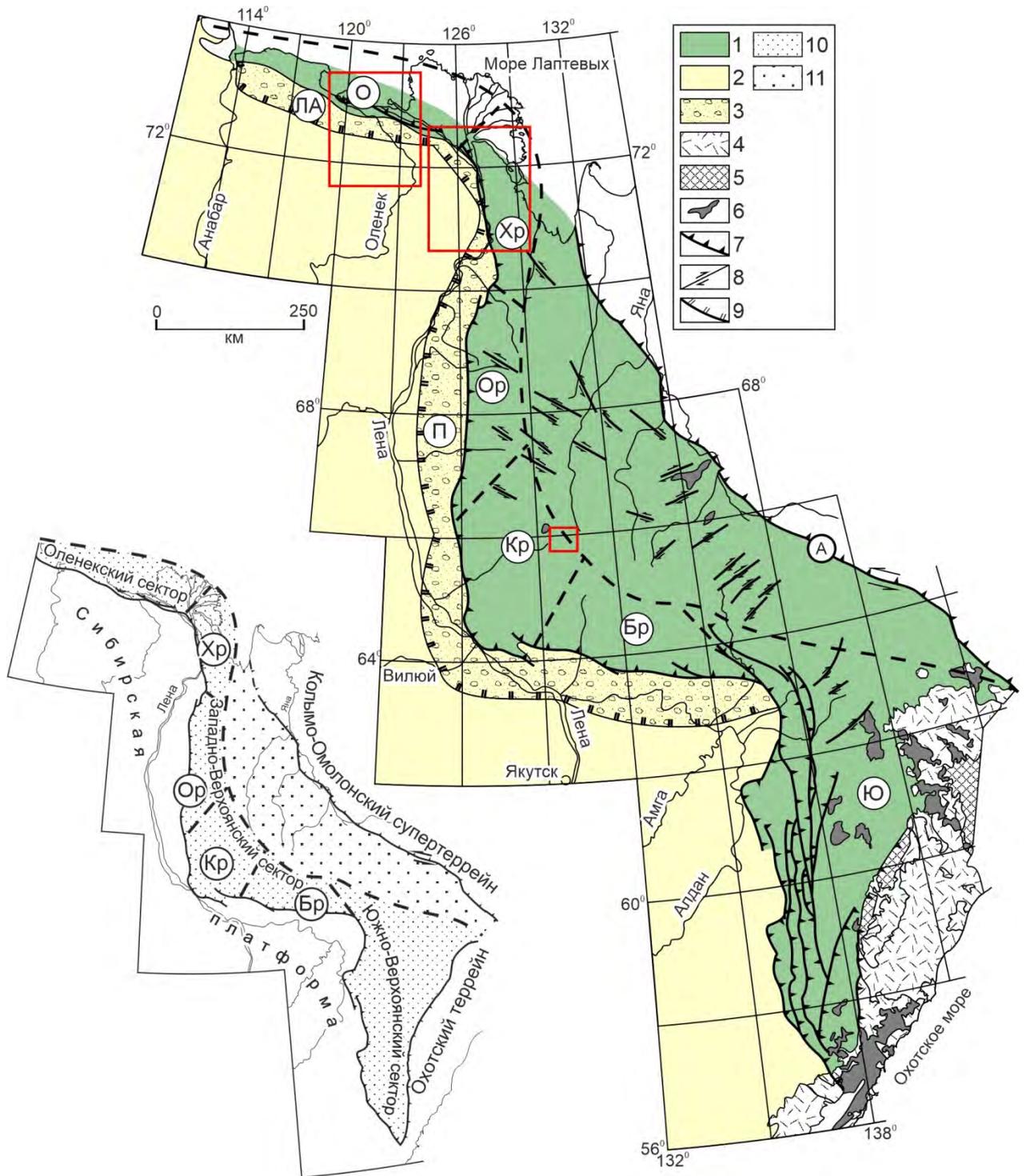


Рисунок 1.2. Структурная схема Верхоянского складчато-надвигового пояса. В нижнем левом углу показана схема тектонического районирования [по Прокопьев, Дейкуненко, 2001а].

1 – Верхоянский складчато-надвиговой пояс, 2 – Сибирская платформа, 3 – Приверхоянский краевой прогиб, 4 – меловые вулканиты Удского и Охотско-Чукотского поясов, 5 – Охотский террейн, 6 – мезозойские гранитоиды, 7 – надвиги, 8 – сдвиги, 9 – границы осадочных бассейнов. На схеме районирования: 10 – зона форланда, 11 – зона хинтерланда. Буквы в кружках: ЛА – Лено-Анабарский прогиб, П – Приверхоянский краевой прогиб, Верхоянский складчато-надвиговой пояс: О – Оленекский сектор, Хр – Хараулахский, Ор – Орулганский, Кр – Куранахский, Бр – Бараинский сегменты Западно-Верхоянского сектора, Ю – Южно-Верхоянский сектор, А – Адыча-Тарынская зона разломов. Красными контурами показаны районы проведенных исследований.

Западно-Верхоянский сектор представлен Хараулахским (наиболее северным) и Куранахским (наиболее южным) сегментами (рисунки 1.1, 1.2). Во фронте Хараулахского сегмента в ядрах Булкурской и Чекуровской антиклиналей вскрываются неопротерозойские и кембрийские карбонатные и терригенно-карбонатные отложения, а на крыльях обломочные породы перми, триаса и юры. Восточная часть сегмента сложена преимущественно пермскими турбидитами, представленными переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, которые на западе несогласно перекрывают доломиты верхнего кембрия. Восточнее вскрыты отложения карбона, залегающие на карбонатных отложениях девона. В дельте р. Лены предполагается выступ пород докембрийского фундамента Сибирской платформы, перекрытых маломощным чехлом кайнозойских отложений [напр. Прокопьев и др., 2007 и ссылки там]. В Хараулахском сегменте исследования проводились в трех крупных тектонических структурах – Хараулахском антиклинории, Центрально-Хараулахском синклинории и Быковском антиклинории (рисунки 1.1 и 1.2). В Хараулахском антиклинории были исследованы Чекуровская, Юттыхская антиклинали и Тасаринская синклиналь. Центрально-Хараулахский синклинорий изучался вдоль правых береговых обнажений нижнего течения реки Лены, а также по разрезу Бырылахской синклинали в правом борту р. Кенгдей. Быковский антиклинорий исследовался на разрезах береговых обнажений мыса Крестях-Тумса, западной части южного берега Быковской протоки дельты р. Лены, а также на острове Столб. Кроме того, наши исследования проводились в прискладчатой части Приверхоянского краевого прогиба, представленного Огонер-Юряхской синклиналью [Васильев, 2011, 2012а, 2014в, 2015а, б, в; Васильев и др., 2013а, б, 2014а, б, 2016, 2017, 2019а, б, в; Vasiliev et al., 2014, 2018, 2019].

Расположенный южнее Куранахский сегмент находится в районе резкого изгиба в простирании ВСНП (рисунки 1.1, 1.2). Он сложен каменноугольными, пермскими и мезозойскими отложениями. В Куранахском сегменте была изучена Эндыбальская антиклиналь и расположенная к востоку смежная Эргенняхская синклиналь, которые являются пограничными структурами между Куранахским антиклинорием (зона форланда, основная тектоническая единица одноименного сегмента) и Сартангским синклинорием (зона хинтерланда). В ядре Эндыбальской антиклинали расположен Мангазейский рудно-магматический узел, в котором сосредоточены уникальные по запасам и концентрации месторождения и рудопроявления серебра и золота [Костин и др., 1997; Задорожный, 2002; Костин, 2008]. Взаимоотношение поздних сдвиговых деформаций с ранними надвиговыми остается до сих пор недостаточно изученным. Нами структурные исследования проводились в сводовой части и восточном крыле Эндыбальской антиклинали в районе Аг-полиметаллических месторождений Нижне-, Верхнеэндыбальских, Безымянного,

Вертикального, Стержневого и Семеновского [Васильев, 2008а, б, 2009а, б; Васильев и др., 2010а; Третьяков и др., 2008; Prokoriev et al., 2020].

Со стороны платформы к Западно-Верхоянскому сектору ВСНП примыкает Приверхоянский краевой прогиб (Ленская часть), а к Оленекскому – Лено-Анабарский прогиб [напр. Прокопьев, Дейкуненко, 2001а и ссылки там]. Они протягиваются вдоль границы платформы и ВСНП почти на 2000 км и достигают в ширину 400 км [Соколов и др., 1986]. Прогибы выполнены морскими и континентальными терригенными отложениями мезозоя и верхнего палеозоя и преимущественно карбонатными отложениями среднего-нижнего палеозоя, венда и, возможно, рифейскими породами. Приверхоянский краевой прогиб отделяется от Лено-Анабарского Оленекско-Туора-Сисской седловиной.

Приверхоянский краевой прогиб (площадь около 200 тыс. км²) традиционно подразделяется на три основные части: северную (Ленскую), центральную, или меридиональную, и южную (Алданскую) [Соколов и др., 1986]. В пределах рассмотренной северной ветви прогиб имеет в поперечном сечении резко асимметричное строение. Для него характерно широкое со слабым уклоном внешнее (приплатформенное) крыло, в пределах которого мощность терригенных отложений не превышает 3 км [Пушаровский, 1958; Мигурский, Якупова, 2017]. Прискладчатое крыло более узкое, с относительно крутыми углами падения пород. Мощность отложений перми и мезозоя достигает 6 км [Прокопьев и др., 2001б]. Внешнее крыло в осевой части прогиба ограничено резким флексуобразным уступом и осложнено брахиформными складками и разрывными нарушениями. Строение прискладчатого крыла прогиба более сложное. В последние годы многие авторы приходят к выводу о широком развитии покровно-надвиговых структур в зоне сочленения Приверхоянского прогиба со складчатой областью [Парфенов, 1985а, б, 1987а, б, 1988; Парфенов, Прокопьев, 1993; Parfenov, 1995a].

Лено-Анабарский прогиб площадью около 40 тыс. км² в поперечном сечении характеризуется также асимметричным строением. Южное крыло пологое (углы падения на север до первых градусов), имеет моноклиальное строение с глубинами залегания подошвы мезозойских отложений до 1 км. Северное крыло крутое (углы падения в пределах Усть-Оленекской системы складок на юг до 40°); глубины залегания подошвы мезозоя до 3 км и более [Соколов и др., 1986]. В пределах прогиба (с востока на запад) выделяются Нижне-Ленская мульда, Таймыльрская синклиналь и Юэлинская впадина (за пределами карты), разделенные соответственно Береляхским и Чарчыкским поднятиями (рисунок 1.1). Впадины представляют собой небольшие по площади, слегка удлиненные депрессии, мощность верхнепалеозойских-мезозойских отложений в пределах которых, как правило, не превышает

2,5–3 км. На приплатформенном крыле прогиба установлен ряд брахиантиклинальных структур, которые прослеживаются в кембрийских и пермских отложениях.

Южнее расположено Оленекское поднятие кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы, в центральной части которого вскрыты раннедокембрийские метаморфические сланцы, перекрытые с угловым несогласием вдоль его периферии отложениями неопротерозоя, кембрия, перми, триаса и юры [Сметанникова и др., 2013].

1.2. Состояние изученности

Первые геологические исследования в низовьях рек Лены и Оленька датируются концом XIX – началом XX веков. Следует отметить работы крупных геологов дореволюционной России А.Л. Чекановского (1873–1875) и К.А. Волоссовича (1908–1909). На территории Куранахского антиклинория на р. Эчий и ее притоках первые работы были проведены еще раньше, в середине XVIII века, что привело к открытию полиметаллического Эндыбальского месторождения [Костин и др., 1997].

Первые научные геологические работы начали проводиться в 50–80-х годах XX века. В это время вопросы морфологии складчатых структур Верхояно-Колымской складчатой области в той или иной степени затрагивались практически в каждой работе по геологии и тектонике рассматриваемого региона. Так, в работе Ю.М. Пушаровского [Пушаровский, 1958] в ВСНП впервые описаны разнообразной формы складки. Достаточно подробно рассмотрена морфология складок всех основных структурных элементов Верхояно-Колымской складчатой области К.Б. Мокшанцевым, Д.К. Горнштейном, Г.С. Гусевым и др. [Мокшанцев и др., 1964]. В Западно-Верхоянском секторе впервые описаны сундучные, коробчатые, арочные и остроугольные симметричные, асимметричные, косые и опрокинутые линейные складки, а также брахиантиклинали и брахисинклинали. В работе И.А. Рязанова [Рязанов, 1968] была предпринята попытка выделения новых тектонических поднятий по поведению зеркала складчатости. Попытка не увенчалась успехом, так как не отвечала действительному характеру складчатости на выделенных им структурах. В 1963 г. Н.П. Аникеевым, А.П. Васьковским, И.Е. Дробкиным и др. [Аникеев и др., 1970] было предложено называть районы пологих дислокаций планориями. Однако и этот термин не прижился, поскольку он оказался также неудачным. В работах А.К. Башарина [Башарин, 1967], Б.М. Чикова [Чиков, 1970], В.М. Мерзлякова [Мерзляков, 1971] описание складчатых структур проведено в конспективной форме с подразделением складок только на линейные и брахиморфные. В работе Л.П. Зоненшайна [Зоненшайн, 1965а] в Западно-Верхоянском секторе ВСНП выделены внешняя и внутренняя

части. К внешней части отнесены Приверхоянский краевой прогиб, зона его сочленения со складчатыми сооружениями и зона развития мелких, гармоничных и дисгармоничных, а также корытообразных и гребневидных складок. Во внутренней части выделен участок глыбовой складчатости, который состоит из Орулганской зоны коробчатой складчатости шириной 30–60 км и Саккырырской зоны пологих дислокаций, шириной около 80–100 км. На основании петроструктурного анализа [Зоненшайн, Сборщиков, 1965б] и изучения морфологии складчатости было показано, что складки Верхоянья образовались в условиях субширотного горизонтального сжатия. Однако крупные структуры генетически здесь связаны, по их мнению, с вертикальными движениями. И.М. Сборщиков [Сборщиков, 1966; 1968а; 1969а] впоследствии показал, что все структуры Верхоянья, в том числе и крупные коробчатые складки и флексуры, образовались в связи с действием горизонтальных сил. Отдельно этим автором разбираются вопросы трещинной тектоники и кливажа, связанные со складкообразованием [Сборщиков, 1968б; 1971а]. Возникновение трещин отрыва связывается И.М. Сборщиковым с субширотным растяжением, обусловленным снятием нагрузки субширотного сжатия. На основании геологических наблюдений и микроструктурных исследований пород И.М. Сборщиков предполагал отсутствие прямой генетической связи между процессами складчатости и образованием регионального веерообразного кливажа. В отдельной работе им подчеркивается, что большинство складчатых структур Верхоянья относятся к типу концентрических [Сборщиков, 1972], развитие которых сопровождалось появлением различных по масштабу поверхностей срыва. Наряду с эндогенными в Верхоянье описаны и экзогенные складки гравитационно-оползневого типа [Сборщиков, 1971б]. Отмечаются здесь и явления диапиризма девонских гипсово-ангидритовых толщ, оказывающих механическое воздействие на вмещающие терригенные толщи верхоянского комплекса [Сборщиков, Натапов, 1969б]. Л.М. Израилевым и А.П. Кропачевым [Израилев, Кропачев, 1971] вдоль западного края Орулганского антиклинория выделяется зона мелких дисгармоничных складок, образование которых произошло в результате срыва пачек пород в зонах надвигов. Различия в морфологии складчатости авторами связываются с неравномерным движением блоков, определившим распределение напряжений в осадочных толщах.

К числу первых работ, в которых отражено широкое распространение на Северо-Востоке России разломов, относится Тектоническая карта северо-восточной Азии, составленная С.В. Обручевым [Обручев, 1934]. Однако в последующие годы интерес к разломам, как впрочем, и к крупным тектоническим структурам, был практически утрачен. Только в работе В.Т. Матвеевко и Е.Т. Шаталова [Матвеевко, Шаталов, 1958] было дано первое систематическое описание разломов Северо-востока России и подчеркнута их огромная рудо- и магмаконтролирующая роль. Следует, однако, сказать, что сведения о разломах постепенно накапливались, и многие из

них выделены еще в довоенные годы. Так, Чай-Юреинский разлом был выделен Б.И. Вронским еще в 1936 г., а разлом Улахан – А.С. Симаковым в 1949 г. Многие из разломов Южного Верхоянья в качестве глубинных были описаны Н.И. Лариным [Ларин, 1956]. Описание или упоминание об отдельных разломах можно найти в публикациях К.Я. Спрингиса [Спрингис, 1958], Ю.М. Пущаровского [Пущаровский, 1958], Н.А. Шило [Шило, 1960], С.М. Тильмана [Тильман, 1962], Н.А. Богданова [Богданов, 1963], А.К. Башарина [Башарин, 1967], Б.М. Чикова [Чиков, 1970], В.М. Мерзлякова [Мерзляков, 1971] и многих других. Следует отметить, что названные исследователи не проводили специального изучения разломов, поэтому они за редким исключением описаны в самой общей форме. Сведения о разломах с горизонтальной составляющей смещения начали появляться в 60–70 годах XX века. Однако в качестве сдвигов описывались только малоамплитудные разломы, к числу которых относились левые сдвиги Западно-Верхоянского сектора [Рыбченков, Горшкова, 1965]. Чаще упоминаются надвиги, кинематика которых легче устанавливается [Крежевских, 1960; Наумов, 1962]. Наиболее полная классификация и описание глубинных разломов были впервые приведены в монографии К.Б. Мокшанцева с соавторами [Мокшанцев и др., 1968], в которой по глубине заложения различались глубокие (мантийные) и коровые разломы, а по структурному положению и геологической значимости – краевые швы, сквозные, внутриплатформенные и внутригеосинклинальные разломы. Выделялась Вилюйско-Полоусненская система сквозных разломов, в которую, как оказалась позднее, были включены динамически противоположные друг другу нарушения [Гусев, 1969]. По возрасту разломы К.Б. Мокшанцевым, Д.К. Горнштейном, А.А. Гудковым и др. [Мокшанцев и др., 1968] были разделены на пять групп. Эта классификация с некоторыми уточнениями и дополнениями была использована и в других работах этих авторов [Мокшанцев и др., 1975; Мокшанцев, 1976]. Более ограниченные классификации разломов предлагались и другими исследователями. Так, А.А. Николаевским [Николаевский, 1964] было предложено различать три группы: межглыбовые, магмаконтролирующие и граничные разломы. А.И. Суворов [Суворов, 1968] различал разломы не по положению в структуре, а по их генезису и выделял геосинклинальные, орогенные и платформенные разломы.

В это же время было проведено тектоническое районирование территории ВСНП [Мокшанцев и др., 1964, 1975], построены мелкомасштабные тектонические карты [Мокшанцев, 1976], впервые относительно детально описаны тектонические структуры [Галабала, 1971].

Крупная обобщающая работа по складчатым структурам и разломам всей Верхоянно-Колымской складчатой области вышла в 1979 году [Гусев, 1979]. В том числе в работе достаточно подробно и детально, на имеющемся на тот момент уровне знаний, рассмотрены все

основные складчато-надвиговые структуры территории. Изученные нами впоследствии Быковский антиклинорий и Центрально-Хараулахский синклинорий Г.С. Гусевым описаны как структуры Хараулахского антиклинория. Выделяемый нами Хараулахский антиклинорий в работе Г.С. Гусева упоминается и описывается как Туора-Сисский выступ, а Оленекский сектор как Оленекская ветвь складок. Гусевым Г.С. впервые упоминается похожесть форм складок как в Хараулахском сегменте, так и в Оленекском секторе; высказаны предположения о мощности эродированных пород.

Была изучена стратиграфия верхнедокембрийских, палеозойских и мезозойских отложений [Пушаровский, 1958; Огай, 1969; Булгакова, 1967, 1976; Ивенсен, 1976 и др.]. Результаты этих работ легли в основу геологических карт масштаба 1:200 000 [Биджиев и др., 1976, 1979; Лазуркин, Вольнов, 1971; Гогина, 1979; Гогина, Грошин, 1976; Иванов, 1980], Геодинамической карты Якутии и сопредельных территорий [Парфенов, 1994].

Девяностые годы XX века для геологии изучаемых территорий стали периодом переосмысления имеющихся парадигм [Рубинштейн, Григорьев, 1987; Булгакова, Колодезников, 1990; Булгакова, 1996; Граусман, 1995; Микуленко и др., 1995, 1997; Сафронов, 1993; Богданов, Хаин, 1998; Гайдук, Прокопьев, 1999; Прокопьев, 1998; Parfenov, 1991, 1995a; Parfenov et al., 1995b; Костин и др., 1997]. Долгое время господствовавшая геосинклиальная гипотеза сменилась гипотезой, а впоследствии теорией тектоники плит. Были проведены первые структурно-тектонические исследования, установлены два этапа деформаций в центральной части Центрально-Хараулахского синклинория [Парфенов, 1988], описаны надвиги Хараулахских гор и конседиментационные листрические сбросы в пермских отложениях [Парфенов, 1987а, б], выделены и описаны складки, кливаж и надвиги в Быковском антиклинории и Центрально-Хараулахском синклинории [Prokopiev et al., 2001]. Обобщения всех проведенных в те годы исследований структурного строения и геодинамической эволюции региона были рассмотрены в монографии «Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия)» [2001].

Несмотря на эти масштабные работы, ряд ключевых вопросов, имеющих фундаментальное значение, остается до сих пор нерешенными – последовательность и время проявления тектонических деформаций, возрастные рубежи тектонических подъемов, глубинное строение, величина эрозионного среза, история тектонического развития в контексте с геодинамическими событиями. Попытки решить эти задачи проводились в ряде статей и монографий [Гусев, 1979; Парфенов, 1984; Парфенов и др., 2001; Прокопьев, 1998; Костин, 2008; Добрецов, 2010; Layer et al., 2001; Khudoley, Prokopiev, 2007; Khudoley et al., 2009; Powerman et al., 2013]. В последние годы вышла серия публикаций, посвященных различным аспектам стратиграфии, седиментологии и палеогеографии региона [Языков и др., 2013;

Хабаров, Изох, 2014; Ершова и др., 2012; Прокопьев и др., 2013; Сергеенко, Прокопьев, 2010; Кутыгин, 2009; Зуева и др., 2015; Ershova et al., 2014, 2015, 2016a, b; Nikitenko et al., 2018; Vereshchagin et al., 2018; Nagovitsin et al., 2015; Khudoley et al., 2013, 2015; Miller et al., 2013 и др.]. Также появление новых методов изотопного датирования, таких как U-Pb по обломочным цирконам из терригенных пород, позволили значительно продвинуться в понимании истории геологического развития территории [Прокопьев и др., 2013; Ершова и др., 2013; Малышев и др., 2016; Prokoriev et al., 2008; Ershova et al., 2020; Malyshev et al., 2011]. Появились первые публикации по изотопному датированию кальцита в жилах и на зеркалах скольжения [Pavlovskaja et al., 2022]. На основе уже ставших классическими методов изотопного датирования изучались малочисленные в Хараулахском сегменте магматические тела [Khudoley et al., 2013]. Особенности тектонического строения и геодинамического развития рассмотрены в ряде значимых работ [Конторович и др., 2013; Мигурский, Якупова, 2017; Третьяков, 2011, 2015, 2017; Прокопьев и др., 2018; Togo et al., 2016 и др.]. Многие из этих работ легли в основу недавно вышедших государственных геологических карт Российской Федерации третьего поколения масштаба 1:1 000 000 [Щербаков и др., 2008; Сметанникова и др., 2013; Герцева и др., 2016; Проскурнин и др., 2017; Большиянов и др., 2014].

В последние годы возрос интерес к геологии российских арктических окраин, в том числе в районе нижнего течения реки Лены, шельфа моря Лаптевых и о-вам Новосибирского архипелага. Появились публикации, существенно корректирующие наши представления о геологии этого региона [напр. Виноградов, Драчев, 2000; Драчев, 2000, 2002; Захаров и др., 2013; Кузьмичев и др., 2006; Федоров и др., 2005; Шкарубо, Заварзина, 2011; Зуева и др., 2015; Drachev et al., 1995, 1998; Franke et al., 2000, 2001; Piepjohn et al., 2017; Prokoriev et al., 2013b, 2018a, b; Roeser et al., 1995]. В результате есть намного больше новых данных о позднемезозойских осадочных бассейнах, основанных на современных прецизионных аналитических методах, по о-вам Новосибирского архипелага, чем по геологическим объектам нижнего течения р. Лены.

ГЛАВА 2. МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для решения поставленных задач использовались полевые и камеральные методы: фотодокументация, классические и современные методы структурного и геометрического анализа, сбалансированных геологических разрезов, реконструкции полей тектонических напряжений, геохронологические исследования, обработка данных методами статистического анализа с использованием компьютерных программ.

Структурный анализ. Изучение плоскостных и линейных деформационных образований, малых структурных форм и наложенной складчатости с целью выявления разновозрастных структурно-метаморфических парагенезисов проводились на основе современных методик структурного и геометрического анализа [напр. Гзовский, 1975; Казаков, 1976; Родыгин, 1980, 2006; Ярошевский, 1981; Кирмасов, 2011; Ramsay, Huber, 1987; Fossen, 2016] с использованием компьютерных программ Stereonet, QuickPlot [Allmendinger et al., 2012; Cardozo, Allmendinger, 2013].

При описании структур, имеющих различное толкование, автором применяется следующая терминология.

Структура (в структурной геологии) – пространственное расположение горных пород и нарушения их залегания, возникшие главным образом в результате тектонических движений [Ажгирей, 1956].

Линза (осадочная) – тело, быстро выклинивающееся по длине во всех направлениях [Кирмасов, 2011].

Складка – изгиб слоев, пластов, полосчатости, даек и жил, плоскостей разрывных нарушений [Кирмасов, 2011].

Складчатость – понимается в зависимости от контекста и как процесс образования складок, и как итоговая структура [Кирмасов, 2011].

Ядро складки – внутренняя область складки [Кирмасов, 2011].

Замок складки – область максимального изгиба слоистости [Кирмасов, 2011]. В антиклиналях называется сводом, в синклиналях чаще – мульдой.

Крылья складки – область между участками замков сопряженных складок противоположного знака [Кирмасов, 2011].

Шарнир складки – линия, соединяющая точки максимальной кривизны замка складки [Кирмасов, 2011].

Осевая поверхность – поверхность, включающая линии шарниров в разных слоях складки. В частном случае эта поверхность может быть плоской, и тогда говорят об осевой плоскости складки [Кирмасов, 2011].

Ось складки – это линия пересечения осевой поверхности с поверхностью Земли или с горизонтальной плоскостью [Кирмасов, 2011].

Периклиналь – замыкание антиклинальных складок [Ажгирей, 1956].

Ундулирующая складка – второстепенная складка с волнообразно изогнутым шарниром [Орлов, Миллинг, 2002].

Вергентность – направление смещения горных масс в складчатых зонах или их частях, выраженное в одностороннем наклоне осевых поверхностей складок, в направлении их опрокидывания, наклоне поверхностей надвигов и направлении перемещения слоев по надвигам и в тектонических покровах [Кирмасов, 2011].

Виргация складки – рисунок складок, оси которых, разветвляются или расходятся веером из одного пучка [Орлов, Миллинг, 2002].

Рамп надвига – относительно короткий участок надвига, секущий слоистость или сланцеватость [Прокопьев и др., 2004б; Williams, Chapman, 1983].

Взбросо-складка – складка, образующаяся при затухании рампа надвига [Прокопьев и др., 2004б; Williams, Chapman, 1983].

Рамповая складка – складка, образующаяся при перемещении надвига с одного субпластового горизонта скольжения на другой [Прокопьев и др., 2004б; Suppe, 1985; Jamison, 1987].

Зеркало скольжения – полированная поверхность разрывов, образующаяся при взаимном трении проскальзывающихся крыльев разрыва. Зеркала скольжения обычно имеют полосчатость (борозды скольжения), обусловленную параллельно ориентированными и чередующимися канавками и гребнями, которые указывают направление скольжения крыльев разрыва [Орлов, Миллинг, 2002].

Кливаж – трещиноватость на крыльях складок, являющаяся макровыражением плоскостной микротекстуры. Эта микротекстура выражена плоскопараллельным расположением в породе уплощенных агрегатов, состоящих из глинистых, слюдистых, рудных минералов и органического вещества. Эта микротекстура обуславливает способность породы расщепляться на тонкие пластинки [Кирмасов, 2011].

Рефракция кливажа – преломление кливажа на границе разнокомпетентных слоев [Кирмасов, 2011].

Микролитон – линзы недеформированной породы в кливажированной толще [Кирмасов, 2011].

Линейность – линейно-вытянутые структурные формы, удлиненные минералы и минеральные агрегаты, будины, муллион-структуры, линии пересечения последовательно

возникающих плоскостей – например, пересечения плоскостей слоистости и кливажа [Казаков, 1976].

Вдвиговые клинья (треугольные зоны) – участки, на которых фронтальная вергентность надвигов сменяется обратной [Прокопьев и др., 2004б; Price, 1986].

Вдвиг (вдвиговой клин) – элемент треугольной системы, ограниченный снизу детачментом, а сверху обратным надвигом [Прокопьев и др., 2004б; McClay, 1992].

Структурный парагенез – сочетания деформационных структур, возникших в единой механической обстановке: сжатия, растяжения, сдвига, транспрессии, транстенсии, течения [Кирмасов, 2011].

Структурно-гомогенный домен – однородно деформированный участок земной коры с единообразными чертами строения и развития [Казаков, 1976].

В работе применяются термины «надвиг» и «взброс». Эти разломы нами различаются по углу падения сместителя разлома: надвиг – менее 45° , взброс – более 45° .

Используемые индексы в тексте, на рисунках и стереограммах: S_0 – слоистость, S – различные плоскостные элементы (напр. кливаж, сланцеватость), F – складчатость, складки, $L_{0 \times 1}$ – линейность пересечения кливажа и слоистости. Для обозначения этапов деформации применяется индекс D . Цифровым подстрочным индексом указывается принадлежность к определенному этапу деформаций, а надстрочным – аббревиатура изученного региона (слева) и номер стадии деформационного этапа (справа): $S_1, S_2, F_1, F_2, {}^K D_1, {}^O D_2^1$.

Полевое изучение складчатых структур сопровождалось фотодокументацией и большим количеством замеров ориентированных структурных элементов (слоистости, кливажа, шарниров и осевых плоскостей складок, линейности, штриховки на зеркалах скольжения, кварцевых и кальцитовых жил и т.д.). Эти данные обрабатывались на стереографических сетках Вульфа и Шмидта в проекции на нижнюю полусферу. С целью определения морфологии складок в полевых условиях замерялись залегание поверхности складки, т.е. азимуты и углы падения ее крыльев, линейность, шарнир и осевая плоскость складки. Замерены 9897 ориентировок плоскостных и линейных тектонических структур. Обработка данных проводилась с помощью компьютерных программ Stereonet, QuickPlot.

Для создания палинспастических моделей структуры ВСНП с целью реставрации доскладчатой морфологии палеобассейна Верхоянской пассивной окраины и расчета величин горизонтального сокращения за счет складко- и разломообразования были построены три сбалансированных геологических разреза в крест простираения складчатого пояса на основе известных методик [Гайдук, Прокопьев, 1999; Dahlstrom, 1969, 1970; Boyer, Elliot, 1982; Woodward et al., 1985]. Расчет сокращения в сбалансированных разрезах производился по методикам, разработанным Дж. Уильямсом, Т. Чэпменом [Williams, Chapman, 1983].

Тектонофизический анализ. Реконструкция полей тектонических напряжений и расчет ориентировок векторов главных нормальных напряжений по массовым замерам сместителей разломов и штриховок на зеркалах скольжения осуществлялись методами статистической обработки разломов, рассмотренных в [Родыгин, 1980, 2006; Парфенов, Парфенова, 1980; Парфенов В.Д., 1984; Кирмасов, 2011; Marrett, Allmendinger, 1990; Allmendinger et al., 2012; Cardozo, Allmendinger, 2013] с использованием компьютерной программы FaultKinWin, основы которой изложены в [Marrett, Allmendinger, 1990; Cardozo, Allmendinger, 2013; Allmendinger et al., 2012]. Для расчетов в данной программе принято, что каждому вектору перемещения отвечает локальное напряжение, в котором оси максимального и минимального сжатия лежат в плоскости, проходящей через вектор перемещения перпендикулярно плоскости разлома, и ориентированы под углом 45° к вектору перемещения [напр. Marrett, Allmendinger, 1990].

Геохронологические исследования.

Трековое датирование апатита. Для определения возраста тектонических деформаций использовался метод трекового датирования апатита (AFT), применяющийся в мировой практике для определения не только времени формирования пород, но и реконструкции термальной истории коренных пород, оценки вывода пород на поверхность (экзгумации), масштабов и скорости денудации. Данный метод основан на подсчете плотности треков осколков спонтанного деления ядер ^{238}U , накапливающихся в минерале в ходе геологической истории. Основы метода и примеры его использования наиболее полно изложены в [Флейшер и др., 1981; Фор, 1989; Соловьев, 2008; Ветров, 2016; Fleischer et al., 1975; Hurford, Green, 1982; Hurford, Green, 1983; Hurford, 1998; Wagner, Van Den Haute, 1992 и др.].

Из более чем 50 образцов имеющейся у нас коллекции были выделены монофракции апатитов (более 1000 зерен) и изготовлено 35 специализированных шашек для трекового датирования. Продатировано 28 образцов в двух независимых лабораториях: A2Z (Apatite to Zircon, Inc, США) и лаборатории минералогии и петрологии Гентского университета (Бельгия) методом внешнего детектора, описанным в [Donelick et al., 2005; De Grave, Van Den Haute, 2002; De Grave et al., 2009, 2011; Glorie et al., 2010; Соловьев, 2008; Фор, 1989; Green, Duddy, 2014]. Метод внешнего детектора [Price, Walker, 1963] является наиболее используемым однозерновым методом в трековой геохронологии на сегодняшний день [Gleadow et al., 1986].

Процесс восстановления радиационного повреждения называется *стиранием* треков и приводит к уменьшению длины протравленных треков [Green et al., 1986; Dartyge et al., 1981; Green, 1988; Gleadow et al., 1983, 1986; Wendt et al., 2002]. Объединяя температуру и время стирания, говорят об *отжиге* треков [Fleischer et al., 1965; Green et al., 1986; Naeser, 1981; Gleadow et al., 1983]. Связь между скоростью отжига треков и температурой, временем, длиной треков является нелинейной, в связи с чем используются различные модели стирания треков,

такие как Ласлетта [Laslett et al., 1987], Ласлетта и Галбрейта [Laslett, Galbraith, 1996], Кэтчема [Ketcham et al., 1999] и др. Р. Кетчем с соавторами [Ketcham et al., 1999] получили эмпирическую мультикинетическую модель отжига треков и предложили программное обеспечение для моделирования термальной истории AFTSolve [Ketcham et al., 2000], HeFTy [Ketcham, 2005] на основе обширных данных по апатитам с разным химическим составом [Carlson et al., 1999]. Радиальные диаграммы AFT возрастов детритовых апатитов, проанализированных в университете Гента, построены с помощью программы RadialPlottersoftware [Vermeesch, 2009] и Qt [Gallagher, 2012; Ketcham et al., 2007].

Методы разделения разновозрастных популяций апатитов изложены в работах [Galbraith, Green, 1990; Brandon, 1992, 1996]. Для интерпретации трекового возраста апатита в качестве датирования геологического процесса значение средней длины треков в апатите должно быть более 14 мкм [Gleadow et al., 2002], чтобы гарантировать отсутствие эффекта отжига и омоложение трекового возраста. Прогрессивный отжиг приводит к укорочению средних трековых длин и влияет на распределение трековых длин, делая его шире, что увеличивает стандартное отклонение. Это было показано как для апатитов, отжигаемых в лабораторных условиях, так и для образцов глубоких скважин [Green et al., 1986]. Эффективная температура закрытия для трекового датирования определяется как температура, при которой 50% треков сохраняются, 50% треков отжигаются [Wagner et al., 1977]. Для наиболее представительного типа апатитов (фторапатита) и при нормальной скорости охлаждения принято, что температура полного сохранения около 60°C, а температура полного отжига около 120–125°C [McConnell, 1973; Donelick, Miller, 1991; Gleadow et al., 1986; Ветров, 2016]. Разрез коры между температурами полного сохранения и полного отжига называется «зоной частичного отжига» (Partial Annealing Zone, PAZ) [Wagner, 1972] (на глубине между 2 и 4 км, если рассчитывать по стандартному геотермическому градиенту 30°C/км).

Подъем горных пород к земной поверхности называется эксгумацией [Abbott et al., 1997; England, Molnar, 1990] или денудацией [Summerfield, Brown, 1998; Abbott et al., 1997; England, Molnar, 1990; Harrison, 1994; Sugai, Ohmori, 1999; Braun, 2002; O'Sullivan, Brown, 1998].

Для регионального анализа термальных трендов используется алгоритм термотектонического моделирования, предложенный австралийскими исследователями и успешно использующийся в мировой практике [Gleadow et al., 2002; Kohn et al., 2002, 2005].

(U-Th)/He датирование цирконов. Приведенные в диссертации (U-Th)/He датировки были получены в геохронологическом центре UTChron Департамента наук о Земле Техасского университета в Остине, США под руководством проф. Д. Стокли. Метод датирования с помощью системы (U-Th)/He (или датирование по гелию) основан на естественном образовании атомов гелия в результате распада радиоактивных изотопов урана и тория. Материнские

изотопы ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th распадаются на дочерние изотопы ^{238}Pb , ^{207}Pb и ^{206}Pb соответственно, освобождая при каждой реакции атомы ^4He (α -частицы), электроны (β -частицы) и энергию. Атомы гелия, произведенные таким образом, задерживаются в кристаллической решетке минералов, поэтому, зная содержание задержанного He и концентрации U и Th, можно определить возраст минерала. Задержка He в минералах может быть только при относительно низкотемпературных условиях. Например, в цирконах при температуре больше 130°C атомы He начинают освобождаться из кристаллической решетки за счет диффузии [Farley, 2000, 2002; Reiners, Brandon, 2006; Crowhurst et al., 2002; Wolfe, Stockli, 2010].

Многочисленные исследования и лабораторные эксперименты позволили определить зону частичной задержки гелия (ЗЧЗГ) (Helium Partial Retention Zone, HePRZ). ЗЧЗГ для цирконов находится в температурном интервале $130\text{--}200^\circ\text{C}$ [Farley, 2000, 2002]. Это означает, что при температурах выше 200°C атомы He освобождаются из кристаллической решетки циркона, и в этом случае возраст минерала, определенный по гелию, будет стремиться к нулю (эффект «омоложения»), а при температурах меньше 130°C практически все атомы He сохраняются в кристаллической решетке. Процесс диффузии гелия и температура закрытия системы для циркона напрямую зависят от скорости охлаждения горных пород и размера кристаллов [Farley, 2000]. При интерпретации результатов этого метода среднее значение геотермического градиента принималось равным $25\text{--}33^\circ\text{C}/\text{км}$ [Абдуллин, Павлинова, 2013]. Для ВСНП мы использовали геотермический градиент $30^\circ\text{C}/\text{км}$ [Прокопьев и др., 2004а].

Цирконы были выделены из шести образцов в ИГАБМ СО РАН и 36 кристаллов были использованы для (U-Th)/He изотопного датирования. Для радиоизотопного анализа по системе (U-Th)/He рекомендуется использовать идиоморфные кристаллы циркона, которые должны быть без трещин, флюидных включений, приблизительно одного и того же цвета и размером более $50\text{--}60\text{ мкм}$ [Farley, 2002]. Выделенные зерна циркона были тщательно осмотрены для исключения зерен с включениями при 180-кратном увеличении с использованием стереомикроскопа Nikon SMZ-U с вращающимся столиком и возможностью использования как поляризованного, так и отраженного света. Подходящие зерна циркона были морфометрически измерены в двух направлениях для корректировки возраста при альфа-выбросе перед загрузкой в платиновые тьюбики. Затем зерна подвергали лазерному нагреву в течение 10 мин при 1290°C с помощью Nd-YAG лазера в высоковакуумной лазерной ячейке, подключенной к линии извлечения и измерения He, и анализировали на He, а затем повторно нагревали для обеспечения полной дегазации до тех пор, пока из кристалла не было извлечено 99% He. Все ZHe возрасты (здесь и далее возрасты, полученные этим методом по цирконам, будут обозначены этим индексом – ZHe) были рассчитаны с использованием стандартных поправок на α -выброс, основанных на морфометрических анализах [Farley et al., 1996; Farley, 2000].

После полной дегазации образцы циркона извлекали из платиновых пакетов и растворяли с использованием HF, HNO₃ и HCl в сосудах под давлением расщепляя в общей сложности в течение четырех дней. Полученные однозерновые растворы были обогащены с использованием ²³⁵U-²³⁰Th-¹⁴⁹Sm индикатора и анализировались на U, Th и Sm, концентрации которых определялись разбавлением изотопов с помощью ICP-MS метода в ThermoElement 2 HR-ICP-MS. Регистрируемые возрастные неопределенности (2σ) отражают воспроизводимость повторных анализов лабораторных стандартных образцов [Farley et al., 2001]. Оценочная аналитическая неопределенность составляет ~8% (2 σ) для возраста циркона по He.

U-Pb (SHRIMP-II) датирование цирконов из магматических пород. Выделение монофракции цирконов осуществлялось по стандартной схеме: измельчение, ситование на размерные фракции, затем фракция <0.25 мм пропусклась через центробежный концентратор, полученная тяжелая фракция обрабатывалась электромагнитом. Окончательная «доводка» концентрата осуществлялась в тяжелой жидкости. Из полученного концентрата под биноклем отбиралось несколько десятков зерен, затем из них наиболее типичные разности, которые и использовались для изотопных исследований. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Отобранные зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500, а далее ошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов.

Определение величин U-Pb отношений на SHRIMP-II проводилось по методике, описанной в [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~2.5–4 нА, диаметр пятна (кратера) – ~15 x 10 мкм.

Полученные данные обрабатывались с использованием программы SQUID [Ludwig, 2001]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0,0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416,75 млн лет [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигмы, погрешности вычисленных конкордантных возрастов на уровне двух сигма. При построении графиков с конкордией использовалась программа ISOPLOT [Ludwig, 2003].

⁴⁰Ar-³⁹Ar датирование минералов из магматических пород. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре «Noble Gas 5400» (Аналитический центр ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Минералы для ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопно-геохронологических исследований выделялись с использованием стандартных методик магнитной и плотностной сепарации.

Полученные монофракции слюд сортировались под биноклем для удаления измененных и случайных зерен других минералов. Навески минеральных фракций совместно с навесками биотита МСА-11 (ОСО № 129-88), используемого в качестве монитора, заворачивались в алюминиевую фольгу, помещались в кварцевую ампулу и после откачки из нее воздуха запаивались. Биотит МСА-11, подготовленный ВИМС (г. Москва) в 1988 г. как стандартный K-Ar образец, аттестован в качестве ^{40}Ar - ^{39}Ar монитора с помощью международных стандартных образцов мусковита Bern 4m, биотита LP-6 [Baksi et al., 1996]. В качестве интегрального возраста биотита МСА-11 принято среднее значение результатов калибровки 311.0 ± 1.5 млн лет. Кварцевые ампулы с пробами облучались в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа при Томском политехническом университете. Градиент нейтронного потока не превышал 0.5% в размере образца. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Холостой опыт по ^{40}Ar (10 мин при 1200 °C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Очистка аргона производилась с помощью Ti- и ZrAl SAES-геттеров. Ошибки используемых измерений соответствуют интервалу $\pm 1\sigma$.

Интерпретации возрастов пород и событий, используемые в диссертации, сделаны в соответствии с Международной хроностратиграфической шкалой, опубликованной в [Gradstein et al., 2020].

ГЛАВА 3. ДЕФОРМАЦИОННЫЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ФОРЛАНДА ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ПРОГИБОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Исследования были проведены в пределах Оленекского, севера Хараулахского и центральной части Куранахского секторов форланда ВСНП, а также смежных прогибов – Лено-Анабарском и Приверхоянском.

3.1. Складчатые и разрывные структуры Оленекского сектора ВСНП

Складчатые структуры. Основной структурой является Усть-Оленекская система складок, объединяющая Усть-Оленекскую и Приморскую антиклинали и разделяющую их Северную синклиналь запад-северо-западного простирания [Васильев и др., 2010б, 2011а, в, 2012б, в, г; Васильев, 2011б; Vasiliev, Prokoriev, 2013]. К западу происходит виргация Усть-Оленекской антиклинали и от нее ответвляется Прончищевская антиклиналь, а южнее, в центральной части Лено-Анабарского прогиба, протягивается Таймыльская синклиналь. Отложения южного крыла Лено-Анабарского прогиба несогласно залегают на породах кембрия и докембрия Оленекского поднятия (рисунок 3.1). В ядре Усть-Оленекской антиклинали вскрыты отложения нижнего триаса, а на крыльях – породы юры и мела [Лазуркин, Вольнов, 1971]. Мульда Северной синклинали выполнена породами юры, а ядро Приморской антиклинали – отложениями перми (рисунок 3.2). На северо-восточное крыло Северной синклинали по Тумульскому разлому взброшены породы перми, выполняющие Приморскую антиклиналь, которые моноклинально падают на юг под углами до 60–70° (рисунок 3.3). Тумульский надвиг, установленный по данным среднемасштабного геологического картирования [Лазуркин, Вольнов, 1971], имеет южную вергентность; его простирание изменяется от юго-западного до субширотного направления.

В процессе экспедиционных исследований проводились массовые замеры пространственной ориентировки плоскостных и линейных структурных элементов, таких как слоистость, трещиноватость, поверхности разломов, штрихи на зеркалах скольжения, жилы, шарниры складок, которые затем обрабатывались на стереографических сетках Вульфа и Шмидта (проекция на нижнюю полусферу) при помощи компьютерных программ Stereonet, QuickPlot [Allmendinger et al., 2012]. Установленные на стереограммах полюса слоистости пород, замеренные в пределах всей Усть-Оленекской системы складок, концентрируются вдоль дуги большого круга и характеризуют складчатость запад-северо-западного простирания.

Рассчитанный усредненный шарнир структуры полого ($\angle 3^\circ$) погружается в восток-юго-восточном направлении (рассчитанный аз. пад. 103°) (358 замеров элементов залегания слоистости) (рисунок 3.4А).

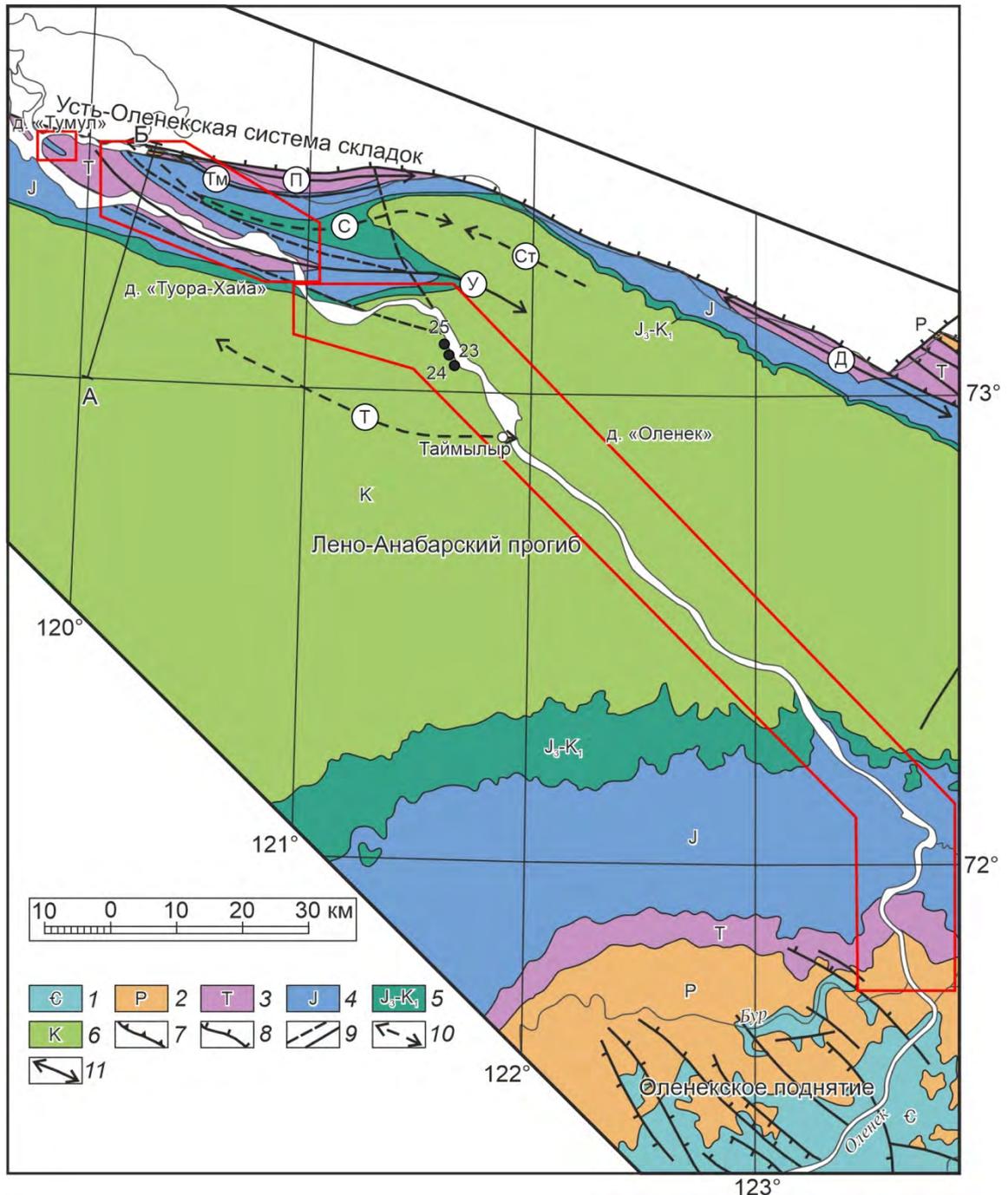


Рисунок 3.1. Схематическая геологическая карта центральной части Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, Лено-Анабарского прогиба и северного склона Оленекского поднятия Сибирской платформы [по Ванин и др., 2001; Межвилк, Марков, 1983 с изменениями и дополнениями]:

1–6 – отложения: 1 – кембрийского, 2 – пермского, 3 – триасового, 4 – юрского, 5 – верхнеюрско-нижнемелового, 6 – мелового возрастов; 7–9 – разломы: 7 – надвиги и взбросы, 8 – сбросы, 9 – неопределенной кинематики (пунктир – предполагаемые разломы); 10–11 – оси складок: 10 – синклинали, 11 – антиклинали. Буквы в кружках: Д – Джаксинская антиклиналь,

Т – Таймыльская синклиналь, У – Усть-Оленекская антиклиналь, С – Северная синклиналь, Ст – Станнахская мульда, П – Приморская антиклиналь, Тм – Тумульский надвиг. Красными контурами показаны территории изученных доменов (д.). Черные кружки с цифрами – местоположение и номера точек наблюдения, упоминающихся в тексте. А – Б – линия разреза, показанного на рисунке 3.3.

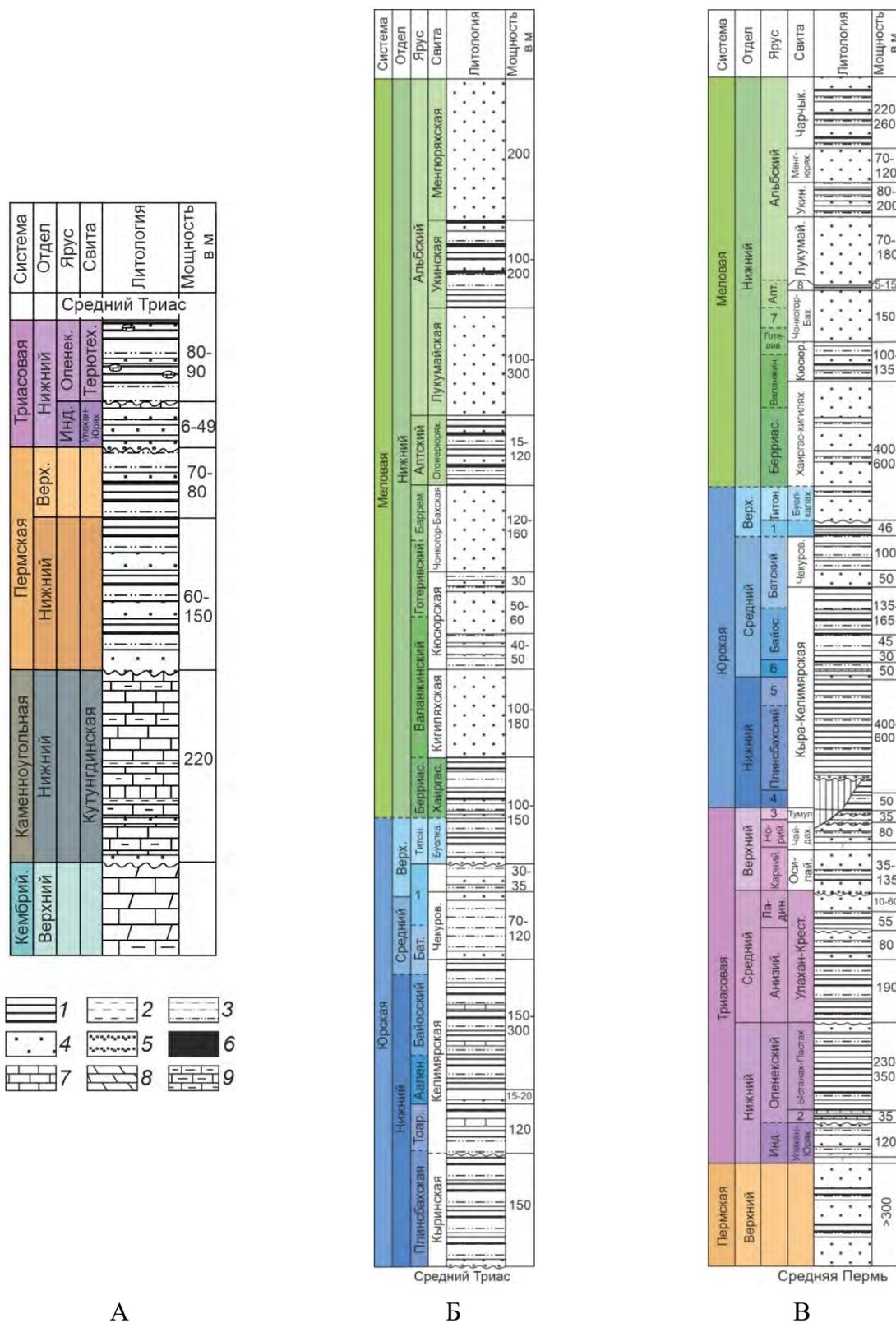


Рисунок 3.2. Стратиграфические колонки: А – западного и северного склонов Оленекского поднятия [Вольнов, Гусев, 1972], Б – Лено-Анабарского прогиба [Яшим и др.,

1971], В – Усть-Оленекской системы складок [Лазуркин, Вольнов, 1971]. Цифры в колонках: 1 – келловей-оксфордский ярус, 2 – огонерюряхская свита, 3 – барремский ярус, 4 – ааленский ярус, 5 – тоарский ярус, 6 – геттанг-синемюрский ярус, 7 – рэтский ярус, 8 – чеховская свита.

Отложения: 1 – аргиллиты, 2 – глинистые сланцы, 3 – алевролиты, 4 – песчаники, 5 – конгломераты, 6 – угли, 7 – известняки, 8 – доломиты, 9 – мергели.

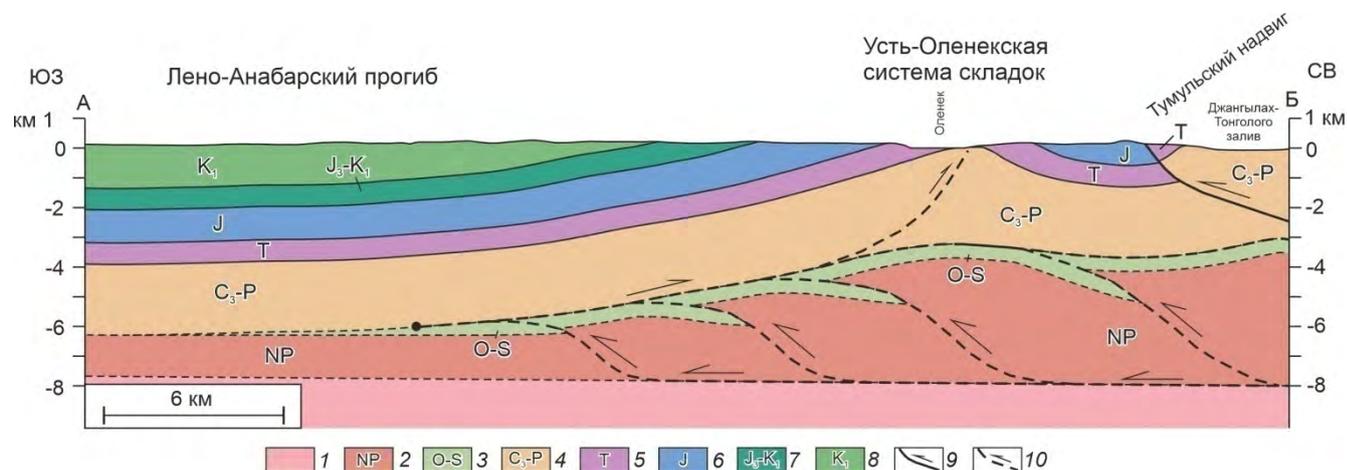


Рисунок 3.3. Структурный разрез через Усть-Оленекскую систему складок [по Прокопьев, Дейкуненко, 2001a с изменениями и дополнениями]. Линия разреза показана на рисунке 3.1.

Отложения: 1 – кристаллического фундамента, 2 – неопротерозойского, 3 – ордовик-силурийского, 4 – позднекаменноугольно-пермского, 5 – триасового, 6 – юрского, 7 – позднеюрско-раннемелового, 8 – раннемелового возрастов; 9 – разломы и направления смещения, 10 – предполагаемые разломы и направления смещения.

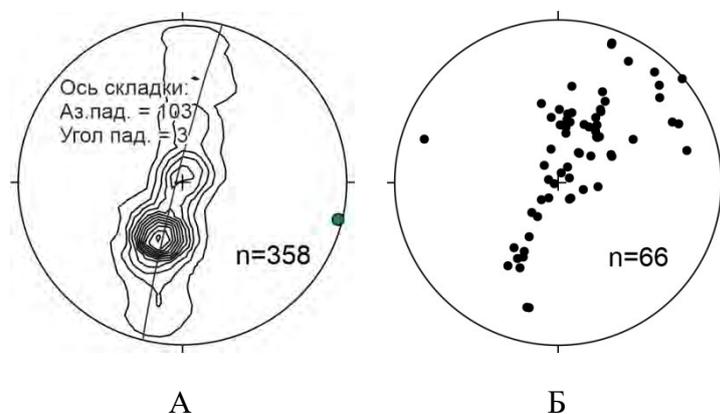


Рисунок 3.4. Стереогаммы: А – полюсов слоистости пород, слагающих Усть-Оленекскую антиклиналь и прилегающие складчатые структуры, Б – сместителей надвигов и взбросов. Здесь и далее стереогаммы построены в равноугольной проекции (сетка Вульфа) на нижней полусфере; n – количество замеров, зеленым кружком показано положение рассчитанной оси складчатости.

Наблюдаемые складки цилиндрические, концентрические. Усть-Оленекская антиклиналь асимметрична – на ее южном крыле углы падения пород до 30–35°, а на северном крыле достигают 50–60°. Мелкие паразитические складки волочения более высокого порядка на крыльях крупных структур крайне редки. Изученные на восточном берегу р. Оленек (напротив устья руч. Чарчык) две складки шириной до 7–15 м асимметричны, как и Усть-Оленекская антиклиналь, на северном крыле которой они располагаются. В ядре антиклинали эти складки имеют северо-восточную вергентность [Васильев, 2011б; Vasiliev, Prokopiev, 2013].

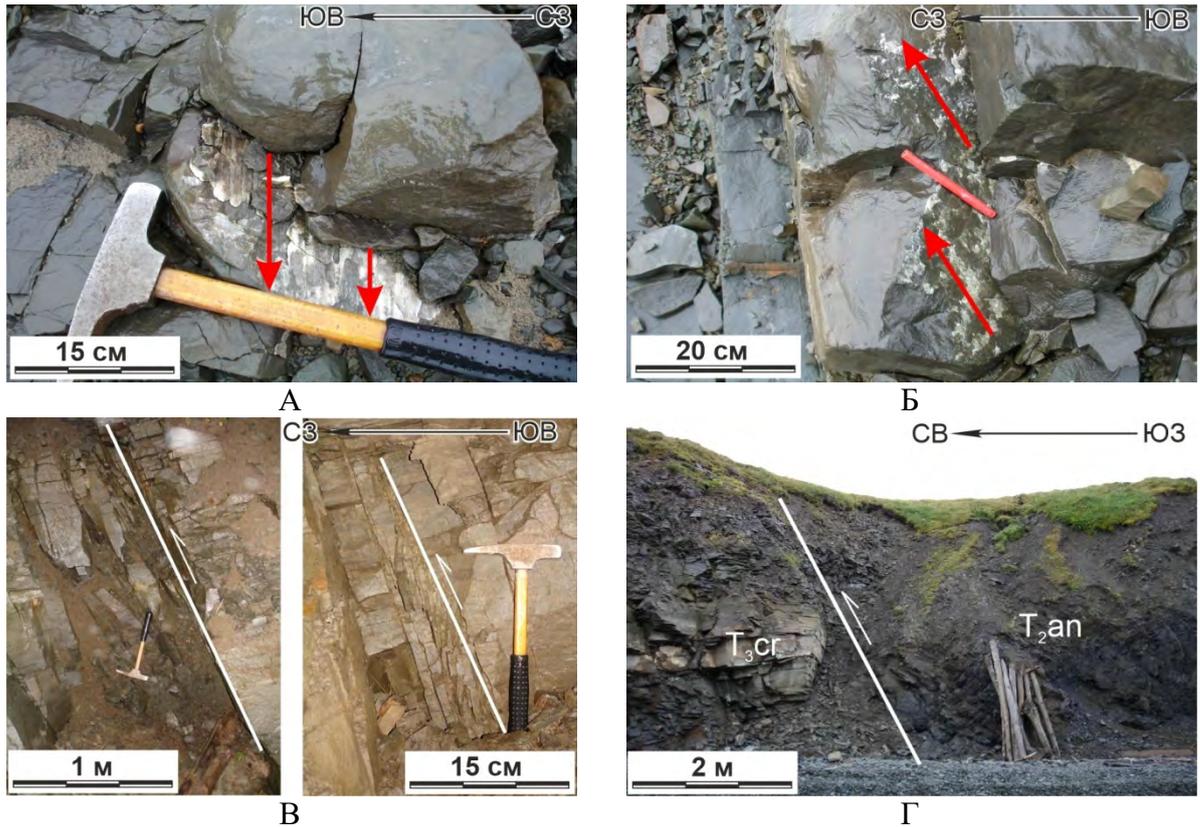


Рисунок 3.5. Надвиго-взбросовые деформации в триасовых толщах Усть-Оленекской системы складок: А – смещение известково-песчанистой конкреции в породах оленекского яруса вдоль субпараллельного слоистости надвига (в плане); Б – межслоевой надвиговый срыв на южном крыле Усть-Оленекской антиклинали (в плане); В – крутопадающие секущие слоистость под углами $45\text{--}70^\circ$ взбросы, которые в нижней части выполаживаются и переходят в пологие надвиги (в разрезе); Г – взброс, по которому анизийские породы перемещены на карнийские (в разрезе). Здесь и далее на фотографиях стрелкой показано направление смещения.

В северо-восточном направлении в ядре Усть-Оленекской антиклинали происходит виргация складок. На мысе Тумул (южный берег протоки Чугас-Уэс дельты р. Оленек) обнажена открытая антиклиналь, ядро которой сложено отложениями среднего триаса, а крылья – верхнего триаса и нижней юры. Ширина антиклинали около двух километров. Северное крыло складки осложнено также открытой синклиналью, в которую смяты аргиллиты и известковистые алевролиты нижней юры. Антиклиналь асимметрична – породы на более пологом южном крыле имеют углы падения до 10° , а на северном – до 30° .

Северная синклираль не обнажена, а породы южного крыла Приморской антиклинали (висячее крыло Тумульского надвига) наблюдались нами в одном обнажении на побережье Оленекского залива. Здесь отложения верхней перми моноклинально падают на юг под углами до $60\text{--}70^\circ$.

Вышеописанные складчатые деформации являются основными в изученном регионе, и мы относим их к деформациям первого этапа 0D_1 .

Разломы и жилы. На территории широко развиты межпластовые надвиговые срывы с видимой амплитудой до нескольких десятков сантиметров, которые, например, устанавливаются по смещению крупных известково-глинистых стяжений в отложениях стратотипа оленекского яруса на правом берегу р. Оленек (рисунок 3.5А). Штрихи на зеркалах скольжения указывают на направление смещения пород в север-северо-восточных румбах (рисунок 3.5Б).

Наблюдаемые многочисленные надвиговые срывы и взбросы имеют запад-северо-западное простирание и юг-юго-западное падение сместителей, углы падения от первых до 70–80° (рисунки 3.4Б и 3.5В). Скорее всего, образование этих надвигов происходило одновременно с образованием крупных складок региона. В урочище Харангаччы-Хаята развиты две сопряженные системы малоамплитудных пологих разломов с зеркалами скольжения на их плоскостях. Разломы имеют юг-юго-западную и север-северо-восточную вергентность. Малоамплитудные зоны разломов мощностью до 1 м представлены линзами скольжения. В зонах более крупных взбросов наряду с линзами скольжения наблюдается брекчирование пород; глина трения встречается очень редко и только в тех случаях, когда разлом пересекает глинистые пачки. В зоне влияния разломов наблюдается интенсивная трещиноватость. Наиболее крупный из установленных разломов этой кинематики расположен на северном крыле антиклинали. Отложения анизийского яруса среднего триаса, смятые в приразломную антиклинальную складку, взброшены в северо-восточном направлении на верхнетриасовые породы карнийского яруса (рисунок 3.5Г). Вертикальная амплитуда смещения по этому разлому может достигать от нескольких десятков до первых сотен метров. В 100 м к юго-западу трассируется зона другого крупного разлома, крылья которого сложены отложениями анизийского яруса. Его кинематика и ориентировка близка вышеописанному взбросу. Преобладающая север-северо-восточная вергентность разломов может свидетельствовать о широком присутствии здесь надвигов противоположной вергентности («обратных» надвигов в надвиговых клиньях – треугольных зонах). Эти структуры сжатия находятся в едином структурном парагенезе со складчатостью первого этапа 0D_1 .

Также широко развиты малоамплитудные сдвиги и сбросы (рисунок 3.6), ориентированные, в основном, субортогонально к общему простиранию складчатых структур. Сдвиги, как правило, имеют комбинированную кинематику – это либо взбросо-сдвиги, либо сбросо-сдвиги. Право- и левосторонние сдвиговые разломы зачастую сопряжены и наблюдаются в пределах одного обнажения. В основном они имеют северо-восточное простирание, реже запад-северо-западное (рисунок 3.7А). Ориентировка сместителей сдвигов, а

также их взаимоотношения с деформациями сжатия 0D_1 , позволяет предположить, что эти структуры находятся в едином структурном парагенезе. Сбросы образуют структуры мелкоамплитудных грабенов и горстов. Амплитуда отдельных сбросов достигает 15–20 см (рисунок 3.6А, Б). По простиранию сбросы делятся на север-северо-восточные с крутыми залеганиями и на запад-северо-западные с небольшими углами наклона сместителей (рисунок 3.7Б). В целом, все разрывные структуры со смещением, наблюдаемые визуально на исследуемой территории, являются ортогональными друг другу (рисунок 3.7В). Они располагаются как под небольшим острым углом к складчатости, так и субортогонально к ней. Нам не удалось установить взаимоотношения сбросов различного направления. Однако сбросы север-северо-восточного простирания, ориентированные субортогонально к складчатости 0D_1 и субпараллельные грабенам на шельфе моря Лаптевых [Drachev, Shkarubo, 2018], могли образоваться позднее на этапе растяжения, охватившем восточную Арктику в раннем кайнозое в связи с раскрытием Евразийского океанического бассейна. Мы выделяем эти деформации в пределах изученной территории в отдельный этап 0D_2 . Сбросы запад-северо-западного направления могли образоваться в одном поле напряжений с деформациями 0D_1 .



Рисунок 3.6. Сбросовые деформации в юрских толщах Усть-Оленекской системы складок: А–Б – мелкоамплитудные сбросы, переходящие по падению в межслоевые листрические срывы. Расстояние между снимками А и Б около 3 м. В – кварцевые жилы в породах триаса. Здесь и далее на фотографиях: S_0 – слоистость, S_1 – кливаж.

Были замерены ориентировки 91 кварцевой жилы (рисунки 3.6В и 3.7Г). Ориентировка кварцевых жил мощностью от первых миллиметров до нескольких сантиметров практически идентична таковой вышеописанных разломов. Выделяются две почти ортогональные системы

субвертикальных жил северо-западного и северо-восточного простираний, и одна также северо-западной ориентировки, но со средними углами падения $\sim 45^\circ$ на юго-запад. Часто все эти три системы пересекающихся жил встречаются в пределах одного обнажения. Редко наблюдались смещения впервые миллиметры жил северо-западного простирания жилами северо-восточного направления. Наибольшее количество жил имеет северо-западное простирание.

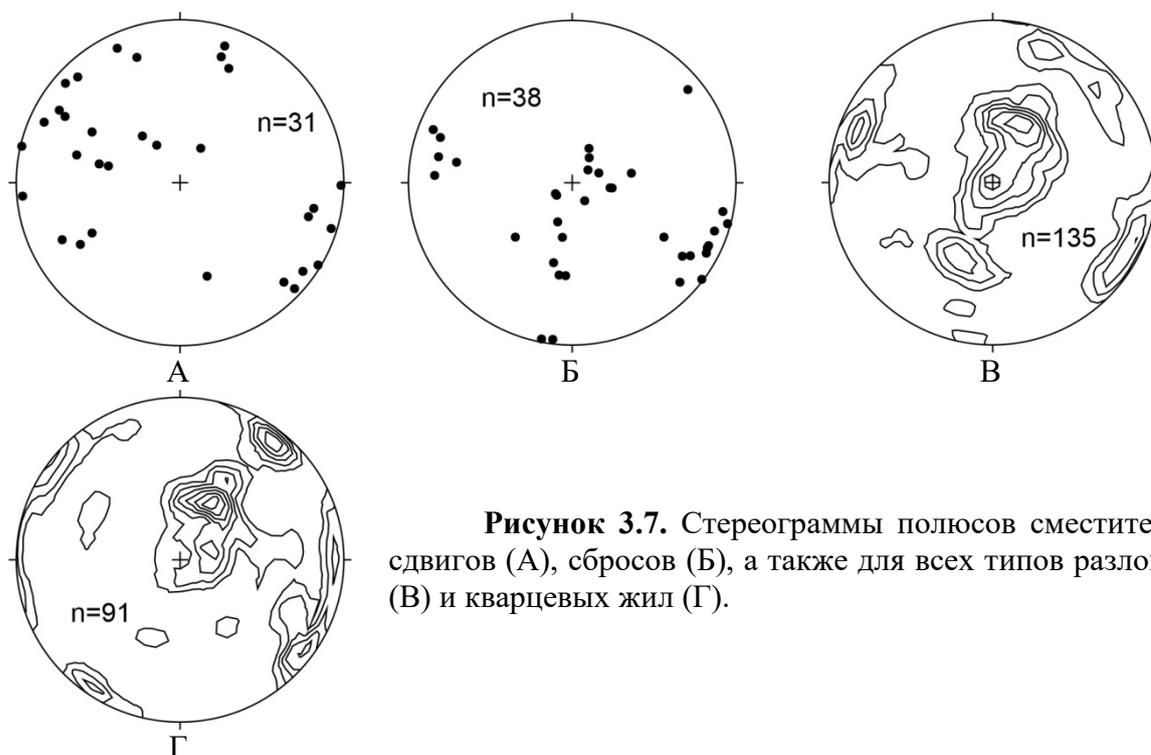
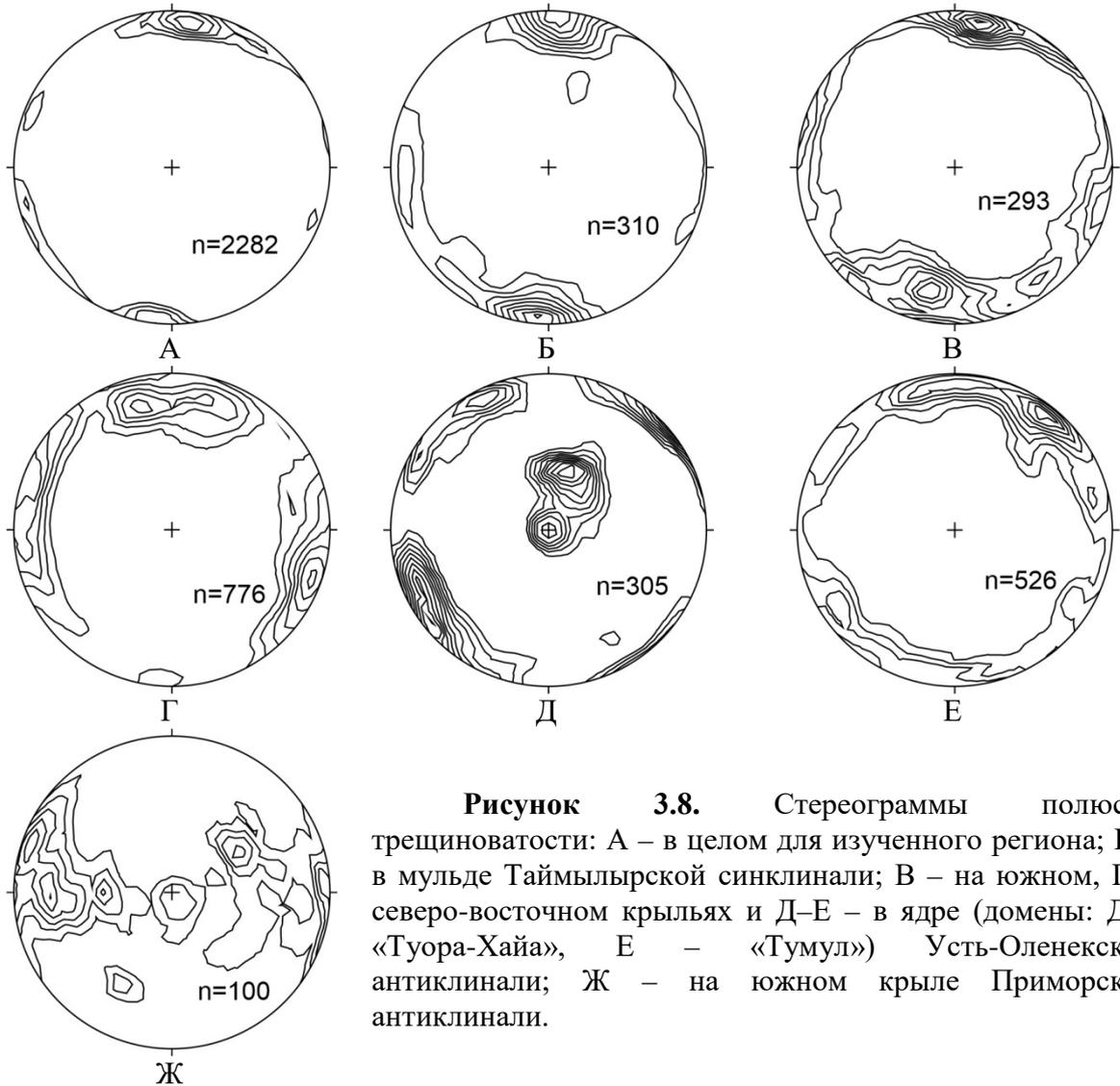


Рисунок 3.7. Стереогаммы полюсов сместителей сдвигов (А), сбросов (Б), а также для всех типов разломов (В) и кварцевых жил (Г).

Трещиноватость. Нами были замерены ориентировки 2282 трещины и на этой основе построены стереогаммы полюсов трещиноватости (рисунок 3.8). На общей для всех трещин исследуемого района диаграмме видно, что, в целом, преобладают разрывы субширотного простирания, север-северо-восточной вергентности. Генеральная ориентировка трещин очень близка таковой осевым плоскостям крупных складок района, с разницей всего в $\sim 6^\circ$ (рисунок 3.8А). Такая ориентировка трещин хорошо согласуется с моделью формирования трещиноватости в ядрах и на крыльях концентрических складок в одном поле напряжений [Ярошевский, 1981].

По преобладающей ориентировке трещиноватости были выделены структурно-гомогенные домены и построены отдельные стереогаммы для каждого из них. Так, стереогамма на рисунке 3.8Б показывает преобладающую субширотную и менее выраженную субдолготную системы трещиноватости для мульды и северного крыла Таймыльской синклинали (трещиноватость замерена в т.н. 23–25, см. рисунок 3.1). Данная система совпадает с генеральной для исследуемого района ориентировкой трещиноватости, что позволяет

предполагать ее образование в одном поле напряжений со складчатостью. Стереограмма для южного крыла Усть-Оленекской антиклинали показывает также преобладание систем трещин субширотного и субдолготного простираний и очень схожа с предыдущей (рисунок 3.8В). Разницей является увеличение интенсивности трещин субдолготной ориентировки. На северо-восточном крыле Усть-Оленекской антиклинали распространены системы трещиноватости, аналогичные наблюдаемым в вышеупомянутых доменах. Однако здесь трещины обоих направлений распространены равнозначно (рисунок 3.8Г).



В ядре Усть-Оленекской антиклинали ориентировка трещиноватости несколько другая. Здесь преобладают три системы трещин: северо-восточного, северо-западного простираний с крутыми и северо-западного направления с пологими углами падения (рисунок 3.8Д). Несовпадение ориентировок трещин с наблюдаемыми в других доменах может указывать на небольшой разворот тектонических структур. На западе ядерной части Усть-Оленекской

антиклинали наблюдаются три системы трещиноватости: северо-восточного, северо-западного и субширотного простираний (рисунок 3.8Е). На южном крыле Приморской антиклинали, в пермских породах висячего крыла Тумульского надвига, наблюдается только одна система преобладающей крутозалегающей трещиноватости, имеющая субдолготное простирание (рисунок 3.8Ж).

Таким образом, анализ ориентировки трещиноватости позволяет сделать некоторые выводы. Во-первых, чем дальше на юг от замковой части Усть-Оленекской антиклинали расположен домен, тем отчетливее выделяется система запад-северо-западного (почти субширотного) простирания, которая на наиболее отдаленных частях крыльев складки является преобладающей. Это хорошо фиксируется в мульде и на северном крыле Таймылырской синклинали, а также на северо-восточном крыле Усть-Оленекской антиклинали. Данная система субпараллельна простиранию складчатости и, возможно, связана с ней генетически и является наиболее ранней. Во-вторых, на стереограммах хорошо видно, как с приближением к замку складки увеличивается интенсивность проявления трещиноватости север-северо-восточного (субдолготного) простирания. То есть формируется система перпендикулярных друг другу систем трещин, что также указывает на их генетическую связь, а значит и на одновременность со складчатостью. В-третьих, трещиноватость в ядре антиклинали значительно отличается от всех других доменов и имеет северо-западное и северо-восточное простирания. Близкие простирания имеют разломы и жилы, которые большей частью локализуются непосредственно вблизи замка Усть-Оленекской складки, а по мере удаления от него их интенсивность проявления уменьшается. Это, возможно, связано с тем, что сдвиги, проявленные в наиболее напряженной, деформированной части складки, смещают эти структуры. То есть сдвиговые деформации на исследуемой территории проявились после образования большинства других разломов на конечной стадии формирования складчатости первого этапа 0D_1 . В-четвертых, в пределах Приморской антиклинали проявлена субдолготная система трещиноватости. Это, не смотря на небольшое количество точек наблюдения в данном домене, позволяет предполагать, что Приморская антиклиналь и, вероятно, Тумульский надвиг сформировались несколько позже Усть-Оленекской антиклинали, возможно, на заключительной стадии складчато-надвигового этапа 0D_1 . В противном случае породы, выполняющие эту структуру, были бы интенсивно пронизаны практически всеми вышеописанными системами трещин [Васильев, Прокопьев, 2012г]. И, наконец, в-пятых, на западном фланге Усть-Оленекской антиклинали кроме трещин субширотного простирания проявлены трещины северо-западной и северо-восточной ориентировки. Появление последних, возможно, объясняется действием растягивающего напряжения, связанного с формированием

Южно-Лаптевского рифта в позднемеловое – кайнозойское время [Drachev, Shkarubo, 2018] во второй этап деформации 0D_2 региона.

3.1.1. Оси палеонапряжений

Для определения направлений осей палеонапряжений, при воздействии которых были сформированы тектонические структуры изученного региона, нами замерялись положения всех сместителей обнаруженных разломов и ориентировка штрихов на зеркалах скольжения. Используя эти замеры при помощи компьютерной программы FaultKinWin, были вычислены оси σ_3 (сжатие) и σ_1 (растяжения) [Marrett, Allmendinger, 1990].

Наши полевые наблюдения позволяют предполагать проявление в исследованном районе двух этапов деформационных событий – складчато-надвигового и сбросового (растяжения) [Васильев, Прокопьев, 2012г; Vasiliev, Prokopiev, 2013]. Наблюдения в Усть-Оленекской системе складок проводились в двух доменах – «Тумул» и «Туора-Хайа», а в смежном Лено-Анабарском прогибе – в домене «Оленек» (рисунок 3.9, таблица 1).

Таблица 1. Значения рассчитанных осей палеонапряжений Усть-Оленекской системы складок и Лено-Анабарского прогиба.

Домены	Типы разломов	n	Оси палеонапряжений					
			Растяжения (1)		Промежуточная (2)		Сжатия (3)	
			падение					
			Азимут	∠	Азимут	∠	Азимут	∠
Оленек	надвиги и взбросы	7	68.0	81.4	303.3	4.9	212.6	7.0
	сдвиги	3	49.8	48.6	150.9	9.7	249.1	39.8
Тумул	надвиги и взбросы	24	219.7	77.7	121.9	1.7	31.5	12.2
	сбросы	5	52.7	29.2	146.2	6.3	247.3	60.0
	сдвиги	18	94.7	3.8	353.7	70.7	186.0	18.9
Туора-Хайа	надвиги и взбросы	12	247.6	83.8	116.3	4.1	25.9	4.7
	сбросы	10	195.1	3.1	285.3	4.7	72.3	84.4
	сдвиги	14	285.2	35.8	97.7	54.0	192.7	3.6

n – количество замеров.

Домен «Тумул» располагается на одноименном мысу в устье р. Оленек. Домен «Туора-Хайа» объединяет полевые наблюдения вдоль правого борта нижнего течения р. Оленек от устья р. Ханга-Юряге до мыса Харангаччы-Хаята. Первый домен расположен на западном фланге Усть-Оленекской антиклинали, второй – на восточном. Домен «Оленек» объединяет структурные полевые наблюдения вдоль побережья р. Оленек от устья р. Бур (Пур) до п. Таймылыр вкостр протирания всего Лено-Анабарского прогиба (см. рисунок 3.1). Рассчитанная ось сжатия имеет аз. пр. $4-28^\circ - 184-208^\circ$, поскольку простираение складок сектора в целом субширотное. В доменах «Тумул» и «Оленек» преобладающим типом разломов

являются надвиги и взбросы; в домене «Туора-Хайа» встречается примерно равное количество как надвигов, так и сдвигов.

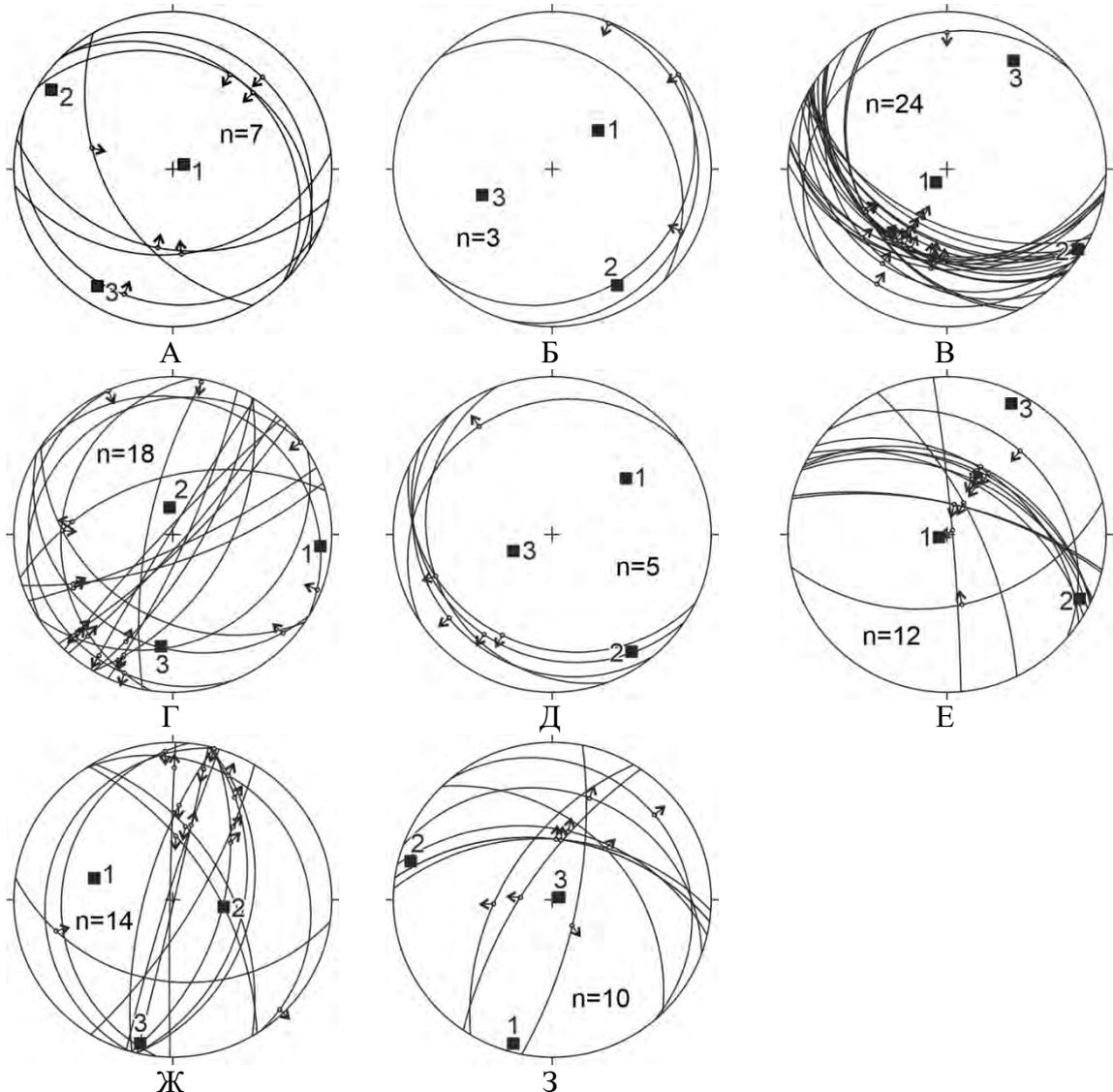


Рисунок 3.9. Стереограммы осей палеонапряжений Усть-Оленекской системы складок. Стрелка показывает движение всячего крыла. 1 – оси растяжения, 2 – промежуточная ось, 3 – оси сжатия.

Домен (д.) «Оленек»: А – надвиги и взбросы, Б – сдвиги; д. «Тумул»: В – надвиги и взбросы, Г – сдвиги, Д – сбросы; д. «Туора-Хайа»: Е – надвиги и взбросы, Ж – сдвиги, З – сбросы.

Надвиги и взбросы. Ось сжатия, характерная для структур Оленекского сектора, имеет аз. пр. $26-33^\circ \angle 5-12^\circ$ (рисунок 3.9А, В, Е, таблица 1). Оси сжатия надвигов и взбросов каждого участка, в целом, субортогональны шарнирам складчатых структур ($71-110^\circ$). Ориентировки складчатых и надвиговых структур подтверждают сделанное ранее предположение о совместном формировании складчатых и надвиго-взбросовых структур региона и свидетельствуют, что основные складчато-надвиговые деформационные события

сформированы в единый этап сжатия 0D_1 . Деформационные структуры Лено-Анабарского прогиба связаны со складчато-надвиговыми событиями в прилегающей орогенной области. Оси растяжения при этом остаются практически везде субвертикальными. Это соответствует растяжению в присводовой части формирующейся концентрической складки [напр. Ramsay, Huber, 1987; Ярошевский, 1981].

Сдвиги. Рассчитанные оси сжатия, под действием которого образовались сдвиги Усть-Оленекской антиклинали, отличается от таковых для надвигов на 25° в домене «Тумул» и 13° в домене «Туора-Хайа» (рисунок 3.9Г, Ж, таблица 1). Разница между направлениями рассчитанных осей сжатия для сдвигов в этих доменах составляет 7° . Иная ситуация в домене «Оленек», где разница между осями сжатия сдвигов и надвигов порядка 36° (рисунок 3.9Б, таблица 1). Оси растяжения для сдвигов в целом субвертикальны.

Таким образом, в Усть-Оленекской системе складок рассчитанные оси сжатия для сдвигов и надвигов практически субпараллельны. Кроме того, следует заметить, что в Лено-Анабарском прогибе сдвиги образовались при сжатии, ориентированном под $\angle 36^\circ$ к оси сжатия надвигов, что возможно объясняется близостью изучаемого домена к индентору – жесткому блоку, которым является Оленекское поднятие Сибирской платформы, сложенное докембрийскими толщами.

Близкая ориентировка рассчитанных осей сжатия для сдвигов и надвигов в домене «Тумул» и «Туора-Хайа» позволяет говорить об их совместном формировании. Таким образом, можно говорить о формировании сдвигов на конечной стадии складчато-надвигового этапа деформаций.

Сбросы. Рассчитанные оси растяжения для сбросов в домене «Туора-Хайа» ориентированы субгоризонтально и субпараллельно простиранию оси сжатия надвигов и взбросов, с разницей в 11° (рисунок 3.9З, таблица 1). Разница между осями растяжения для сбросов и сжатия для надвигов домена «Тумул» составляет 21° (рисунок 3.9Д, таблица 1). Наши полевые наблюдения позволяют считать образование их единовременным с формированием складчато-надвиговых структур при субгоризонтальном растяжении в присводовой части Усть-Оленекской антиклинали согласно модели формирования концентрической антиклинальной складки [Ярошевский, 1981]. Ось сжатия сбросов располагается субвертикально ($\angle 60-84^\circ$).

В результате проведенных исследований удалось установить ориентировки осей палеонапряжений главного этапа 0D_1 складчато-надвиговых деформационных событий, проявленных на изученной территории: слабонаклонные ($\angle 12-25^\circ$, надвиги и сдвиги домена «Тумул»), реже субгоризонтальные ($\angle 4-7^\circ$, надвиги и сдвиги домена «Туора-Хайа», надвиги домена «Оленек») оси сжатия север-северо-восточного (аз. пр. $26-33^\circ$, надвиги доменов

«Тумул», «Туора-Хайа», «Оленек») и субдолготного простирания (9–14°, сдвиги домены «Тумул» и «Туора-Хайа»).

3.1.2. Глубинное строение

Предполагается дуплексное строение сектора [Прокопьев, Дейкуненко, 2001а; Васильев, Прокопьев, 2012б, в] (рисунок 3.3). В пределах этой части Оленекского сектора ВСНП имеется две глубокие скважины (Усть-Оленекская 2370 [Граусман, 1995] и Чарчыкская П-1), наиболее представительно вскрывшие верхнерифейско–мезозойские и венд–мезозойские разрезы, соответственно, и две более мелкие скважины (Улахан-Юряхская Р-1 и Тюмятинская), в которых на забое были обнаружены нижнепермские и верхнекембрийские отложения, соответственно.

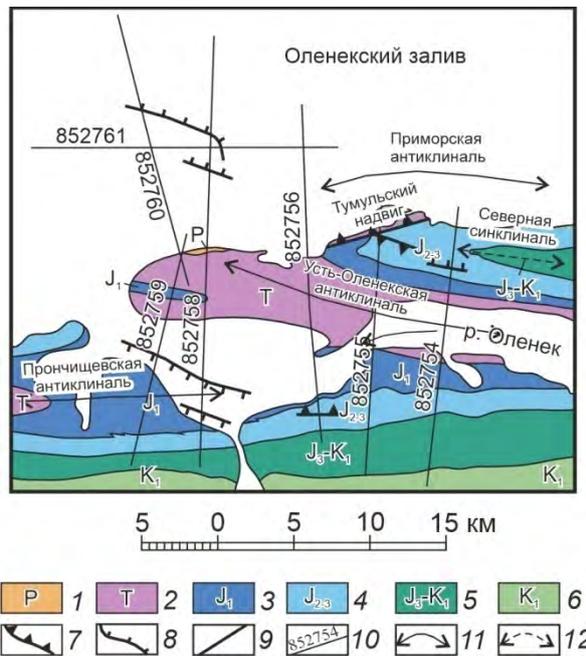


Рисунок 3.10. Тектоническая схема центральной части Усть-Оленекской системы складок [по Рубинштейн, Григорьев, 1987 с изменениями и дополнениями]:

1–6 – отложения: 1 – пермские, 2 – триасовые, 3 – нижнеюрские, 4 – средне-верхнеюрские (среднетитонские), 5 – верхнеюрско-нижнемеловые (верхнетитонские-нижневаланжинские), 6 – нижнемеловые; 7–9 – разломы: 7 – надвиги и взбросы, 8 – сбросы, 9 – с неустановленной кинематикой; 10 – сейсморазведочные профили и их номера, 11 – оси антиклиналей, 12 – оси синклиналей.

В 80-е годы прошлого века Трестом «Якутскгеофизика» ПГО «Ленанефтегазгеология» были выполнены разноориентированные сейсмические профили через Усть-Оленекскую систему складок и Лено-Анабарский прогиб [Рубинштейн, Григорьев, 1987].

Для уточнения глубинного строения региона нами были проинтерпретированы имеющиеся сейсморазведочные временные профили и построены геолого-геофизические разрезы, наиболее представительные из которых показаны на рисунке 3.10. Данные профили были получены в результате сеймопрофилеирования ОГТ при центральной 12-ти и 24-кратной и фаланговой 12-ти кратной системе наблюдений. Взрывной интервал при 12-ти кратном профилировании – 100 м, при 24-кратом – 50 м. Трансформация времен в глубины до 1700 м

производилась по данным сейсмо-каротажа Улахан-Юрхской Р-1 скважины, а глубже – по скоростной зависимости, аналитически рассчитанной на основе значений времен прихода опорных отражений и данных о пластовых скоростях, определенных в Чарчыкской П-1 скважине. Значения глубин, таким образом, следующие: 1 км – 0,57 сек, 2 км – 0,99 сек, 3 км – 1,4 сек, 4 км – 1,75 сек, 5 км – 2,1 сек [Рубинштейн, Григорьев, 1987].

Исследователи, проводившие сейсмопрофилирование, выделяли горизонт «П» (отражающую волну), хорошо прослеженный на всех профилях и разграничивающий кембрийские карбонатные и пермские терригенные породы, и связывали его с зоной размыва в основании пермских толщ [Рубинштейн, Григорьев, 1987]. Однако в результате бурения Усть-Оленекской 2370 скважины было установлено, что здесь отсутствуют кембрийские породы и на неопротерозойских толщах залегают маломощные существенно карбонатные отложения ордовика и силура, выклинивающиеся в южном направлении [Граусман, 1995]. По данным гравиметрического моделирования кристаллический фундамент залегает здесь на глубине до 8 км и слабо погружается на север [Прокопьев, Дейкуненко, 2001а]. Однако общая мощность пород, залегающих над кристаллическим фундаментом, рассчитанная по их выходам на поверхность и данным бурения, значительно меньше 8 км. Это несоответствие, скорее всего, объясняется сдвоением разреза и, по аналогии с Западно-Верхоянским сектором ВСНП, здесь предполагается присутствие на глубине надвигового дуплекса [Прокопьев, Дейкуненко, 2001а]. Это также косвенно подтверждается сейсмическими и буровыми данными, указывающими на то, что антиклинальные купола, сложенные терригенным и карбонатным комплексами, смещены относительно друг друга, что характерно для дуплексных структур. Две поверхности пологих надвигов ограничивают дуплексную структуру снизу и сверху и образуют ее детачмент и кровельный надвиг. Детачмент, вероятно, трассируется по границе между верхнедокембрийскими толщами и кристаллическим фундаментом [Прокопьев, Дейкуненко, 2001а]. В качестве кровельного надвига наиболее подходящим является отражающий горизонт «П», проинтерпретированный ранее как зона размыва между нижнепалеозойскими и верхнепалеозойско-мезозойскими породами [Рубинштейн, Григорьев, 1987].

На основе этих сейсмопрофилей нами были построены геолого-геофизические разрезы (рисунки 3.11–3.14). На них отчетливо различаются зоны разломов, пересекающих отражающий горизонт «П», но не прослеживающихся вблизи дневной поверхности. Интерпретация профиля 852754 показывает, что на северном крыле Усть-Оленекской антиклинали кровельный надвиг предполагаемого дуплекса сечется сбросом с амплитудой около 200 м и углом наклона сместителя 40–45° к северу (рисунок 3.11А). Сброс не вскрывается на поверхности и затухает как по восстанию, так и по падению. Поскольку разрез протягивается в север-северо-восточном направлении, то можно предположить, что этот сброс

имеет субширотное, запад-северо-западное или северо-западное простирание [Васильев, Прокопьев, 2012б, в].

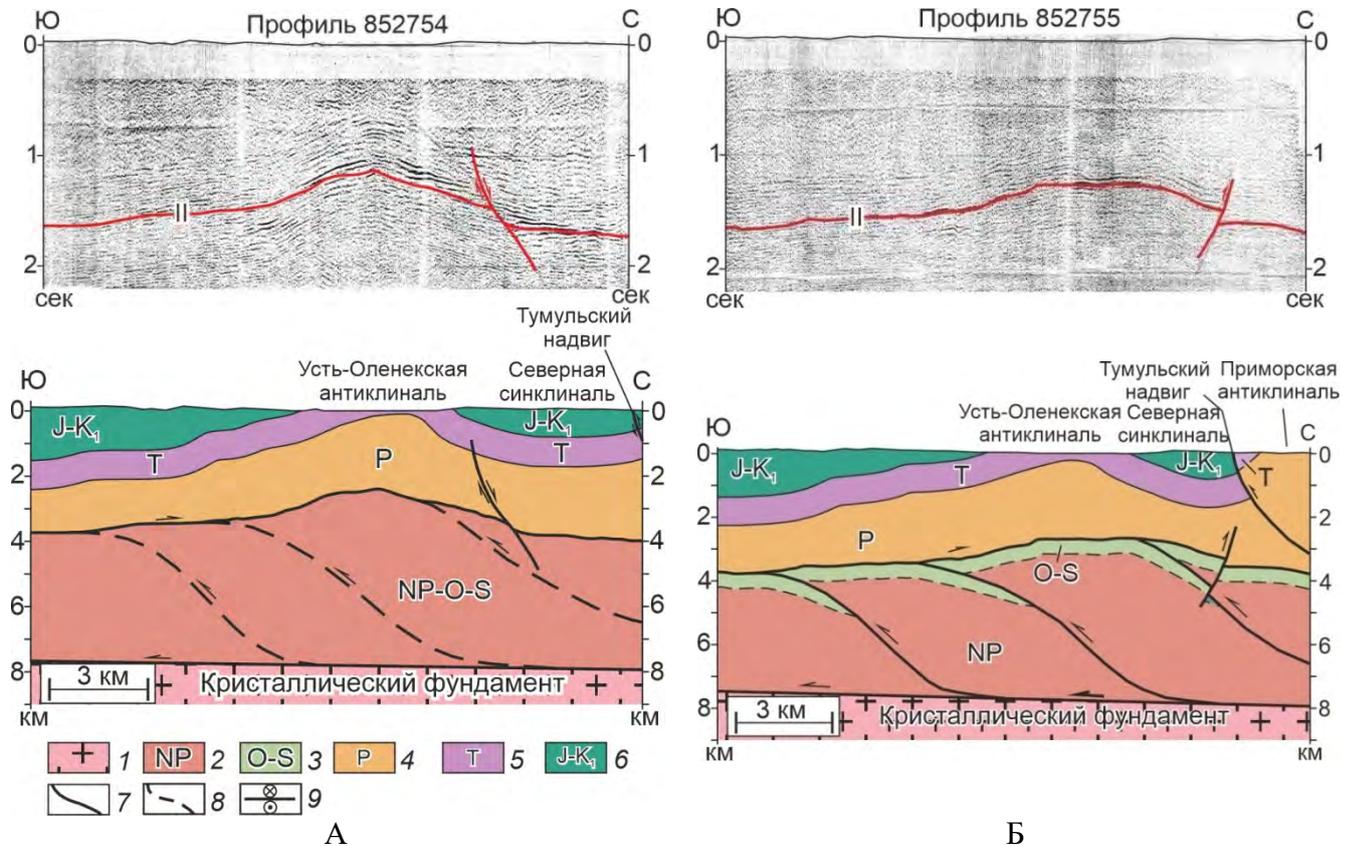


Рисунок 3.11. Сейсморазведочные временные профили [Рубинштейн, Григорьев, 1987] (вверху) и их интерпретация на геологических разрезах (внизу). Местоположение профилей показано на рисунке 3.10. Профили: А – 852754, Б – 852755.

1 – кристаллический фундамент, отложения: 2 – неопротерозойского, 3 – ордовик-силурийского, 4 – пермского, 5 – триасового, 6 – юрско-раннемелового возрастов, 7 – разломы, 8 – предполагаемые разломы, 9 – перемещения по разломам, верхний знак движение от, нижний к наблюдателю. Стрелкой показано направление смещения.

Структурный рисунок, проявленный на располагающемся в 10 км к западу профиле 852755, существенно другой (рисунок 3.11Б). Здесь не наблюдается сбросового смещения на северном крыле Усть-Оленекской антиклинали и это позволяет предположить, что обнаруженный на предыдущем профиле сброс имеет локальное распространение. Отчетливо выделяется под мульдой Северной синклинали и не вскрывающийся на дневной поверхности взброс с амплитудой около 200 м и южным падением сместителя в 60–70°. К сожалению, северная часть профиля неудовлетворительного качества, и Тумульский надвиг южной vergentности, выделяемый по данным среднемасштабного картирования, практически не выражен в волновой картине. Это может быть связано с тем, что на глубине Тумульский надвиг выполаживается и становится межслоевым срывом. Также невозможно проследить взаимоотношение выделенного взброса со сместителем Тумульского надвига.

На профиле 852756 (рисунок 3.12) северное крыло Усть-Оленекской антиклинали не осложнено разломами. Слабо выражен Тумульский надвиг. На южном пологом крыле антиклинали наблюдается секущий горизонт «II» крутой взброс южной вергентности с амплитудой вертикального смещения первые сотни метров и углом наклона сместителя до 60–70°. Это слепой взброс предположительно северо-западного или субширотного простирания, над которым сформирована малоамплитудная антиклиналь. В целом, выделенная структура представляет собой типичную взбросо-складку. Наибольший интерес представляют собой пологие разломы в центральной части сейсмопрофиля, асимптотически сочленяющиеся с расположенным выше горизонтом «II» под очень острым углом. Мы интерпретируем эти разрывные нарушения как разрывы, ограничивающие структуру «конского хвоста» во внутренней части дуплексной структуры. Это еще раз подтверждает правомочность выделения горизонта «II» в качестве кровельного надвига крупного дуплекса [Васильев, Прокопьев, 2012б, в].

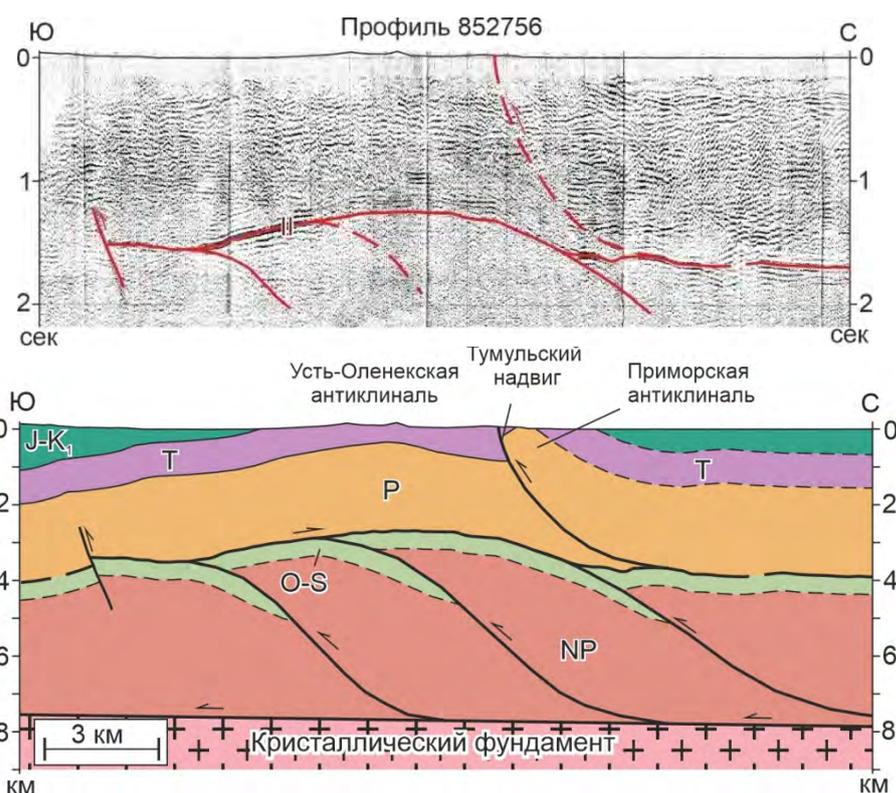


Рисунок 3.12. Сейсморазведочный временной профиль 852756 [Рубинштейн, Григорьев, 1987] (вверху) и его геологическая интерпретация (внизу). Местоположение профиля показано на рисунке 3.10. Условные обозначения приведены на рисунке 3.11.

На профиле 852758 отчетливо выделяются крутые сбросы (падение сместителей свыше 60°) предположительно северо-западного простирания в ядре Прончищевской и на северном крыле Усть-Оленекской антиклиналей (рисунок 3.13). Амплитуда вертикального смещения по ним оценивается в первые сотни метров. Сейсмопрофили 852759 (рисунок 3.14А) и 852760

(рисунок 3.14Б) демонстрируют два из выделенных ранее нами сбросов на профиле 852758 (см. рисунок 3.13). На этих профилях также можно выделить пологие разрывы под горизонтом «II», ограничивающие, по всей видимости, структуры «конского хвоста» дуплекса [Васильев, Прокопьев, 2012б, в].

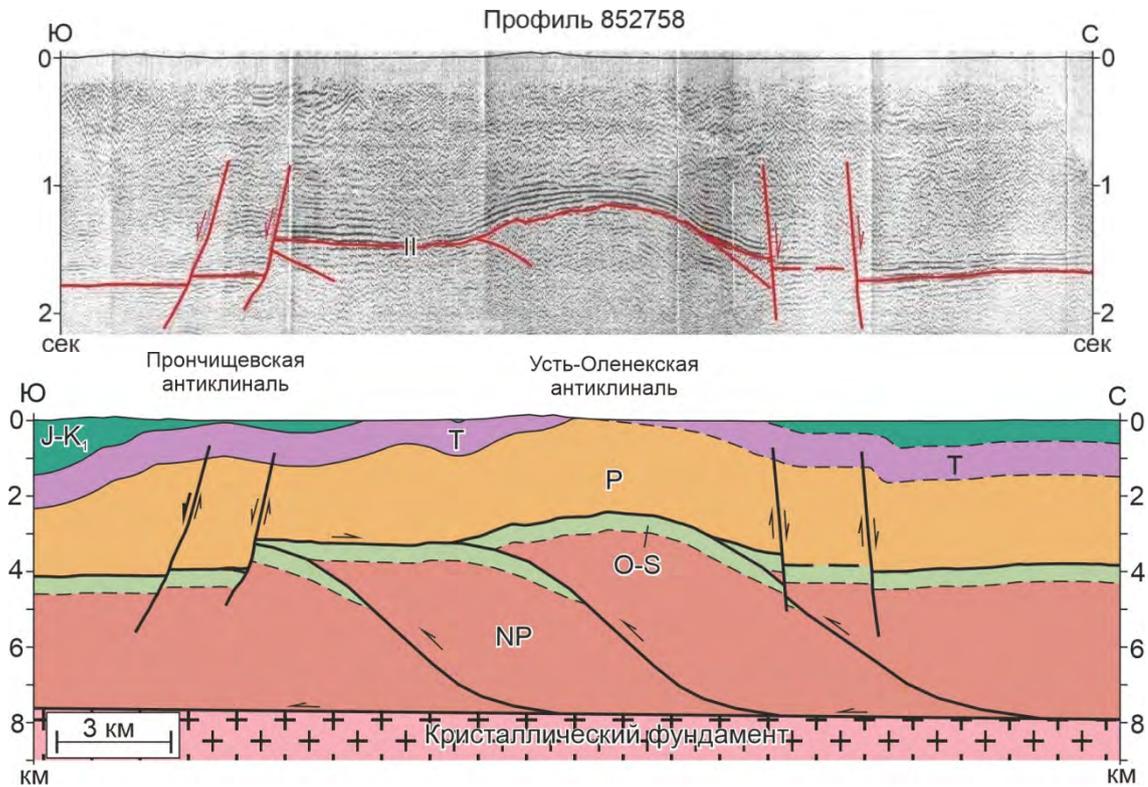


Рисунок 3.13. Сейсморазведочный временной профиль 852758 [Рубинштейн, Григорьев, 1987] (вверху) и его геологическая интерпретация (внизу). Местоположение профиля показано на рисунке 3.10. Условные обозначения приведены на рисунке 3.11.

Профиль 852761 располагается в акватории моря Лаптевых и ориентирован практически широтно вдоль простирания структур Усть-Оленекской системы складок (см. рисунок 3.10). В его центральной части различается крутой сброс, который, вероятно, был пересечен северной частью профиля 852758 (рисунок 3.14В).

Таким образом, в результате интерпретации серии сейсмопрофилей подтверждается асимметрия Усть-Оленекской антиклинали, установленная по данным геологического картирования – пологое юго-западное и более крутое северо-восточное крыло. Кроме того, удалось установить присутствие на глубине разрывных нарушений различной кинематики и ориентировки. Пологие разломы, локализованные ниже отражающего горизонта «II» и примыкающие к нему под острым углом, вероятно, являются надвигами, ограничивающими структуры «конского хвоста» (хорсы) предполагаемого ранее крупного дуплекса [Прокопьев, Дейкуненко, 2001а], а сам горизонт «II» является его кровельным надвигом.

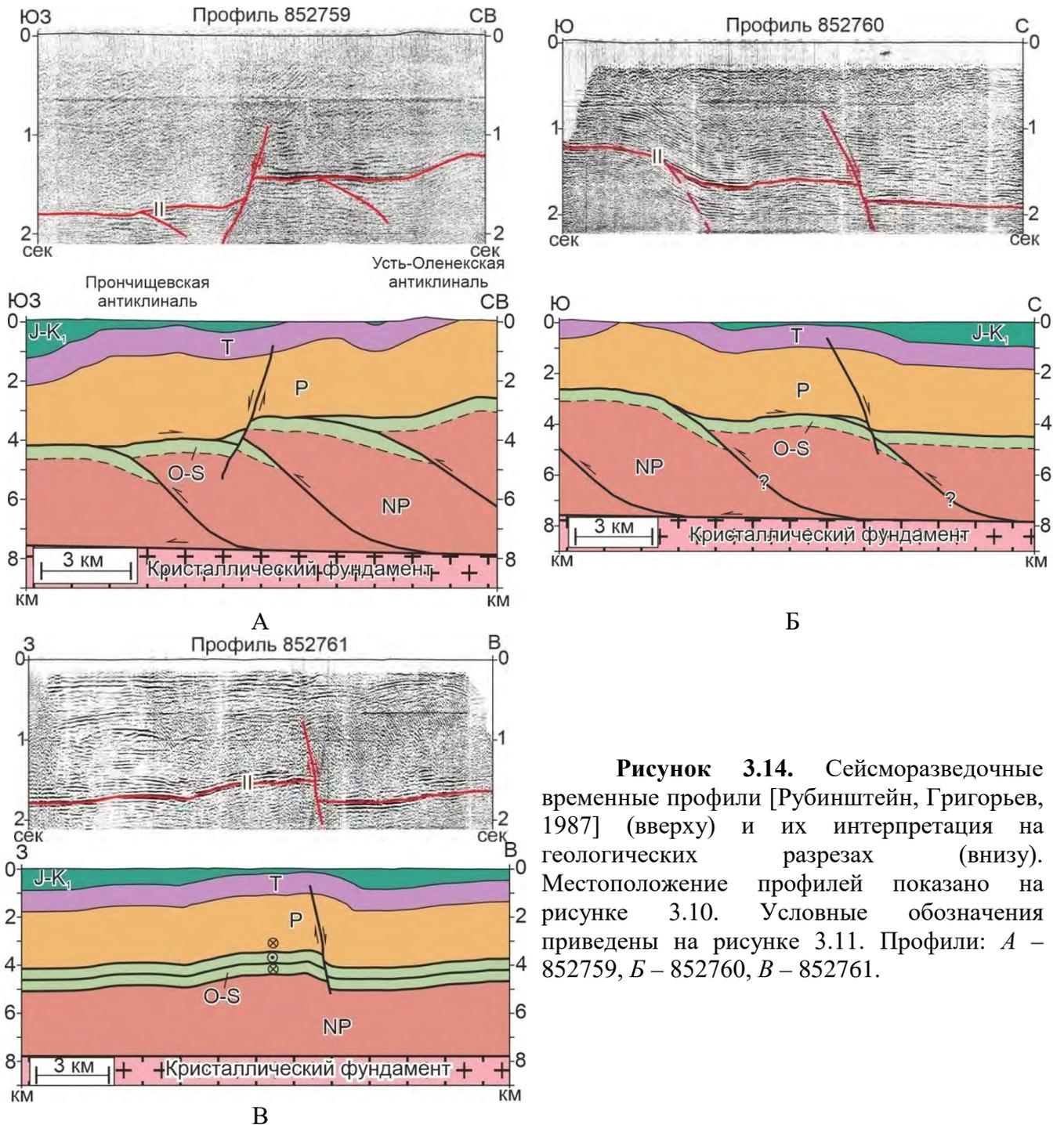


Рисунок 3.14. Сейсморазведочные временные профили [Рубинштейн, Григорьев, 1987] (вверху) и их интерпретация на геологических разрезах (внизу). Местоположение профилей показано на рисунке 3.10. Условные обозначения приведены на рисунке 3.11. Профили: А – 852759, Б – 852760, В – 852761.

Выделенные крутые разломы подразделяются на взбросы и сбросы, зачастую секущие и смещающие кровельный надвиг дуплекса (горизонт «II»). И те и другие имеют преимущественно северо-западное простирание и разнонаправленное падение. Причем разноориентированные взбросы зачастую локализованы на различных крыльях складок. Мы предполагаем, что взбросы образовались в конечную стадию складчато-надвигового этапа деформаций после формирования дуплексных структур, возможно, синхронно с Тумульским надвигом.

Установленные сбросы, в целом, субпараллельны простиранию складчатых структур и располагаются на крыльях складок. Они имеют значительные амплитуды (до первых сотен метров), северо-западное простирание и крутые углы наклона сместителей. В процессе полевых исследований в обнажениях нами наблюдались малоамплитудные сбросы северо-восточного простирания с крутыми углами и северо-западного – с пологими углами падения. Таким образом, на исследованной территории были проявлены кроме складчато-надвиговых деформаций 0D_1 , приведших к образованию как закартированных складчатых структур, дуплексов, надвигов типа Тумульского и отдешифрированных на сейсмопрофилях взбросов, так и всего Оленекского сектора в целом, и крупные структуры растяжения, представленные сбросами. К сожалению, качество сейсмопрофилей не позволяет проследить эти сбросы по восстанию, т.к. отражающие площадки в верхних юрско-меловых горизонтах не различимы из-за высоких значений средних скоростей отраженных волн и наличия интенсивных волн-помех вблизи пунктов взрыва [Рубинштейн, Григорьев, 1987].

Возраст этого этапа растяжения 0D_2 остается спорным. Дешифрирование волновой картины на сейсмопрофилях позволяет сделать вывод, что сбросы смещают на глубине надвиговые структуры предполагаемого дуплекса и являются более поздними по отношению к ним. В конце позднего мела – палеогене произошло раскрытие Евразийского океанического бассейна в Арктике и в акватории моря Лаптевых были сформированы рифтовые впадины, ограниченные сбросами [Драчев, 2000; Парфенов и др., 2001]. Непосредственно к северу от устья р. Оленек протягивается Южно-Лаптевский рифтовый прогиб, выполненный многометровыми мел–кайнозойскими отложениями [England, Molnar, 1990; Drachev, 2002; Drachev et al., 2010; Drachev, Shkarubo, 2018]. Выделенные нами сбросы могли быть образованы синхронно на южном плече этого рифтогенного прогиба и, следовательно, иметь позднемезозойско-кайнозойский возраст.

Проведенные нами исследования позволили сделать следующие выводы:

1. В пределах изученной части Оленекского сектора ВСНП тектоническая структура была сформирована в процессе двух этапов деформаций.
2. Основная складчатость региона произошла в первый этап деформаций 0D_1 . Установлено, что все изученные складки этого этапа по своей морфологии и геометрии являются концентрическими, цилиндрическими и были сформированы при субдолготном и/или север-северо-восточном сжатии. Обнаруженные разломы сдвиговой кинематики находятся в едином структурном парагенезе с надвиговыми структурами.
3. Проведенная интерпретация глубинного строения подтвердила возможность дуплексного строения этой части Оленекского сектора ВСНП. Эти надвиговые структуры были образованы также в первый этап деформации 0D_1 .

4. Во второй этап деформаций 0D_2 произошло образование структур растяжения – сбросов.

3.2. Складчатые и разрывные структуры Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП

Исследования проводились в северной части Хараулахского сегмента ВСНП (рисунок 1.1). Здесь выделяются следующие основные складчатые структуры (с северо-востока на юго-запад): Быковский антиклинорий, Центрально-Хараулахский синклинорий и Хараулахский антиклинорий (рисунок 3.15) [Биджиев и др., 1979; Гогина, Грошин, 1976]. В стратиграфическом плане территория сложена карбонатными и карбонатно-терригенными породами верхнего протерозоя, кембрия, девона-раннего карбона и терригенными – среднего карбона, перми–мела (рисунок 3.16). Предполагаемая интерпретация глубинного строения приведена на рисунке 3.17 [Парфенов, Прокопьев, 1993; Parfenov et al., 1995b; Прокопьев, Дейкуненко, 2001a].

3.2.1. Быковский антиклинорий

Складчатые структуры. Быковский антиклинорий представлен своим южным крылом и имеет сложное складчато-блоковое строение (рисунок 3.18 и 3.19) [Гогина, 1979]. К нему же относятся выходы девонских пород на о-ве Столб (рисунок 3.20А). Приосевая часть структуры, расположенная севернее, скрыта дельтой р. Лены и находится в акватории моря Лаптевых (рисунок 3.18 и 3.19). Здесь также выделено несколько структурно-гомогенных доменов (см. рисунок 3.18).

В пределах антиклинория выходят на поверхность толщи карбонатно-терригенных пород девонско-каменноугольного возраста [Булгакова, 1967, 1976, 1996; Ивенсен, 1976; Кутыгин, 2009; Прокопьев и др., 2013; Ershova et al., 2015; 2016a, b, 2020]. Разрез начинается со среднедевонских карбонатных пород.

На этих породах согласно залегают карбонатные же толщи верхнего девона. На отложениях фаменского яруса согласно залегают толща турнейских (каменноугольных) известняков, на которых также согласно залегают преимущественно терригенные породы атырдахской свиты визейского яруса каменноугольной системы [Кутыгин, 2009]. Крупное параллельное географическое несогласие (так называемые «крестяхские» конгломераты) фиксируется в средней части атырдахской свиты. Далее вверх по разрезу согласно залегают терригенная, в основном алевролитовая, толща тиксинской свиты ранне-

среднекаменноугольного возраста. Выше по разрезу на них также согласно залегают терригенные толщи тугасирской средне-верхнекаменноугольного, верхоянской и хараулахской свит пермского возраста, которые слагают отложения Центрально-Хараулахского синклиория.

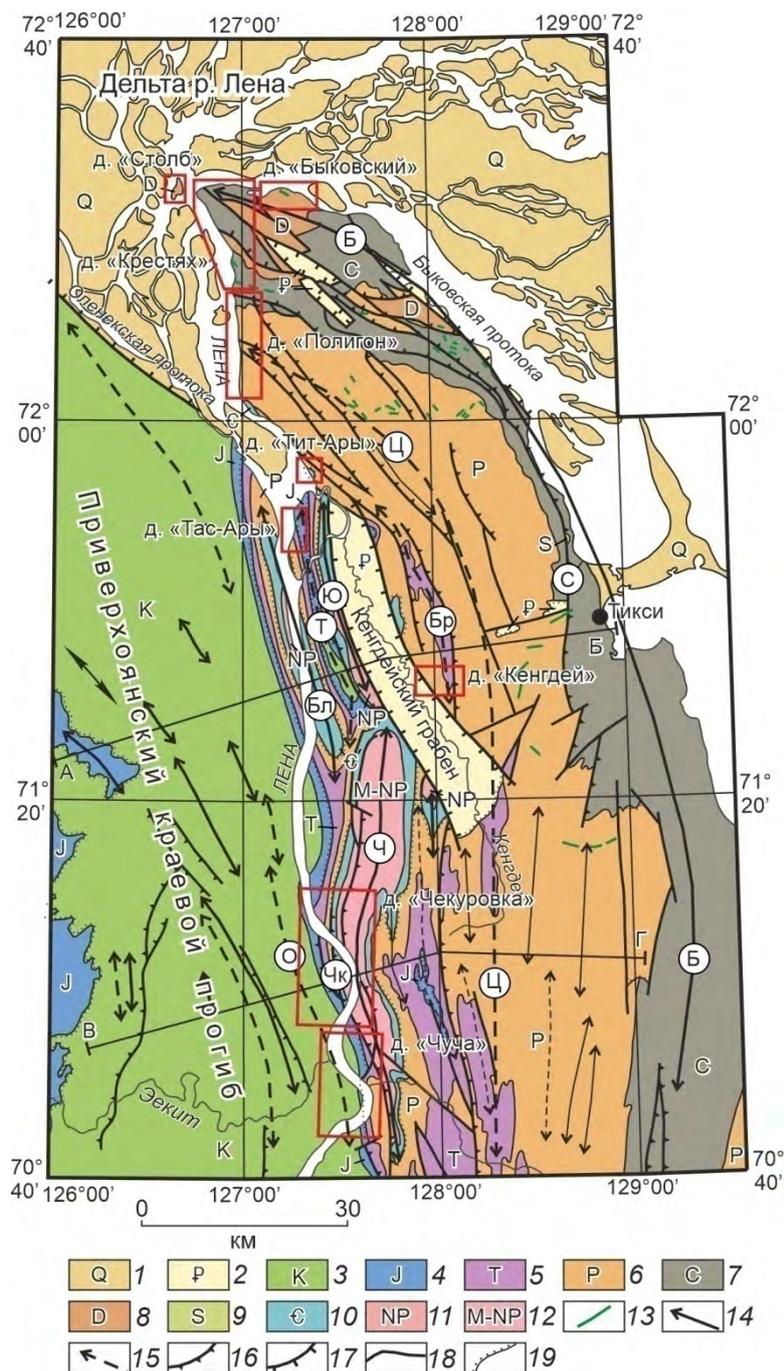


Рисунок 3.15. Структурная карта Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП и северной части Приверхоянского краевого прогиба [по Ванин и др., 2001; Межвилк, Марков, 1983 с изменениями и дополнениями].

1–12 – отложения: 1 – неоген-четвертичные, 2 – палеогеновые, 3 – меловые, 4 – юрские, 5 – триасовые, 6 – пермские, 7 – каменноугольные, 8 – девонские, 9 – силурийские, 10 – кембрийские, 11 – неопротерозойские, 12 – мезо- и неопротерозойские; 13 – долеритовые дайки предположительно раннетриасового возраста; 14 – оси антиклиналей; 15 – оси синклиналей; 16 – надвиги и взбросы; 17 – сбросы; 18 – разломы неустановленной кинематики; 19 – стратиграфические несогласия. Буквы в кружках: Б – Быковский антиклинорий, Ц – Центрально-Хараулахский синклиорий, Br – Бырлахская синклиналь, Ю – Юттыхская антиклиналь, Т – Тасаринская синклиналь, Bl – Булкурская антиклиналь, Ч – Чекуровская антиклиналь, О – Огонер-Юряхская синклиналь, Чк – Чекуровский надвиг, С – Севастьяновский надвиг. Красными контурами показаны детально изученные домены. А–Б и В–Г – линии геологических разрезов, показанных на рисунке 3.17.

Терригенные породы верхоянского комплекса в пределах Быковского антиклинория деформированы менее интенсивно, чем на смежном крыле Центрально-Хараулахского синклиория. В целом достаточно четко вырисовывается южное крыло крупной антиклинальной структуры. Среди изученных складок более мелкого порядка преобладают

асимметричные, реже встречаются симметричные, еще реже лежащие складки (рисунок 3.20Б, В, Г).

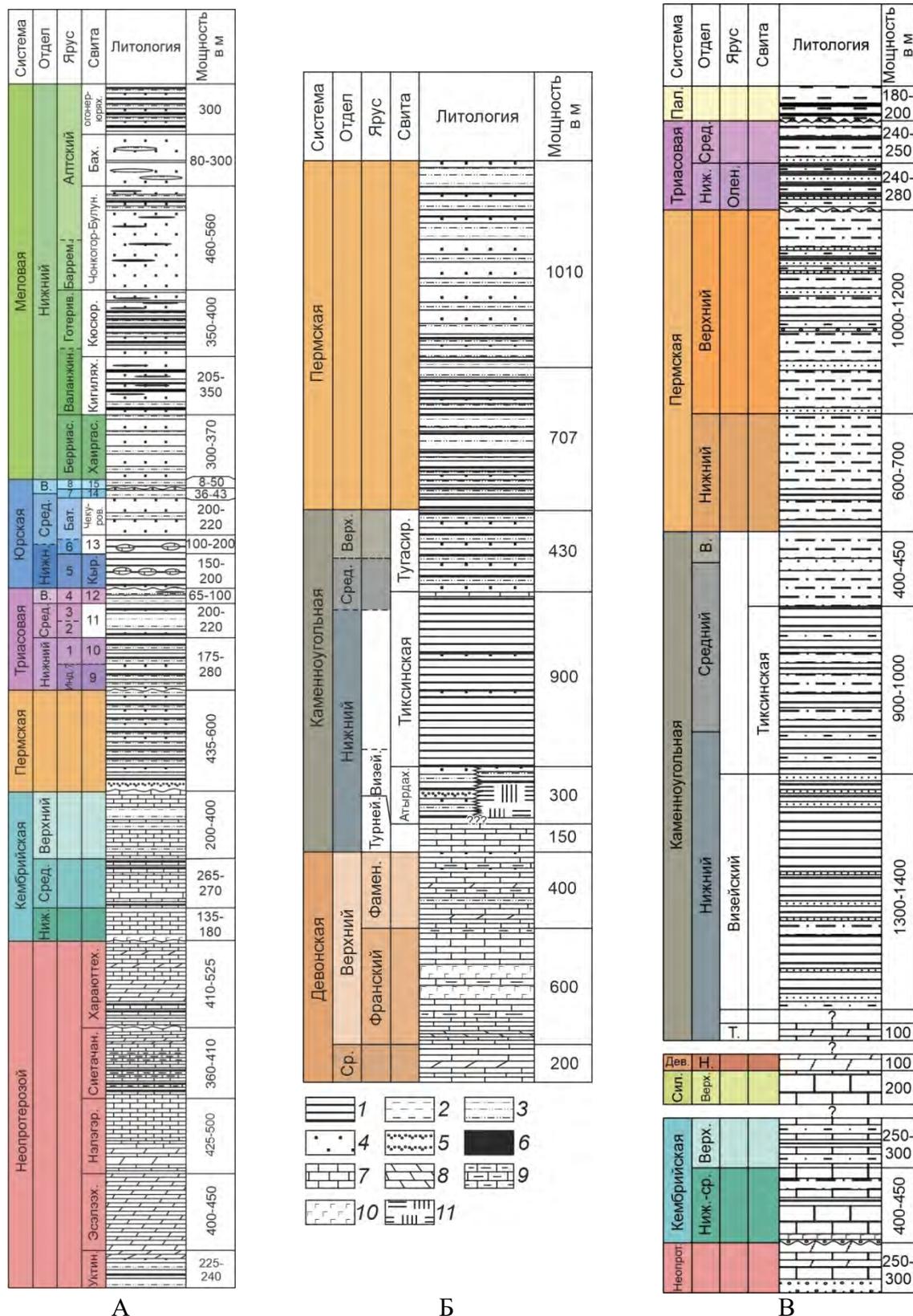


Рисунок 3.16. Стратиграфические колонки: А – северной части Приверхоянского прогиба [Биджиев и др., 1976], Б – северо-западная [Гогина, 1979], В – юго-восточная часть Быковского антиклинория и Центрально-Хараулахского синклинория [Биджиев и др., 1979].

Отложения: 1 – аргиллиты, 2 – глинистые сланцы, 3 – алевролиты, 4 – песчаники, 5 – конгломераты, 6 – угли, 7 – известняки, 8 – доломиты, 9 – мергели, 10 – основные вулканические породы, 11 – кремни.

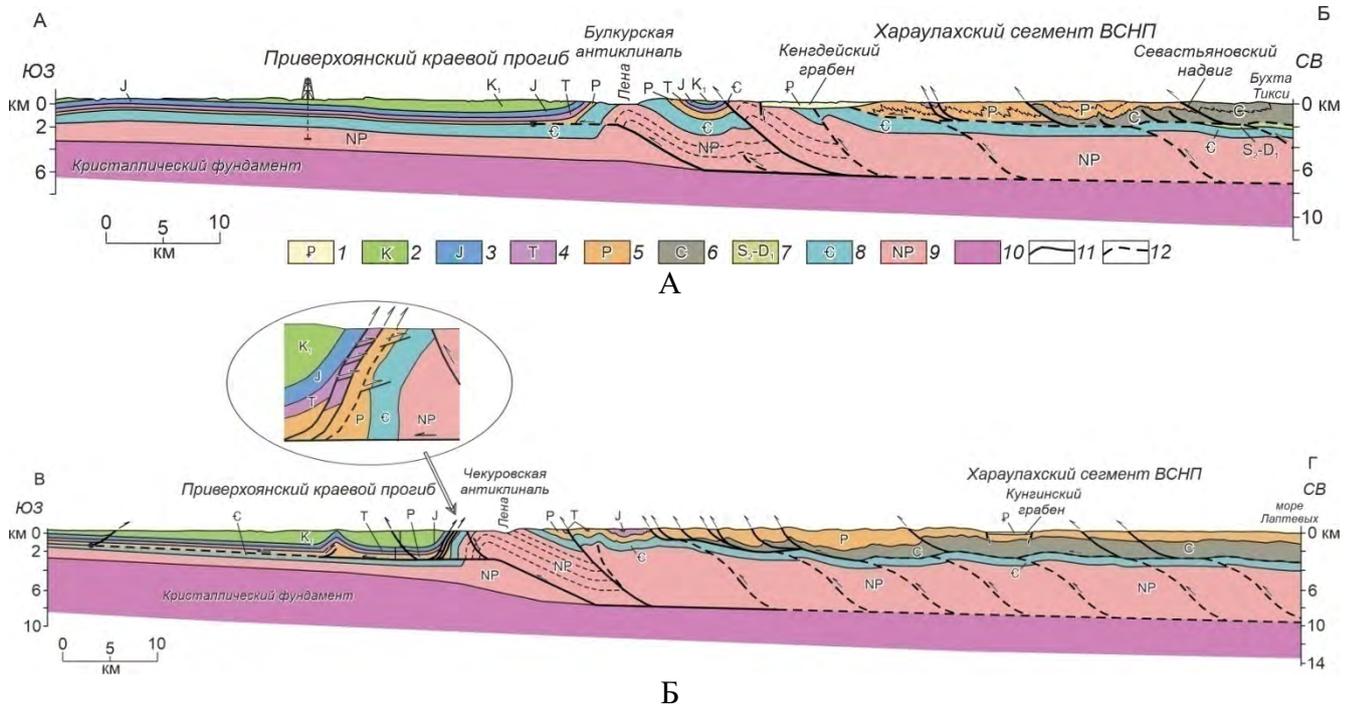


Рисунок 3.17. Геологические разрезы через северную (А) и южную (Б) части Хараулахского сегмента зоны форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса [по Парфенов, Прокопьев, 1993; Parfenov et al., 1995b; Прокопьев, Дейкуненко, 2001a с изменениями и дополнениями]. Местоположение разрезов показано на рис. 3.15.

1–9 – отложения: 1 – палеогеновые, 2 – меловые, 3 – юрские, 4 – триасовые, 5 – пермские, 6 – каменноугольные, 7 – позднесилур-раннедевонские, 8 – кембрийские, 9 – неопротерозойские; 10 – кристаллический фундамент, 11 – разломы, 12 – предполагаемые разломы. Стрелки показывают направление смещения.

У асимметричных складок осевые поверхности наклонены в разные стороны, но незначительно преобладает южное направление (рисунок 3.20Г), а в домене «Быковский» – северо-западное. Симметричные складки в основном представлены синклиналями, антиклинали редки (рисунок 3.20В). Складки в целом линейные, их замки, как правило, округлые. По соотношению мощностей на крыльях и в замках, складки являются концентрическими. Значительно преобладают цилиндрические складки с субгоризонтальными шарнирами; реже наблюдаются конические складки с погружающимися (до 30°) на юго-восток, реже на северо-запад осями. По углу между крыльями складки в основном пологие, открытые, редко закрытые. Ширина складок варьирует от 20 до 90 м. Иногда встречаются складки шириной менее 5–7 м. Последние, как правило, паразитические и более сжатые. Лежачие складки наблюдались в доменах «Крестях» и «Быковский».

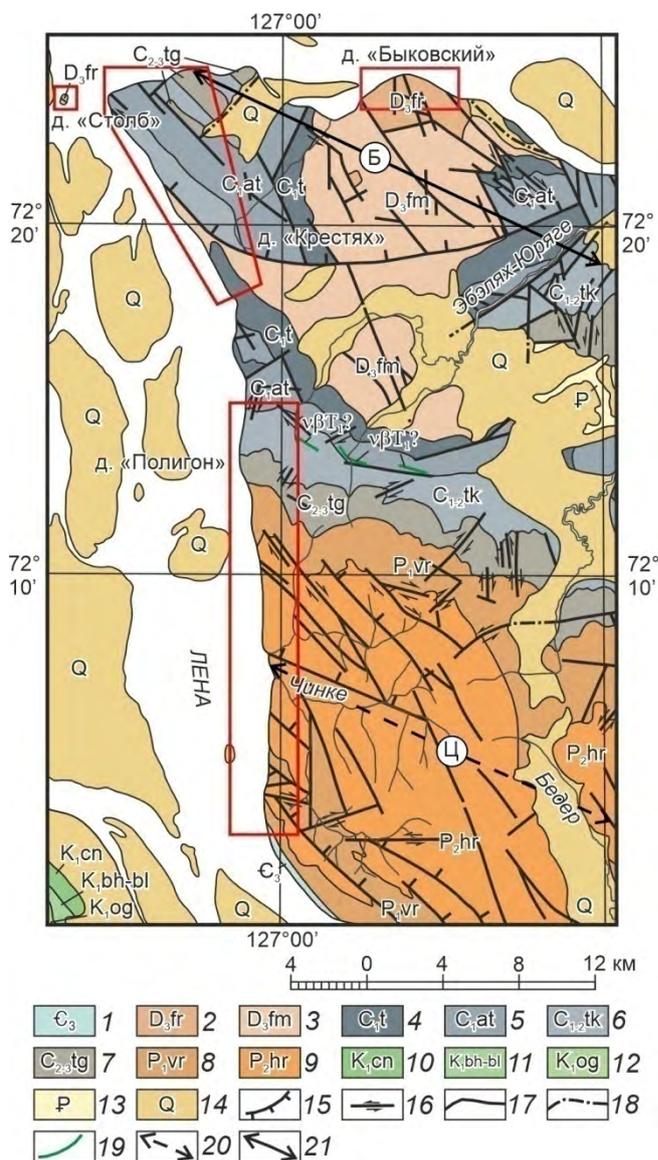


Рисунок 3.18. Геологическая карта северной части Центрально-Хараулахского синклиория и южной части Быковского антиклиория [по Гогина, 1979 с изменениями и дополнениями].

1–14 – отложения: 1 – верхнего кембрия, 2 – франского и 3 – фаменского ярусов верхнего девона, 4 – турнейского, 5 – визейского (атырдахская свита) ярусов нижнего карбона, 6 – визейского и серпуховского ярусов (тиксинская свита) нижнего и среднего карбона, 7 – тугасирской свиты среднего и верхнего карбона, 8 – верхоянской свиты нижней перми, 9 – хараулахской свиты верхней перми, 10 – чонкогорской (готеривский ярус), 11 – бахско-булунской (барремский и аптский ярусы), 12 – огонер-юряхской свит (аптский ярус) нижнего мела, 13 – палеогена, 14 – четвертичные; 15 – надвиги и взбросы, 16 – сдвиги и разломы с преобладающей сдвиговой кинематикой, 17 – разломы неопределенной кинематики, 18 – разломы, предполагаемые под четвертичными отложениями, 19 – дайки основного состава, 20 – оси синклинальных складок, 21 – оси антиклинальных складок. Буквы в кружках: Б – Быковский антиклиорий, Ц – Центрально-Хараулахский синклиорий. Красными контурами показаны детально изученные домены.

Простираение складчатых структур в основном северо-западное (аз. пад. 127–132°), рассчитанная ось погружается на юго-восток под $\angle 9\text{--}21^\circ$ (рисунок 3.21). Отличается простираение слоистости в домене «Столб», по замерам которой удалось вычислить предполагаемую ось складки (аз. пад. $274^\circ \angle 0,2^\circ$) (рисунок 3.21А). Также отличается простираение складчатых структур на севере домена «Крестях», где оно субгоризонтальное субдолготное (аз. пад. $169^\circ \angle 1^\circ$) (рисунок 3.21Г). В домене «Быковский» полюса слоистости на стереограммах образуют две разноориентированные группы, что может свидетельствовать о присутствии двух этапов деформаций (рисунок 3.21Д). Резкое отличие рассчитанной оси складчатости в доменах «Столб» и «Крестях» также свидетельствует о проявлении двух этапов складчатости на изученной территории.

В доменах «Крестях» и «Столб» часто встречаются мелкомасштабные подводно-оползневые складки в атырдахской и тиксинской свитах ранне- и среднекаменноугольного

возраста (рисунок 3.21Е). По форме они более сжатые, преобладают лежачие и опрокинутые складки (рисунок 3.20Д и Е).

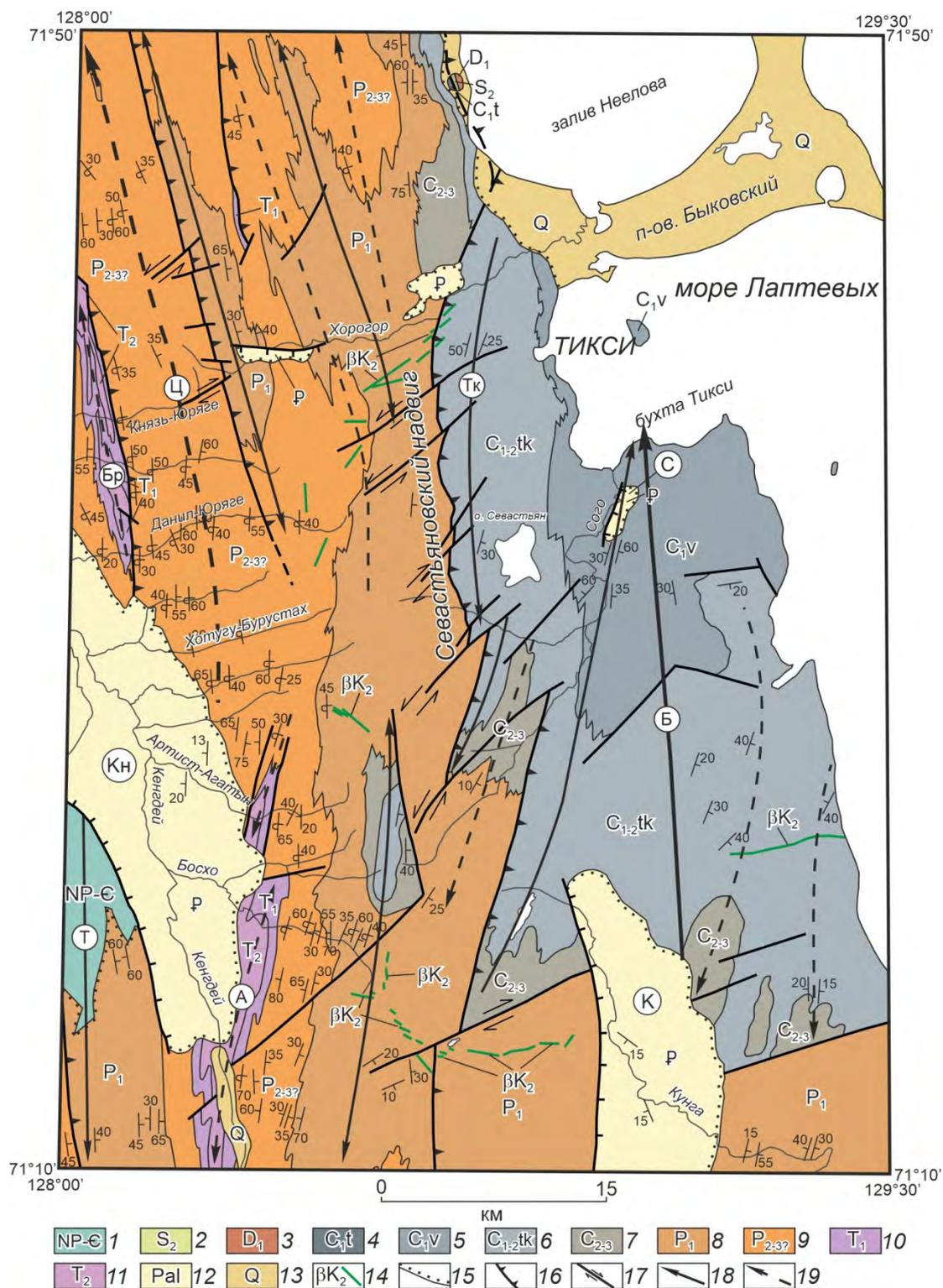


Рисунок 3.19. Структурная карта тыловой части зоны форланда Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [по Биджиев и др., 1979 с изменениями и дополнениями].

Отложения: 1 – неопротерозойско-кембрийские, 2 – верхнесилурийские, 3 – нижнедевонские, нижнекаменноугольные: 4 – турнейского и 5 – визейского ярусов, 6 – тиксинской свиты, 7 – средне-верхнекаменноугольные, 8 – нижнепермские, 9 – средне-

верхнепермские, 10 – нижнетриасовые, 11 – среднетриасовые, 12 – палеогеновые, 13 – четвертичные; 14 – долеритовые дайки позднемелового возраста, 15 – угловое несогласие, 16 – надвиги, 17 – сдвиги, 18 – оси антиклиналей, 19 – оси синклиналей. Буквы в кружках: Ц – Центрально-Хараулахский синклинорий, Тк – Тиксинская антиклиналь, Бр – Бырылахская синклиналь, С – Согинский грабен, Б – Быковский антиклинорий, Кн – Кенгдейский грабен, Т – Томбукуйская антиклиналь, А – Агатынская синклиналь, К – Кунгинский грабен.

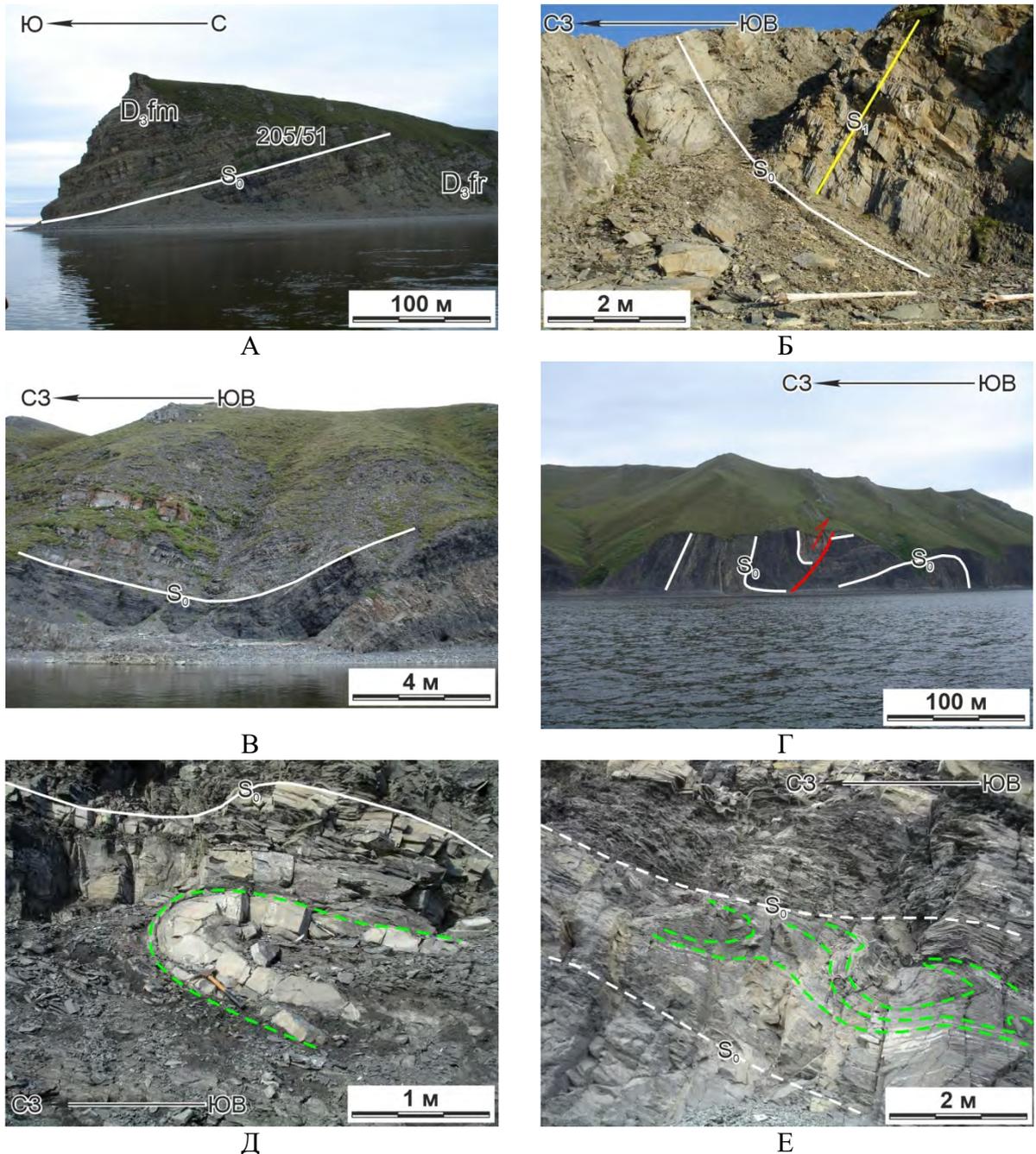


Рисунок 3.20. Складчатые структуры Быковского антиклинория: А – слоистость верхнедевонских отложений на о-ве Столб, в каменноугольных толщах; Б – северо-западное, крутое крыло крупной асимметричной синклинали на мысе Крест-Тумса, В – малоамплитудная асимметричная синклиналь, Г – асимметричные складки с наклоном осевой поверхности на юг, Д – лежащая изоклиная подводно-оползневая складка, Е – подводно-оползневые складки на правом берегу р. Лены. Зеленая пунктирная линия – слоистость подводно-оползневых складок.

Рассчитанная ось замеренных подводно-оползневых складок имеет субгоризонтальное ($\angle 8^\circ$) северо-восточное (аз. пад. 42°) простирание (рисунок 3.21Е). Это подтверждает предположение, что в каменноугольное время основной снос осадков происходил здесь в направлении с северо-запада на юго-восток [Прокопьев и др., 2013; Ershova et al., 2014].

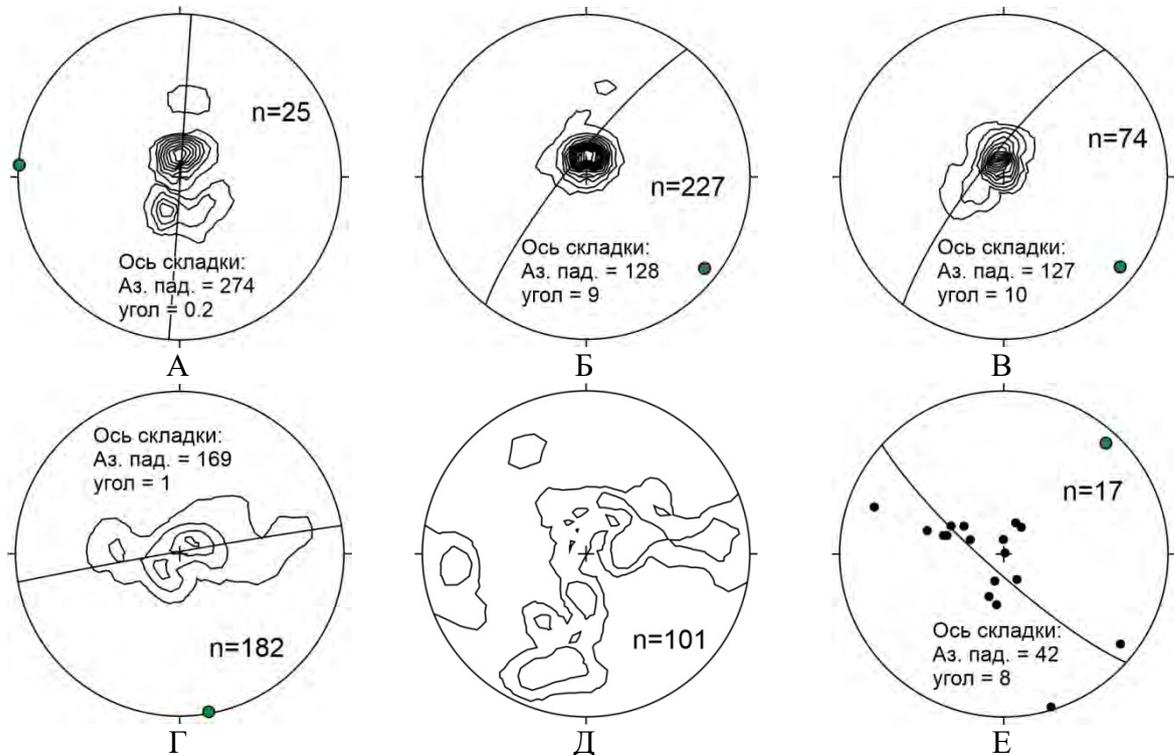


Рисунок 3.21. Стереограммы полюсов слоистости и рассчитанных осей складчатости структур Быковского антиклинария: А – в домене «Столб», Б – в южной части домена «Крестях», В – в центральной части домена «Крестях», Г – в северной части домена «Крестях», Д – в домене «Быковский», Е – подводно-оползневых складок домена «Крестях».

Кливаж. Кливаж проявлен неравномерно. Наиболее интенсивный кливаж вплоть до сланцевого кливажа наблюдается в толщах каменноугольных пород и особенно проявлен в аргиллитах и алевролитах. В существенно карбонатных отложениях девона он чаще всего отсутствует. Часто в обнажениях плоскости кливажа смещены различными типами разломов.

В аргиллитах и алевролитах трещинный кливаж проникающий, гладкий (совершенный), сплошной, параллельный (рисунок 3.22А). Местами при переходе к пластам алевролитов и песчаников наблюдается рефракция кливажа (рисунок 3.22Б и В). Часто мощные пласты песчаников не затронуты кливажем, в тонких пластах наблюдается редкая серия трещин субпараллельных кливажу. В аргиллитах и мелкозернистых алевролитах в пределах одного обнажения часто присутствует «карандашная» отдельность – линейность пересечения слоистости и кливажа (рисунок 3.22Г). Эта линейность субпараллельна наблюдаемым и

рассчитанным осям складок. В отдельных случаях «грубый» трещинный кливаж проявлен в карбонатных визейских толщах (рисунок 3.22Д).

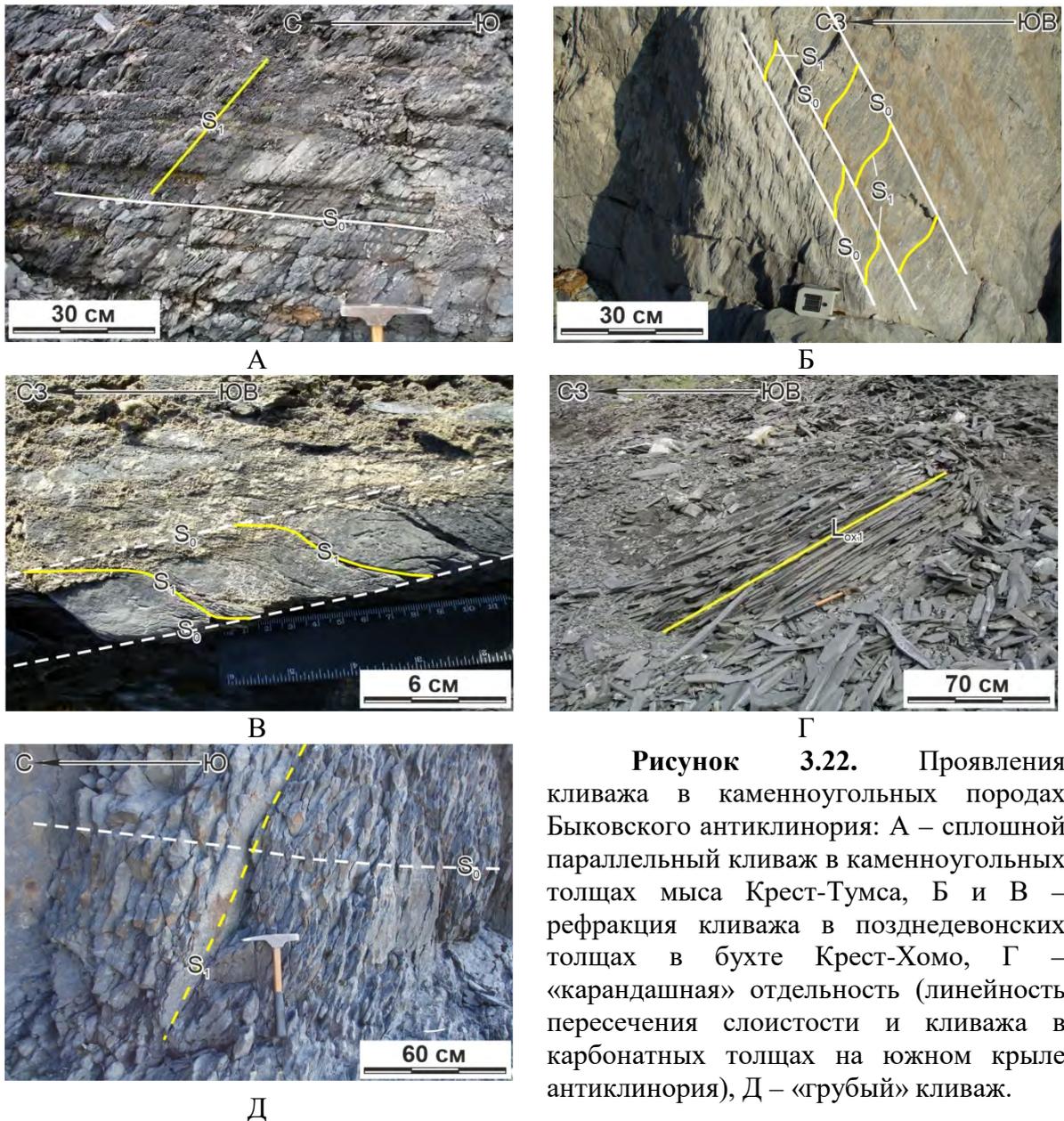


Рисунок 3.22. Проявления кливажа в каменноугольных породах Быковского антиклинория: А – сплошной параллельный кливаж в каменноугольных толщах мыса Крест-Тумса, Б и В – рефракция кливажа в позднедевонских толщах в бухте Крест-Хомо, Г – «карандашная» отдельность (линейность пересечения слоистости и кливажа в карбонатных толщах на южном крыле антиклинория), Д – «грубый» кливаж.

В пределах антиклинория присутствуют и другие типы кливажа. Иногда встречается редкий и грубый трещинный кливаж и отчетливо видны относительно крупные, первые сантиметры, редко первые десятки сантиметров микролитоны. Такой кливаж относится к ветвящемуся по структурному рисунку и резко по процентному соотношению кливажных зон и микролитонов. Изредка наблюдаются плоскости кливажа, имеющие скорлуповатую форму, и S-образный кливаж, что говорит о постепенном переходе между кливажными зонами и микролитонами. В целом ориентировка кливажа выдержанная и не зависит от степени интенсивности деформации пород; веерообразный кливаж крайне редок.

Кливаж в Быковском антиклинории имеет три ориентировки простирания – северо-восточную, северо-западную и субдолготную (рисунок 3.23). В домене «Быковский» простирание кливажа выдержанное субдолготное (рисунок 3.23Г). В южной части домена «Крестях» большая часть кливажа имеет северо-восточное простирание, реже северо-западное и еще реже субдолготное (рисунок 3.23А). Кливаж северо-восточного простирания можно считать кливажем поперечным к осевым плоскостям складок, а северо-западного – кливажем осевой плоскости. Кливаж субдолготного простирания, по-видимому, не связан с основной складчатостью. В центральной части домена «Крестях» кливаж также ориентирован в основном дискордантно по отношению к простиранию наблюдаемых складок (рисунок 3.23Б). Но в северной части домена «Крестях» он имеет субдолготное простирание, субпараллельное осевым плоскостям складок (рисунок 3.23В). Таким образом, полученные данные позволяют предполагать проявление как минимум двух этапов деформаций, с которыми связаны две генерации кливажа.

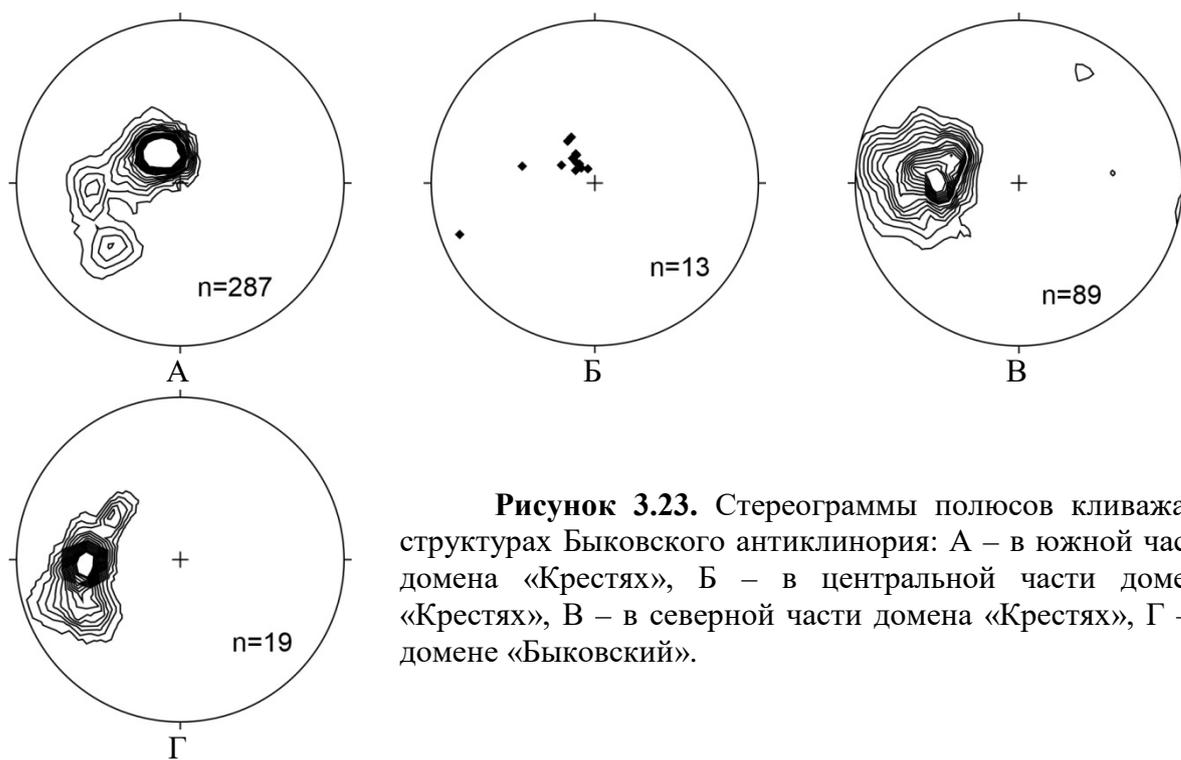


Рисунок 3.23. Стереогаммы полюсов кливажа в структурах Быковского антиклинории: А – в южной части домена «Крестях», Б – в центральной части домена «Крестях», В – в северной части домена «Крестях», Г – в домене «Быковский».

Тектоническая трещиноватость. Тектоническая трещиноватость – наиболее распространенный тип разрывных нарушений. В Быковском антиклинории простирание трещиноватости меняется в широких пределах (рисунок 3.24). В правобережных обнажениях р. Лены (домен «Крестях») преобладают трещины северо-восточного, реже северо-западного простираний (рисунок 3.24Б–Г). По южному берегу Быковской протоки, а также на о-ве Столб преобладают трещины субдолготного, реже северо-западного, еще реже северо-восточного и

субширотного простирания (рисунок 3.24А и Д). В обнажениях трещиноватость слабо выражена, плоскости трещин непротяженные. Трещины на о-ве Столб ориентированы примерно под $\angle 45^\circ$ к слоистости.

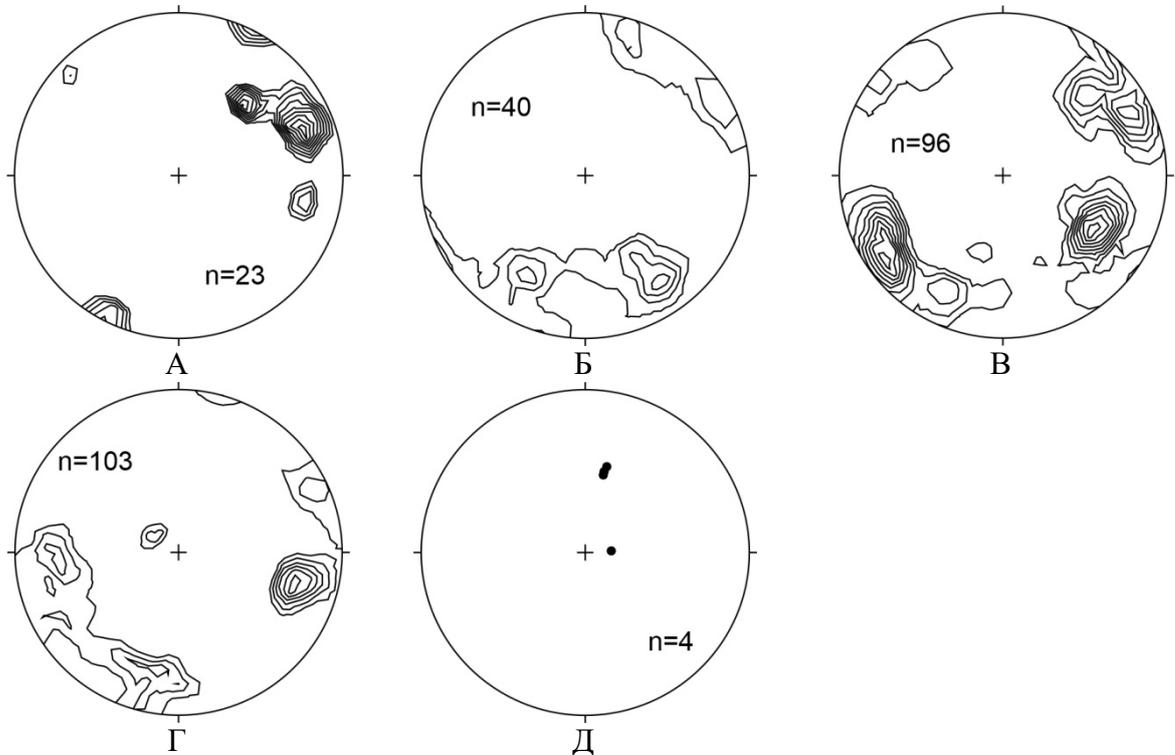


Рисунок 3.24. Стереогаммы полюсов тектонической трещиноватости в структурах Быковского антиклинория: А – в домене «Столб», Б – в южной части домена «Крестях», В – в центральной части домена «Крестях», Г – в северной части домена «Крестях», Д – в домене «Быковский».

Разломы на изучаемой территории широко распространены. В морфологическом отношении они представлены практически всеми известными типами; наиболее распространены сбросы, менее надвиги и взбросы (рисунки 3.25 и 3.26). Межслоевые срывы имеют, как правило, надвиговую кинематику (рисунок 3.25). Местами эти срывы формируют структуры мелкомасштабных дуплексов (рисунок 3.25В). Смещение по надвигам меняется от первых сантиметров до первых десятков метров (рисунок 3.26). Также в обнажениях иногда наблюдались переходы по восстанию пологих надвигов в крутопадающие взбросы (рисунок 3.26Г). Таким образом, четко фиксируется структурная и, видимо, генетическая взаимосвязь межслоевых срывов, надвигов и взбросов. Простирание надвиговых структур в среднем северо-западное, реже встречаются надвиги северо-восточного простирания (рисунок 3.27А). В Быковском антиклинории межслоевые срывы, надвиги и взбросы в основном отличаются амплитудой, колеблющейся от нескольких сантиметров до нескольких дециметров, редко до первых десятков метров. Вергентность преимущественно юго-западная.

Сдвиги наименее распространены среди разрывных нарушений. Они, как правило, мелкоамплитудны, и, так или иначе, взаимосвязаны с надвигами и взбросами, значительно реже со сбросами (рисунок 3.28). В Быковском антиклинории равнозначно встречаются как левые, так и правые сдвиги. Здесь простирание сдвигов северо-западное и северо-восточное, при заметном преобладании первого направления (рисунок 3.27В и Г).



Рисунок 3.25. Межслоевые надвиговые срывы в каменноугольных породах Быковского антиклинория: А – малоамплитудный межслоевой срыв, визуально похожий на рефракционную зону кливажа, Б – срыв, смещающий кварцевую жилу, В – надвиговый дуплекс.

Сбросы – наиболее распространенный тип разломов в Быковском антиклинории и обладают наибольшей амплитудой: от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. На территории антиклинория можно выделить два типа сбросов: секущие надвиговые структуры (постскладчатые, рисунок 3.29А и Б) и постепенно выполаживающиеся и переходящие в межслоевые срывы, т.е. листрические (рисунок 3.29В и Г). Последние, по-видимому, связаны с образованием складчато-надвиговых структур. Преобладающее большинство сбросов имеет в среднем северо-западное, более редко северо-восточное простирания.

Трещины отрыва. Трещины отрыва преимущественно представлены кварцевыми, иногда кальцитовыми жилами. Мощность их колеблется от первых миллиметров до нескольких сантиметров. Трещины представлены двумя типами: субпараллельные слоистости вмещающих пород (рисунок 3.30А–В) и секущие складчатость под разными углами (рисунок 3.30Г). Жилы параллельные складчатости образовались путем расширения и заполнения жильным веществом

межслоевых пространств (рисунок 3.30Б). Секущие жилы, как правило, образовались путем внедрения жильного вещества вдоль трещин и кливажных плоскостей.

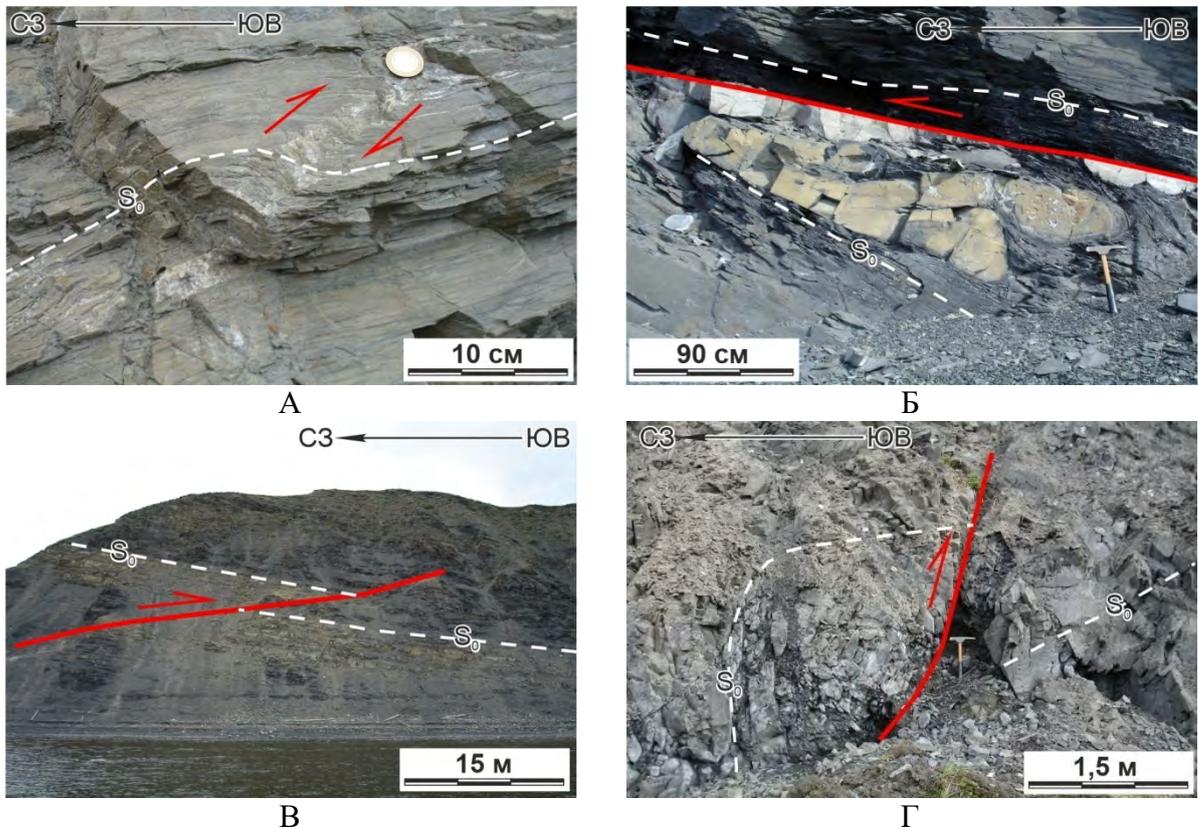


Рисунок 3.26. Надвиговые и взбросовые деформации в каменноугольных толщах Быковского антиклинория: А – изгиб слоистости, начальная стадия формирования надвига, Б – крупный пологий субпараллельный слоистости надвиг, В – крупный надвиг со смещением в первые десятки метров, Г – малоамплитудный взброс.

Секущие жилы иногда бывают смещены разломами, в основном межслоевыми срывами и пологими надвигами. Они образуются путем заполнения кулисообразно деформированных трещин (шеар-зон), формирующих основные плоскости мелкоамплитудных сдвигов. Там же иногда встречаются жилы, имеющие форму небольших асимметричных складок (рисунок 3.30В). Местами наблюдается пересечение ранних секущих жил более поздними (рисунок 3.30Г). Простираие жил в каменноугольных породах в основном северо-западное. Значительно реже встречаются жилы северо-восточного и субдолготного простирания (рисунок 3.27Д).

Крупные разломы представлены либо надвигами, либо сбросами. На изученной территории известны два крупных надвига [Гогина, 1979]. Первый ограничивает северную часть Приверхоянского краевого прогиба и трассируется вдоль правого борта долины р. Лены. Второй, отделяя ту же северную часть Приверхоянского прогиба от кембрийских толщ правого берега р. Лены, следует примерно направлению ее левого коренного берега и имеет северо-западное простирание. Амплитуда смещения оценивается в несколько тысяч метров. Все

надвиги сочетаются со складчатыми структурами и возникли при складкообразовании в результате сжатия с северо-востока.

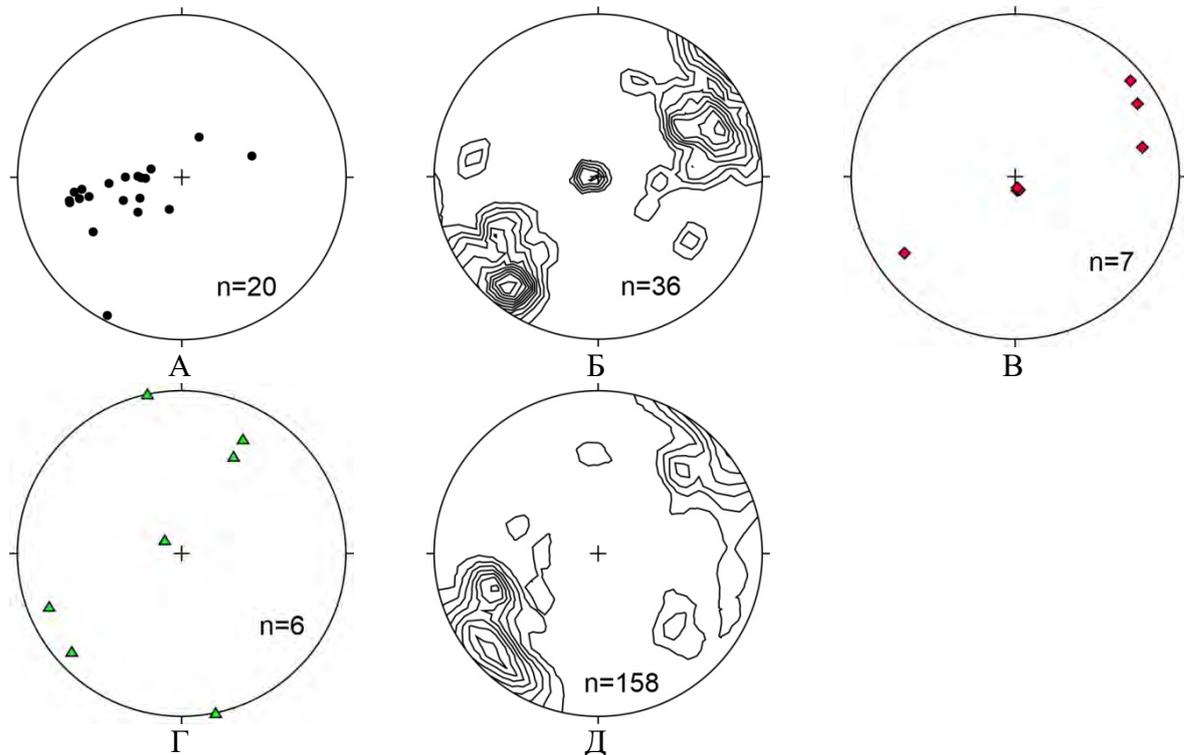


Рисунок 3.27. Стереограммы полюсов разломов (А–Г) и жил (Д) Быковского антиклинория: А – надвигов и взбросов, Б – сбросов, В – левых сдвигов, Г – правых сдвигов; Д – кварцевых и кальцитовых жил.

На изученной территории известны три крупных сброса. Первый из них, наиболее северный, трассируется вдоль материкового берега Быковской протоки. Существование этого разлома, ограничивающего береговую линию моря Лаптевых, подтверждает ряд геоморфологических признаков: прямолинейность береговой линии; существование морской абразивной террасы, высота которой 12–16 м превышает высоту речных террас района; наличие висячих долин на некоторых участках берегового уступа; хорошо выраженный береговой уступ; остатки палеогеновых отложений, занимавших ранее большие площади, а ныне оборванные почти по прямой береговой линией. Второй, на севере материковой части района, по которому сброшены крупные блоки приосевой части Быковского антиклинория. Длина разлома, располагающегося севернее р. Эбэлях-Юряге, достигает 30 км. Он хорошо проявляется в обрыве правого берега р. Лены в 6 км от ее устья, где имеет левосдвиговую компоненту (рисунок 3.31). Плоскость сместителя падает на север под $\angle 35\text{--}40^\circ$. Здесь сброшены алевролиты верхней части тиксинской свиты на уровень песчанистых доломитов верхнего девона. Зона раздробленных пород имеет мощность 20–40 м. Третий разлом, подобный вышеописанному, отмечается к югу от залива Булункан-Хомото Быковской протоки

дельты р. Лены, где терригенные раннепермские породы сброшены на уровень фаменских карбонатных толщ. Все крупные сбросовые деформации являются явно постскладчатыми образованиями.

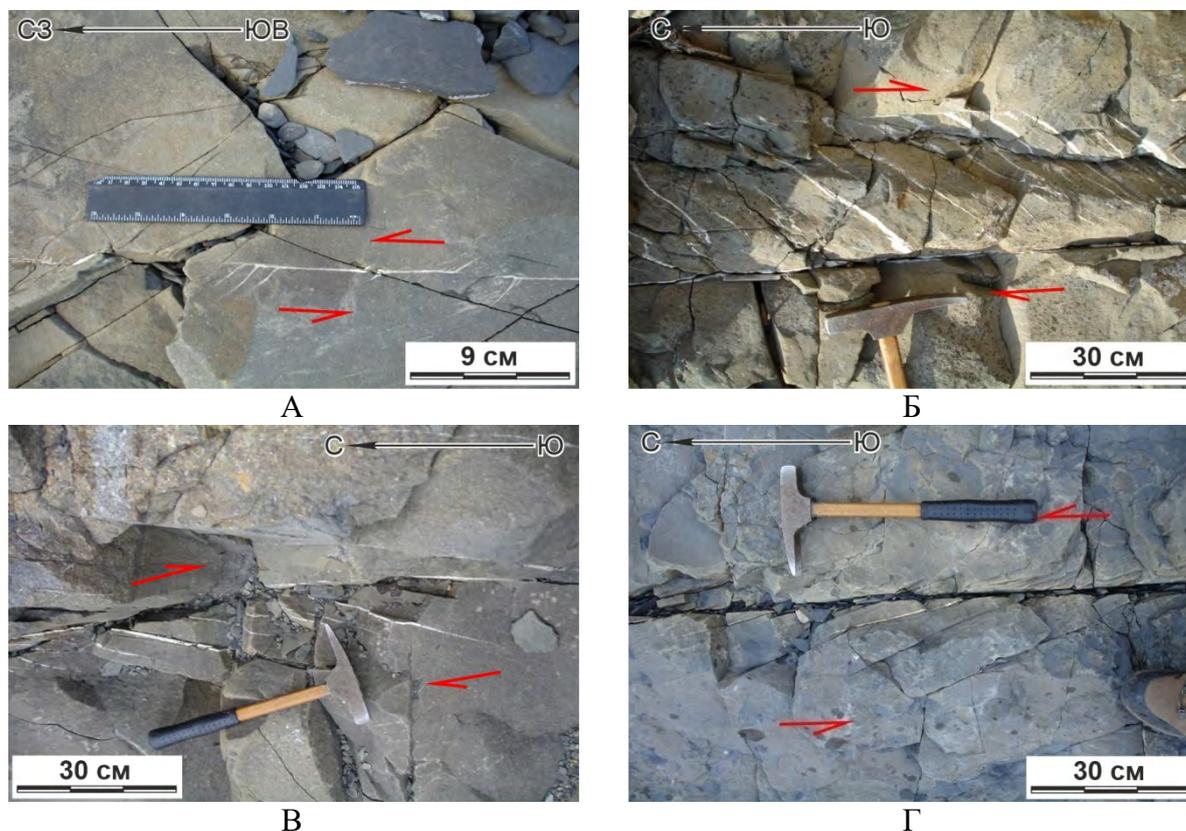


Рисунок 3.28. Сдвиговые деформации в каменноугольных породах Быковского антиклинория (план): А – левый сдвиг, Б – зона правого сдвига, представленная двумя разломами, между которыми протягиваются диагонально к ним расположенные кварцевые жилы, В – зона правого сдвига с оперяющими жилами, Г – левый сдвиг со сколами Риделя.

3.2.2. Центрально-Хараулахский синклиорий

Центрально-Хараулахский синклиорий шириной до 30 км расположен между Хараулахским антиклинорием на юго-западе и Быковским антиклинорием на северо-востоке (см. рисунки 3.18 и 3.19) и сложен терригенными отложениями карбона, перми и триаса. На юго-западном крыле синклиория породы перми с параллельным несогласием перекрывают верхнекембрийские карбонатные толщ восточного крыла Хараулахского антиклинория [Гогина, 1979; Гогина, Грошин, 1976; Васильев и др., 2023]. В целом, ось синклиория плавно изогнута и с севера на юг изменяет простирание с северо-западного на субдолготное. Юго-западное крыло синклиория перекрыто с угловым несогласием палеоцен–эоценовыми осадочными породами Кенгдейского грабена (см. рисунки 3.18, 3.19).

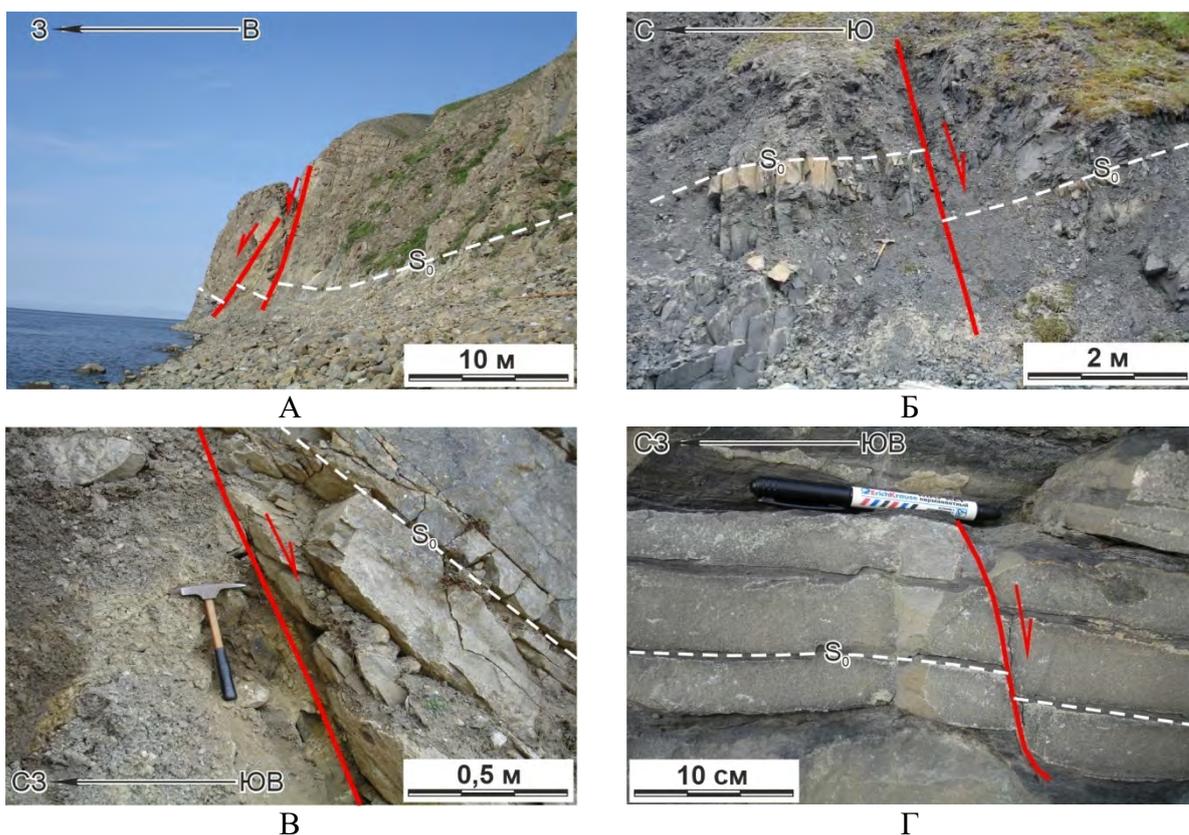


Рисунок 3.29. Сбросовые деформации в каменноугольных породах Быковского антиклинория: А – крупные постскладчатые сбросы, Б – постскладчатый малоамплитудный сброс, В – листрический сброс, Г – малоамплитудный листрический сброс.

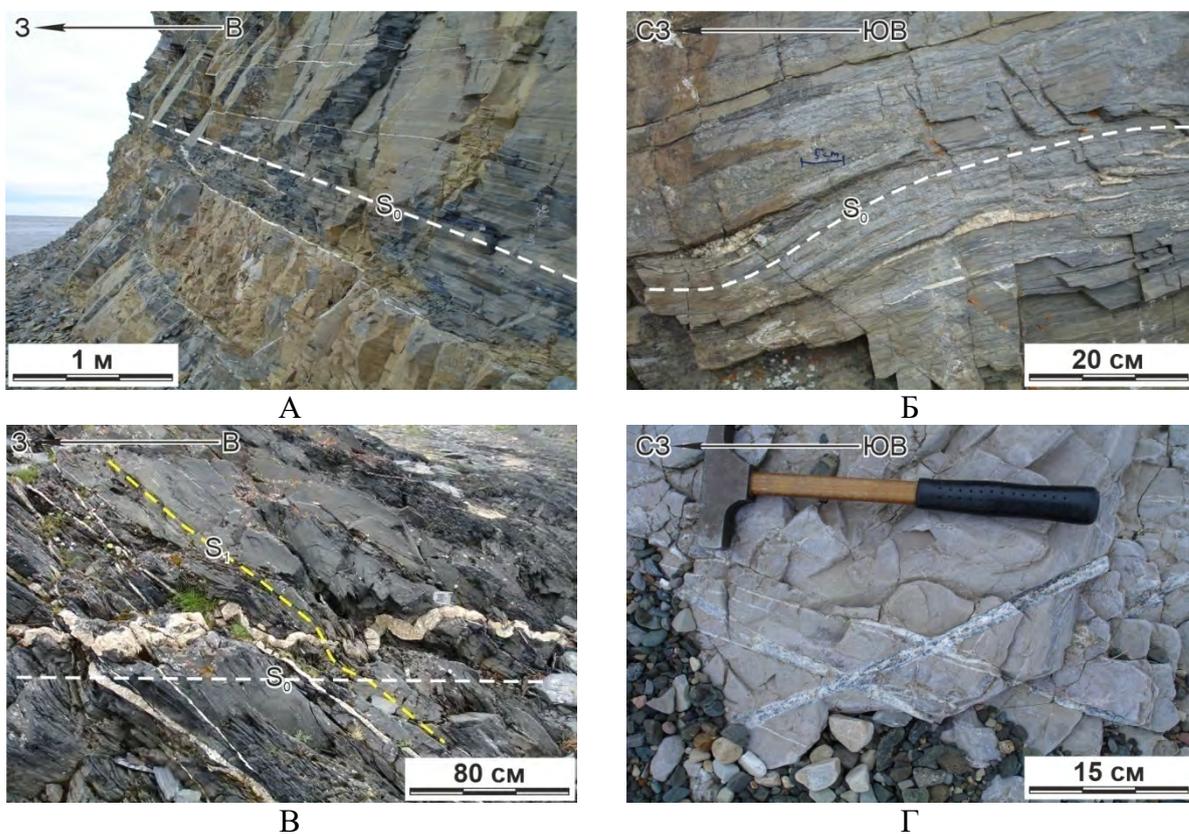


Рисунок 3.30. Трещины отрыва в каменноугольных породах, выполненные кварцевыми и кальцитовыми жилами в обнажениях Быковского антиклинория: А – субпараллельные

слоистости жилы, Б – заполненные жильным материалом межслоевые отслоения, В – «смятая» в складки жила, Г – секущая кварцевые жилы кальцитовая жила.

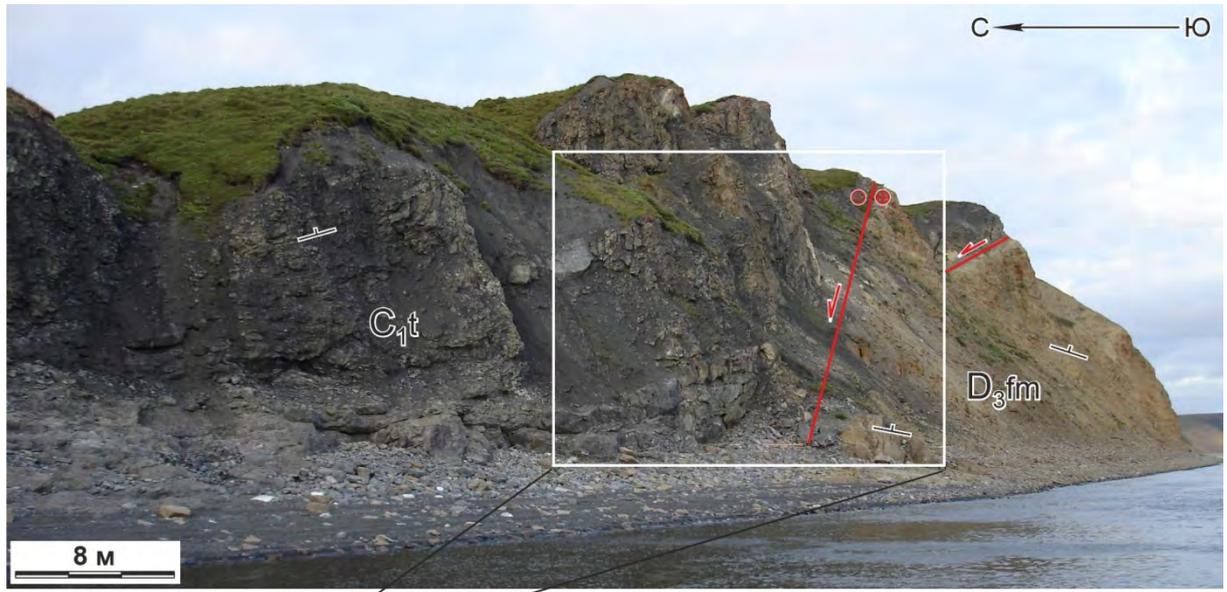


Рисунок 3.31. Субмеридиональный сброс с левосдвиговой составляющей на южном крыле Быковского антиклинория (правый борт р. Лены).

Складчатые структуры. Складчатые структуры здесь, по сравнению с северной частью Быковского антиклинория, более сжатые. В обнажениях на правом берегу р. Лены

интенсивность складчатости по нашим наблюдениям больше проявлена на северо-восточном крыле синклинория (рисунок 3.32).

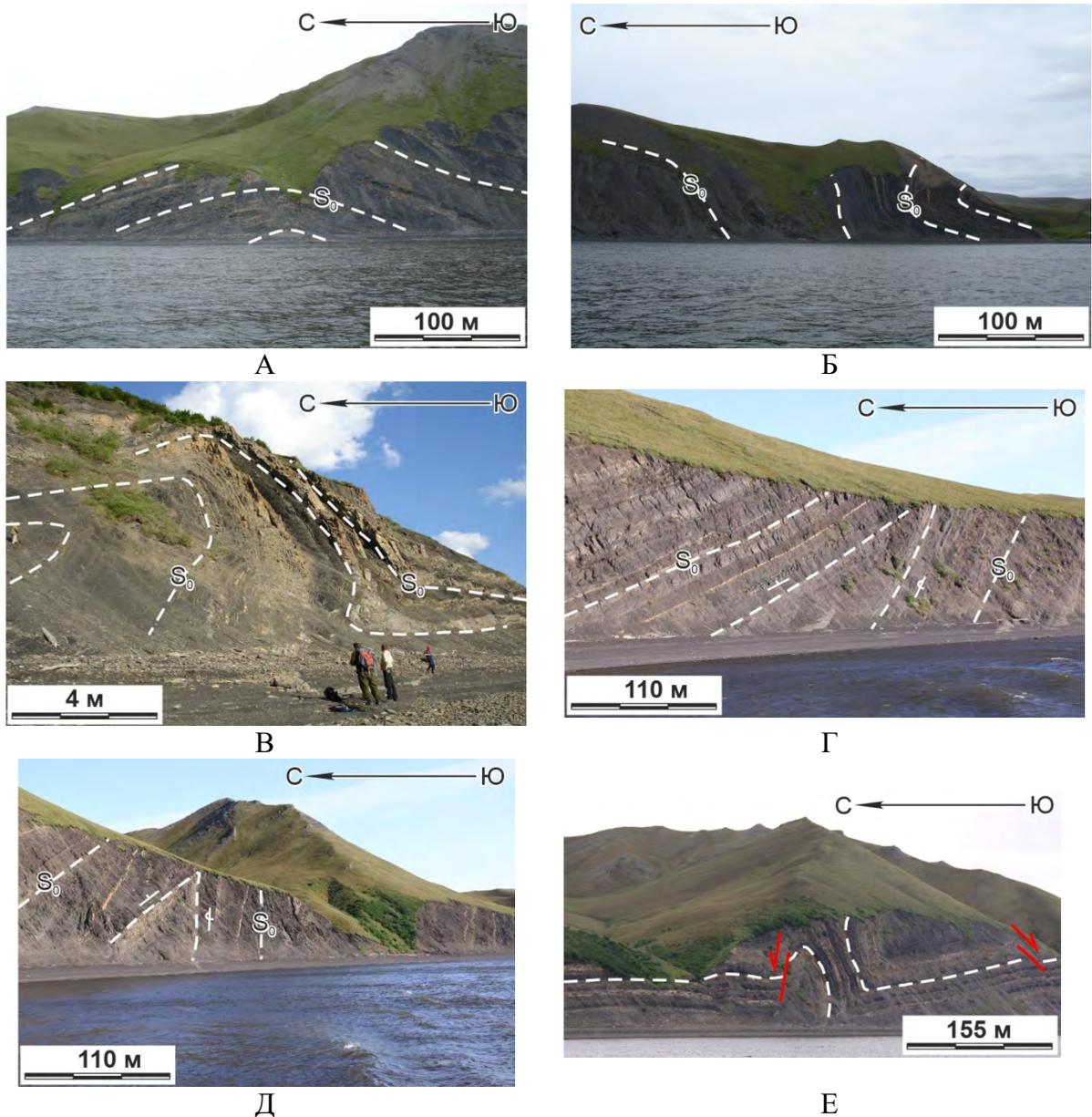


Рисунок 3.32. Складчатые структуры в среднекаменноугольно-пермских породах Центрально-Хараулахского синклинория: А – симметричная антиклиналь, Б – редкая лежащая складка с наклоненной на север осевой поверхностью, В–Д – опрокинутые на юго-запад складки, Е – асимметричная складка, деформированная более поздними сбросами.

Преобладают опрокинутые складки, реже встречаются асимметричные и крайне редко симметричные (рисунок 3.32А). Как правило, осевые поверхности как опрокинутых, так и асимметричных складок наклонены на юг (рисунок 3.32В–Д). Лишь на северном крыле синклинория присутствует антиклиналь с наклоном осевой поверхности на север (рисунок 3.32Б). Все складки линейные; по форме замков преимущественно округлые, реже встречаются острые. По соотношению мощностей пород на крыльях и в замках складки концентрические.

Встречаются как конические складки, так и цилиндрические, при небольшом преобладании первых. Шарниры у конических складок, как правило, слабонаклонные, погружающиеся преимущественно на юго-восток, реже на северо-запад под углом от 16° до 39° . Шарниры цилиндрических складок субгоризонтальные. По углу между крыльями складки в основном закрытые и сжатые. Значительно реже встречаются как открытые и пологие, так и изоклинальные. Ширина складок меняется от первых метров до 100–120 м, у редких пологих симметричных складок до 150 м. Рассчитанная ось складок под небольшим углом ($<11^\circ$) погружается на юго-восток (аз. пад. 136°), то есть имеет северо-западное простирание, что согласуется с ориентировкой основных складчатых структур северной части Быковского антиклинория (рисунок 3.33А). Часто подобные складки ассоциируют с малоамплитудными надвигами и располагаются на крыльях более крупных пликативных структур шириной от первых до 15 км, являясь по отношению к ним паразитическими.

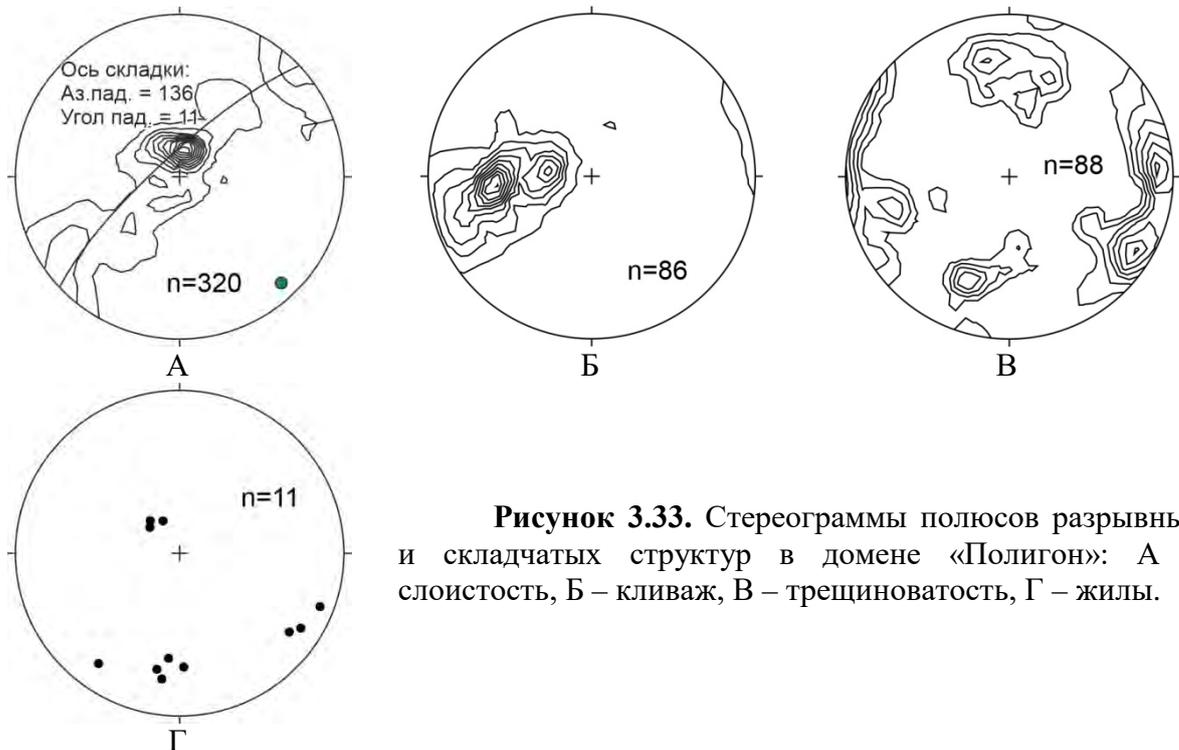


Рисунок 3.33. Стереограммы полюсов разрывных и складчатых структур в домене «Полигон»: А – слоистость, Б – кливаж, В – трещиноватость, Г – жилы.

В тыловой, восточной, субдолготной части Быковского антиклинория и Центрально-Хараулахского синклинория, в отличие от вышеописанной северной, складчатость в целом аналогичная (рисунок 3.19). Здесь ее интенсивность значительно выше, чем на западном и юго-западном крыле синклинория. Преобладают складки, опрокинутые на запад, а также асимметричные, с наклоном осевой поверхности в том же направлении (рисунок 3.34). В центральной части антиклинория трассируется Севастьяновский надвиг [Парфенов, 1988], по которому отложения каменноугольного возраста перекрывают породы перми (см. рисунки 3.17,

3.19). Плоскость надвига не обнажена и установлена по данным геологического картирования и развалам прокварцованных пород [Биджиев и др., 1979]. Там же, в субдолготной части синклинория, по правобережью р. Кенгдей, наблюдается полоса складок, в которые смяты породы перми и триаса (рисунок 3.19 и 3.35). Складки амплитудой 500–100 м имеют протяженность до 10–15 км при ширине от 1–2 до 3–5 км. Они расположены кулисообразно. Углы падения на крыльях колеблются от 10–20° до ~90°, причем восточные крылья более пологие. Складки осложнены сбросами и надвигами. Наши детальные наблюдения в домене «Кенгдей» были проведены в центральной части Бырлахской синклинали (рисунок 3.35). Рассчитанная ось этой складки имеет аз. пад. 192° \angle 2° (272 замера), то есть простирание складчатых структур здесь север-северо-восточное (рисунок 3.36А).

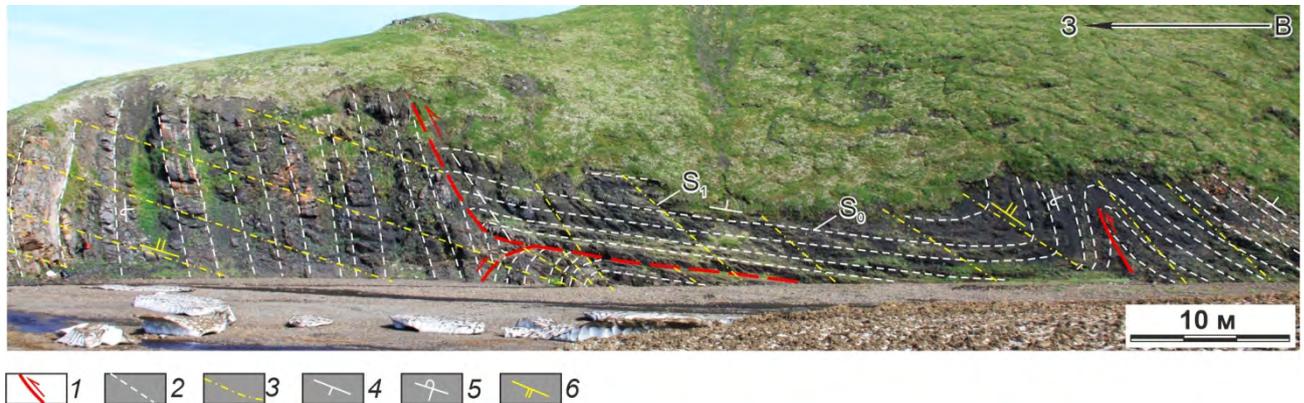


Рисунок 3.34. Серия опрокинутых на запад складок пермо-триасовых отложений в Центрально-Хараулахском синклинории (правый борт р. Босхо). 1 – надвиги, 2 – слоистость, 3 – кливаж, 4 – нормальное залегание слоистости, 5 – опрокинутое залегание слоистости, 6 – ориентировка кливажа.

Кливаж. Кливаж в Центрально-Хараулахском синклинории также проявлен очень неравномерно. В пермских толщах трещинный кливаж практически отсутствует. Довольно редко наблюдается выдержанная субпараллельная тектоническая трещиноватость, которую условно можно принять за самую начальную стадию образования кливажа. В каменноугольных толщах синклинория кливаж проявлен весьма интенсивно. В аргиллитах он проникающий, совершенный, сплошной, параллельный. При переходе к алевролитам и мелкозернистым песчаникам кливаж становится грубым. Переход, как правило, дискретный (резкий); значительно реже встречается рефракция кливажа. Здесь также отмечается литологический контроль проявлений трещинного кливажа. Описанная выше для Быковского антиклинория «карандашная» отдельность (линейность пересечения слоистости и кливажа) встречается в общем с ним крыле. В каменноугольных толщах Центрально-Хараулахского синклинория, несмотря на то, что местами в обнажениях ориентировка кливажа не согласуется с таковой крупных складок, разница в среднем составляет небольшую величину (около 20°), что

позволяет относить его к кливажу осевой плоскости. Простираение кливажа выдержанное северо-западное (рисунок 3.33Б).

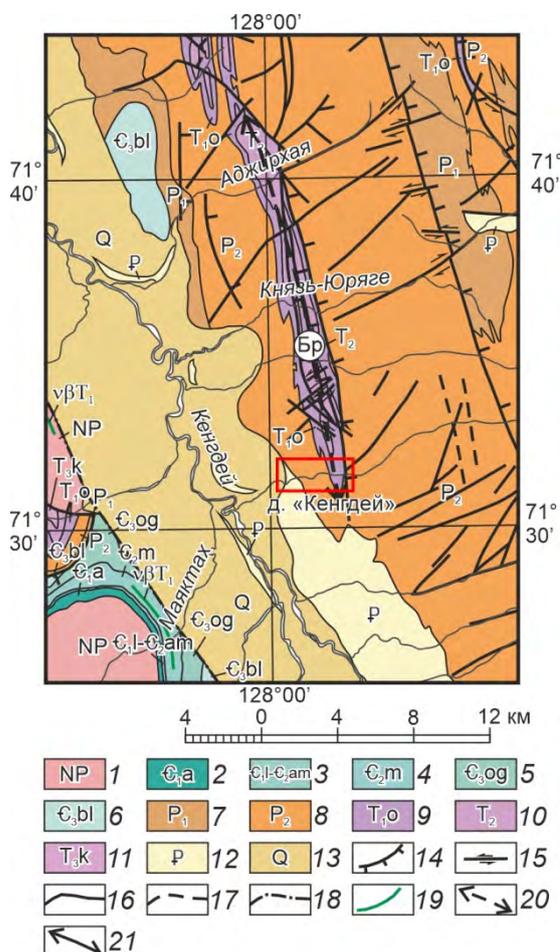


Рисунок 3.35. Геологическая карта южной части Центрально-Хараулахского синклиория – Бырылахская синклиналь [по Биджиев и др., 1979; Гогина, Грошин, 1976 с дополнениями и изменениями].

1–13 отложения: 1 – верхнего протерозоя, 2 – алданского яруса нижнего кембрия, 3 – ленского и амгинского ярусов нижнего-среднего кембрия, 4 – майского яруса среднего кембрия, 5 – огонерской и 6 – балаганнахской свит верхнего кембрия, 7 – нижней перми, 8 – верхней перми, 9 – оленекского яруса нижнего триаса, 10 – среднего триаса, 11 – карнийского яруса верхнего триаса, 12 – палеогеновые, 13 – четвертичные; 14 – надвиги и взбросы, 15 – сдвиги и разломы, имеющие сдвиговую компоненту, 16 – разломы неопределенной кинематики, 17 – разломы предполагаемые, 18 – разломы, предполагаемые под молодыми образованиями, 19 – дайки основных пород раннетриасового возраста, 20 – оси синклиналей, 21 – оси антиклиналей. Буква в кружке: Бр – Бырылахская синклиналь. Красным контуром выделен участок детальных работ.

В тыловой, субдолготной части Быковского антиклинория и Центрально-Хараулахского синклиория кливаж отличается большей интенсивностью и выраженностью (рисунок 3.37). Здесь кливаж, как правило, проникающий и рассекает все породы, вплоть до долеритовых даек позднемелового возраста (рисунок 3.37А). Возраст этих даек нами установлен по данным U-Pb датирования цирконов в 88.6 ± 2 , 86.4 ± 3.6 , 86.2 ± 1.3 млн лет (коньяк-сантон) [Prokoriev et al., 2013a]. Эти дайки, а также эксплозивные брекчии прорывают складчатые породы перми. Таким образом, мы наблюдаем как минимум два этапа деформаций сжатия – ранний до коньяк-сантонский и поздний – пост-сантонский, подтверждая высказанное ранее предположение о присутствии здесь двух генераций кливажа [Парфенов, 1988].

В отдельных случаях кливаж настолько интенсивен, что затушевывает слоистость (рисунок 3.37Б–Е). Кливажные плоскости местами изогнуты, смещены разломами и формируют кинк-зоны (рисунок 3.37Е).

Тектоническая трещиноватость является наиболее распространенным типом разрывных нарушений. В Центрально-Хараулахском синклиории преобладают трещины

субдолготного и северо-восточного простирания, значительно реже субширотного (рисунок 3.33В). В обнажениях трещиноватость проявлена широко, местами формируя крупные стенки скал и останцев.

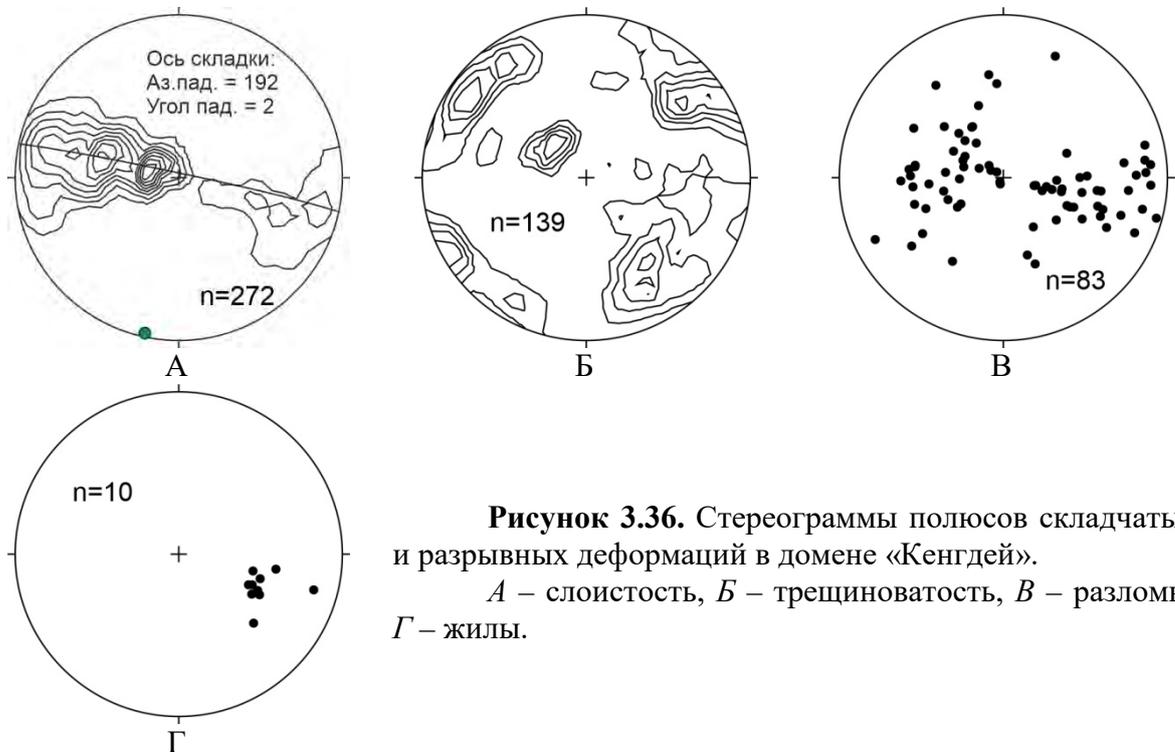


Рисунок 3.36. Стереогаммы полюсов складчатых и разрывных деформаций в домене «Кенгдей».

А – слоистость, *Б* – трещиноватость, *В* – разломы, *Г* – жилы.

Разломы широко распространены. Наиболее многочисленны надвиги и взбросы. По строению и взаимоотношению со складчатостью они весьма похожи на таковые в Быковском антиклинории. Межслоевые срывы имеют, как правило, надвиговую кинематику и иногда отмечаются в ядрах взбросо-складок (рисунок 3.38А). Пологие надвиги секут под небольшим углом слоистость (рисунок 3.38Б). Реже встречаются взбросы (рисунок 3.38В). В Центрально-Хараулахском синклинии местами пологие надвиги формируют складки разнообразных форм, где трассирующийся по глинистым породам сместитель практически незаметен (рисунок 3.39А). В синклинии амплитуда смещений, как взбросов, так и надвигов колеблется от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров, реже десятков метров. Простирание надвигов и взбросов довольно выдержанное северо-западное (рисунок 3.40А). Здесь преобладающей вергентности нет, широко распространено падение сместителей как на северо-восток, так и на юго-запад.

При движении с севера, от Быковского антиклинория, на юг в сторону южного крыла Центрально-Хараулахского синклиния возрастает влияние сдвигов, в основном левосторонних. В синклинии преобладают левые сдвиги над правыми (рисунок 3.39Б).

Простираение сместителей этих разломов северо-восточное (рисунок 3.40Б и В). Иногда левосторонние сдвиги имеют северо-западное и субдолготное простираения.

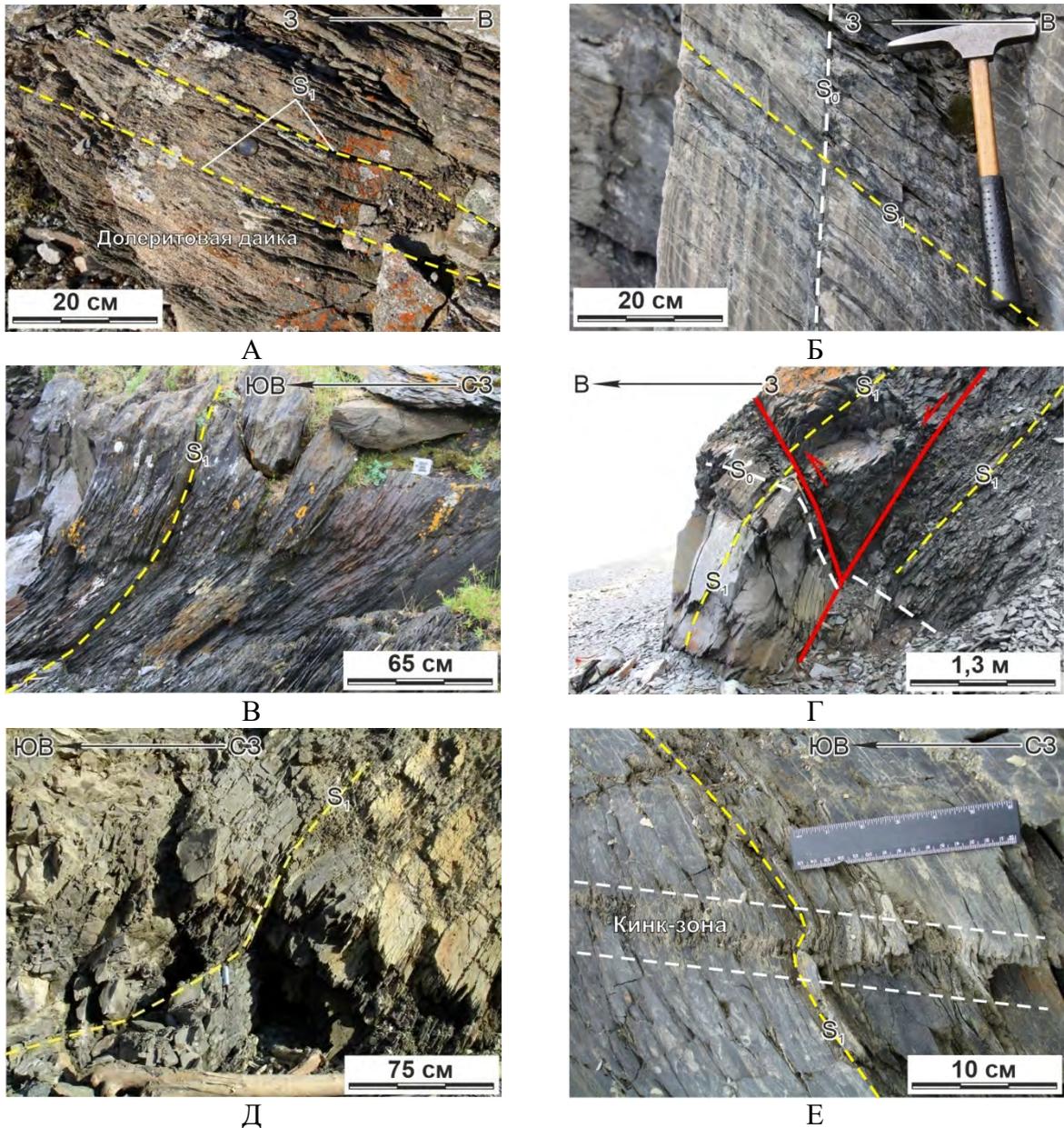


Рисунок 3.37. Фотографии обнажений каменноугольных пород в Быковском антиклинории (бухта Тикси): А – раскливажированная долеритовая дайка, Б – относительно слабо кливажированная толща, где отчетливо видна слоистость, В – сильно кливажированная толща, слоистости практически не видно, Г – секущие кливаж и слоистость разломы разной кинематики, Д – рефракция кливажа, Е – кинк-зона.

Сбросы – наименее распространенный тип разломов. Они также отличаются от сбросов Быковской антиклинории меньшей амплитудой, достигающей, в основном, нескольких метров, значительно реже первых десятков метров (рисунок 3.39В). Сбросы, как правило, объединяются в единую генетически взаимосвязанную группу. При этом на всей изучаемой

площади преобладающее большинство сбросов имеет в среднем северо-западное, реже субдолготное простирания (рисунок 3.40Г).

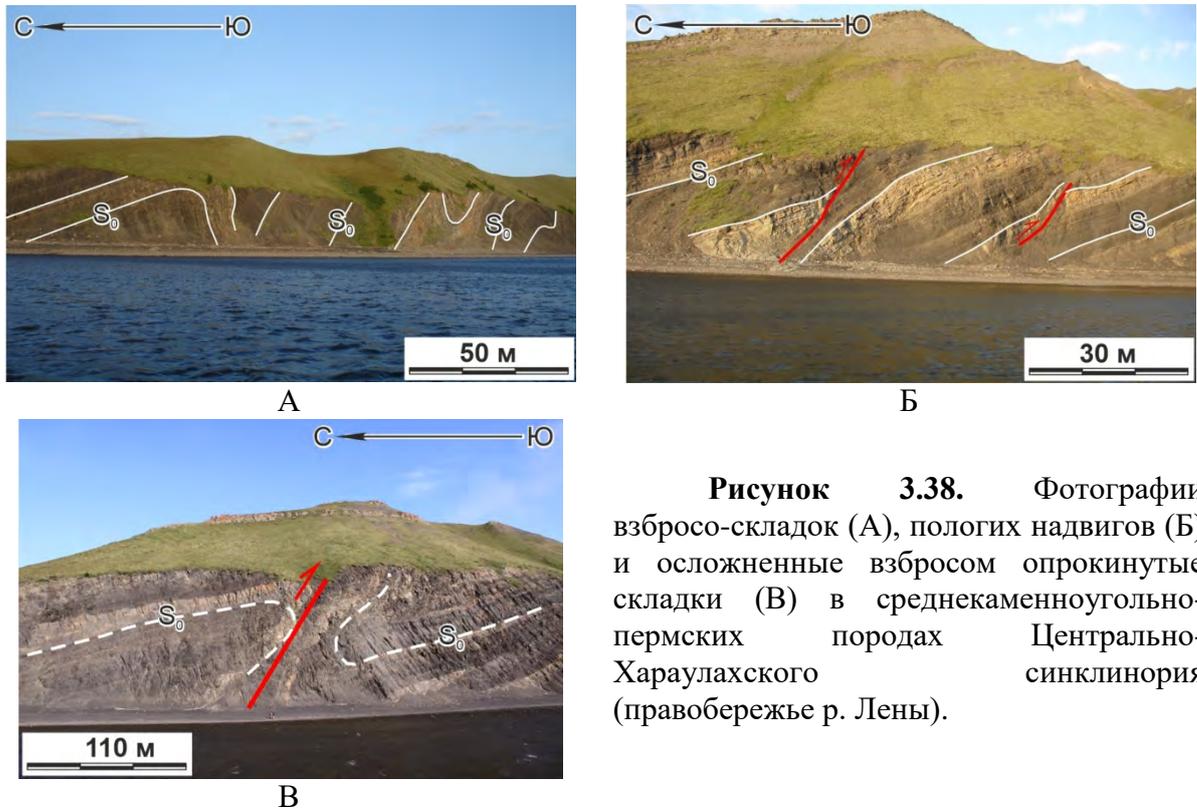


Рисунок 3.38. Фотографии взбросо-складок (А), пологих надвигов (Б) и осложненные взбросом опрокинутые складки (В) в среднекаменноугольно-пермских породах Центрально-Хараулахского синклинория (правобережье р. Лены).

Несколько отличаются разломы в тыловой субдолготной части Быковского антиклинория и Центрально-Хараулахского синклинория. Опрокинутая на запад Бырылахская синклиналь расположена в лежачем крыле крупного надвига западной вергентности, по которому пермские отложения надвинуты на находящиеся в опрокинутом залегании толщи нижнего и среднего триаса (рисунок 3.41). Тектоническая трещиноватость здесь ориентирована в северо-западном и северо-восточном направлениях (рисунок 3.36Б). Широко распространены мелкие надвиги (рисунок 3.42А–Б), по которым установлено смещение пород в западном направлении от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Реже наблюдаются межслоевые надвиговые срывы (рисунок 3.42Б, справа). Отмечаются сопряженные с ними комбинированные левые взбросо-сдвиги (рисунок 3.42Б, слева). Плоскости сместителей надвигов ориентированы параллельно осям крупных складок и падают на восток под $\angle 30\text{--}50^\circ$. Сдвиги редки и малоамплитудны, и встречаются в комбинации с надвигами, либо взбросами, реже со сбросами (рисунок 3.42В).

К западу от Бырылахской синклинали расположен Кенгдейский грабен, сложенный породами палеогена. В обнажениях наблюдаемые сбросы с амплитудой до нескольких метров связаны с образованием этого грабена и наложены на ранние складчато-надвиговые структуры.

Их сместители, как правило, наклонены в сторону от грабена под углами $\sim 30\text{--}40^\circ$ (рисунок 3.42Г) и имеют в основном субдолготное простирание (рисунок 3.36В). Присутствие описанных ранее в Кенгдейском грабене надвигов [Имаев и др., 1990] нами не подтверждается.

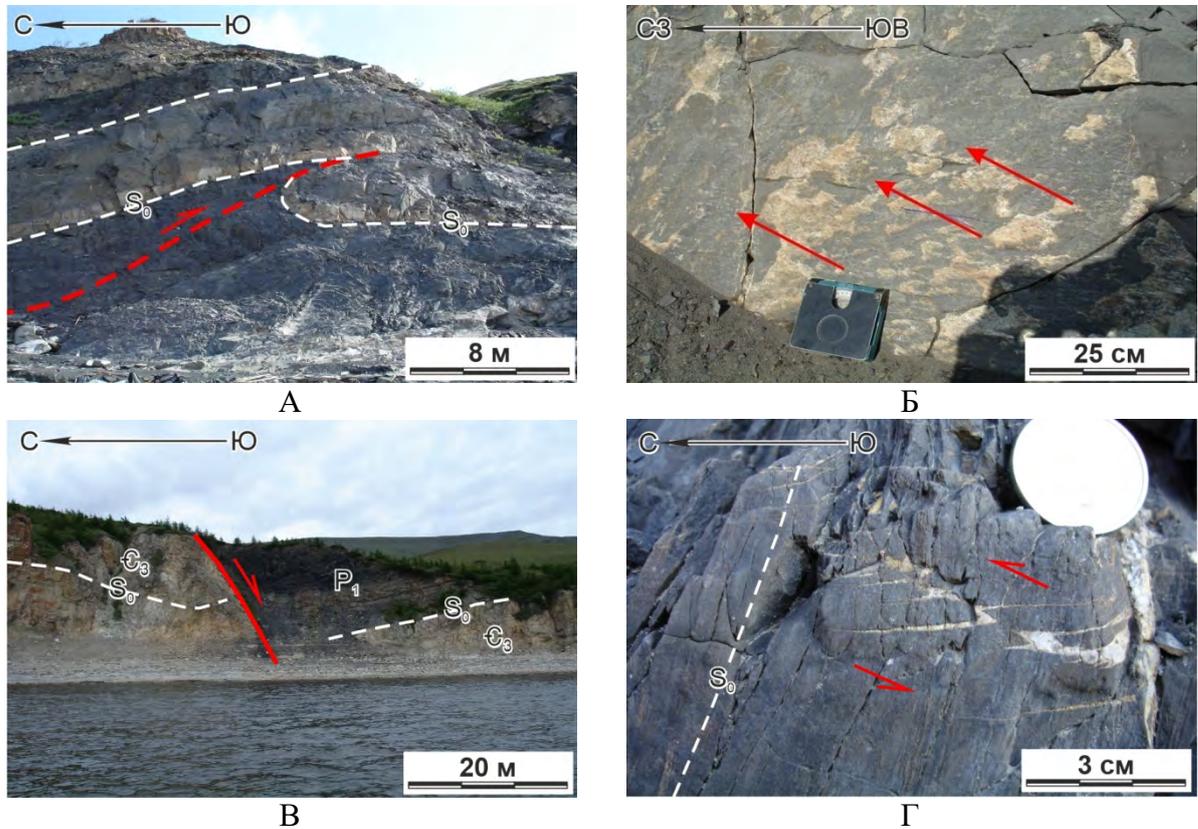


Рисунок 3.39. Лежачая складка, сформированная под межслоевым надвиговым срывом (А), правосдвиговое зеркало скольжения (Б), сброс (В) и shear-зона надвиговой кинематики (Г) в среднекаменноугольно-пермских породах обнажений Центрально-Хараулахского синклинория.

Трещины отрыва. Трещины отрыва на территории Центрально-Хараулахского синклинория представлены редкими секущими и субпараллельными слоистости кварцевыми жилами. Их мощность достигает первых сантиметров. Иногда они деформированы пологими надвигами (рисунок 3.39Г). Установлено два основных направления в ориентировке жил – субширотное и северо-восточное (рисунок 3.33Г). В Бырлахской синклинали редкие трещины отрыва, представленные кварцевыми жилами мощностью от нескольких миллиметров до первых сантиметров, секут слоистость и имеют север-северо-восточное простирание (рисунок 3.36Г).

Крупные разломы. Крупные разломы Центрально-Хараулахского синклинория представлены надвигами и сбросами. Здесь установлено четыре крупных надвига, локализующихся на юго-западном крыле [Гогина, 1979; Гогина, Грошин, 1976]. Один из них, Севастьяновский надвиг, описан выше. Остальные в длину достигают 8–10 км, плоскость

смещителя крутопадающая на северо-восток ($45\text{--}60^\circ$), амплитуда смещения достигает нескольких сотен метров (200–600 м).

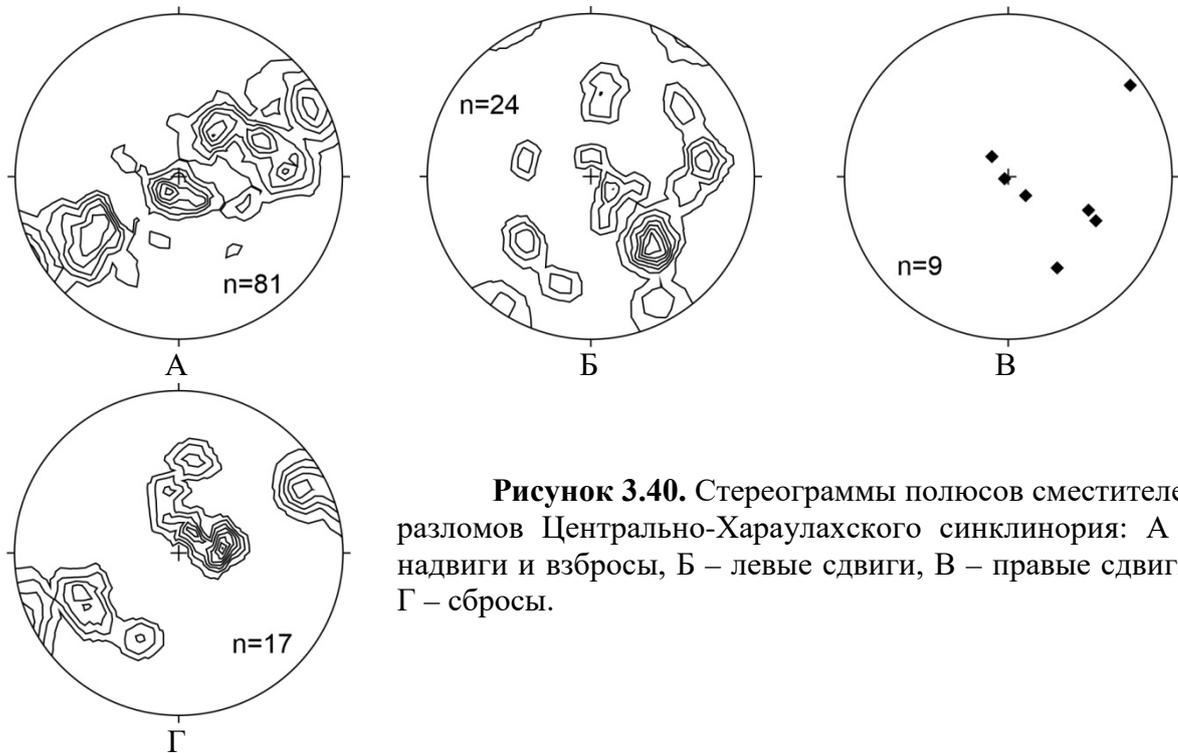


Рисунок 3.40. Стереограммы полюсов сместителей разломов Центрально-Хараулахского синклиория: А – надвиги и взбросы, Б – левые сдвиги, В – правые сдвиги, Г – сбросы.

Крупные сбросы, ограничивающие Кенгдейский грабен, не обнажены. На западе, вдоль границы с Хараулахским антиклинорием, разлом такой кинематики хорошо выражен в рельефе. Согласно данным среднемасштабного геологического картирования [Биджиев и др., 1979; Гогина, Грошин, 1976], по этому сбросу контактируют верхнепротерозойские и кембрийские породы с толщами палеогена. Вдоль сброса, ограничивающего с востока Кенгдейский грабен, палеогеновые отложения опущены по отношению к породам верхней перми.

3.2.3. Хараулахский антиклинорий

Хараулахский антиклинорий является передовой структурой фронта северного фланга ВСНП и расположен к юго-западу от Центрально-Хараулахского синклиория. Он сложен карбонатными и терригенно-карбонатными отложениями верхнего протерозоя и кембрия, с размывом перекрытыми обломочными породами перми, триаса, юры и мела (см. рисунок 3.16). Западнее структуры антиклинория надвинуты на образования Приверхоянского краевого прогиба. Здесь выделяется ряд крупных антиклинальных и синклинальных складок. Детальные работы были проведены в пределах Юттыжской и Чекуровской антиклиналей и Тасаринской синклинали (рисунки 3.43 и 3.44) [Васильев, 2012а, 2014в, 2015а, б, в; Васильев, Ершова, 2013а; Васильев, Прокопьев, 2016; Васильев и др., 2013б, 2014а, б, 2017, 2019а, б, в, 2023].

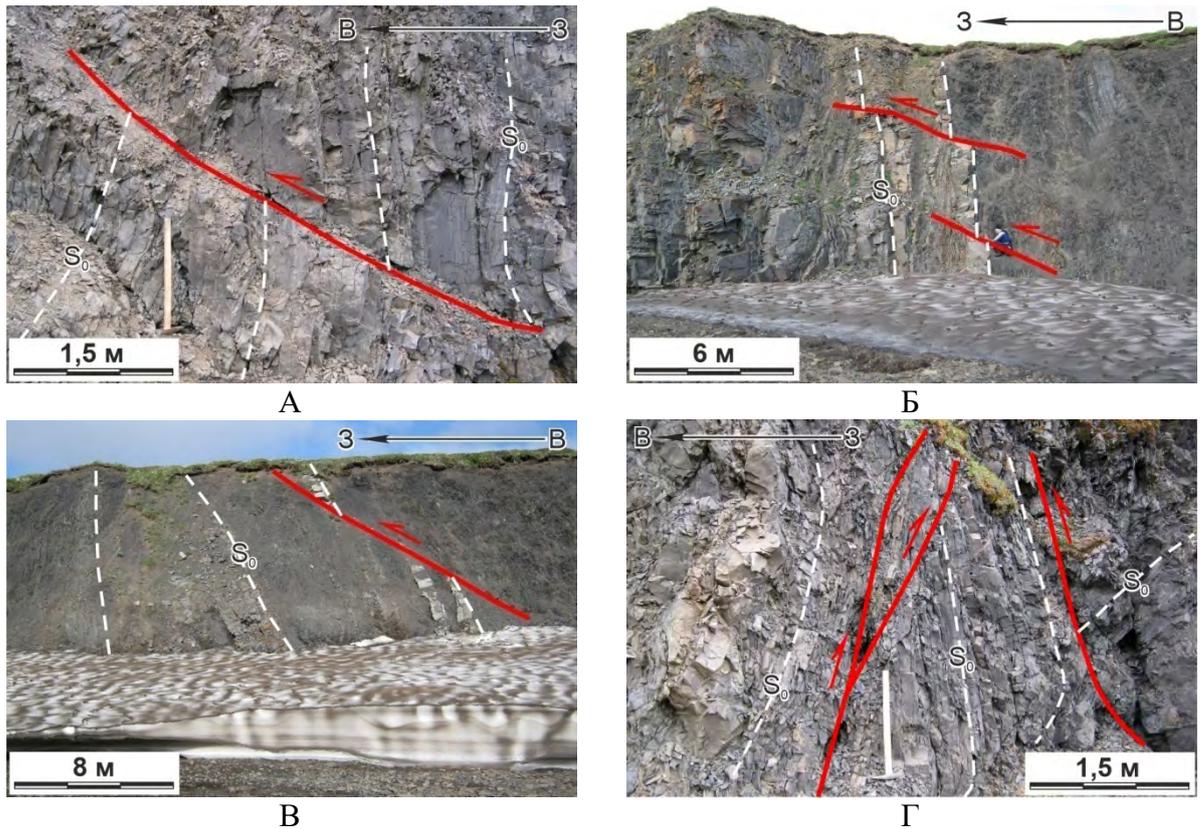


Рисунок 3.41. Фотографии серии пологих надвигов на правом (А–В) и взбросов на левом борту (Г) р. Данил-Юряге, в пермо-триасовых толщах на западном крыле Бырылахской синклинали.

3.2.3.1. Юттяхская антиклиналь

Складчатые структуры. Юттяхская антиклиналь протягивается от р. Юттях-Юряге до р. Бедера на протяжении почти 50 км. Ее восточное крыло и частично свод опущены по сбросу и скрыты под палеогеновыми породами Кенгдейского грабена (рисунок 3.43) [Гогина, Грошин, 1976]. Шарнир антиклинали полого погружается на север. Наибольшее поднятие отмечается в междуречье Юттях-Юряге и Усат-Хая-Юряге. Углы падения слоев на западном крыле антиклинали изменяются от 30–40 до 70–80° (рисунок 3.45А). Антиклиналь осложнена серией мелких крутых складок (длина 0,5–0,7 км, ширина 150–200 м, амплитуда 30–50 м). Южная периклиналь структуры и часть ее западного крыла надвинуты на подвернутые мезозойские толщи западного крыла Тасаринской синклинали. Плоскость надвига (30–40°) наклонена на запад. Стратиграфическая амплитуда надвига достигает 2–2,5 км, горизонтальное смещение до 3–3,5 км [Гогина, Грошин, 1976]. К северу надвиг постепенно затухает. Структуры этой антиклинали рассматривались нами в домене «Тит-Ары», находящемся на правом берегу р. Лены, напротив о-ва Тит-Ары, в области изменения общего простириания складок с субмеридионального на северо-западное. Здесь обнажаются породы верхнекаменноугольного и

пермского возраста. Рассчитанная ось складчатости имеет аз. пад. $118^\circ \angle 0,5^\circ$ (84 замера) и, в целом, запад-северо-западное простирание (рисунок 3.46А).

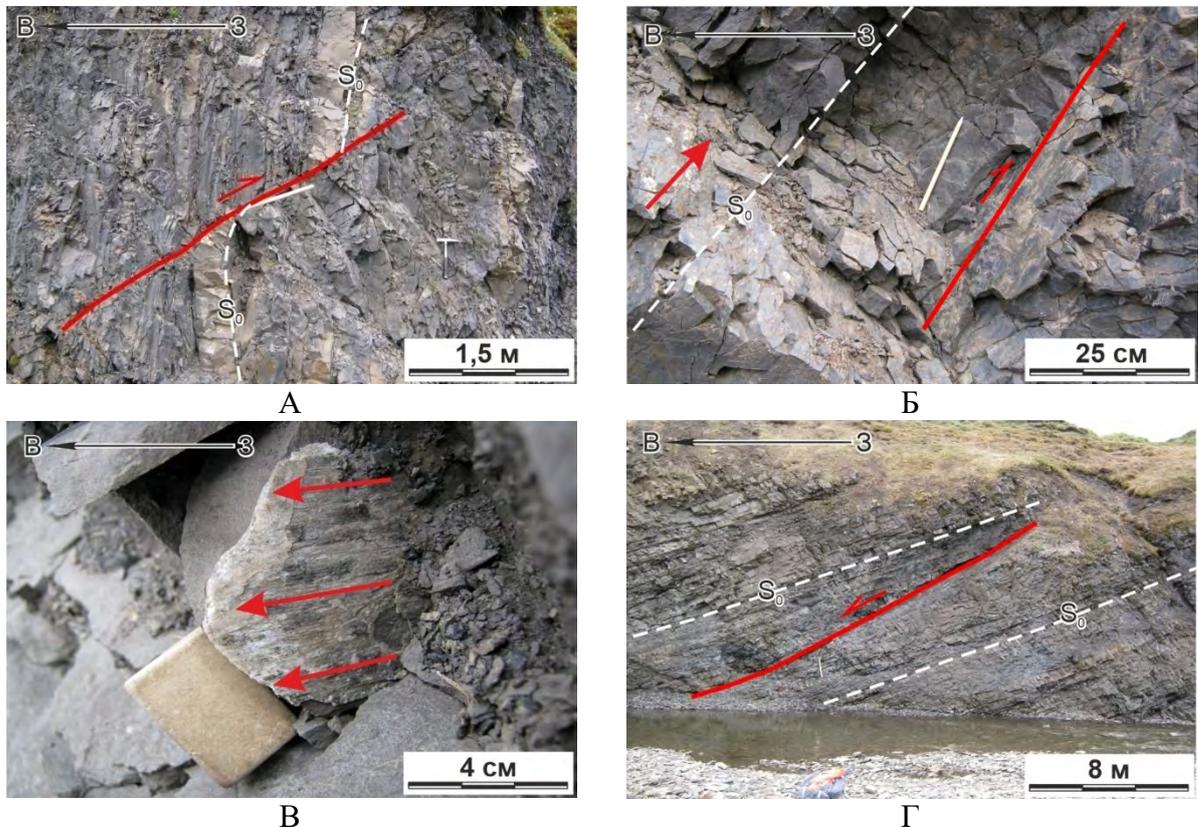


Рисунок 3.42. Надвиг (А), межслоевой срыв, сопряженный с левым взбросо-сдвигом (Б), правый сдвиг (В) и сброс (Г) в левом борту р. Данил-Юряге, в пермо-триасовых толщах Бырлахской синклинали.

Тектоническая трещиноватость здесь, как и на предыдущих доменах, является самым распространенным типом разрывных нарушений. Трещиноватость выдержанная, как в кембрийских толщах, так и в пермских; имеет север-северо-западное и север-северо-восточное простирания (рисунок 3.46Б). Она ориентирована субортогонально складчатости запад-северо-западного простирания.

Разломы и трещины отрыва. Разрывные нарушения со смещением не многочисленны. Наиболее широко распространены сбросы, представленные двумя типами. Первые – это сбросы секущие как пермские, так и кембрийские толщи (рисунок 3.47А). Амплитуда смещений по ним первые метры, простирание в целом северное. Вторые – это сбросы, локализующиеся в пермских отложениях (рисунок 3.47Б). Амплитуда смещений достигает первых дециметров, простирание в основном запад-северо-западное. Таким образом, два типа сбросов ориентированы практически ортогонально друг другу. Кроме сбросов наблюдаются межслоевые срывы, в том числе и в кембрийских толщах (рисунок 3.47В), и редкие надвиги

(рисунок 3.47Г). Несмотря на то, что построенные на стереограммах полюса разломов имеют значительный разброс, устанавливается преобладание разрывов запад-северо-западного и северного направлений (рисунок 3.46В). Трещины отрыва представлены редкими маломощными кальцитовыми жилами, ориентированными в двух направлениях – север-северо-восточном и восток-северо-восточном ортогонально складчатости (рисунок 3.46Г).

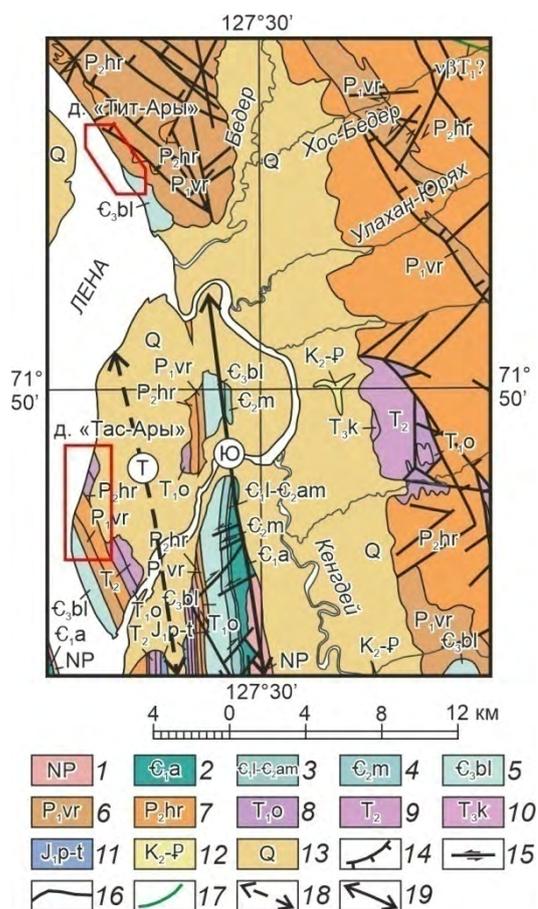


Рисунок 3.43. Геологическая карта северной части Хараулахского антиклинория и южной части Центрально-Хараулахского синклинория [по Гогина, Грошин, 1976 с дополнениями и изменениями].

1–13 – отложения: 1 – верхнего протерозоя, 2 – алданского яруса нижнего кембрия, 3 – ленского и амгинского ярусов нижнего-среднего кембрия, 4 – майского яруса среднего кембрия, 5 – балаганнахской свиты верхнего кембрия, 6 – верхоянской свиты нижней перми, 7 – хараулахской свиты верхней перми, 8 – оленекского яруса нижнего триаса, 9 – среднего триаса, 10 – карнийского яруса верхнего триаса, 11 – плинсбахского и тоарского ярусов нижней юры, 12 – верхнего мела-палеогена, 13 – четвертичных; 14 – надвиги и взбросы, 15 – сдвиги и разломы с преобладающей сдвиговой кинематикой, 16 – разломы неопределенной кинематики, 17 – дайки долеритов, 18 – оси синклиналей, 19 – оси антиклиналей. Буквы в кружках: Ю – Юттяхская антиклиналь, Т – Тасаринская синклиналь. Красным контуром выделены участки детальных работ.

3.2.3.2. Тасаринская синклиналь

Складчатые структуры. Тасаринская синклиналь разделяет Булкурскую и Юттэхскую антиклинали (рисунки 3.15 и 3.43) [Гогина, Грошин, 1976]. В ее мульде обнажаются обломочные породы триаса и перми, перекрывающие со стратиграфическим несогласием карбонатные отложения верхнего кембрия. Длина этой линейной складки 45 км при ширине около 5 км. Западное крыло пологое (25–30°) (рисунок 3.45Б). Пласты на восточном крыле имеют падение до $\angle 50\text{--}60^\circ$, местами «поставлены на голову» или запрокинуты. На юге на значительном участке подвернутые пласты срезаны крупным надвигом. Мульда складки разбита серией диагональных сдвигов небольшой амплитуды. Детальные наблюдения проводились в домене «Тас-Ары», расположенном на западном берегу одноименного острова в

нижнем течении р. Лены (западное крыло синклинали). Рассчитанная ось складки имеет аз. пад. $354^\circ \angle 3^\circ$ (96 замеров), то есть складчатость здесь является субдолготной (рисунок 3.48А). Далее на север ось складки разворачивается, и ее простирание становится север-северо-западным.

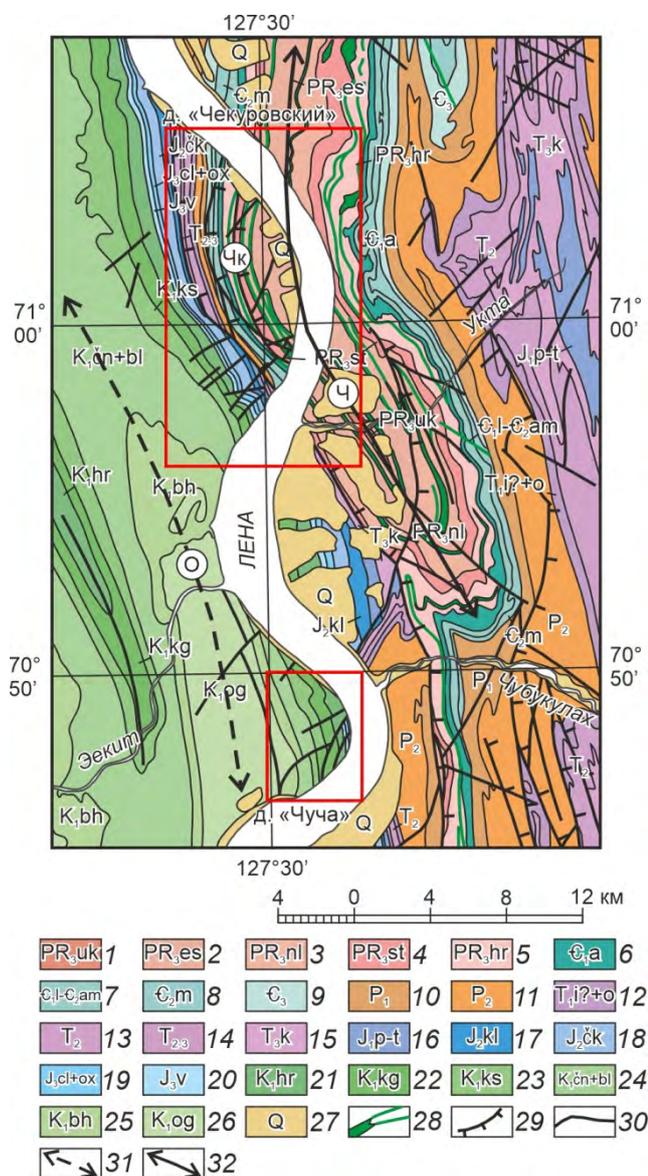


Рисунок 3.44. Геологическая карта южной части Хараулахского антиклинория (Чекуровская антиклиналь) [по Биджиев и др., 1976 с дополнениями и изменениями].

1–27 – отложения: 1 – уктинской, 2 – эсэлэхской, 3 – нэлэгэрской, 4 – сетачанской и 5 – хараюттяхской свит верхнего протерозоя, 6 – алданского яруса нижнего кембрия, 7 – ленского яруса нижнего и амгинского яруса среднего кембрия, 8 – майского яруса среднего кембрия, 9 – верхнего кембрия, 10 – нижней перми, 11 – верхней перми, 12 – индского и оленекского ярусов нижнего триаса, 13 – среднего триаса, 14 – среднего-верхнего триаса, 15 – карнийского яруса верхнего триаса, 16 – плинсбахского и тоарского ярусов нижней юры, 17 – келимярской свиты средней юры, 18 – чекуровской свиты средней юры, 19 – келловейского и оксфордского ярусов верхней юры, 20 – титонского яруса верхней юры, 21 – хаиргасской свиты нижнего мела, 22 – кигиляхской свиты нижнего мела, 23 – кюсюрской свиты нижнего мела, 24 – чонкогорской и булунской свит нижнего мела, 25 – бахской свиты нижнего мела, 26 – огонер-юряхской свиты

нижнего мела, 27 – четвертичные; 28 – раннепалеозойские силлы, реже дайки долеритов, 29 – надвиги и взбросы, 30 – разломы неопределенной кинематики, 31 – оси синклиналей, 32 – оси антиклиналей. Буквы в кружках: Ч – Чекуровская антиклиналь, Чк – Чекуровский надвиг, О – Огонер-Юряхская синклиналь. Красным контуром выделены участки детальных работ.

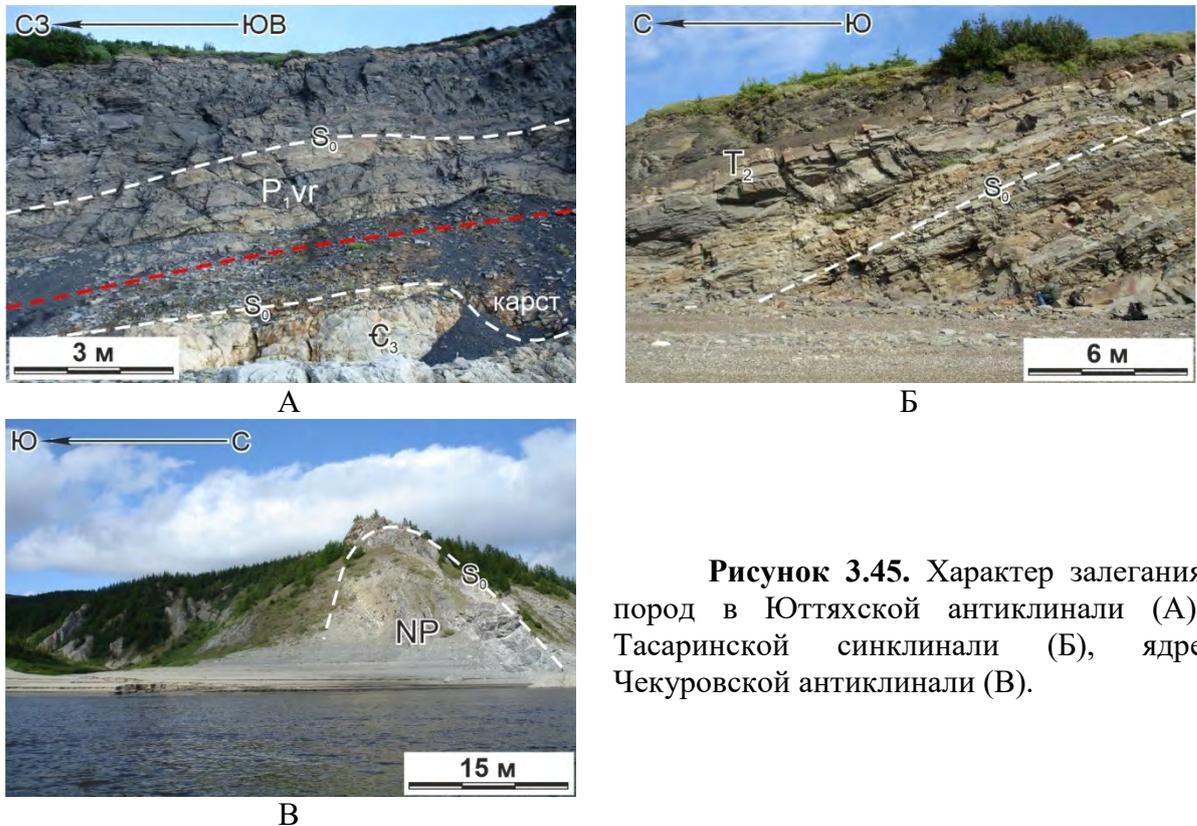


Рисунок 3.45. Характер залегания пород в Юттынской антиклинали (А), Тасаринской синклинали (Б), ядре Чекуровской антиклинали (В).

Тектоническая трещиноватость. Простираение наблюдаемых трещин западное и северное, т.е. они ориентированы субортогонально и субпараллельно простираению складчатости (рисунок 3.48Б).

Разломы. Редкие наблюдаемые в обнажениях разломы представлены сбросами южного падения (рисунок 3.49А). Амплитуда смещений по ним достигает первых метров. Смещения по взбросам достигают первых дециметров. Они имеют в основном западную вергентность (рисунок 3.49Б). В отдельных случаях наблюдаются инверсионные структуры, когда сбросы унаследуют зоны ранних надвигов. Разломы имеют превалирующее север-северо-западное простираение и ориентированы субпараллельно складчатости (рисунок 3.48В). Трещины отрыва, представленные кварцевыми жилами, редки и маломощны.

Крупные разломы. С востока на породы синклинали по крупному разлому надвинуты образования Юттынской антиклинали. Амплитуда горизонтального смещения по этому надвигу оценивается от 100–200 м до 2–3,5 км при вертикальной амплитуде в несколько сотен метров. Плоскость надвига наклонена на восток; углы падения плоскости сместителя варьируют от 20–25 до 40–50°. Сбросы и сбросо-сдвиги распространены достаточно широко, но имеют

сравнительно небольшую протяженность и амплитуду (сотни метров). Как правило, они поперечны или диагональны по отношению к складкам и надвигам и являются более молодыми разломами.

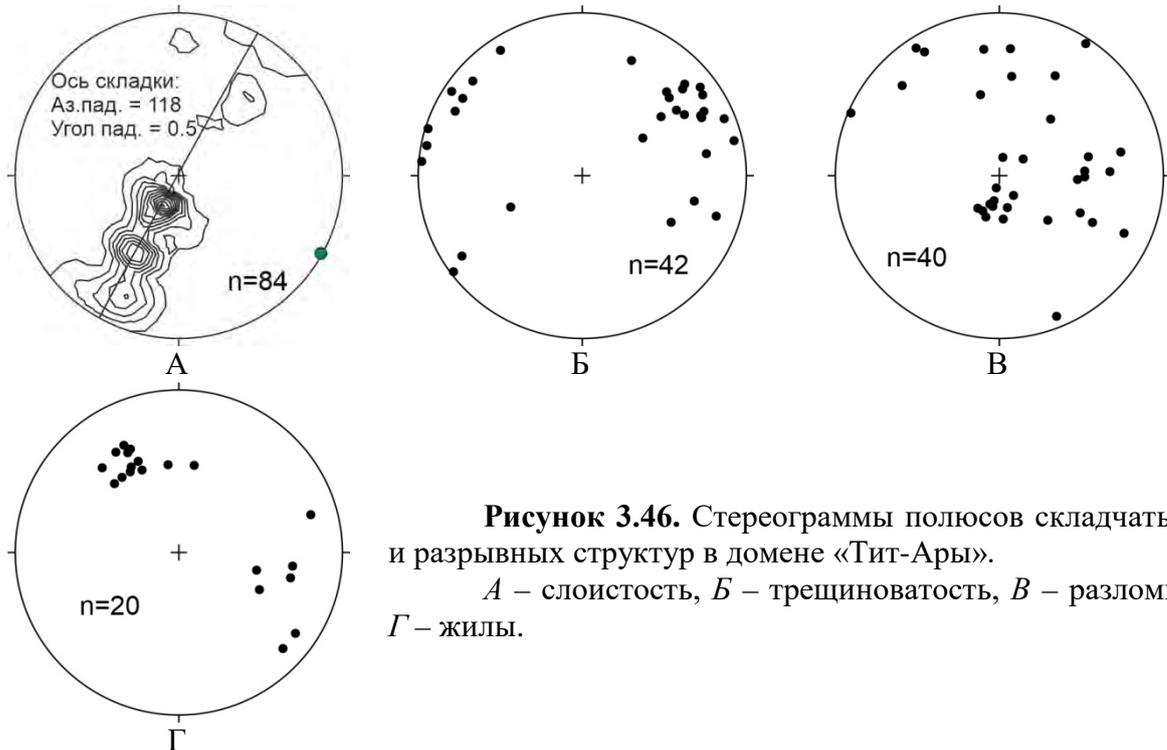


Рисунок 3.46. Стереограммы полюсов складчатых и разрывных структур в домене «Тит-Ары».

А – слоистость, *Б* – трещиноватость, *В* – разломы, *Г* – жилы.

3.2.3.3. Чекуровская антиклиналь

К западу от Тасаринской синклинали расположена Чекуровская антиклиналь, которая является приграничной складкой Хараулахского антиклинория, так как протягивающаяся западнее Огонер-Юряхская синклиналь уже входит в структуры Приверхоянского краевого прогиба Сибирской платформы [Прокопьев, Дейкуненко, 2001а]. Чекуровская антиклиналь наблюдалась нами в доменах «Чекуровский» и «Чуча», расположенных на одноименных мысах нижнего течения р. Лены (рисунок 3.44) [Васильев, 2012а, 2014в; Васильев и др., 2013а, б, 2014а, б, 2017; Vasiliev et al., 2014].

Складчатые структуры. Ширина Чекуровской антиклинали 12–15 км, протяженность до 60–65 км; она асимметрична – имеет крутое (до 80°) западное крыло и пологое (до 40°) восточное, в ядре опрокинута (рисунок 3.45В). К западу антиклиналь плавно переходит в Огонер-Юряхскую корытообразную синклиналь. Ось складки, дугообразно выгибаясь, обращена своей выпуклой стороной к западу; ее простирание в южной части северо-западное, в северной – северо-восточное. Рассчитанная ось антиклинали в домене «Чекуровский» имеет аз. пад. 326° и $\angle 1^\circ$ (470 замеров), то есть по нашим расчетам простирание складчатости здесь северо-западное (рисунок 3.50А).

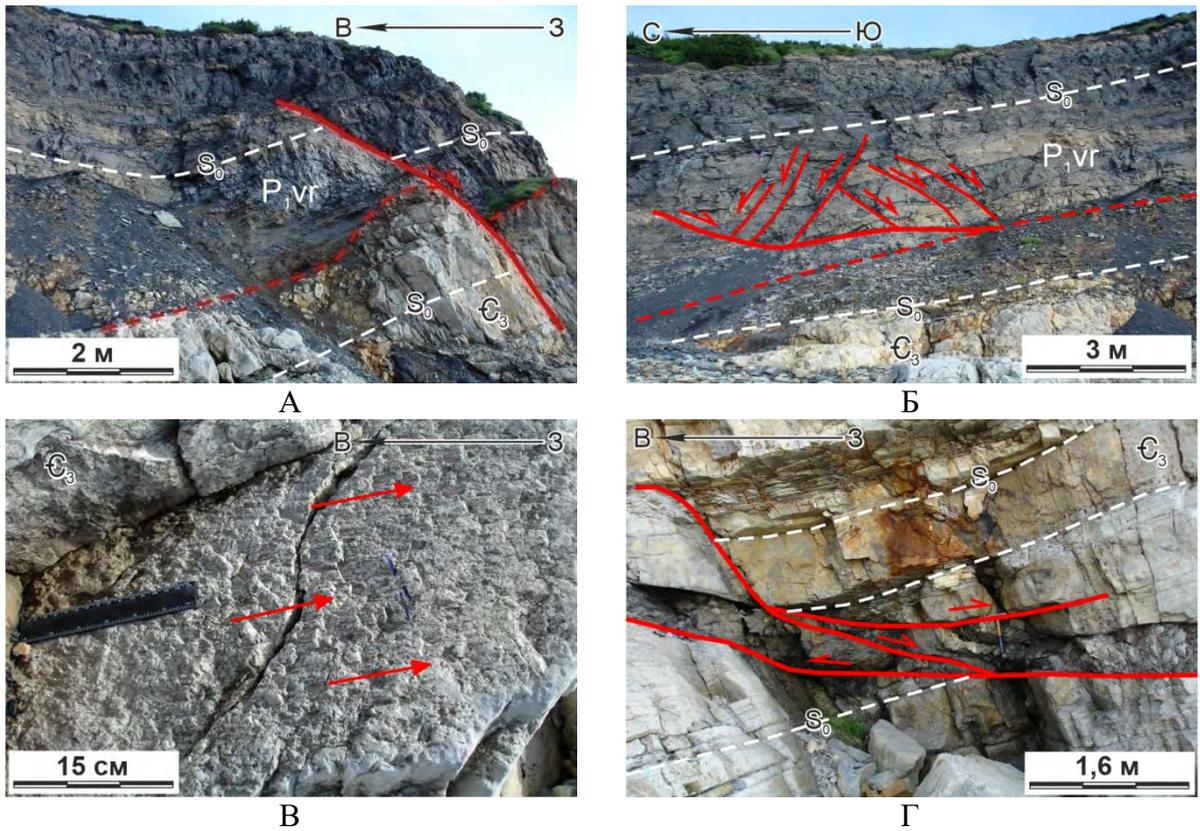


Рисунок 3.47. Разрывные нарушения Юттыжской антиклинали: А – постскладчатый сброс, Б – серия малоамплитудных сбросов, В – надвиг в кембрийский толщах, Г – серия разломов в кембрийский породах.

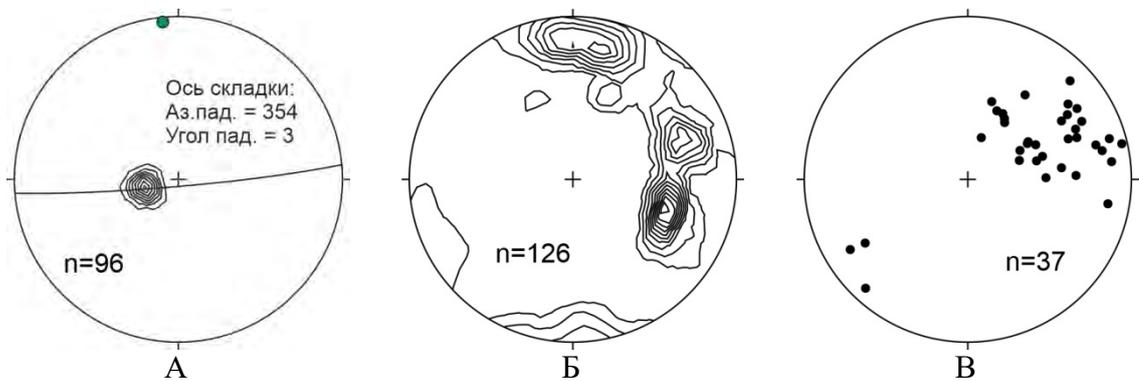


Рисунок 3.48. Стереогаммы полюсов складчатых и разрывных структур в домене «Тас-Ары». А – слоистость, Б – трещиноватость, В – разломы.

Западное крыло Чекуровской антиклинали осложнено одноименным надвигом, обнажающимся на левом берегу р. Лены (рисунки 3.51, 3.52, 3.53). Рассчитанная амплитуда Чекуровского надвига 60 м. Здесь были установлены структуры двух этапов деформаций [Prokoriev et al., 2013b].

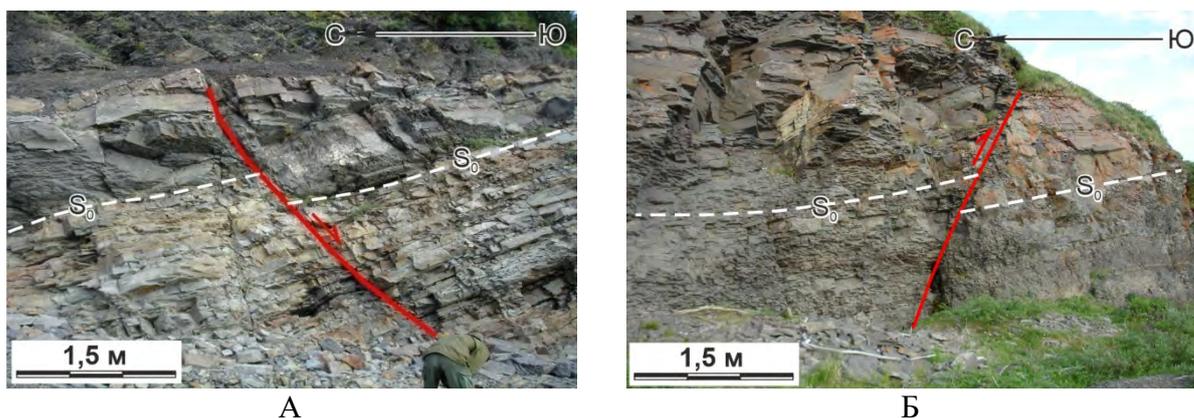


Рисунок 3.49. Сброс (А) и взброс (Б) в триасовых породах западного крыла Тасаринской синклинали.

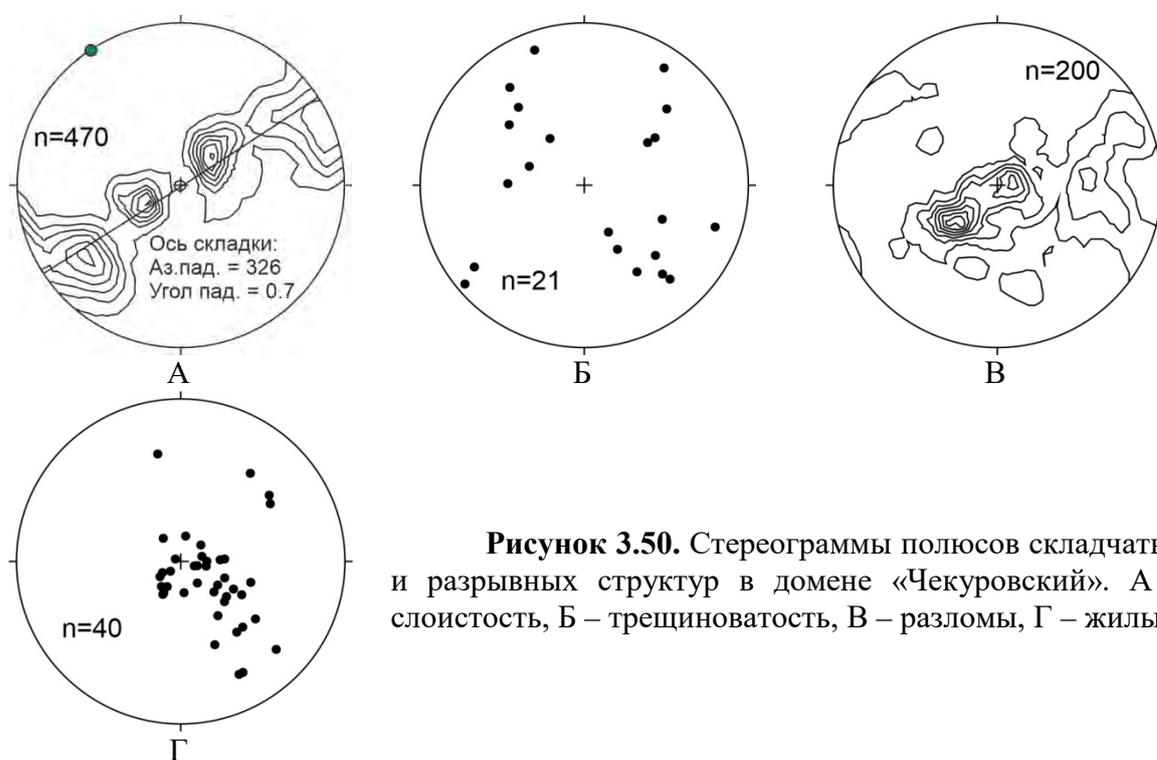
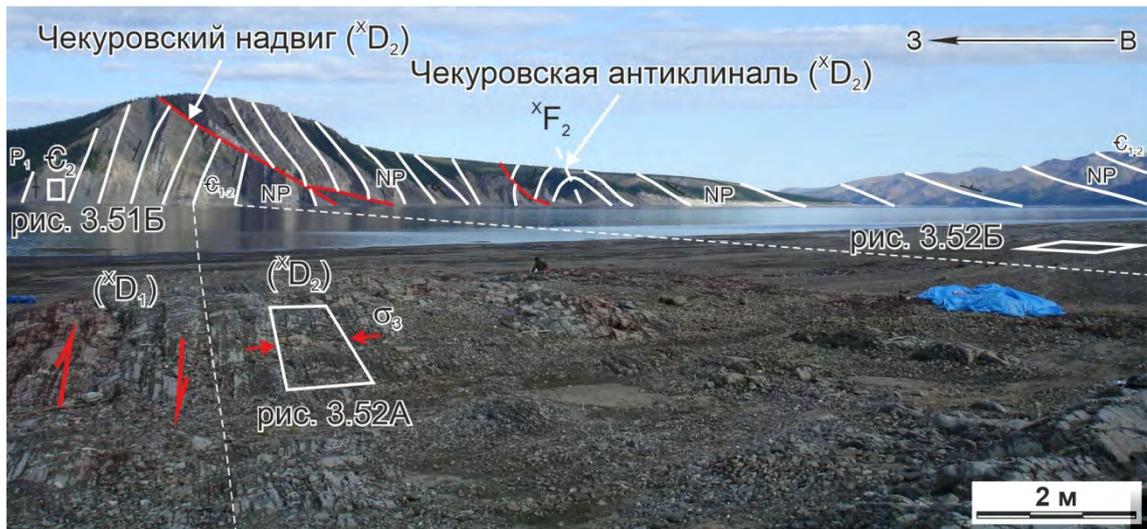
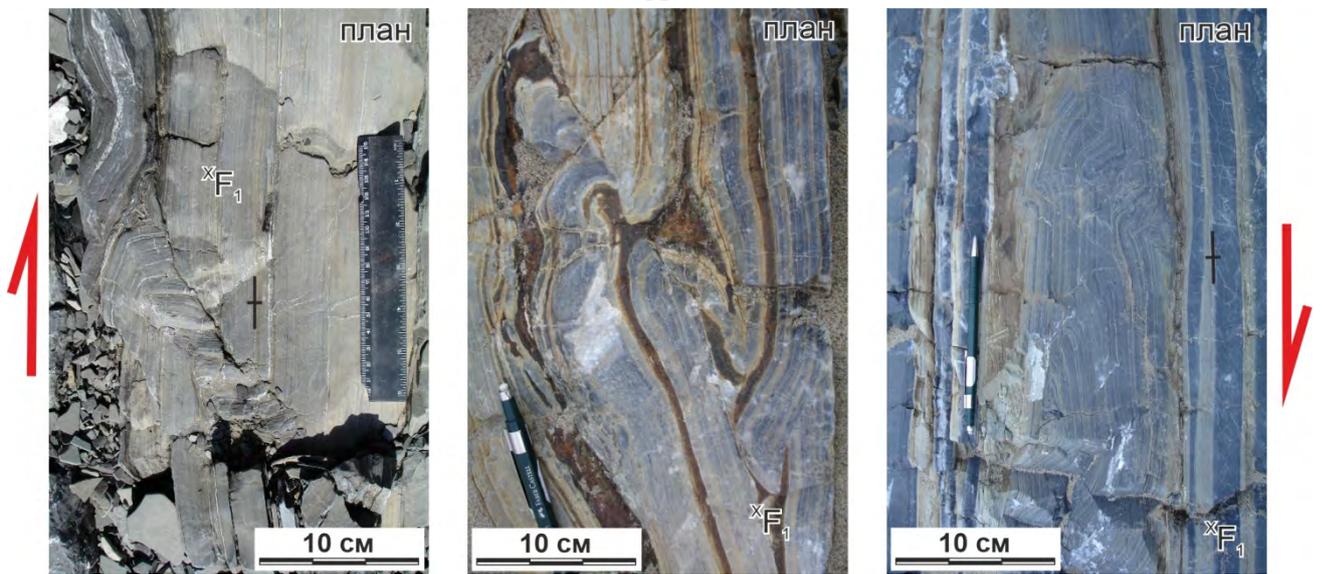


Рисунок 3.50. Стереогаммы полюсов складчатых и разрывных структур в домене «Чекуровский». А – слоистость, Б – трещиноватость, В – разломы, Г – жилы.

Деформационные структуры первого этапа ($X D_1$) представлены мелкомасштабными надвигами со смещениями от нескольких сантиметров до нескольких метров. Установлено направление смещения на север-северо-запад, почти параллельно простиранию Чекуровской антиклинали и ортогонально к более поздним перемещениям. Эти надвиги в дальнейшем при формировании собственно Чекуровской антиклинали испытывали вращение и в настоящее время они распознаются как сдвиговые нарушения (рисунки 3.51Б, 3.52, 3.53Д–Е). С надвигами $X D_1$ связаны небольшие антиклинали всячего борта и синклинали подошвенного борта.



А



Б

Рисунок 3.51. Взаимоотношения ранних ($x D_1$) и поздних ($x D_2$) деформаций на западном крыле Чекуровской антиклинали (левый борт р. Лены). Местоположение фотографии Б показано на рисунке А.

Второй этап деформации ($x D_2$) связан с основным этапом формирования Чекуровского надвига и Чекуровской антиклинали с опрокинутым западным крылом и относительно пологим (25° – 40°) залеганием пород на восточном крыле. Геометрически аналогичная Булкурская антиклиналь расположена северо-западнее Чекуровской антиклинали. Обе антиклинали интерпретируются как fault-bend-folds, расположенные над рампом в висячем крыле надвига (см. рисунок 3.17). Все наблюдаемые складки являются концентрическими и относятся к цилиндрическому геометрическому типу.

Различные мелкомасштабные структуры $x D_2$ связаны с Чекуровским надвигом и Чекуровской антиклиналью (рисунок 3.53А–Г, Ж). Широко распространены межслоевые надвиги и микродуплексы. Типичны также сопряженные shear-зоны с кулисообразно расположенными кальцитовыми жилами. Ось восстановленного сжатия (σ_3) субнормальна к оси

Чекуровской антиклинали. В ядре антиклинали кливаж имеет локальное распространение. Модель Чекуровского надвига и антиклинали с сопутствующими структурами представлена на рисунке 3.54А.

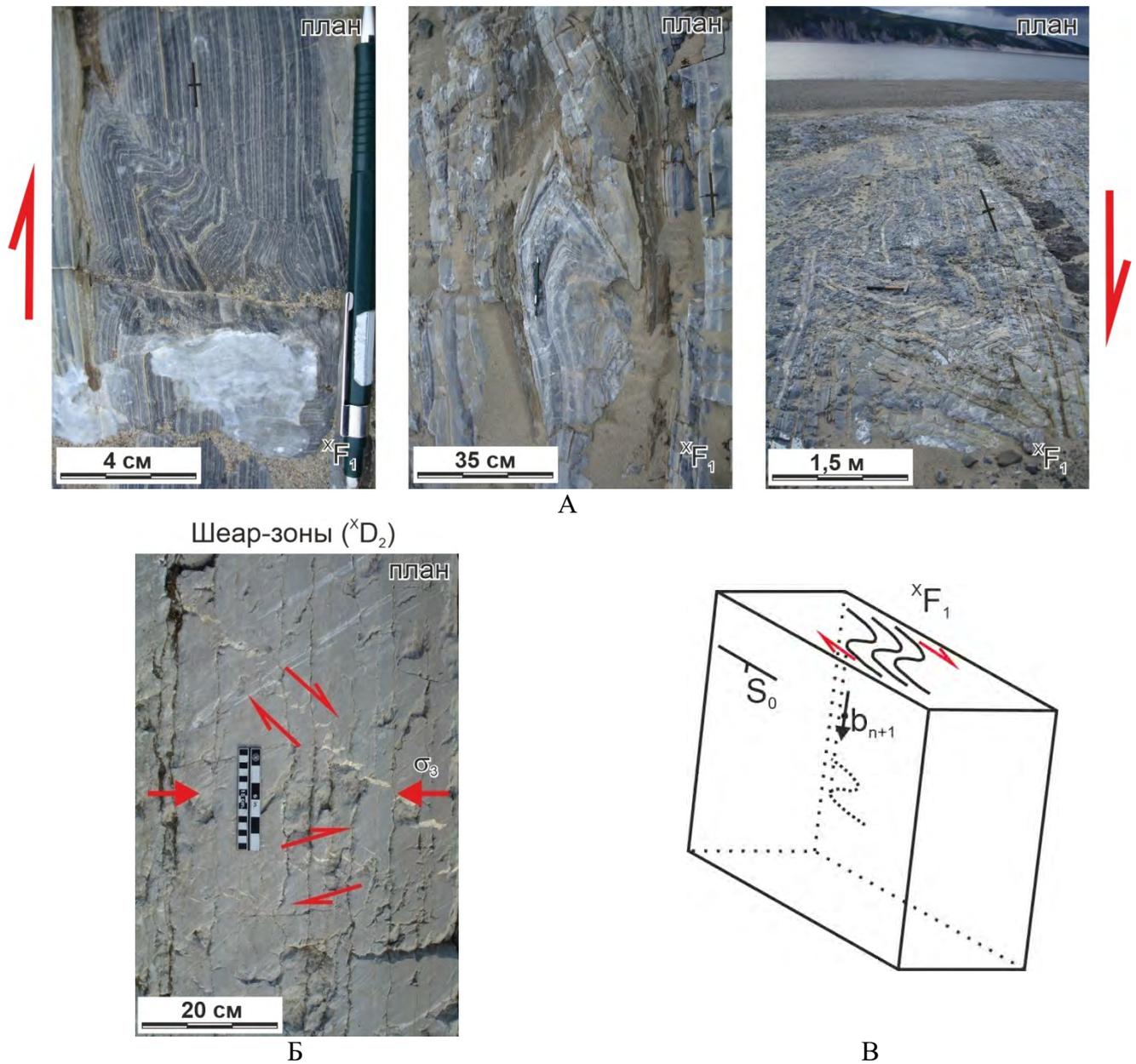
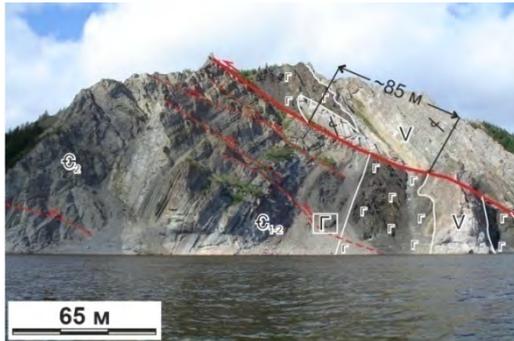


Рисунок 3.52. Примеры структур ранних надвиговых деформаций ($^x D_1$) на западном крыле Чекуровской антиклинали ($^x D_2$). Местоположение фотографий (А и Б) показано на верхнем рисунке 3.51А. В – интерпретация ориентировки структур ($^x D_1$).

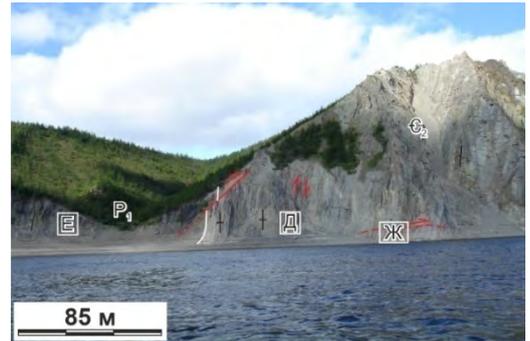
В подошве Чекуровского надвига отмечаются многочисленные надвиги с небольшим смещением восток-северо-восточной вергентности, ориентированные в противоположном Чекуровскому надвигу направлении (рисунки 3.53В, Ж, 3.54Б). Эти надвиги часто имеют сдвиговую составляющую смещения.



А



Б



В



Г



Д



Е



Ж

Рисунок 3.53. А – западное крыло Чекуровской антиклинали, Б – Чекуровский надвиг (деталь рис. А), В – «обратные» надвиги восточной вергентности (деталь рис. А), Г – малоамплитудные складки X_{F_2} (деталь рис. Б), Д – микродуплекс (X_{D_1}) (деталь рис. В), Е – межслоевой надвиг в опрокинутом крыле Чекуровской антиклинали (X_{D_1}) (деталь рис. В), Ж – малоамплитудный «обратный» надвиг и сопровождающая его shear-зона (X_{D_2}) (деталь рис. В).

Вероятнее всего, эти «обратные» (ориентированные в противоположную сторону к направлению генерального тектонического транспорта) надвиги являются частью треугольной надвиговой зоны, в которой происходит локальная деформация и компенсация перемещений, связанных со смещением по Чекуровскому надвигу. Такие структуры широко распространены во фронтальных частях складчато-надвиговых поясов [напр. Price, 1986; Twiss, Moores, 1992; Fossen, 2016].



Рисунок 3.54. Модель взаимоотношения деформаций первых двух этапов на крыльях и в ядре Чекуровской антиклинали (А) и система ориентированных в противоположном направлении надвигов в восточном крыле Чекуровской антиклинали (Б).

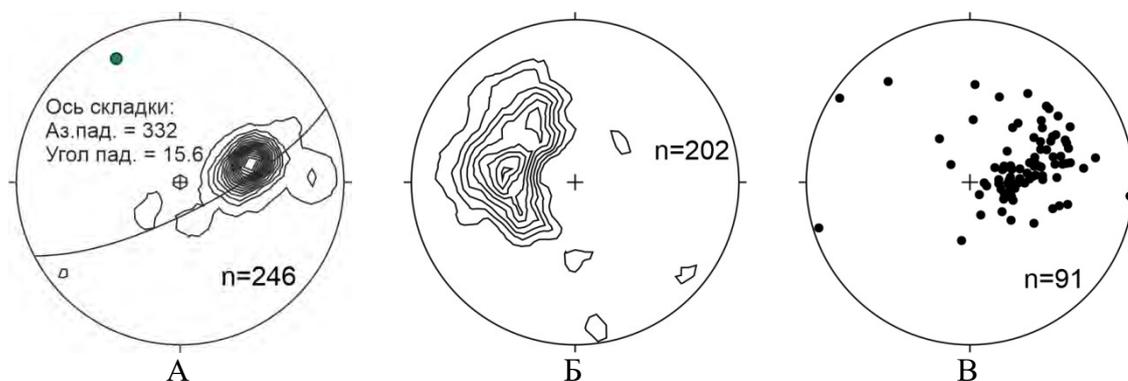


Рисунок 3.55. Стереограммы полюсов складчатых и разрывных структур в домене «Чуча». А – слоистость, Б – трещиноватость, В – разломы.

По данным массовых замеров элементов залегания слоистости было установлено, что рассчитанная ось складчатости в домене «Чуча» имеет аз. пад. 332° и $\angle 16^\circ$ (246 замера), то есть простирание складчатых структур на этом участке север-северо-западное (рисунок 3.55А).

Тектоническая трещиноватость. В домене «Чекуровский» трещиноватость имеет две основные ориентировки – северо-западную и северо-восточную (рисунок 3.50Б), в то время как в домене «Чуча» – преобладающую север-северо-восточную (рисунок 3.55Б).

Трещины не имеют литологического контроля, пересекая все породы, однако интенсивность их проявления увеличивается от песчаников к более мелкозернистым породам. Местами трещины северо-восточного и север-северо-восточного простирания формируют крупные стенки обнажений. По отношению к оси Чекуровской антиклинали трещиноватость является либо поперечной (домены «Чекуровский» и «Чуча»), либо продольной (домен «Чекуровский»). Как правило, при формировании складчатости и связанной с ней тектонической трещиноватости образуются как поперечные, так и продольные трещины, однако, в домене «Чуча» последние проявлены очень слабо.

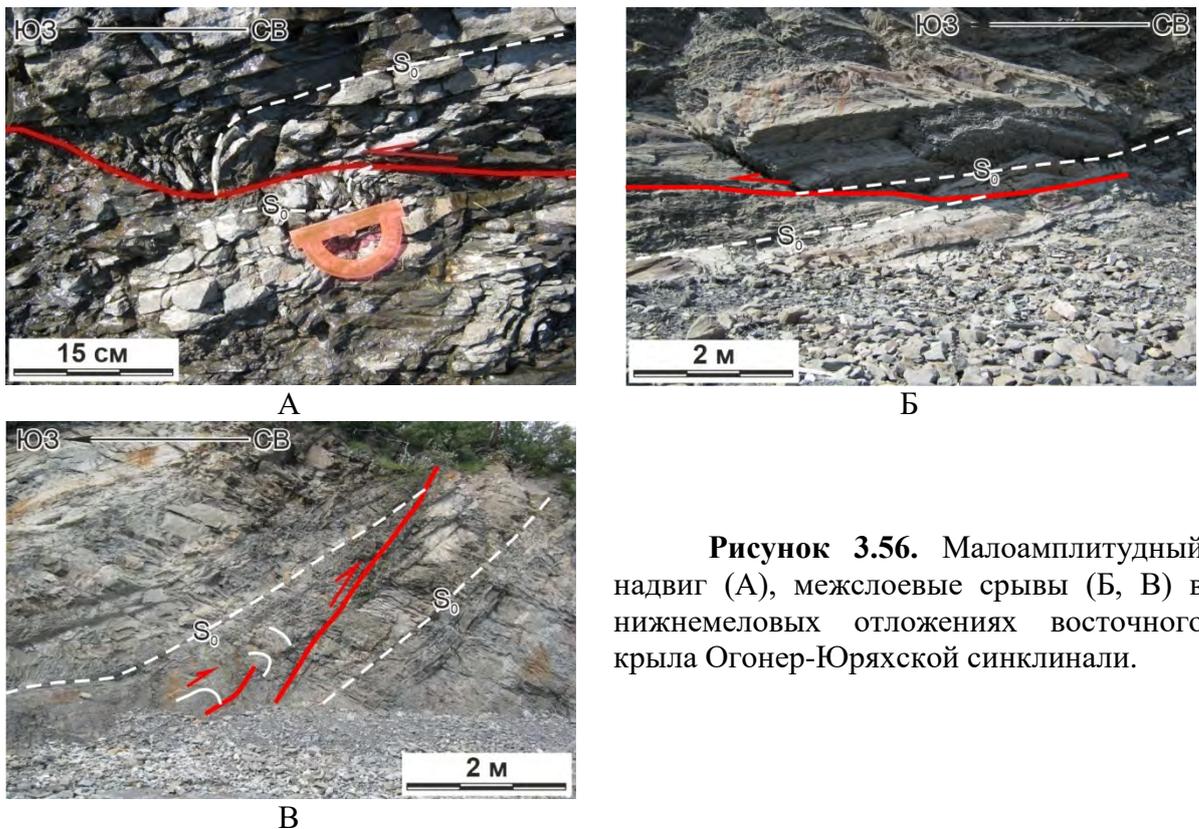


Рисунок 3.56. Малоамплитудный надвиг (А), межслоевые срывы (Б, В) в нижнемеловых отложениях восточного крыла Огонер-Юряхской синклинали.

Разломы. Надвиговые дислокации наиболее распространены среди разрывных нарушений со смещениями. Наиболее эффективным из них является Чекуровский надвиг с амплитудой горизонтального перемещения 60 м, осложняющий западное крыло одноименной антиклинали (рисунок 3.53А). Данное разрывное нарушение сопровождается многочисленными оперяющими разрывными и складчатыми структурами. Так, в лежащем крыле надвига локализуются различные мелкоамплитудные складки, межслоевые срывы надвиговой кинематики, реже встречаются микродуплексы и обратные надвиги. В висячем крыле наблюдается система мелкоамплитудных и направленных в разные стороны надвигов (рисунок 3.54Б).

В целом среди малоамплитудных надвигов можно выделить две группы – западной и восточной вергентности. Локализуются они в зонах переслаивания песчаников с алевролитами и аргиллитами (рисунок 3.56А). Они представлены межслоевыми надвиговыми срывами, пологими надвигами и взбросами, однако, полевые наблюдения позволяют считать, что и те и другие имеют единую природу, образуясь сначала в виде межслоевых срывов, потом пересекая слоистость под небольшими углами, трансформируясь по восстанию в крутые взбросы (рисунок 3.56Б, В). Кроме того, надвиги пересекают пласты песчаников ступенчато, под небольшими (по отношению к слоистости) углами. Местами наблюдаются ассоциирующие с надвигами мелкие асимметричные рамповые складки, реже взбросо-складки (рисунок 3.57А, Б). Образование последних связано с явлениями послойного срыва, происходившими на разных горизонтах еще полого залегающих осадочных отложений на ранних стадиях складчато-надвиговых деформаций. Смещение по надвигам незначительное, не более первых метров (рисунок 3.57В); в основном первые десятки сантиметров (рисунок 3.57Г). Большинство надвигов имеют западную вергентность, однако, ближе к западному флангу разреза встречаются надвиги противоположного направления.

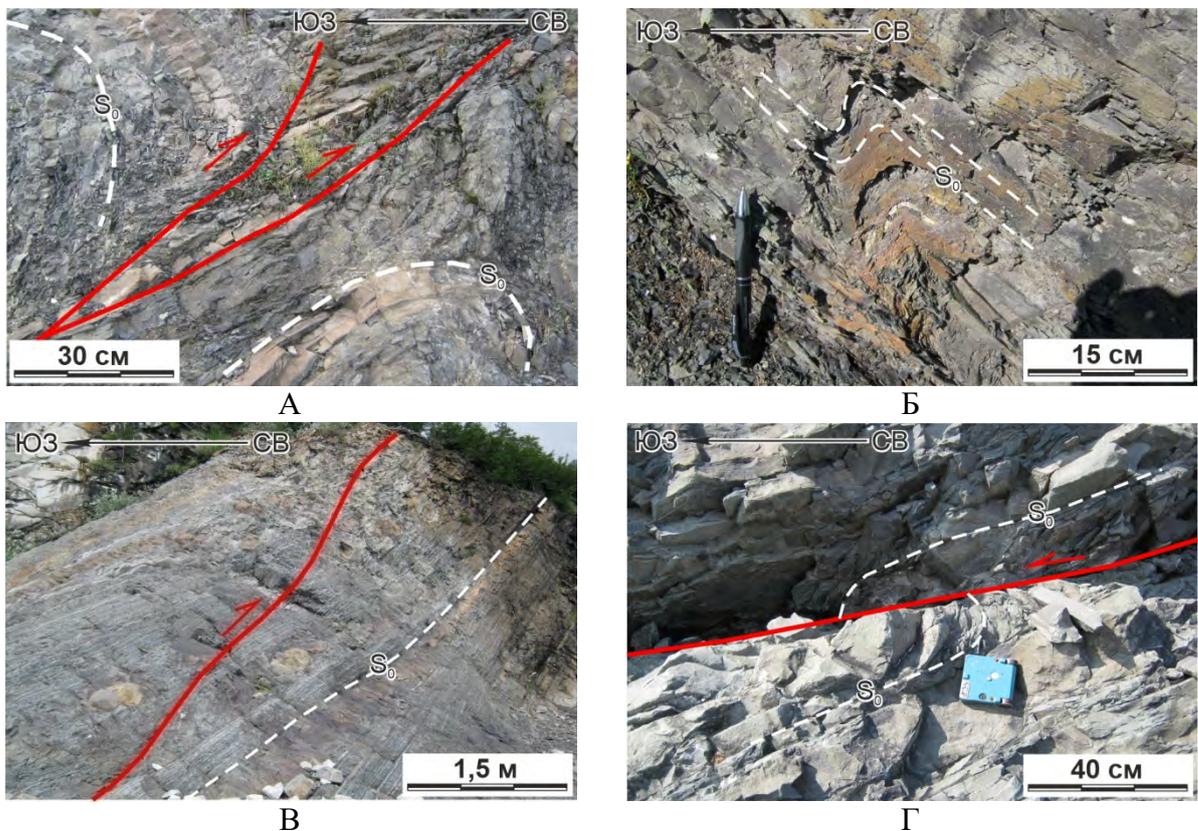


Рисунок 3.57. Ассоциирующие с надвигами взбросо-складки (А) и мелкие асимметричные рамповые складки (Б), надвиги со смещением в первые метры (В) и в первые десятки сантиметров (Г) в нижнемеловых толщах Огонер-Юряхской синклинали.

Наличие обратных надвигов косвенно подтверждает предположение о формировании Чекуровской складки в результате компенсации перемещений при пододвигании западных крыльев фронтальных рамповых антиклиналей, что характерно для так называемых вдвиговых клиньев (треугольных зон), или вдвигов при формировании дуплексов с пассивной кровлей (рисунок 3.58А-В) [Прокопьев, Дейкуненко, 2001а]. Межслоевые надвиговые срывы имеют строго северо-восточное простирание. Сместители пологих надвигов отличаются более разбросанными значениями элементов залегания и иногда ориентированы субширотно. Взбросы характеризуются еще большим разбросом значений элементов залегания сместителей и зачастую имеют северо-западное и субдолготное простирание. Обратные надвиги преимущественно субширотные. Однако для всех надвиговых деформаций преобладающим является северная ориентировка, то есть они расположены под острым углом по отношению к складчатости (рисунок 3.50В, 3.55В).

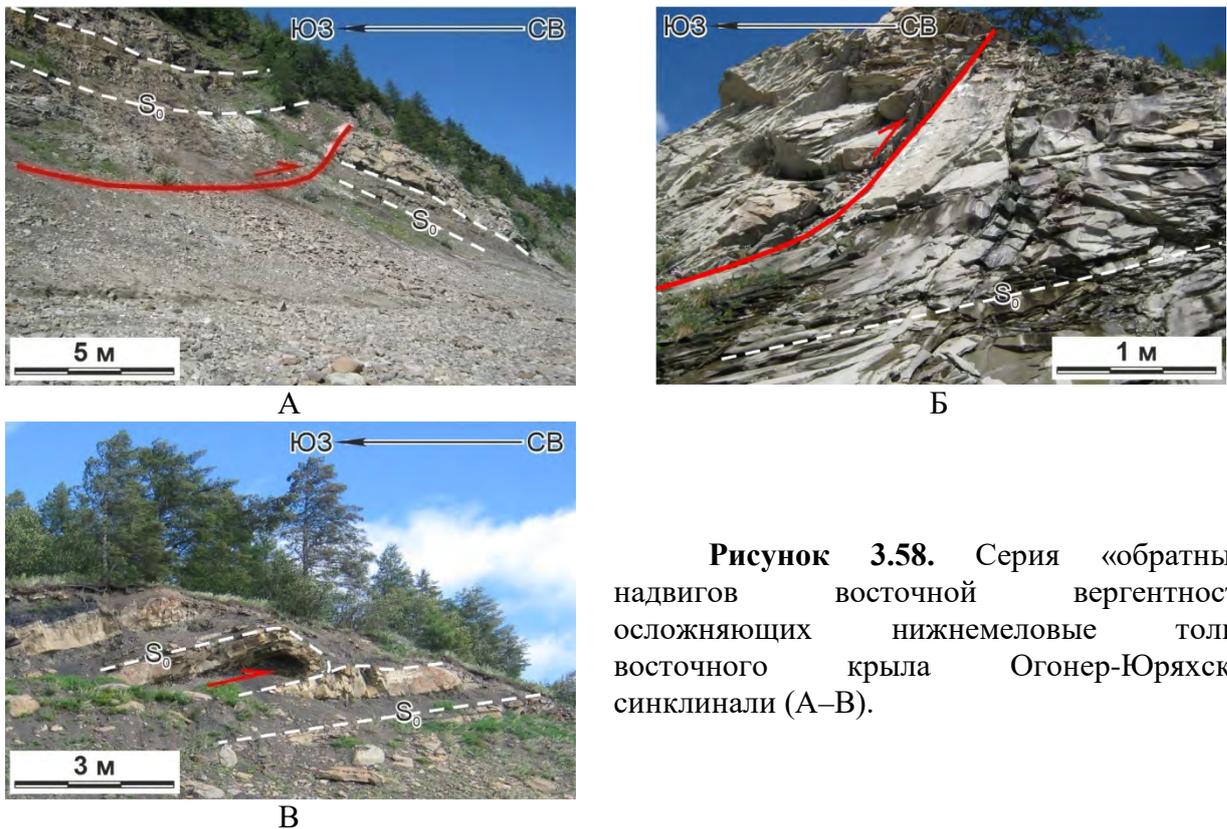


Рисунок 3.58. Серия «обратных» надвигов восточной вергентности, осложняющих нижнемеловые толщи восточного крыла Огонер-Юряхской синклинали (А–В).

Таким образом, совпадение ориентировки межслоевых надвиговых срывов, пологих надвигов и большинства взбросов свидетельствует об их одновременном формировании в едином поле тектонических напряжений. Совпадение ориентировок надвиговых дислокаций и тектонической трещиноватости может также указывать на синхронность их происхождения во втором этапе деформации XD_2 , установленном в этом районе.

Сдвиги редки и имеют северо-восточное и субширотное простирания. Встречаются как левые, так и правые сдвиги, а также комбинированной кинематики – сбросо-сдвиги и взбросо-сдвиги (рисунок 3.59А, Б). Смещения по ним небольшие – первые десятки сантиметров, реже первые метры. Эти сдвиги генетически связаны со складчатостью и надвигами второй генерации, и являются по отношению к ним трансферными [Прокопьев и др., 2004б].

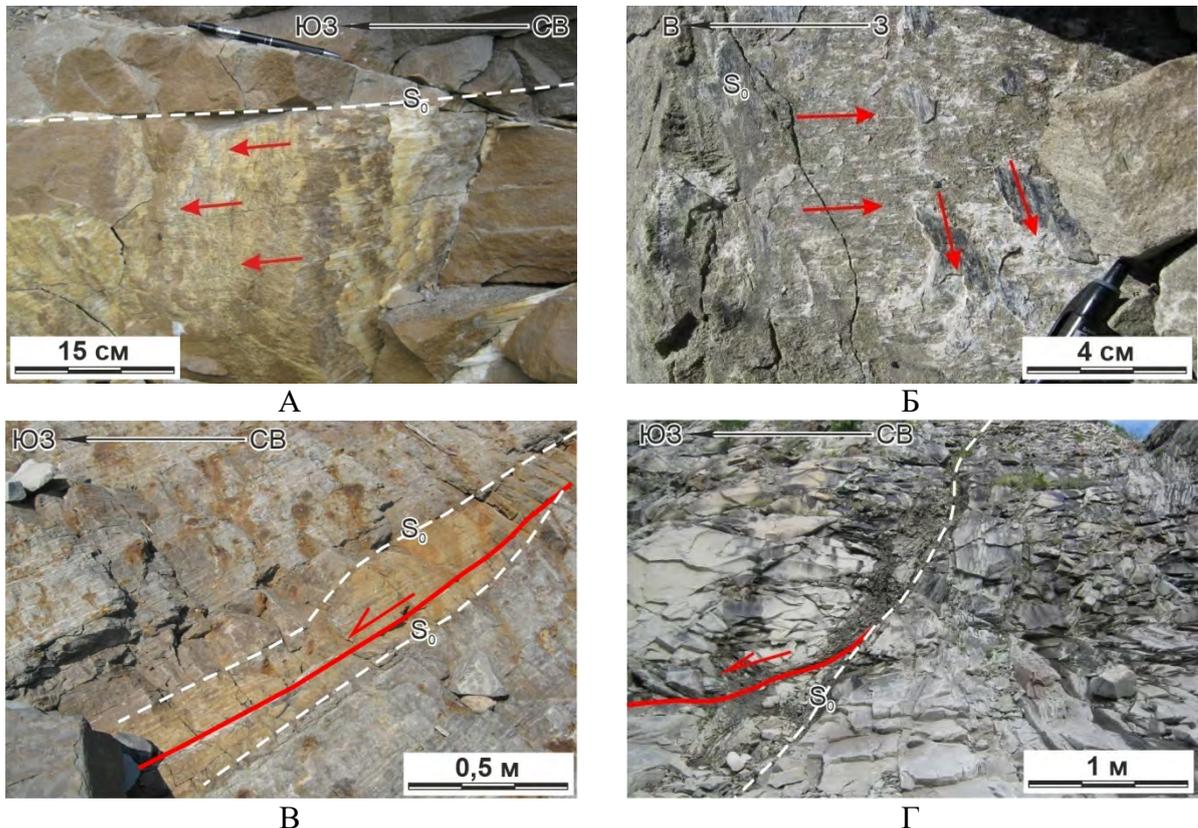


Рисунок 3.59. Зеркало скольжения на поверхности сместителя правого сдвига (А), две разноориентированные штриховки на зеркале скольжения межслоевого срыва (Б), сбросы (В, Г) в нижнемеловых породах восточного крыла Огонер-Юряхской синклинали.

Редкие сбросовые разрывные нарушения имеют преобладающее северо-восточное простирание. Встречаются единичные сбросы субширотного и северо-западного простирания. Разрывы малоамплитудны, смещения по ним не превышают первых дециметров (рисунок 3.59В, Г). Отличительной особенностью является небольшой наклон сместителей (не более 60°). Эти структуры явно связаны со складчато-надвиговыми деформациями второго этапа ($^X D_2$).

Трещины отрыва представлены кварцевыми жилами. Жилы имеют северо-восточное простирание, являясь субортогональными к складчатости (рисунок 3.50Г).

Крупные разломы. На территории Чекуровской антиклинали проявлены два наиболее крупных разлома, первым из которых является одноименный надвиг. Второй, расположенный на западном крыле Чекуровской антиклинали, определялся предыдущими исследователями как

правый сдвиг второго деформационного этапа. Однако полевые наблюдения обнаруживают значительную надвиговую составляющую на западном окончании этого разлома (рисунок 3.60А-В).

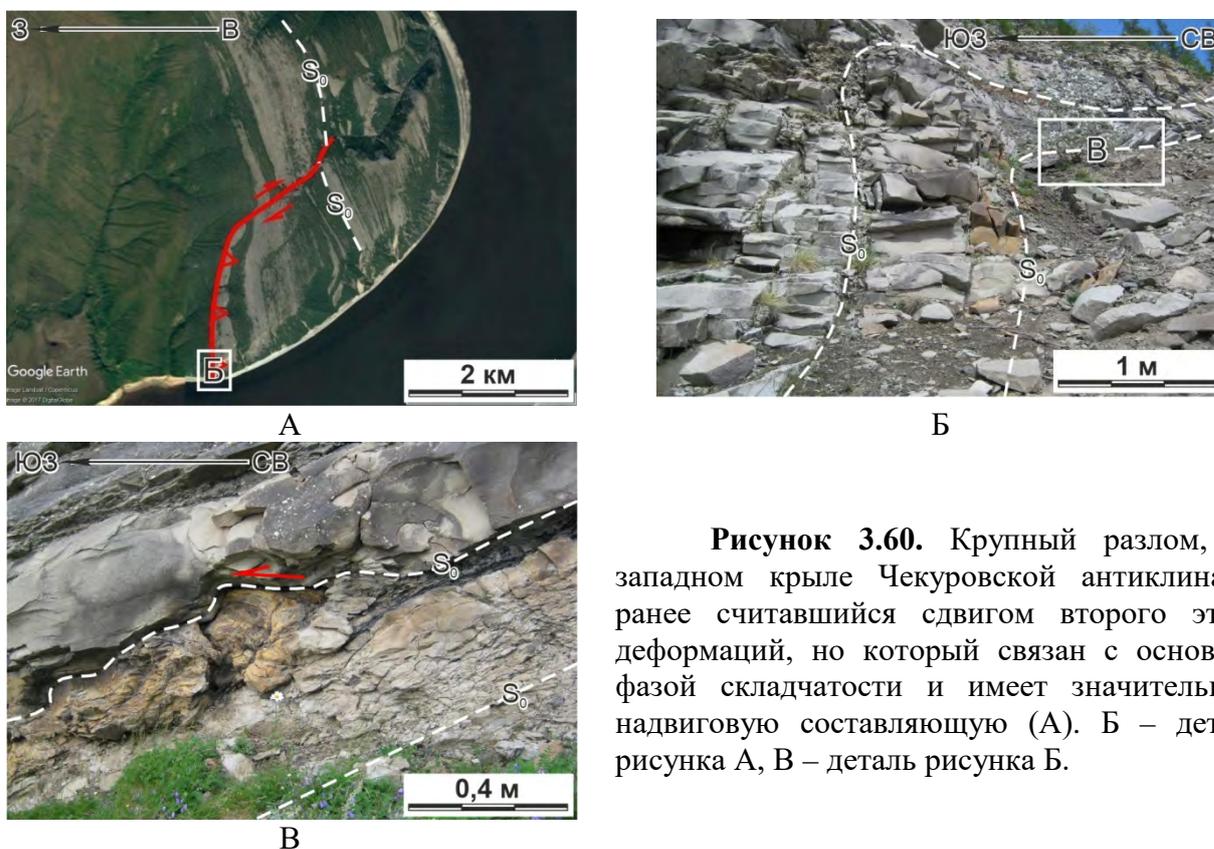


Рисунок 3.60. Крупный разлом, на западном крыле Чекуровской антиклинали, ранее считавшийся сдвигом второго этапа деформаций, но который связан с основной фазой складчатости и имеет значительную надвиговую составляющую (А). Б – деталь рисунка А, В – деталь рисунка Б.

3.2.4. Оси палеонапряжений

В целом, простирание основной складчатости в Хараулахском сегменте ВСНП испытывает плавный разворот в направлении с юга на север: в доменах «Чекуровский» и «Чуча» – северо-западное и север-северо-западное, в домене «Кенгдей» – север-северо-восточное, в домене «Тас-Ары» – субдолготное, в доменах «Полигон» и «Быковский» – северо-западное и в домене «Крестях» – север-северо-западное простирания. Простирание оси складчатости в доменах «Столб» и «Тит-Ары» близко к Усть-Оленекской антиклинали – субширотное и запад-северо-западное, соответственно [Васильев, 2015а, б, в; Васильев, Прокопьев, 2016].

Рассчитанное направление сжатия, под действием которого были сформированы основные складчатые структуры территории – аз. пр. $4-28^{\circ} - 184-208^{\circ}$ для Усть-Оленекской системы складок и для доменов Хараулахского сегмента (домены «Столб», «Тит-Ары»). Для структур доменов «Быковский», «Полигон», «Чекуровский», «Чуча» рассчитанные оси сжатия ориентированы в северо-западном и север-северо-западном направлении (аз. пр. $46-60^{\circ} - 226-$

242°); в доменах «Крестях», «Тас-Ары», «Кенгдей» – север-северо-западного, субдолготного и север-северо-восточного (аз. пр. 76–102° – 256–282°).

Таблица 2. Значения рассчитанных осей палеонапряжений в Хараулахском сегменте.

Домены	Типы разломов	n	Оси палеонапряжений					
			Растяжения (1)		Промежуточная (2)		Сжатия (3)	
			падение					
			Азимут	∠	Азимут	∠	Азимут	∠
Столб	разной кинематики	7	255.4	59.5	105.7	26.9	8.9	13.2
Быковский	сбросы	9	295.8	5.1	26.0	2.3	140.7	84.4
Крестях	надвиги и взбросы	12	40.6	82.4	165.2	4.4	255.7	6.3
	сдвиги	7	19.5	37.1	141.3	34.9	259.1	33.8
	сбросы	15	62.0	3.1	331.2	14.5	163.8	75.1
Полигон	надвиги и взбросы	60	76.9	83.9	331.8	1.6	241.6	5.9
	сдвиги	46	59.1	73.6	162.7	3.9	253.9	15.8
	сбросы	14	60.7	8.9	330.0	4.2	215.2	80.2
Тит-Ары	надвиги и взбросы	11	22.8	64.7	285.4	3.5	193.8	25.0
	сдвиги	14	138.7	32.7	309.3	57.0	45.9	4.3
	сбросы	5	285.7	11.5	17.0	6.4	135.6	76.8
Тас-Ары	надвиги и взбросы	9	78.8	61.1	341.6	3.9	249.5	28.5
	сбросы	14	245.2	10.1	335.9	3.6	85.5	79.3
Кенгдей	надвиги и взбросы	31	79.7	83.6	186.3	1.8	276.5	6.1
	сдвиги	9	35.7	56.0	250.8	28.9	151.5	16.4
	сбросы	7	290.8	25.1	199.2	3.5	101.8	64.6
Чекуровский	надвиги и взбросы	38	46.6	75.1	142.1	1.5	232.5	14.8
	сдвиги	27	60.1	54.3	191.5	25.4	293.3	23.3
	сбросы	6	246.3	13.0	154.8	6.8	37.6	75.3
Чуча	надвиги и взбросы	31	145.7	81.4	334.4	8.5	244.2	1.3
	сдвиги	16	286.6	41.5	137.9	44.0	31.5	16.2
	сбросы	4	248.6	6.2	339.2	5.6	111.1	81.6

n – количество замеров.

На большинстве участков преобладающим типом разломов являются надвиги и взбросы. В домене «Тит-Ары» встречается примерно равное количество, как надвигов, так и сдвигов, в домене «Крестях» удалось замерить равное количество надвигов и сбросов. Сбросы являются преобладающим типом разломов в доменах «Быковский» (где других типов разломов вообще не было установлено) и «Тас-Ары». В домене «Столб» было обнаружено всего 3 разлома (2 сброса и 1 надвиг, произведено 7 замеров ориентировки штриховок на их зеркалах скольжения), в связи с чем была построена общая стереограмма, объединяющая оба типа разломов. Оси палеонапряжений показаны в рисунках 3.61–3.64, а их значения в таблице 2.

Надвиги и взбросы. Рассчитанные оси сжатия для надвигов и взбросов ориентированы по аз. пр. 232–256° под $\angle 1-15^\circ$. Более крутой угол ($\angle 28^\circ$) имеет ось сжатия для структур домена «Тас-Ары». Для домена «Кенгдей» ось сжатия имеет аз. пад. $276^\circ \angle 6^\circ$. Ось сжатия в доменах «Тит-Ары» и «Столб» ориентирована по аз. пр. 9–14° $\angle 13-25^\circ$ и близка таковой для структур

Оленекского сектора. Оси сжатия для надвигов и взбросов на каждом участке, в целом, субортогональны шарнирам складчатых структур ($71-110^\circ$).

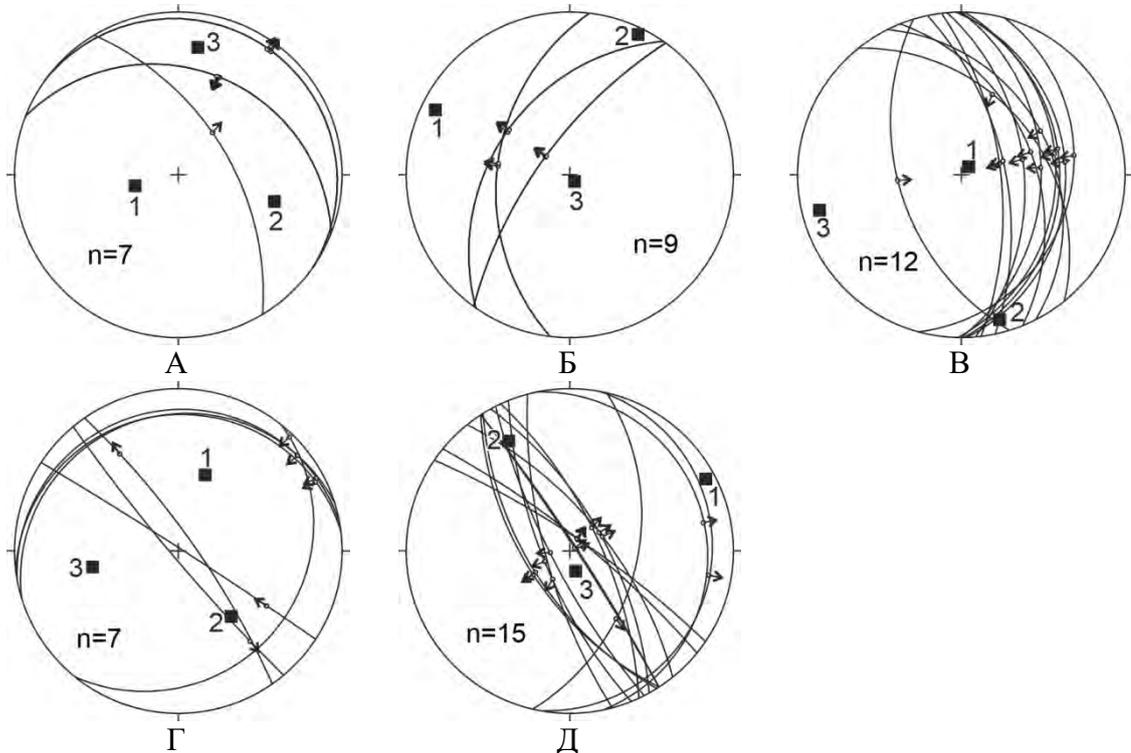


Рисунок 3.61. Стереогаммы с рассчитанными осями палеонапряжений в Быковском антиклинории. А – разломы в домене «Столб», Б – сбросы в домене «Быковский»; домен «Крестях»: В – надвиги и взбросы, Г – сдвиги, Д – сбросы. Стрелка показывает движение висячего крыла. 1 – оси растяжения, 2 – промежуточная ось, 3 – оси сжатия.

В домене «Чуча» наблюдается явное преобладание надвигов «обратной», восточной, вергентности. Оси растяжения при этом остаются практически везде субвертикальными, за исключением доменов «Тас-Ары» и «Тит-Ары», где они имеют $\angle 61-65^\circ$. Это соответствует растяжению в присводовой части концентрической складки [Ярошевский, 1981].

Сдвиги. Рассчитанные оси сжатия для сдвигов и надвигов в доменах «Крестях» и «Полигон» являются практически субпараллельными, с разницей 3° и 12° , соответственно. Ось сжатия сдвигов в домене «Чуча» отличается от таковой для надвигов на 33° . Ось сжатия для сдвигов в домене «Тит-Ары» отличается от ориентировки оси, рассчитанной для надвигов, на 32° , что, в целом, близко к направлению оси сжатия для надвигов в домене «Чекуровский» с разницей в 7° . Сдвиги в домене «Чекуровский» были сформированы при ориентировке оси сжатия, отличающейся от таковой для надвигов на 61° . Ее положение близко к направлению оси сжатия для надвигов в домене «Кенгдей» (разница в 17°). Оси сжатия для сдвигов в домене «Кенгдей» отличаются от осей сжатия для надвигов на 35° . Оси растяжения для сдвигов, в

целом, субвертикальны и отличаются лишь в доменах «Крестях» ($19^\circ \angle 37^\circ$), «Тит-Ары» ($139^\circ \angle 33^\circ$) и «Чуча» ($287^\circ \angle 41^\circ$).

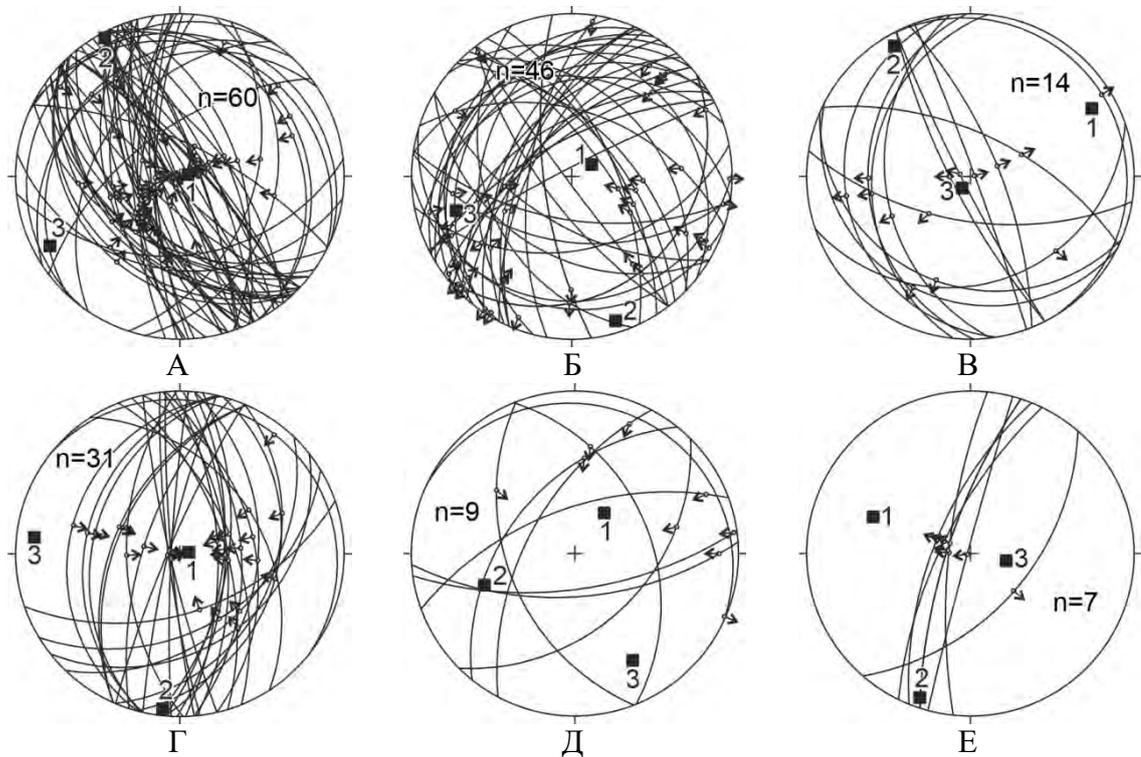


Рисунок 3.62. Стереограммы с рассчитанными осями палеонапряжений в Центрально-Хараулахском синклинии. Домен «Полигон»: А – надвиги и взбросы, Б – сдвиги, В – сбросы; домен «Кенгдей»: Г – надвиги и взбросы, Д – сдвиги, Е – сбросы. Стрелка показывает движение висячего крыла. 1 – оси растяжения, 2 – промежуточная ось, 3 – оси сжатия.

Таким образом, в северной части Хараулахского сегмента рассчитанные оси сжатия для сдвигов и надвигов субпараллельны, в то время как в южной части сегмента они ориентированы под острым углом.

Близкая ориентировка рассчитанных осей сжатия для сдвигов и надвигов в доменах «Крестях» и «Полигон» свидетельствует об их совместном формировании. Согласно модели формирования складок концентрического типа [Ярошевский, 1981] предполагается образование сдвигов на конечной стадии складчато-надвигового этапа деформаций.

Рассчитанные направления осей сжатия для сдвигов и надвигов в доменах «Тит-Ары», «Кенгдей», «Чекуровский» и «Чуча» отличаются на $32\text{--}61^\circ$. Согласно А.Б. Кирмасову [Кирмасов, 2011], напряжение, сформировавшее складчато-надвиговые структуры, достигает в конце концов того предельного значения, при котором надвиговые деформации не могут эффективно релаксировать, и происходит деформационное упрочнение. Поскольку при этом стресс не прекращается, деформация постепенно переходит на другой структурный уровень, способный эффективно релаксировать напряжение перемещением и поворотами блоков друг

относительно друга по разрывам. Величина касательного напряжения (оси сжатия для сдвигов) приблизительно равна величине нормали (оси сжатия для надвигов) при отклонении изучаемого вектора от последнего на $\sim 45^\circ$ [Кирмасов, 2011]. В результате в конце второй стадии складчато-надвигового этапа деформаций величина вклада сдвигов в деформацию становится приблизительно равной величине вклада надвигов, что позволяет выделять конец второй стадии как надвиго-сдвиговой.

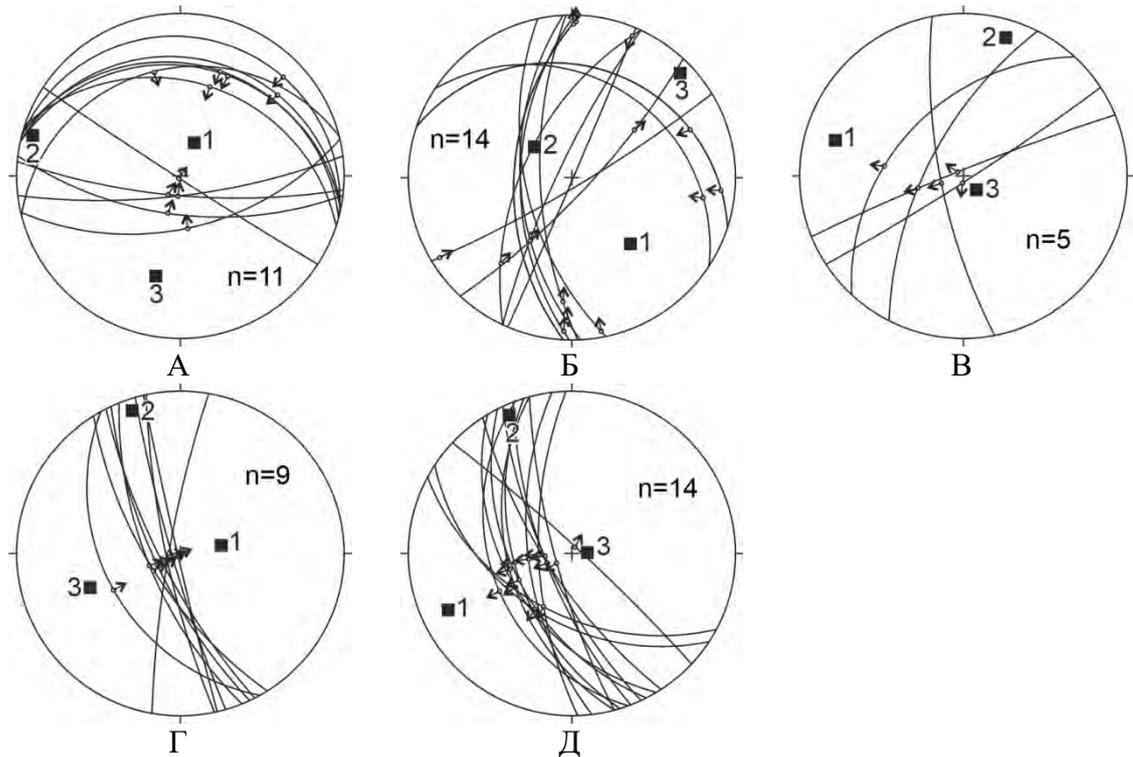


Рисунок 3.63. Стереогаммы с рассчитанными осями палеонапряжений в Хараулахском антиклинории. Домен «Тит-Ары»: А – надвиги и взбросы, Б – сдвиги, В – сбросы; домен «Тас-Ары»: Г – надвиги и взбросы, Д – сбросы. Стрелка показывает движение висячего крыла. 1 – оси растяжения, 2 – промежуточная ось, 3 – оси сжатия.

Сбросы. В Хараулахском сегменте сбросовые деформации проявлены достаточно широко [Васильев, 2015а, б, в; Васильев, Прокопьев, 2016]. Рассчитанная ось растяжения имеет две разнонаправленные ориентировки: северо-восточную – аз. пад. $61-62^\circ - 245-249^\circ \angle 3-13^\circ$ и северо-западную – аз. пад. $286-296^\circ \angle 5-25^\circ$. Векторы растяжения северо-восточного простирания субпараллельны рассчитанным осям сжатия для надвигов, что позволяет предполагать их формирование в одном поле напряжения с основной складчатостью региона. Согласно модели В. Ярошевского [1981], они могли образовываться в присводовых частях складок. Рассчитанные оси растяжения северо-западной ориентировки остаются неизменными для всего Хараулахского сегмента, ассоциируют со сбросами, ограничивающими кайнозойский Кенгдейский грабен, и могут быть связаны с палеогеновым растяжением в смежной акватории

моря Лаптевых. Рассчитанные оси сжатия для всех сбросов ориентированы субвертикально ($\angle 65-84^\circ$).

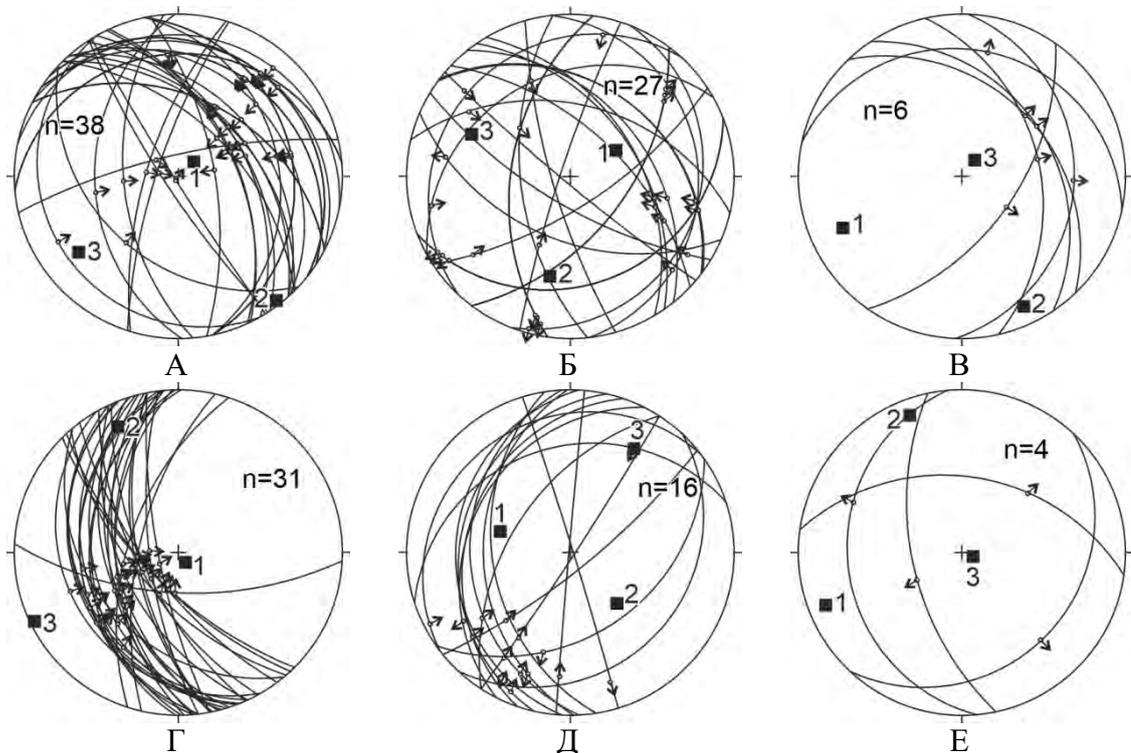


Рисунок 3.64. Стереогаммы с рассчитанными осями палеонапряжений в Чекуровской антиклинали. Домен «Чекуровский»: А – надвиги и взбросы, Б – сдвиги, В – сбросы; домен «Чуча»: Г – надвиги и взбросы, Д – сдвиги, Е – сбросы. Стрелка показывает движение висячего крыла. 1 – оси растяжения, 2 – промежуточная ось, 3 – оси сжатия.

Проведенные нами исследования позволили сделать следующие выводы:

1. Деформационные структуры Хараулахского сегмента ВСНП были образованы в познемезозойское-раннекайнозойское время в четыре этапа деформаций – три ранних складчато-надвиговых XD_1 , XD_2 и XD_3 , и поздний – растяжения XD_4 .

2. Складчатость первых трех этапов деформации по своей геометрии и морфологии является концентрической, цилиндрической, реже конической.

3. Кливаж проявлен дискретно: наиболее интенсивный проникающий кливаж характерен для Центрально-Хараулахского синклинория и Быковского антиклинория, где развиты более мощные толщи карбона, перми и триаса. Во фронтальных структурах Хараулахского антиклинория кливаж непроникающий.

4. Возраст деформаций первых двух этапов XD_1 и XD_2 – до кампан-сантонский, т.к. складки пермских отложений в Центрально-Хараулахском синклинории и Быковском антиклинории прорваны дайками долеритов этого возраста. Время проявления третьего этапа сжатия XD_3 – пост-сантонское, но до палеоцен-эоценовое, т. к. наложенные раннекайнозойские

грабены (Кенгдейский, Кунгинский и др.) выполнены отложениями этого возраста. Образование этих грабенов, а также сбросов связано с четвертым этапом деформаций растяжения $X D_4$.

5. Во фронте ВСНП (Чекуровская антиклиналь, Хараулахский антиклинорий) подтверждено присутствие предполагаемого ранее вдвигового клина (треугольной зоны), образовавшейся при формировании дуплекса с пассивной кровлей, в котором происходит локальная деформация и компенсация перемещений, связанных со смещением по Чекуровскому надвигу.

3.3. Складчатые и разрывные структуры Куранахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП

Исследованный район расположен в центральной части Западно-Верхоянского сектора ВСНП, в зоне сочленения Куранахского антиклинория и Сартангского синклинория (рисунок 3.65) [Тектоника, геодинамика..., 2001]. Структурные исследования проводились в сводовой части и восточном крыле Эндыбальской антиклинали и на западном крыле расположенной восточнее Эргенняхской синклинали [Васильев, 2008а, б, 2009а, б; Третьяков и др., 2008; Васильев и др., 2010а; Прокопьев и др., 2010, 2018; Prokoriev et al., 2020]. Здесь локализованы месторождения Мангазейского рудного узла (Нижне-, Верхнеэндыбальское, Безымянное, Вертикальное, Стержневое и Семеновское) [Костин и др., 1997; Задорожный, 2002].

3.3.1. Эндыбальская антиклиналь

Складчатые структуры. Определяющей структурой территории является асимметричная Эндыбальская антиклиналь шириной 10–15 км и протяженностью 60 км с широким и пологим сводом (рисунок 3.65). На ее восточном крыле породы имеют крутое падение, вплоть до опрокинутого залегания (рисунок 3.66); западное крыло относительно пологое (первые градусы). Ядро антиклинали слагают толщи кыгылтасской свиты верхнего карбона – нижней перми, а крылья – нижнепермские породы хорокытской и эчийской свит верхоянского терригенного комплекса (рисунок 3.67). Предполагается, что антиклиналь сформировалась, как и другие складчатые структуры региона, над слепым надвиговым дуплексом, в строении которого участвуют карбонатные и терригенно-карбонатные породы с эвапоритами среднего-верхнего палеозоя, а базальный срыв трассируется в основании среднекаменноугольных отложений (рисунок 3.68) [Прокопьев, Дейкуненко, 2001а]. Эта складчатость образовалась в первый этап деформаций $K D_1$. Толщи прорваны меловыми дайками

гранодиорит-порфиров и Эндыбальским плутоном плагиогранодиорит-порфирового состава [Костин и др., 1997; Задорожный, 2002].

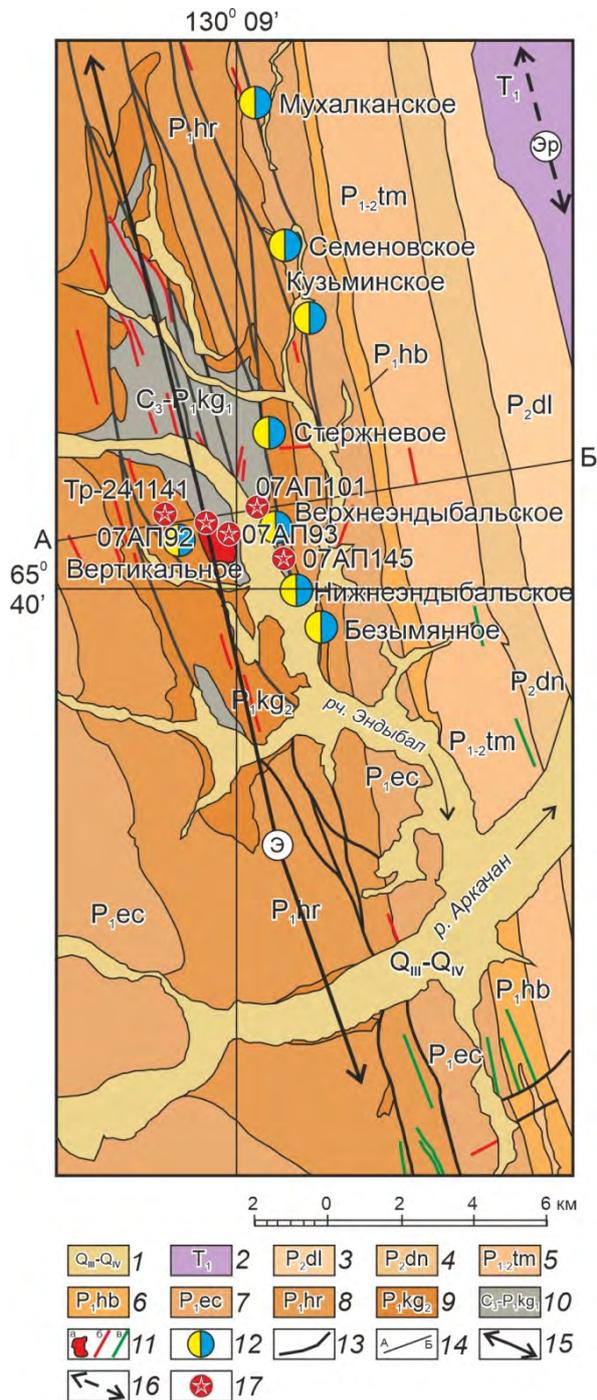


Рисунок 3.65. Геологическая схема Мангазейского рудного узла [по Задорожный, 2002, Prokoriev et al., 2020 с упрощениями и изменениями]:

1–10 – отложения: 1 – четвертичные; 2 – раннетриасовые; верхнепермские (свиты): 3 – дулгалахская, 4 – деленжинская, 5 – тумаринская; нижнепермские (свиты): 6 – хабахская, 7 – эчийская, 8 – хорокытская, 9 – верхняя подсвита кыгылтасской свиты; каменноугольно-нижнепермские: 10 – нижняя подсвита кыгылтасской свиты; 11 – магматические образования мелового возраста: а – плагиогранодиорит-порфиры, б – дайки гранодиорит-порфиров, в – дайки долеритов; 12 – месторождения; 13 – разрывные нарушения; 14 – линия геологического разреза, 15 – ось Эндыбальской антиклинали, 16 – ось Эргенняхской синклинали, 17 – места отбора проб из магматических пород. Буква в кружке: Э – Эндыбальская антиклиналь, Эр – Эргенняхская синклинали.

Цилиндрический характер Эндыбальской антиклинали и других более мелких складок отчетливо виден на стереограмме массового замера элементов напластования, на которой полюса слоистости распределяются по дуге большого круга (рисунок 3.69А). Простирание складчатых структур север-северо-западное, близкое к субдолготному (аз. пад. 168° \angle 2°).

Наблюдения над морфологией складчатых структур показывают, что каких-либо изменений толщины слоев ни на крыльях, ни в замках не происходит, то есть мощности слоев в разных частях складок практически одинаковы, что свидетельствует о проявлении складчатости параллельного концентрического типа, которая образуется путем изгибания слоев в результате межпластового проскальзывания.

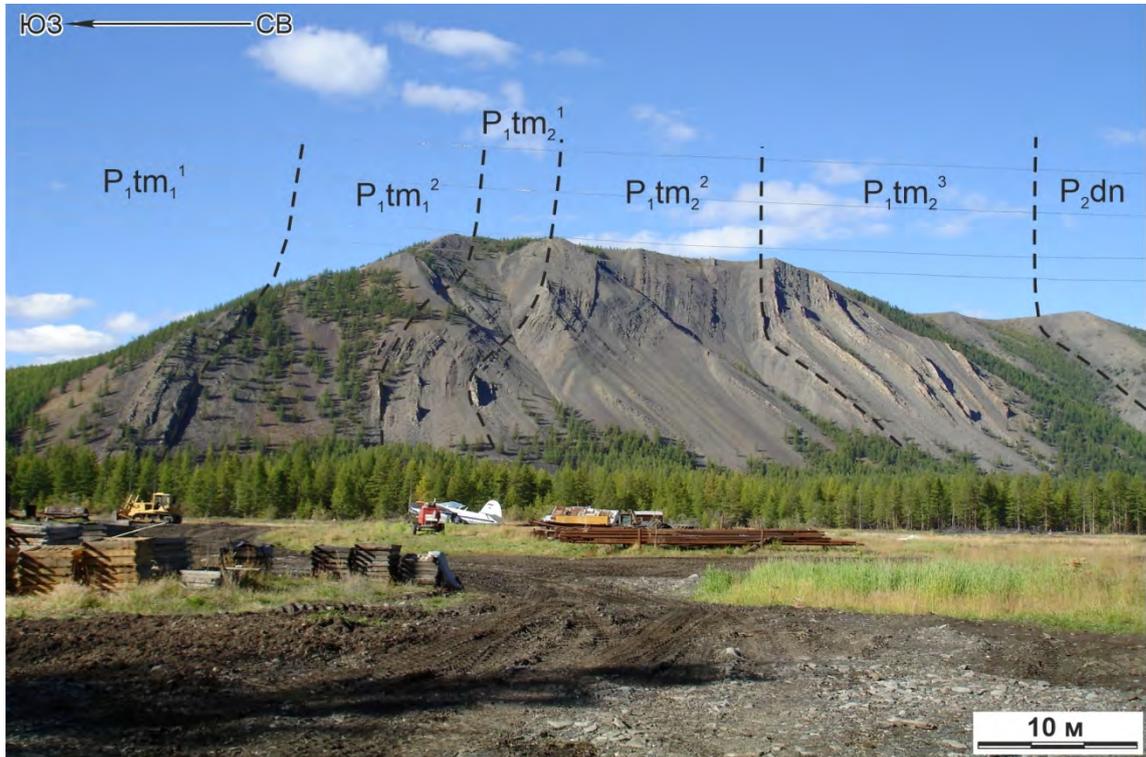


Рисунок 3.66. Восточное (крутое) крыло Эндыбальской антиклинали. P_{1tm} – тумаринская, P_{2dn} – деленжинская свиты.

Складчатость этого типа и разрывные нарушения различной кинематики устанавливаются в осадочных породах, представленных песчаниками или их переслаиванием с алевролитами и аргиллитами. Горизонты глинистых отложений повсеместно подвержены деформациям кливажа.

Таким образом, проявление разных типов тектонических деформаций контролируется литологическим составом пород. В качестве примера можно привести обнажение на левобережье р. Эндыбал в 4,5 км вверх от ее устья. Здесь, в восточном крыле Эндыбальской антиклинали, выходит горизонт осадочных пород общей мощностью около 15 м. Он сложен двумя мощными (5 м) пластами песчаников, нарушенных системой продольных и поперечных тектонических трещин, разделенных кливажированными алевролитами. Песчаники смяты в крупные асимметричные складки концентрического типа, а выше и ниже располагаются толщи алевролитов, пронизанные сквозным кливажем.

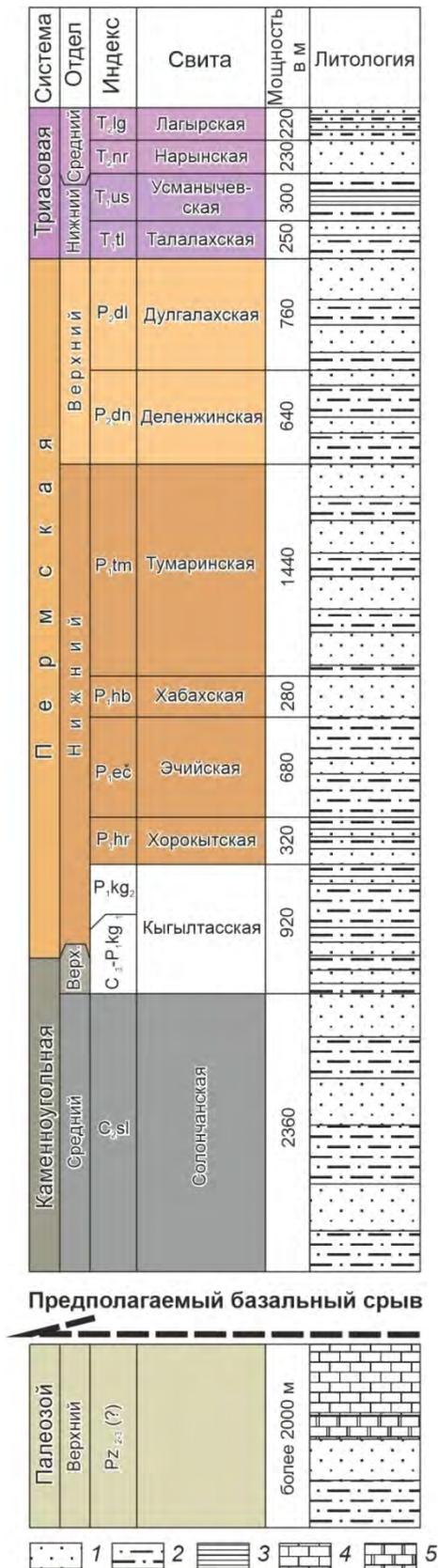


Рисунок 3.67. Схематическая стратиграфическая колонка верхнепалеозойских и триасовых толщ [Иванов, 1980 с упрощениями и изменениями]:

1 – песчаники, 2 – алевролиты, 3 – аргиллиты, 4 – известняки, 5 – доломиты.

Кливаж. Со складчатостью первого этапа KD_1 ассоциирует широко проявленный преимущественно в глинистых пачках интенсивный непроникающий кливаж (рисунок 3.70А), пересекая содержащиеся в них прослои песчаников мощностью до 15–30 см (рисунок 3.70Б).

По форме кливаж сплошной параллельный (рисунок 3.70В); иногда искривляется, огибая рассеянные круглые и овальные стяжения песчаников диаметром до 1 м (рисунок 3.70Г). Толщина микролитонов составляет от 1 до 10 мм, редко более. Ориентировка поверхностей кливажа по всей изученной площади выдержанная субдолготная с азимутами падения 65–75° – 245–255° и углами наклона 70–90°. Более пологие углы наклона (до 30°) характерны для пластового кливажа, который наблюдается в глинистых прослоях в толщах переслаивания их с песчаниками.

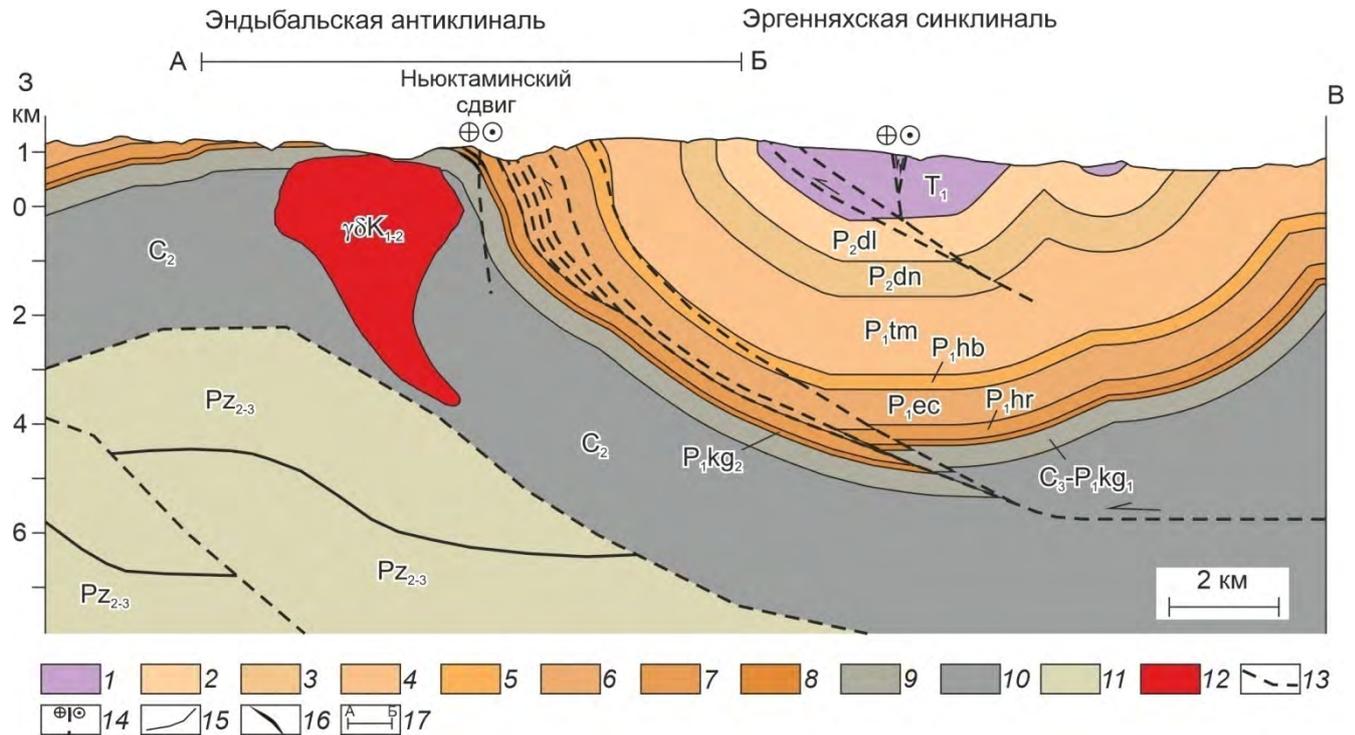


Рисунок 3.68. Геологический разрез через Эндыбальскую антиклиналь и Эргенняхскую синклиналь:

отложения: 1 – нижнетриасовые; верхнепермские (свиты): 2 – дулгалахская, 3 – деленжинская, 4 – тумаринская; нижнепермские (свиты): 5 – хабахская, 6 – эчийская, 7 – хорокытская, 8 – верхняя подсвита кыгылтасской свиты; каменноугольно-нижнепермские: 9 – нижняя подсвита кыгылтасской свиты; 10 – среднекаменноугольные; 11 – средне-верхнепалеозойские нерасчлененные; 12 – плагиогранодиорит-порфировый плутон; 13 – надвиги; 14 – сдвиги; 15 – стратиграфические границы; 16 – межслоевые зоны отрыва заполненные рудным веществом, 17 – линия геологического разреза А–Б, показанная на рисунке 3.65.

Одинаковое север-северо-западное простирание кливажа (аз. пад. 163° ∠2°) и складчатости (рисунок 3.69А и Б) однозначно свидетельствует об их тесной генетической связи и формировании в обстановке горизонтального сжатия восток-северо-восточного направления.

Лишь на одном участке восточного крыла Эндыбальской антиклинали установлен кливаж, направление которого отличается от регионального. На левобережье р. Эндыбал, в 0,7 км ниже устья руч. Сельтен, выделяются два блока, сложенных алевроаргиллитами,

разделенных послойным разломом, выраженным зоной дробления пород мощностью 0,5 м. В нижнем блоке кливаж имеет северо-восточное простирание, а в верхнем блоке сохраняется север-северо-западное направление главного регионального кливажа. При этом азимуты падения и углы наклона осадочных отложений в верхнем и нижнем блоках практически одинаковы. Неизменным остается степень и форма проявления кливажа. Можно предполагать, что в данном обнажении частное отклонение простирания кливажа от главного связано с вращением нижнего блока по плоскостям ограничивающих его послойных разломов.

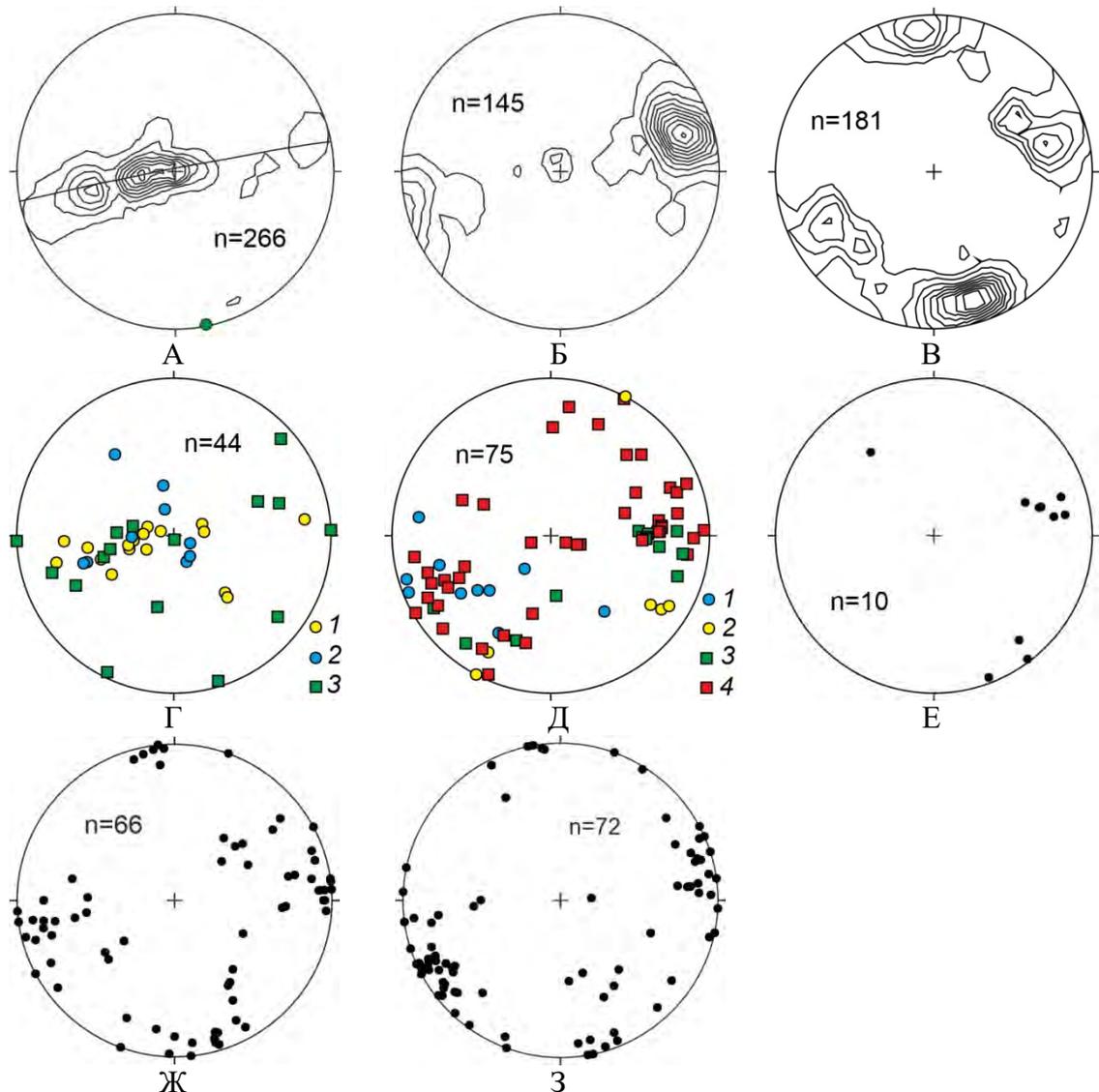


Рисунок 3.69. Стереогаммы полюсов складчатых и разрывных структур Эндыбальской антиклинали:

A – слоистости, *B* – кливажа, *B* – тектонической трещиноватости, *Г* – надвигов и взбросов: 1 – межслоевых срывов ($n=18$), 2 – надвигов ($n=10$), 3 – взбросов ($n=16$); *Д* – сдвигов: 1 – сдвигов, комбинированных со сбросами и взбросами ($n=11$), 2 – левых сдвигов ($n=5$), 3 – правых сдвигов ($n=14$), 4 – сдвигов неопределенной кинематики ($n=45$); *Е* – сбросов, *Ж* – трещин отрыва, 3 – крупных разломов Эндыбальской антиклинали.

Надвиги и взбросы. Надвиговые деформации, связанные с механизмом послойного срыва, локализованы в одном горизонте кыгылтасской свиты, мощностью около 20 м, сложенном переслаивающимися песчаниками и алевролитами (рисунок 3.71А). Наиболее типичный вид деформаций пород в этом горизонте – разлинзование пластов песчаников. Глинистые отложения, часто рассланцованные по напластованию, активно участвуют в разделении слоев песчаников на линзы и будины разной формы (рисунки 3.70Б и 3.72). Они внедряются в слои песчаников снизу, по вертикальным или наклонным трещинам, в том числе надвиговым разрывам, нагнетаясь в межбудинные пространства, разрывая и разрушая слои частично или полностью.

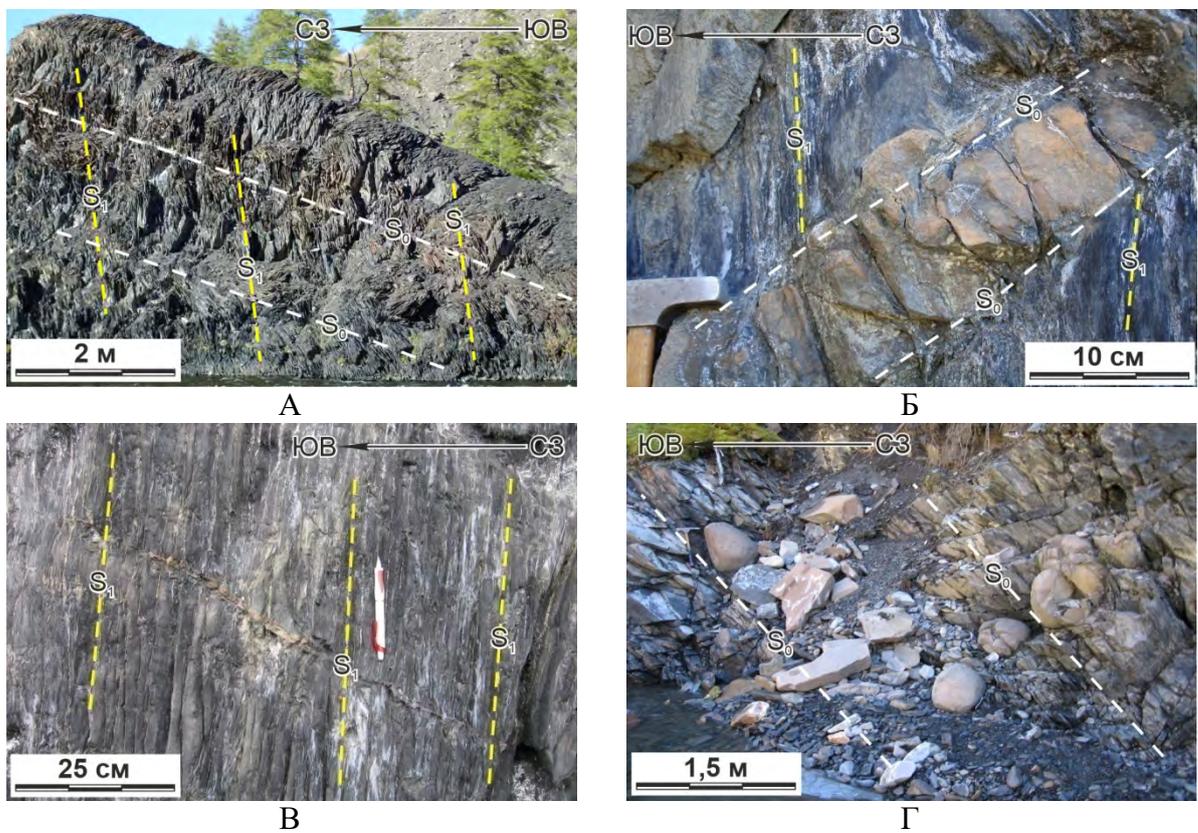
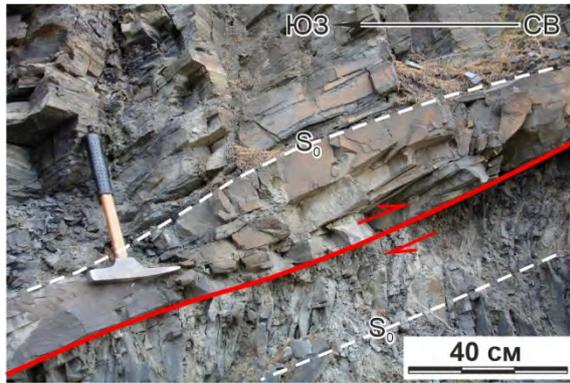


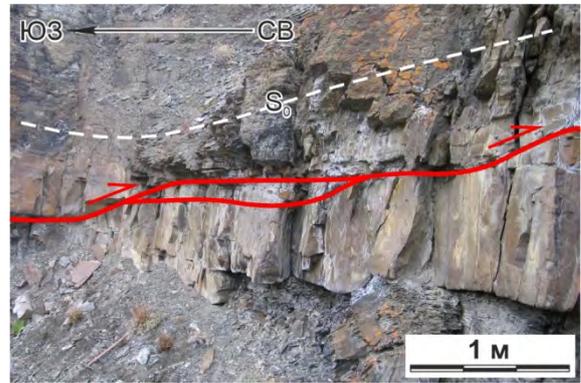
Рисунок 3.70. Интенсивный кливаж, проявленный в глинистых пачках (А), пересекающий содержащиеся в них прослой песчаников мощностью до 15–30 см (Б). По форме кливаж сплошной параллельный (В), иногда искривляющийся, огибая рассеянные круглые и овальные стяжения песчаников диаметром до 1 м (Г).

Надвиговые деформации представлены межслоевыми срывами, надвигами и взбросами, преимущественно север-северо-западного простирания (рисунок 3.69Г). Надвиги пересекают пласты песчаников ступенчато (рисунок 3.71Б) под углами 15–30° с азимутами падения к востоку или западу. Иногда они выражены в форме кулисообразных зон трещин отрыва, заполненных жильным материалом (рисунок 3.71В). Иногда в форме межслоевых зон отрыва заполненных рудным веществом (рисунок 3.71Г). Описанные выше типы деформаций

позволяют уверенно относить их к надвиговым тектоническим структурам, возникшим в результате послойного срыва. К структурам подобного происхождения принадлежат асимметричные послойные складки среди кливажированных алевролитов, в которые смяты упомянутые выше мощные пласты песчаников на левобережье р. Эндыбал (рисунок 3.71Д).



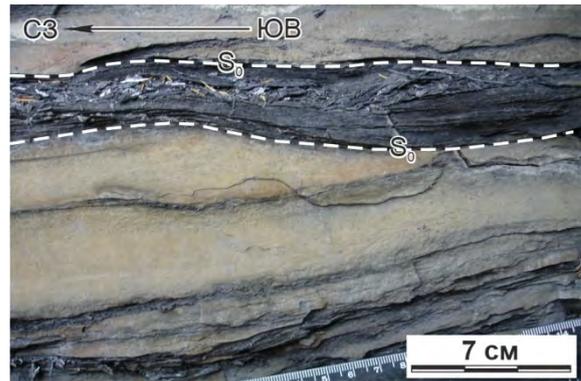
А



Б



В



Г



Д

Рисунок 3.71. Структура и морфология надвигов.

А – межслоевой надвиговый срыв, Б – пологие надвиги, пересекающие пласты песчаников ступенчато, В – кулисообразные зоны трещин отрыва, заполненные кварцем, Г – межслоевые зоны отрыва, заполненные рудным веществом, Д – асимметричная складка на восточном крыле Эндыбальской антиклинали.

Образование этих складок связано с явлениями послойного срыва, происходившего на разных горизонтах еще полого лежащих осадочных отложений на ранних стадиях складчато-надвиговых дислокаций. При завершении формирования складчато-надвиговых тектонических

структур и Эндыбальской антиклинали эти послойные складки срыва, вместе с вмещающими их глинистыми отложениями оказались в его восточном крыле.



Рисунок 3.72. Различные виды будинированных пластов песчаников: А – в толщах сильно кливажированных пород небольшой пласт песчаников, Б – будинированные пласты песчаников в не кливажированных породах, В – крупная будина песчаника.

К структурам послойного срыва могут быть отнесены довольно часто рассланцованные по напластованию слои глинистых отложений в горизонтах переслаивания их с песчаниками. Однако не все они связаны с деформациями послойного срыва. Образование некоторых из них может быть обусловлено раздавливанием, рассланцеванием глинистых слоев среди песчаников в результате межпластового проскальзывания последних относительно друг друга во время формирования Эндыбальской антиклинали концентрического типа.

Тектоническая трещиноватость. Толщи разбиты трещинами и разрывами разного типа, из которых наибольшее распространение имеет тектоническая трещиноватость. Она очень хорошо фиксируется в обнажениях, образуя две ортогональные системы крутонаклонных трещин субдолготного и субширотного направления (рисунок 3.69В), которые иногда пересекаются идеально под прямым углом (рисунок 3.73А). По отношению к структуре Эндыбальской антиклинали субдолготные и субширотные трещины являются соответственно продольными и поперечными. Плоскости трещин достигают очень крупных размеров и иногда формируют стенки обнажений (рисунок 3.73Б). Продольные трещины зачастую выполнены сидеритом (рисунок 3.73В), перетертым и «размазанным» до зеркал скольжения более

поздними сдвиговыми перемещениями (месторождение Безымянное) (рисунок 3.73Г). В целом наши наблюдения лишь подтверждают существование установленной ранее [Костин и др., 1997] в рассматриваемом районе ортогональной системы тектонических трещин субдолготного и субширотного направления, которые относятся к позднемезозойским тектоническим структурам.

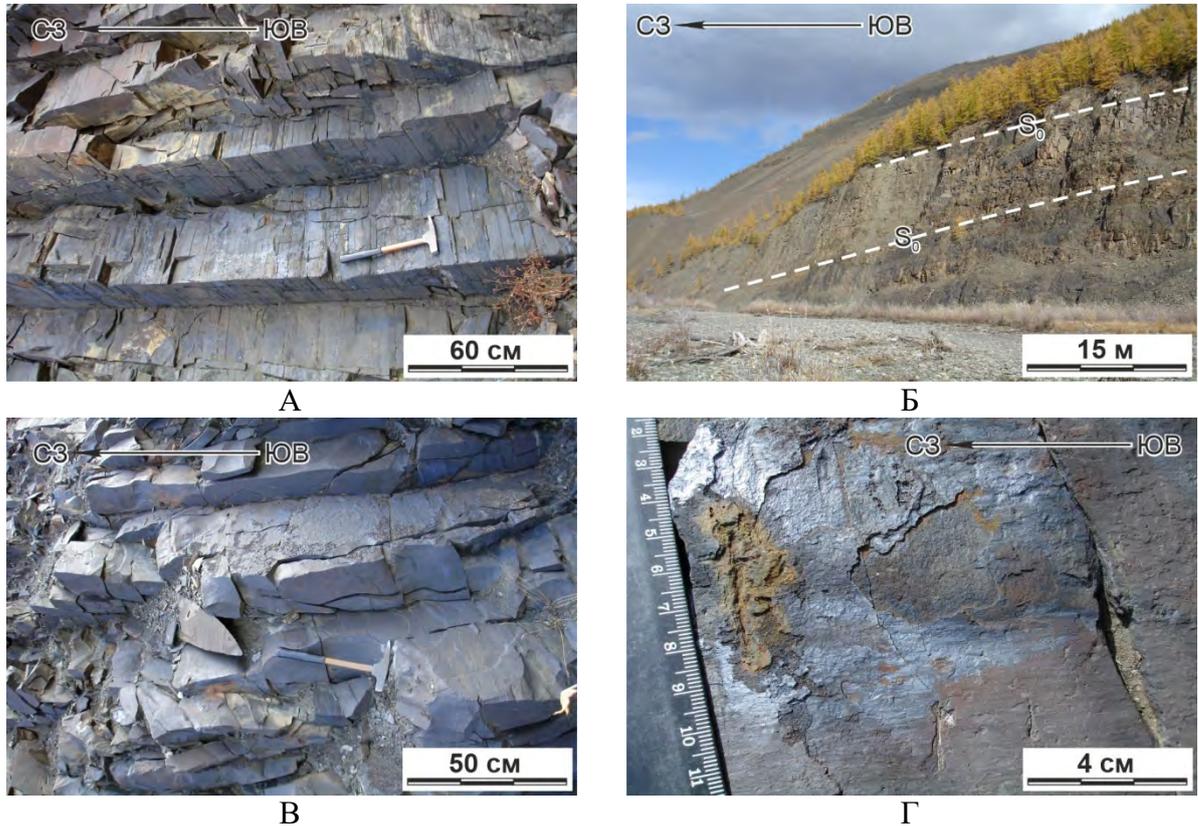


Рисунок 3.73. Тектоническая трещиноватость: А – пересекающаяся практически под прямым углом, Б – плоскости крупных трещин, формирующие стенки обнажений, В – выполненная сидеритом, Г – перетертый и размазанный до зеркала скольжения более поздними сдвигами сидерит.

Сдвиги. Сдвиговым разрывам на этой территории уделялось большее внимание, чем всем остальным, поскольку предполагается, что они являются основными тектоническими структурами, определяющими строение района и контролирующими размещение оруденения [Костин и др., 1997]. На всем своем протяжении – от левобережья р. Эндыбал на юге до правобережья руч. Мангазейка на севере, на восточном крыле антиклинали, выделяется наиболее сильнотрещиноватая, деформированная и минерализованная зона, которая рассматривается как зона Ньюктаминского разлома сдвигового характера (рисунок 3.74А). Безусловно, эта зона была активизирована в процессе сдвиговых движений второго этапа деформаций KD_2 , что отражено в одинаковом направлении трещин растяжения, крупных

разломов и сдвиговых разрывов, а также развитию сдвиговых зеркал на плоскостях крупных продольных тектонических трещин.

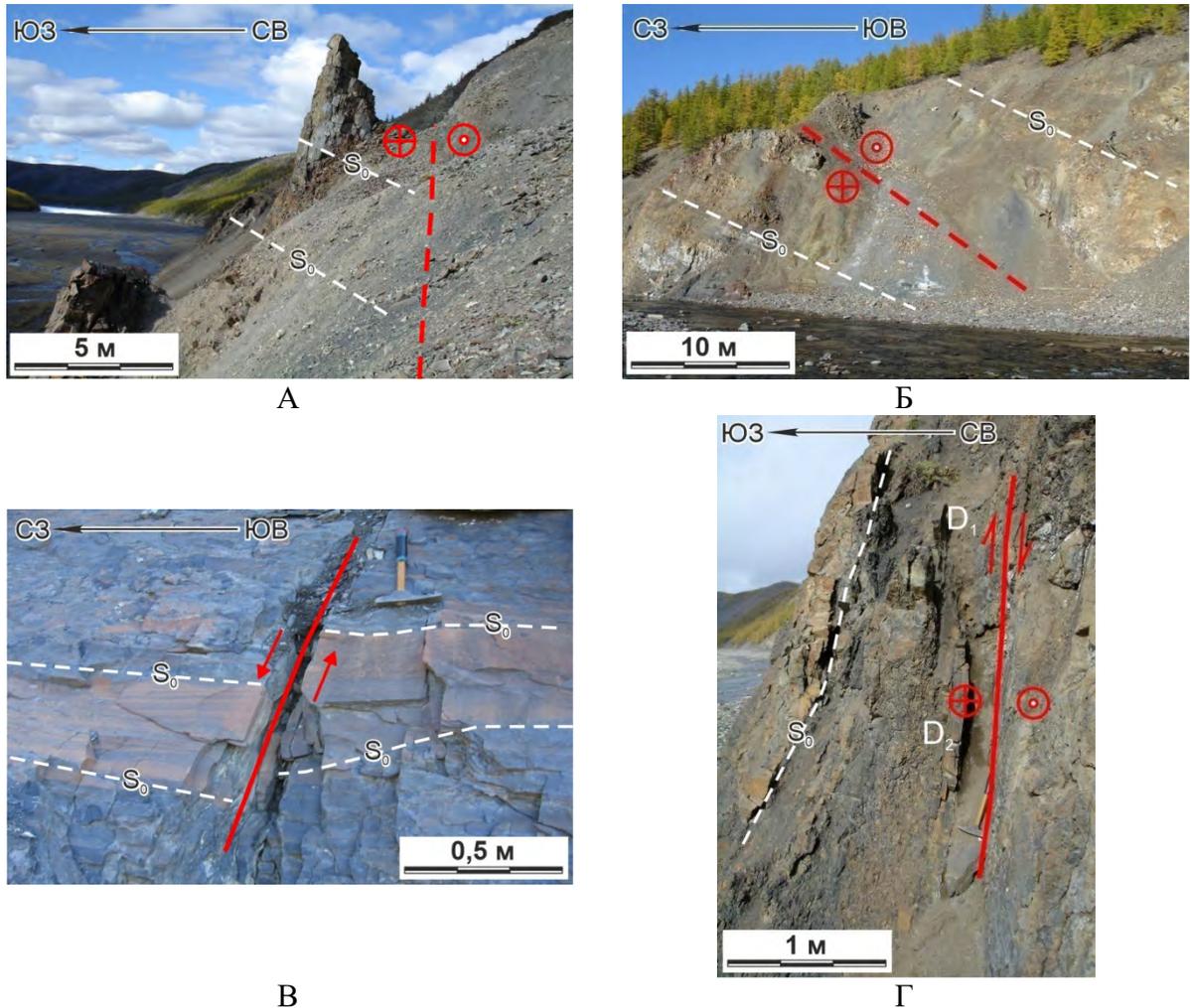


Рисунок 3.74. Структура и морфология постскладчатых сдвигов: А – Ньюктаминский правый сдвиг, Б – один из крупнейших оперяющих сдвигов, В – левосторонний мелкоамплитудный сдвиг, Г – оперяющий сдвиг, унаследовавший плоскость надвига. Белый кружочек в кружке – движение крыла разлома к наблюдателю, крестик в кружке – движение крыла разлома от наблюдателя.

Это позволяет предполагать, что разломы, проникающие глубоко в основание пород верхоянского комплекса в данном районе, могли быть сформированы уже в результате первого этапа деформаций ${}^K D_1$. В последующем, в течение второго этапа, эти разломы подновились и были унаследованы сдвиговыми движениями. Однако наряду с активизацией более ранних разломов на данной территории происходило и формирование новообразованных сдвиговых разломов север-северо-западного направления.

Все остальные второстепенные сдвиговые и другие разрывы, приуроченные к зоне Ньюктаминского разлома, интерпретируются как оперяющие и сопутствующие разрывные структуры (рисунок 3.74Б, В). Проведенные нами замеры элементов залегания сдвиговых

зеркал скольжения в различных участках района показывают, что направления плоскостей правых и левых сдвигов практически не отличаются друг от друга. Стереодиаграмма, составленная для азимутов падения и углов наклона всех сдвиговых зеркал, в том числе поверхностей скольжения с горизонтальными штрихами неопределенной кинематики, демонстрирует, что разрывы данного типа группируются в основном в субдолготном направлении, с подчиненным значением – север-северо-восточного и север-северо-западного (рисунок 3.69Д). Основное направление соответствует простиранию складчатости и надвигов, а последняя образует самостоятельную систему. Отмечено, что сдвиги зачастую унаследуют плоскости кливажа, трещиноватости и разломов, о чем свидетельствуют зеркала скольжения с субгоризонтальной штриховкой, наблюдаемые на кливажных и разломных поверхностях (рисунок 3.74Г).

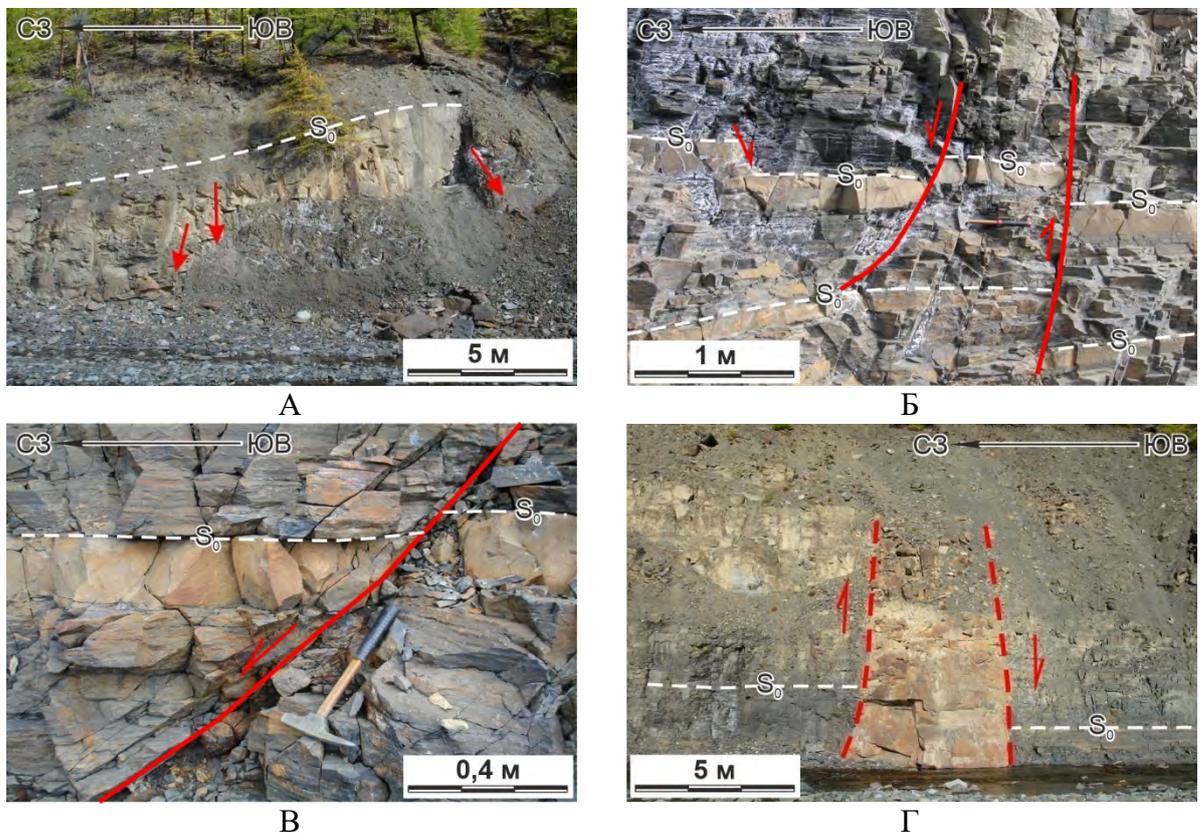


Рисунок 3.75. Структура и морфология сбросов: А – малоамплитудные сбросы со смещением 1–2 м, Б – малоамплитудные сбросы со смещением в несколько десятков см, В – малоамплитудный сброс со смещением около 5 см, Г – дайка раннемелового возраста, внедренная вдоль поперечного сброса.

Сбросы. Сбросовые разрывные нарушения распространены не меньше, чем сдвиговые и устанавливаются повсеместно (рисунок 3.75А, Б). По своей ориентировке они группируются в две системы – север-северо-западную и восток-северо-восточную (рисунок 3.69Е), по отношению к структуре Эндыбальской антиклинали, соответственно, продольную и

поперечную. Сбросы выделяются как крутые разрывы с отчетливой кинематикой и амплитудой смещения слоев от 5–30 см до первых метров (рисунок 3.75В).

Полости их местами заполнены жильным материалом, а в районе Верхнеэндыбальского месторождения вдоль поперечных сбросов внедрены дайки кислого состава (рисунок 3.75Г). Сбросы во время складчато-надвиговых движений формируются обычно во внешней (выпуклой) части антиклинально изгибаемых складок концентрического типа, где возникают поперечные и продольные растягивающие напряжения. Действие напряжений растяжения во внешней части антиклинали концентрического типа в течение всего времени ее становления (от начальных до завершающих стадий) приводит к образованию систем продольной и поперечной тектонической трещиноватости скола и отрыва, и сбросов [Гзовский, 1975]. Кроме того, в своде Эндыбальской антиклинали во время ее формирования, возможно, был заложен небольшой продольный грабен, заполненный грубообломочными отложениями, о чем свидетельствует цепочка разрозненных выходов конглобрекций с окатанной и угловатой галькой осадочных и магматических пород кислого состава, которая трассируется вдоль левого борта руч. Сирелендя к востоку от Эндыбальского штока [Прокопьев и др., 2010]. Один из выходов конгломератов пересечен субширотной дайкой кислого состава. Наклоны слоев грубообломочных отложений составляют 60–80° с азимутами падения на запад и юго-запад, что резко отличается от пологих наклонов 10–20° осадочных отложений кыгылтасской свиты, к которым примыкают конглобрекции. Однако определение возраста этих грубообломочных пород нуждается в дополнительных исследованиях.

Трещины отрыва. Из трещин отрыва в структурный анализ были вовлечены главным образом жилы, секущие слоистость под каким-либо углом. Массовые замеры плоскостных элементов этих структур показывают, что трещины отрыва также группируются в системы из двух направлений – субдолготного и субширотного (рисунок 3.69Ж), которые по своей ориентировке практически не отличаются от описанных выше систем тектонической трещиноватости и сбросов (рисунок 3.69В и Е). Это хорошо наблюдается на месторождении Безымянное, где жильный материал заполняет приоткрытые полости тектонической трещиноватости ортогональной системы. Другие формы трещин отрыва представлены зонами кулисообразных жил в пластах песчаников (рисунок 3.71В). Например, кулисообразные жилы субдолготного направления на левобережье руч. Сирелендя или северо-западного – на левобережье руч. Федор-Юряге. В пределах последнего кулисообразные жилы срезаны и смещены мелкоамплитудными срывами по напластованию.

Крупные разломы. Структурный анализ крупных разломов, представленных в обнажениях зонами дробления осадочных пород, в том числе минерализованными, мощностью 0,5–2,5 м и ограниченными плоскостями разрывных нарушений, позволяет установить

несколько групп этих структур, которые характеризуются разными направлениями. В районе месторождения Вертикальное преобладают север-северо-западные направления разломов, а на левобережье руч. Сирелендя и р. Эндыбал – субдолготные и в некоторой степени субширотные и восток-северо-восточные (рисунок 3.69З). Выявленные направления крупных разломов соответствуют направлениям установленных сдвиговых разрывов (рисунки 3.74Б и 3.69Д). Это позволяет утверждать, что кинематика крупных разломов в значительной мере сдвиговая.

Таким образом, результаты структурного и статистического анализа или сопоставление стереограмм различных разрывных нарушений рассматриваемого района – крупных разломов, надвигов, сдвигов, сбросов, жил и тектонической трещиноватости однозначно указывает на сходство их направлений (рисунок 3.69В, Г, Д, Ж). Эта особенность дизъюнктивов, а также то, что они выделяются в одних и тех же зонах, позволяет предполагать, что они между собой генетически и структурно связаны. Другими словами, выделяется ранний структурный парагенезис, который объединяет разные типы нарушений, образованных одновременно, а более поздние нарушения унаследуют эти предшествующие структуры и их направления.

Рудные тела. Мангазейский рудный узел содержит уникальные по запасам и концентрации месторождения и рудопроявления серебра. Считается, что они приурочены к зонам продольных разломов сдвиговой кинематики и надвиговым дислокациям, представленным межпластовыми срывами [Задорожный, 2002; Костин и др., 1997]. Рудные тела исследуемого района подразделяются на пластовые и секущие [Костин и др., 1997]. Пластовые тела локализованы в зонах надвигов, связанных с механизмом послонного срыва (рисунок 3.71Г). Секущие рудные тела выполняют сместители субширотных сбросов, субдолготных трещин отрыва и сдвигов (рисунок 3.74Б). Оба вида рудных тел имеют стратиграфический и литологический контроль. Установлено, что наиболее продуктивные рудные тела пластового типа локализируются в полостях отслоения в кыгылтасской свите верхнего карбона-нижней перми в прирамковой части Эндыбальской антиклинали и не распространяются за ее пределы (рисунок 3.68). Это связано с тем, что при формировании концентрической антиклинали подобные структуры растяжения, связанные с межслоевым проскальзыванием, могут быть образованы только вблизи апикальной части такой складки и являться структурными ловушками для рудоносных растворов. Это подтверждается тем, что по данным бурения рудные тела такого типа не были обнаружены за пределами центральной части Эндыбальской антиклинали. Ресурсы серебра в секущих телах больше, чем в пластовых [Костин, 2008], что, возможно, связано с преобразованием и частичным переотложением руд в результате сдвиговых движений второго этапа kD_2 . Вероятно, ныне разрабатываемое месторождение Вертикальное приурочено к подобной секущей сдвиговой зоне.

С целью установления возраста магматических образований, прорывающих деформационные структуры района, были отобраны образцы из гранодиоритов Эндыбальского плутона (обр. 07АП93) и двух даек такого же состава (обр. 07АП101 и 07АП145), а также выделен серицит (49–50%, крупная из фракции +0.5 мм) из кварцевой жилы (30 см) с золото-висмутовым оруденением в грейзенах Эндыбальского плутона (обр. Тр-241141) и рудоносного метасоматита (обр. 07АП92) (рисунок 3.65, таблица 3). При датировании цирконов из гранодиоритов Эндыбальского плутона был определен возраст 100.2 ± 1.2 млн лет (обр. 07АП93, U-Pb SHRIMP-II) (рисунок 3.76А). Этим же методом были продатированы цирконы из даек гранит-порфиров. Возраст их кристаллизации составляет 102.9 ± 1.4 млн лет (обр. 07АП101) и 104.9 ± 1.4 млн лет (обр. 07АП145) (рисунок 3.76Б и В).

Таблица 3. Возраст магматических пород Эндыбальской антиклинали [Прокопьев и др., 2018].

Номер образца	Магматическое тело	Порода	Минерал	Возраст, млн лет	Метод
07АП93	Эндыбальский плутон	гранит-порфир	циркон	100.2 ± 1.2	U-Pb (SHRIMP-II)
Тр-241141		гранит-порфир	серицит	98.4 ± 1.2	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$
07АП92		метасоматит	серицит	98.2 ± 1.1	$^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$
07АП101	дайка	гранит-гранодиорит-порфир	циркон	102.8 ± 1.4	U-Pb (SHRIMP-II)
07АП145	дайка	гранит-гранодиорит-порфир	циркон	104.9 ± 1.4	U-Pb (SHRIMP-II)

При датировании серицита (обр. Тр-241141) из грейзенов Эндыбальского плутона $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом в спектре образца наблюдается четкое плато, которому соответствует значение возраста 98.4 ± 1.2 млн лет (рисунок 3.77А). Возраст серицита рудоносного метасоматита (обр. 07АП92) практически такой же — 98.2 ± 1.1 млн лет (рисунок 3.77Б) [Прокопьев и др., 2018]. Таким образом, возраст деформаций изученного района до ранне-сеноманский.

3.3.1.1. Оси палеонапряжений

Рассчитанное направление оси сжатия, под воздействием которого сформировались складчатые структуры территории, имеют аз. пр. $258-78^\circ$, и ориентированы по нормали к субдолготному простиранию складок изученного района.

Преобладающим типом разломов являются надвиги, незначительно превосходящие по количеству сдвиги. Ось сжатия для надвигов имеет аз. пад. 257° и субгоризонтально ($\angle 9^\circ$) падает на запад (рисунок 3.78А, таблица 4). Таким образом, ось сжатия надвигов субортогональна простиранию складчатости, трещиноватости и кливажа, что позволяет предполагать их формирование в едином этапе деформаций $^{\text{K}}\text{D}_1$, в одном поле тектонических

напряжений. Ось растяжения практически субвертикальна ($\angle 81^\circ$). Это соответствует растяжению в присводовой части концентрической складки. Сбросы образовались при растяжении по аз. пад. 255° , при слабонаклонном ($\angle 24^\circ$) падении оси растяжения на запад (рисунок 3.78Б, таблица 4). Ось сжатия круто ($\angle 66^\circ$) падает на восток (аз. пад. 77°). Полевые наблюдения и данные по ориентировкам рассчитанных осей палеонапряжений свидетельствуют о единовременном формировании сбросов со складчато-надвиговыми структурами, при слабонаклонном растяжении присводовой части Эндыбальской концентрической антиклинали. Сформированные впоследствии сдвиги были образованы при сжатии, имеющем аз. пад. $104^\circ \angle 48^\circ$ (рисунок 3.78В, таблица 4). Ось сжатия надвигов ориентирована под острым углом ($\angle 27^\circ$) к рассчитанной оси сжатия для сдвигов.

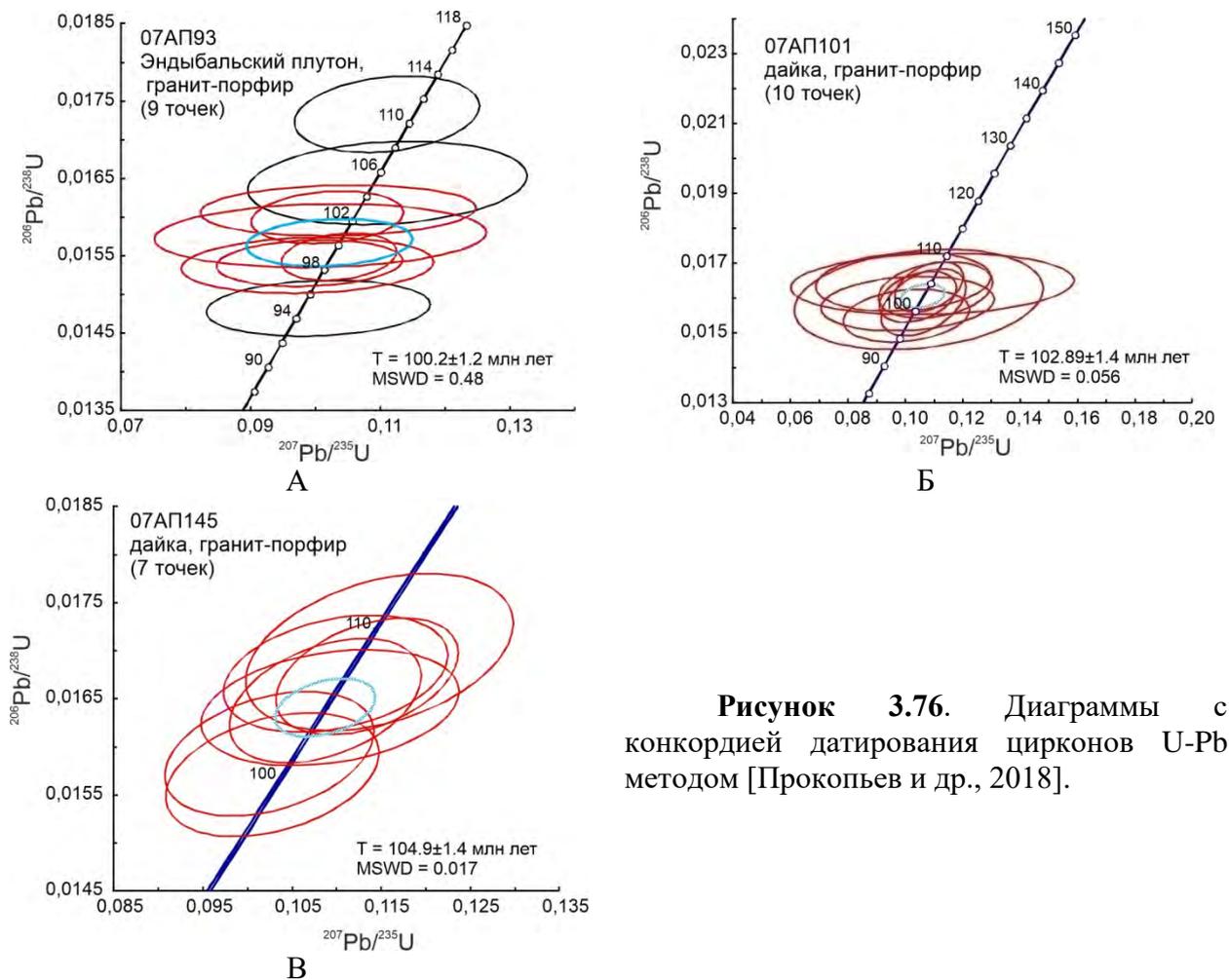


Рисунок 3.76. Диаграммы с конкордией датирования цирконов U-Pb методом [Прокопьев и др., 2018].

Проведенные нами исследования позволили сделать следующие выводы:

1. Морфология складчатых структур свидетельствует о проявлении складчатости концентрического, параллельного типа, образующейся путем изгибания слоев в результате межпластового проскальзывания.

2. Одинаковое север-северо-западное простираие кливажа и складчатости однозначно свидетельствует об их тесной генетической связи и формировании в обстановке горизонтального сжатия субширотного направления.

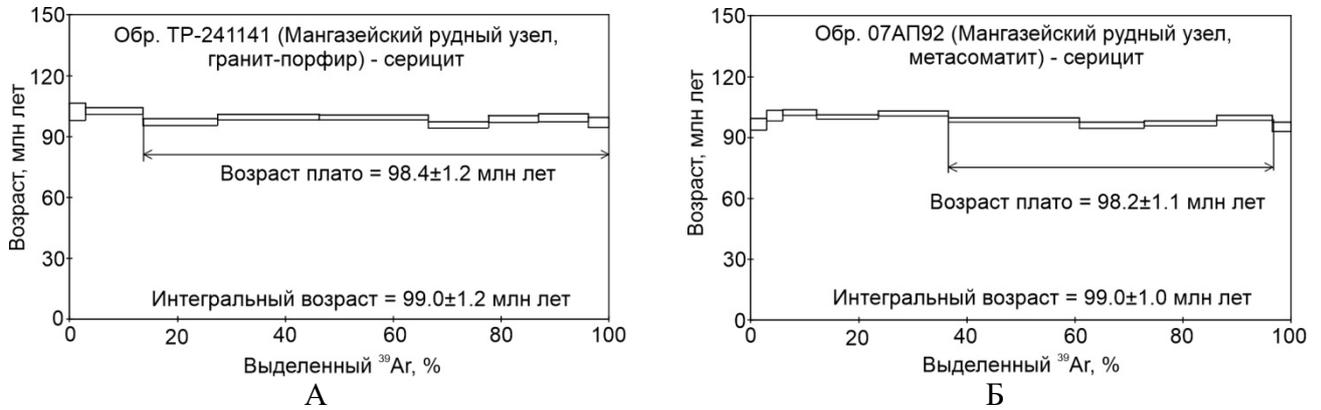


Рисунок 3.77. Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюд Мангазейского рудного узла методом ступенчатого прогрева [Прокопьев и др., 2018].

Таблица 4. Значения рассчитанных осей палеонапряжений Эндыбальской антиклинали.

Типы разломов	n	Оси палеонапряжений					
		Растяжения (1)		Промежуточная (2)		Сжатия (3)	
		падение					
		Азимут	∠	Азимут	∠	Азимут	∠
надвиги и взбросы	11	94.1	80.7	347.8	2.6	257.4	8.9
сбросы	3	255.1	24.0	345.4	0.7	76.8	66.0
сдвиги	9	320.3	35.7	216.2	18.7	104.0	48.2

n – количество замеров

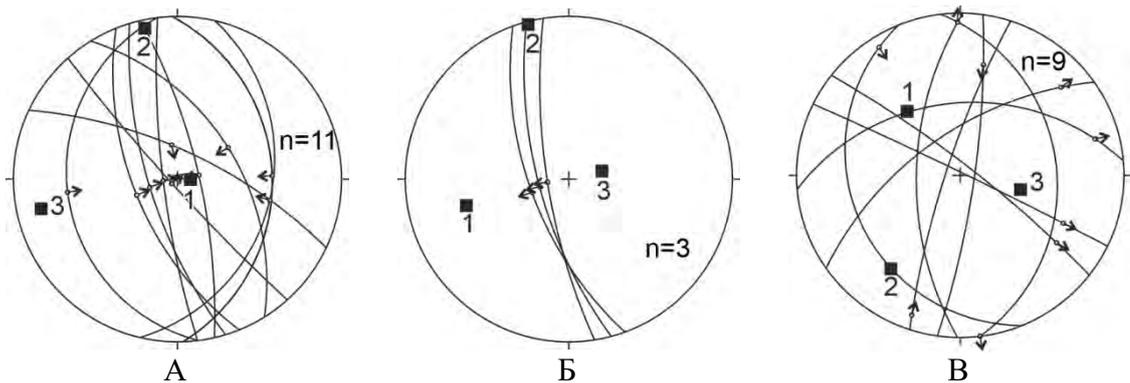


Рисунок 3.78. Стереогаммы осей палеонапряжений Эндыбальской антиклинали: А – надвиги и взбросы, Б – сбросы, В – сдвиги. Стрелка показывает движение висячего крыла. 1 – оси растяжения, 2 – промежуточная ось, 3 – оси сжатия.

3. Установлено, что структурный парагенезис, представленный тектонической трещиноватостью, сбросами и разрывами межпластового отслоения, определяющий общее строение Мангазейского рудного узла и контролирующий размещение рудных тел, был

образован в течение первого этапа деформаций ${}^K D_1$ или в процессе пластовых срывов и складчато-надвиговых дислокаций, а не в сдвиговом поле напряжений второго этапа деформаций. Происхождение этого структурного парагенезиса тесно связано с формированием крупной Эндыбальской антиклинали концентрического типа и приурочено к ее восточной части, которая определяется как зона или полоса наибольшего перегиба антиклинали.

4. Показано, что сдвиговые движения второго этапа деформаций ${}^K D_2$ не только создавали новообразованные структуры, но и во многом унаследовали разрывные нарушения и структурный план предыдущего этапа.

5. Доказано, что формирование сбросовых разрывных нарушений данной территории происходило одновременно со складчато-надвиговыми структурами и не связано с каким-либо самостоятельным позднемезозойским этапом растяжения или участками локального растяжения присдвиговых деформаций.

6. Соответствие направлений крупных разломов и установленных сдвиговых разрывов позволяет утверждать, что кинематика крупных разломов в значительной мере сдвиговая.

7. Проявление разных типов тектонических деформаций контролируется литологическим составом пород.

8. Установлены ориентировки осей палеонапряжений двух деформационных этапов: раннего складчато-надвигового ${}^K D_1$, образованного при субширотном субгоризонтальном сжатии и сдвигового ${}^K D_2$ – образованного при запад-северо-западном сжатии под острым углом.

9. Возраст деформаций до ранне-сеноманский (~98–100 млн лет).

3.4. Сравнительный анализ складчатых и разрывных структур

3.4.1. Складчатые и разрывные структуры

В результате проведенных исследований удалось установить, что все изученные складки в основном цилиндрические и относятся к параллельному концентрическому типу, что характерно для структур ВСНП [Васильев, 2011г; Прокопьев и др., 2012; Khudoley, Prokoriev, 2007; Prokoriev et al., 2013b, 2017; Vasiliev et al., 2018, 2019].

Кливаж встречается в наиболее интенсивно деформированных частях изученного региона, таких как Эндыбальская антиклиналь в Западно-Верхоянском сегменте ВСНП и южные крылья Быковского антиклинория и Центрально-Хараулахского синклинория в Хараулахском сегменте ВСНП. Кливаж сплошной, в целом параллельный, преимущественно локализуется в глинистых и глинисто-алевролитистых пачках; в песчаниках встречается реже. В Быковском антиклинории изредка встречается кливаж, деформированный межслоевыми

срывах. Трещины образуют системы, простирание которых практически ортогонально друг другу. По отношению к складчатости они являются продольными и поперечными.

Среди разрывных нарушений со смещением наиболее распространенным типом являются межслоевые срывы, образующиеся при проскальзывании слоев в процессе формирования складок. Эти срывы, пересекая пласты пород под небольшим углом, формируют пологие надвиги, которые по восстанию преобразуются во взбросы. На крыльях Чекуровской и Усть-Оленекской антиклиналей проявлены «обратные» (встречные) надвиги по отношению к генеральному направлению сжатия с востока на запад и с севера на юг, соответственно. Надвиги этой кинематики образуются при формировании фронтальных структур складчато-надвиговых поясов и называются треугольными зонами [напр. McClay, 1992].

В пределах Оленекского сегмента выделяется два деформационных этапа: ранний складчато-надвиговый ${}^O D_1$ и поздний сбросовый ${}^O D_2$. В Хараулахском сегменте установлены четыре этапа деформаций: три складчато-надвиговых ${}^X D_1$, ${}^X D_2$ и ${}^X D_3$ и поздний ${}^X D_4$, с образованием сбросов и сдвигов. Вероятнее всего ранний этап ${}^O D_1$, проявленный в Оленекском сегменте, наложен на первые два складчато-надвиговых этапа ${}^X D_1$, ${}^X D_2$ в Хараулахском сегменте, что привело к развороту структур в приустьевой части р. Лены. Заключительные этапы в Оленекском секторе (${}^O D_2$) и Хараулахском сегменте (${}^X D_4$) связаны с палеогеновым растяжением, приведшем к формированию рифтогенных структур Лаптевской рифтовой системы и кайнозойских впадин на севере Хараулахского сегмента (Кенгдейская, Согинская, Кунгинская и др.).

В центральной части Куранахского сегмента установлены два этапа деформаций – ранний складчато-надвиговый ${}^K D_1$ и поздний, сдвиговый ${}^K D_2$, ориентированный вдоль основных структур сегмента субмеридионального простирания.

3.4.2. Оси палеонапряжений

Были рассчитаны оси палеонапряжений при формировании основных складчато-надвиговых структур региона [Vasiliev, Prokopiev, 2019]. Так, Эндыбальская антиклиналь была сформирована при субгоризонтальном ($\angle 9^\circ$) сжатии восток-северо-восточного простирания (аз. пад. 257°). Примерно такую же ориентировку имела ось сжатия при формировании складок Хараулахского сегмента (аз. пр. $232\text{--}256^\circ \angle 1\text{--}15^\circ$). Значительно отличаются ориентировки оси сжатия при образовании складчато-надвиговых структур Оленекского сектора, которые имеют север-северо-восточное простирание (аз. пр. $26\text{--}33^\circ$) при пологом угле падения ($\angle 5\text{--}12^\circ$). Таким образом, оси сжатия надвигов, в целом, субортогональны шарнирам складчатых структур ($71\text{--}110^\circ$). Кроме того удалось реконструировать оси палеонапряжений, действовавших при формировании разрывных нарушений постскладчатых этапов деформаций. Так, сдвиговый

деформационный этап, выделяемый для Эндыбальской антиклинали, был сформирован при сжатии запад-северо-западного простирания (аз. пад. 104°), при угле падения $\angle 48^\circ$, и растяжении северо-западного простирания (аз. пад. 320°), при угле падения $\angle 36^\circ$. Сбросовый деформационный этап, выделяемый на севере Хараулахского сегмента, был проявлен при субгоризонтальном ($\angle 5\text{--}25^\circ$) растяжении запад-северо-западного простирания (аз. пр. $286\text{--}296^\circ$).

3.4.3. Глубинное строение

Предполагается, что тектонические структуры Хараулахского и Куранахского сегментов сформированы над слепыми надвиговыми дуплексами. Установлено, что структуры первого определяются Хараулахским слепым автохтонным кровельным дуплексом, представленным на изучаемой территории рамповыми антиклиналями Хараулахского выступа (антиклинория). Кровельный надвиг дуплекса трассируется по подошве верхнепалеозойских – триасовых отложений, слагающих аллохтон дуплекса (кровельную надвиговую пластину) и дислоцированных чешуйчатыми надвигами западной и юго-западной вергентности. Подошвенный надвиг дуплекса трассируется по кровле компетентного позднепалеозойско-кембрийского карбонатного комплекса и кристаллического фундамента [Парфенов, Прокопьев, 1993; Прокопьев, 1998; Parfenov et al., 1995b]. Под Куранахским антиклинорием предполагается крупный дуплекс, кровельный надвиг которого приурочен к границе существенно карбонатных отложений нижнего-среднего палеозоя и терригенных пород верхнего палеозоя. Детачмент (подошвенный надвиг дуплекса) смещается в основание осадочного комплекса и трассируется по кровле кристаллического фундамента [Парфенов, Прокопьев, 1993; Прокопьев, 1998; Parfenov et al., 1995b]. Мы предполагаем, что ядерная часть Эндыбальской антиклинали расположена над этим дуплексом и образовалась одновременно с ним [Третьяков и др., 2008; Prokoriev et al., 2020].

Изучение сейсморазведочных временных профилей через восточную часть Усть-Оленекской системы складок позволило подтвердить высказанное А.В. Прокопьевым и А.В. Дейкуненко (2001) предположение о ее формировании также над слепым надвиговым дуплексом. Детачмент, вероятно, трассируется по границе между верхнекембрийскими толщами и кристаллическим фундаментом [Прокопьев, Дейкуненко, 2001a]. В качестве кровельного надвига наиболее подходящим является отражающий горизонт «II», проинтерпретированный ранее как зона размыва между нижнепалеозойскими и верхнепалеозойско-мезозойскими породами [Рубинштейн, Григорьев, 1987]. Кроме того, удалось установить присутствие на глубине разрывных нарушений различной кинематики. Так, пологие разломы, локализованные ниже отражающего горизонта «II» и примыкающие к нему

под острым углом, вероятно, являются надвигами, ограничивающими структуры «конского хвоста» (хорсы) предполагаемого крупного дуплекса. Также выделяются крутые разломы, зачастую секущие и смещающие кровельный надвиг дуплекса [Васильев, Прокопьев, 2012в].

3.4.4. Модель формирования складчатых и разрывных структур

Предлагается модель формирования крупных концентрических Эндыбальской, Чекуровской, и Усть-Оленекской антиклиналей, которая может рассматриваться как усовершенствованная модель В. Ярошевского (рисунок 3.79) [Ярошевский, 1981]. Складчато-надвиговый этап деформаций подразделяется на несколько стадий. Наиболее наглядно эти стадии можно продемонстрировать на примере Эндыбальской антиклинали, для которой с помощью методики сбалансированных разрезов [напр. Dahlstrom, 1969, 1970; De Paor, 1988; Прокопьев и др., 2004б] нами был построен геометрически непротиворечивый структурный разрез (рисунок 3.80).

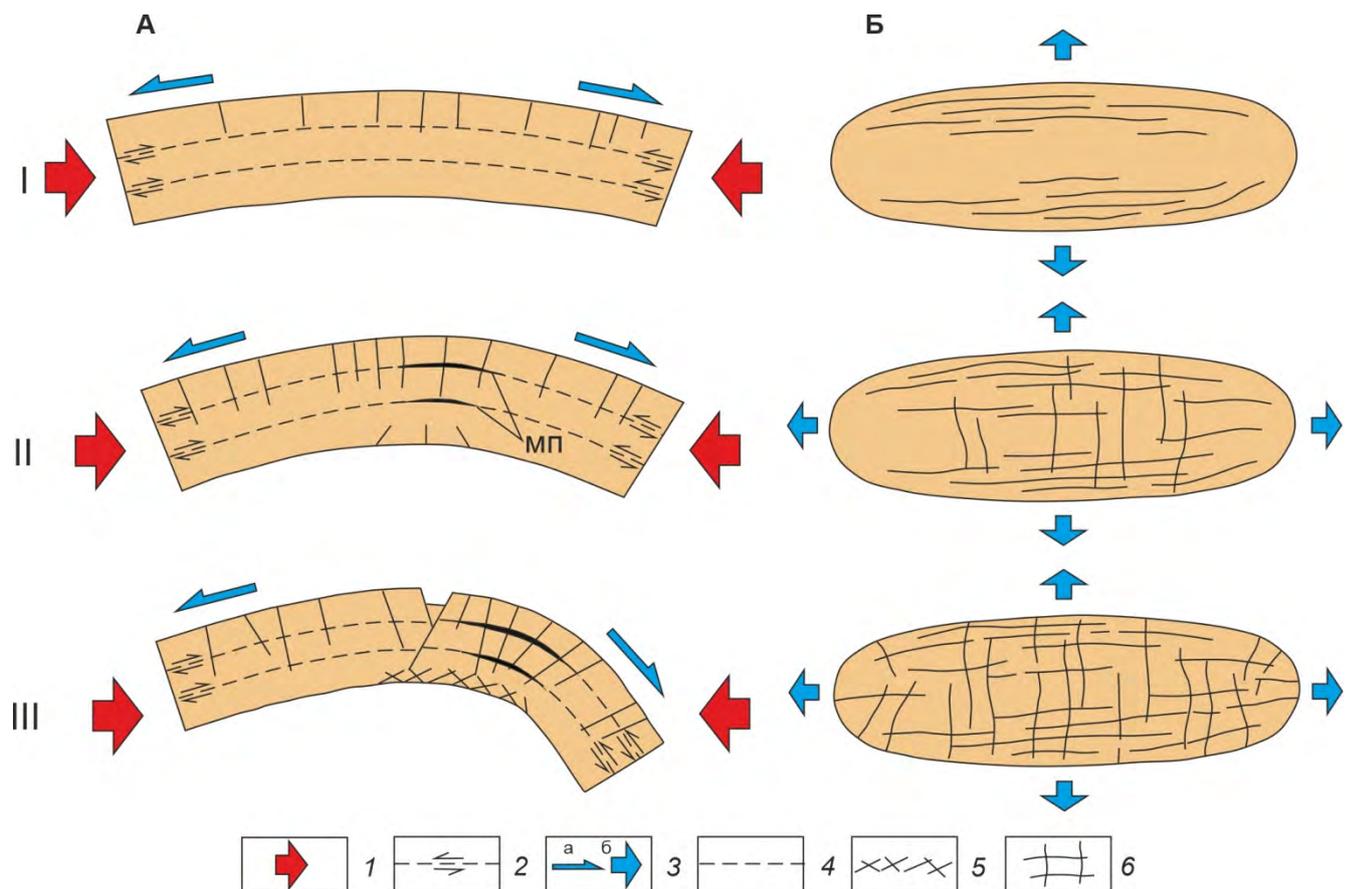


Рисунок 3.79. Схема последовательного возникновения тектонических трещин и сбросов при растяжении верхней части антиклинали концентрического типа с широким сводом [по Ярошевский, 1981 с изменениями и дополнениями]:

A – поперечный срез антиклинали, *B* – вид свода антиклинали сверху. *1* – направления напряжений сжатия, *2* – направления межпластового проскальзывания, *3* – направления напряжений растяжения: *a* – на рис. А, *б* – на рис. Б, *4* – условные границы слоев, *5* – трещины

сжатия, б – трещины растяжения; МП – трещины межслоевого отслоения; I, II, III – стадии развития антиклинали и систем разрывных нарушений растяжения.

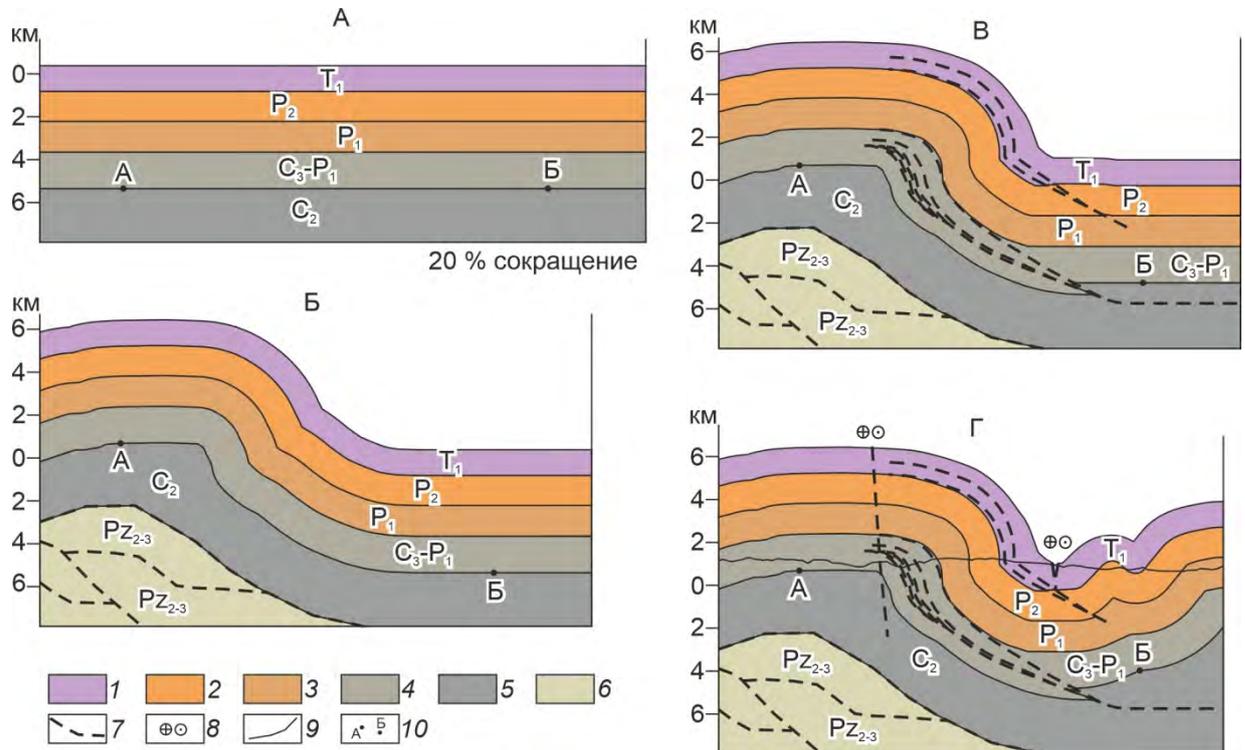


Рисунок 3.80. Этапы формирования складчато-надвиговых структур Эндыбальской антиклинали и Эргенняхской синклинали.

Отложения: 1 – нижнетриасовые, 2 – верхнепермские, 3 – нижнепермские, 4 – верхнекаменноугольно-нижнепермские, 5 – среднекаменноугольные, 6 – средне-верхнепалеозойские; 7 – надвиговые дислокации, 8 – сдвиги; 9 – стратиграфические границы; 10 – контрольные точки.

Первая стадия связана с началом в мезозое субширотного и субгоризонтального сжатия, явившегося причиной образования всех основных складчатых структур. Предполагается, что антиклиналь сформировалась, как и другие складчатые структуры региона, над слепым надвиговым дуплексом, в строении которого участвуют карбонатные и терригенно-карбонатные породы с эвапоритами среднего-верхнего палеозоя, а базальный срыв трассируется в основании среднекаменноугольных отложений [Прокопьев, Дейкуненко, 2001а]. В результате горизонтального сжатия расстояние между контрольными точками А и Б сократилось на 2,4 км, а относительное вертикальное смещение точки А составляло 6 км (рисунок 3.80А–Б). Эта стадия характеризуется началом формирования складок по механизму межслоевого проскальзывания, и основными видами разрывных нарушений на этой стадии являются межслоевые срывы и пологие надвиги.

Во вторую стадию образуются крупные складки территории, роль разрывных структур постепенно увеличивается, формируются надвиги и взбросы.

Третья стадия характеризуется формированием поперечных к складчатости сбросов и сдвигов. Возникновение сдвигов в процессе надвигообразования происходит практически всегда, хотя и в более скромных масштабах и обычно в виде латеральных рампов, которые иногда ограничивают фланги надвигов. Сбросы формировались во внешней (выпуклой) части антиклинально изгибаемых складок концентрического типа, где возникают поперечные и продольные растягивающие напряжения [Гзовский, 1975].

Действие напряжений растяжения во внешней части антиклинали концентрического типа в течение всего времени ее становления (от начальных до завершающих стадий) приводит к образованию систем продольной и поперечной тектонической трещиноватости свода и отрыва, а также сбросов (рисунок 3.79). Поперечные сбросы возникают вследствие того, что антиклиналь изгибается также вдоль своей длинной оси, когда ундулирует и обретает свои границы в этом направлении. Непрерывное проникновение продольных разрывных нарушений свода, отрыва и сбросов вглубь антиклинали по мере ее развития определяется тем, что на деформации растяжения требуется меньше усилий, чем на сжатие, и в местах наибольших изгибов эти разрывы могут пересекать всю мощность слоев и в некоторых случаях создавать в своде антиклинали продольные грабены (рисунок 3.79А). Благодаря этим движениям расстояние между точками А и Б сократилось еще на 1,5 км, а вертикальное смещение точки Б произошло на 1,4 км вверх (рисунок 3.80В–Г). Кроме системы продольных и поперечных секущих трещин и разрывов в комплекс структур растяжения входят и образующиеся одновременно с ними структуры межпластового отслоения, которые обычно развиваются в зоне перегиба антиклинали концентрического типа (рисунок 3.79А, II и III) и зачастую вмещают рудные тела.

Указанные выше особенности формирования концентрических складок достаточно хорошо объясняют возникновение в позднем мезозое в ВСНП синхронных со складчато-надвиговыми деформациями систем тектонических трещин, а также сбросов и сдвигов одинакового направления. Густая сеть сопряженных секущих продольных и поперечных разрывов растяжения с многочисленными полостями межпластового отслоения размещается в зонах наибольшего перегиба антиклиналей или в участках перехода от пологого свода к ее крутому крылу.

Рассмотренная модель формирования складчато-надвиговых структур позволяет утверждать, что формирование надвигов имело тыловую последовательность и происходило с запада на восток. По данным построенных сбалансированных разрезов минимальное сокращение деформированных пород в Эндыбальской антиклинали могло составить 20% (от 19,7 км до 15,8 км). Для Хараулахского сегмента ВСНП рассчитано, что сокращение стратиграфической последовательности за счет складчатости и надвигообразования составляет

около 30%. Для Усть-Оленекской системы складок также можно предположить сокращение в результате деформаций в пределах 20–30%.

ПЕРВОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Установлены позднемезозойские – кайнозойские этапы тектонических деформаций на севере Верхоянского складчато-надвигового пояса и их последовательность: в Оленекском секторе два этапа – ранний складчато-надвиговый в две стадии и поздний растяжения; в Хараулахском сегменте четыре этапа – три складчато-надвиговых и поздний растяжения; в Куранахском сегменте два этапа – ранний складчато-надвиговый и поздний сдвиговый.

ГЛАВА 4. ТЕРМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ СЕВЕРА ФРОНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ПРОГИБОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО ДАННЫМ НИЗКОТЕМПЕРАТУРНОЙ ГЕОХРОНОЛОГИИ

С целью установления возраста мезозойско-кайнозойских тектонических событий северной части ВСНП, выявления основных возрастных рубежей палеоподнятий и возможной их связи с тектоническими событиями, установления величины эрозионного среза и скорости денудации впервые на исследованной территории были проведены термохронологические исследования методами трекового датирования апатита (АФТ) и (U-Th)/He изотопного датирования циркона.

Для трекового датирования низкотемпературной термохронологии (АФТ) в Оленекском секторе ВСНП были собраны образцы из песчаников пермско – мелового возраста вдоль р. Оленек от устья р. Бур (левого притока р. Оленек) до устья р. Оленек. В тектоническом плане были исследованы (с юга на север) северный склон Оленекского поднятия, центральная часть Лено-Анабарского прогиба и складчатые структуры Усть-Оленекской системы складок (рисунок 4.1). В Хараулахском сегменте Западно-Верхоянского сектора ВСНП для АФТ датирования были отобраны образцы песчаников пермского – эоценового возраста в приустьевой части р. Лена (от мыса Крестьях до мыса Чекуровка), вдоль р. Эекит (от места впадения р. Сололи в р. Тас-Эекит до устья), а также в среднем течении р. Кенгдей. В тектоническом плане эти районы относятся, с севера на юг, к Центрально-Хараулахскому синклинию, Юттяхской антиклинали, Тасаринской синклинали и Чекуровской антиклинали (см. рисунок 3.15). В работе использовались также песчаники, отобранные в прилегающей с запада северной части Приверхоянского краевого прогиба, отделяющего Сибирскую платформу от ВСНП, а также из эоценовых отложений Кенгдейского грабена (рисунок 4.1). В центральной части Куранахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП методом АФТ были изучены образцы песчаников из нижнетриасовых и нижнепермских песчаников восточного крыла Эндыбальской антиклинали (рисунок 4.1).

Трековое датирование проведено в двух независимых лабораториях: A2Z (Apatite to Zircon, Inc, США) – образцы 08-АП-107, 08-АП-112, 08-АП-118, 08-АП-119, 08-АП-121, 08-АП-133, 08-АП-135, 08-АП-142, sg-08-60/2, sg-08-19, 09-АП-37, VZK-6-1, 09-АП-38, 7-v09-34, 19-v09-8, 19-v09-27, 19-v09-39, 19-v09-81, sg-09-11/1, sg-09-25/1, sg-09-36/1, и лаборатории минералогии и петрологии Гентского университета (Бельгия) – образцы 08-ДВ-13, 08-ДВ-56/1, 08-ДВ-60, 08-ДВ-67, 07-АП-67, 15-ДВ-6, 07-АП-75 по стандартным методикам, описанным в

[Donelick et al., 2005; De Grave, Van Den Haute, 2002; De Grave et al., 2009, 2011; Glorie et al., 2010; Соловьев, 2008; Фор, 1989; Green, Duddy, 2014; Ветров, 2016].

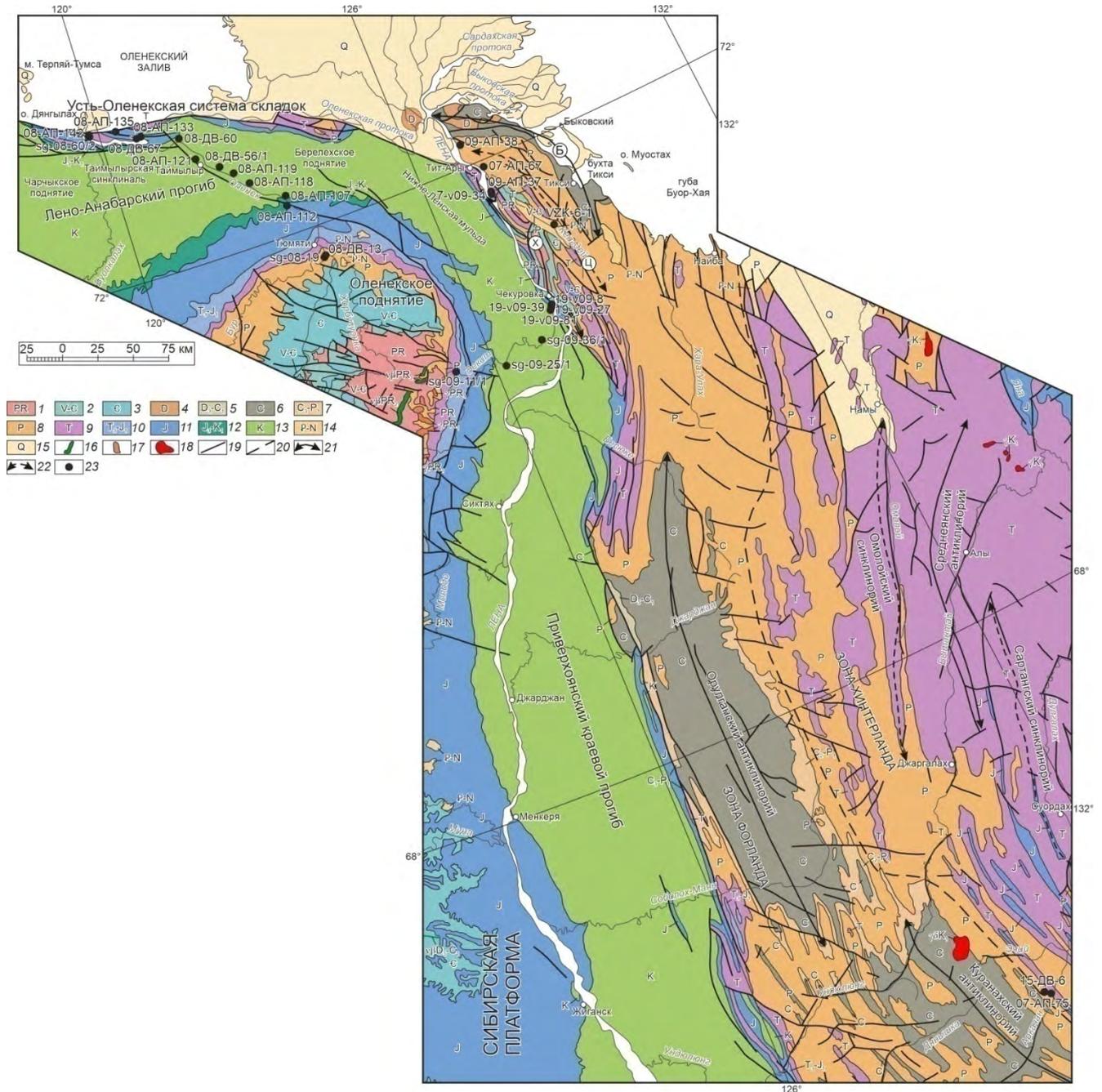


Рисунок 4.1. Геологическая карта северо-востока Сибирской платформы и северного фланга ВСНП [по Петров и др., 2011 с изменениями и дополнениями], на которой показаны места отбора проб для трекового датирования:

Отложения: 1 – протерозойские, 2 – венд-кембрийские, 3 – кембрийские, 4 – девонские, 5 – нерасчлененные верхнедевонско-нижнекаменноугольные, 6 – каменноугольные, 7 – нерасчлененные верхнекаменноугольно-нижнепермские, 8 – пермские, 9 – триасовые, 10 – нерасчлененные верхнетриасо-нижнеюрские, 11 – юрские, 12 – нерасчлененные верхнеюрско-нижнемеловые, 13 – меловые, 14 – объединенные палеоген-неогеновые, 15 – четвертичные; 16 – рифейские габбро-долериты, 17 – протерозойские граниты, 18 – граниты и гранодиориты мелового возраста, 19 – разломы, 20 – граница зон форланда и хинтерланда Верхоянского складчато-надвигового пояса, 21 – оси антиклинориев, 22 – оси синклинориев, 23 – места

отбора проб. Буквы в кружках: Б – Быковский антиклинорий, Ц – Центрально-Хараулахский синклинорий, Х – Хараулахский антиклинорий (Туора-Сисский выступ).

Моделирование термальных историй образцов, проанализированных в лаборатории A2Z, проводилось с помощью компьютерной программы HeFTy [Ketcham, 2005] прямого и обратного моделирования термохронометрических систем, включающей следы распада апатита, (U-Th)/He и отражательную способность витринита. Для оценки палеоглубин использовался геотермический градиент 30°C на 1 км. Построенные графики кривых «Время» – «Температура» дают область нормального приближения (зеленое поле), в пределах которого выделяется область хорошего (бордовое поле) приближения. В пределах этих областей трассируется кривая наилучшего приближения. Моделирование термальных историй образцов, проанализированных в университете Гента, проводилось для всех образцов с достаточным числом длин треков (там, где возможно, от 50 до 100) с помощью программного обеспечения QTQt [Gallagher, 2012; Ketcham et al., 2007]. Было выполнено не менее 100 итераций в фиксированной временной шкале, начиная от 120°C до 10°C. Тренд в координатах время – температура, который наилучшим образом коррелируется с трековыми данными, представлен красным тепловым полем (т.е. представляет собой модель максимального правдоподобия). Для более надежной интерпретации термальной истории используется линия тренда черного цвета [Gallagher, 2012].

(U-Th)/He низкотемпературное изотопное датирование цирконов, выделенных из раннекаменноугольных, раннепермских, ранне- и среднетриасовых песчаников (образцы 11-АП-16, 11-АП-18, 11-АП-19, 11-АП-44, 11-АП-45, 11-АП-46) тыловой части Хараулахского сегмента (Центрально-Хараулахский синклинорий и Быковский антиклинорий) (см. рисунок 3.19), было проведено в геохронологическом центре UTChron Департамента наук о Земле Техасского университета в Остине, США.

4.1. Оленекский сектор ВСНП

Для проведения трекового датирования апатитов было отобрано 14 образцов из береговых обнажений р. Оленек от приустьевой части р. Бур (левого притока р. Оленек) на юге до Оленекского залива на севере (рисунок 4.2). Были опробованы песчаники раннепермско–раннемелового возраста в следующих тектонических структурах (с севера на юг): основные антиклинали Усть-Оленекской системы складок – Приморская (обр. 08-АП-135) и Усть-Оленекская (обр. 08-ДВ-60, 08-ДВ-67, 08-АП-133, 08-АП-142, sg-08-60/2); Лено-Анабарский прогиб (Таймыльрская синклиналь) (обр. 08-АП-112, 08-АП-107, 08-АП-118, 08-АП-119, 08-

ДВ-56/1, 08-АП-121) и Оленекское поднятие (обр. 08-ДВ-13, sg-08-19). Основные результаты анализа трековых возрастов и средних длин треков приведены в таблице 5 и на рисунках 4.3 – 4.8, 4.10 – 4.13 и рассмотрены в [Васильев и др., 2018].

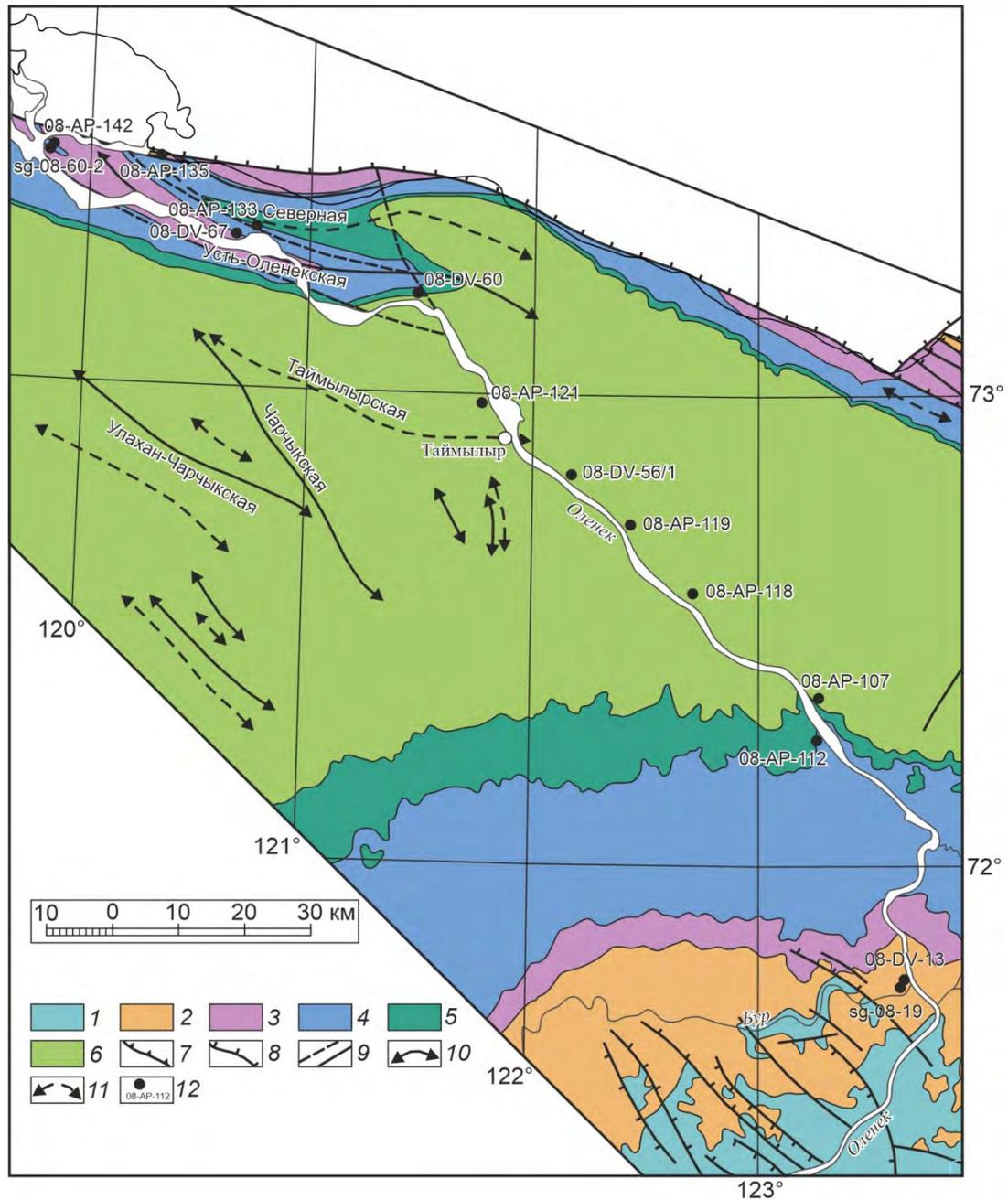


Рисунок 4.2. Схематическая геологическая карта Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, Лено-Анабарского прогиба и северного склона Оленекского поднятия Сибирской платформы [по Ванин и др., 2001; Межвилк, Марков, 1983 с изменениями и дополнениями] с местами отбора проб для трекового датирования:

Отложения: 1 – кембрийского, 2 – пермского, 3 – триасового, 4 – юрского, 5 – верхнеюрско-нижнемелового, 6 – мелового возрастов; разломы: 7 – надвиговой и взбросовой, 8 – сбросовой, 9 – неопределенной (пунктиром – предполагаемые разломы) кинематики; 10 – оси антиклиналей; 11 – оси синклиналей; 12 – места отбора проб и их номера.

4.1.1. Длины треков

Для определения термального эффекта в образце измерялись длины треков, строились графики их распределения по [Gleadow et al., 1986]. Анализ распределения длин треков на гистограммах и средних длин позволили разделить изучаемые образцы на две группы.

Таблица 5. Результаты трекового датирования апатитов из песчаников и конгломератов Оленекского сектора и прилегающих структур.

№ п/п	Координаты	Абс. высота, м	№ образца	Страт. возр.	Кол-во зерен апатита	Качество зерен (1 - плохо, 10-отлично)	Трековый возраст (млн лет)	Средняя длина треков (мкм)
1	72°59'07.2" 120°22'43.8"	10	08-АП-135	P ₂	40	4	74.8±3.2	14.01±0.12
2	73°00'01.0" 119°48'38.0"	11	sg-08-60/2	T ₃	40	5	148.0±5.0	12.40±0.17
3	73° 0'13.1" 119°48'42.5"	11	08-АП-142	T _{3r}	39	6	173.0±6.0	12.67±0.14
4	72°52'52.2" 120°47'27.5"	20	08-АП-133	J ₂ bj-bt	7	1	77.5±8.2	11.71±0.50
5	72°48'04.1" 121°31'15.6"	28	08-ДВ-60	J ₃ -K _{1v}	59	–	80.97±7.07	12.57±2.01
6	72°52'20.6" 120°44'06.1"	21	08-ДВ-67	T _{1o}	60	–	79.89±8.58	11.65±2.18
7	72°10'55.6" 123°17'20.6"	76	08-АП-112	J _{3v}	37	4	88.4±3.4	12.02±0.12
8	72°13'35.8" 123°15'07.3"	74	08-АП-107	K _{1v} l	40	5	93.7±3.2	13.01±0.14
9	72°22'53.7" 122°38'51.2"	69	08-АП-118	K _{1ht} -br	40	3	87.5±3.3	12.87±0.14
10	72°28'09.4" 122°25'41.5"	60	08-АП-119	K _{1ap} -al	40	2	88.4±3.4	13.08±0.13
11	72°38'57.1" 121°50'25.9"	43	08-АП-121	K _{1al}	40	3	86.0±3.6	13.38±0.10
12	72°32'09.4" 122°11'19.4"	54	08-ДВ-56/1	K _{1al}	42	–	93.75±10.08	12.39±2.47
13	71°47'20.4" 123°41'45.7"	83	sg-08-19	P ₁	39	4	199.0±7.0	13.03±0.13
14	71°47'22.6" 123°41'53.7"	83	08-ДВ-13	P ₁	62	–	140.67±13.94	11.87±2.23

Примечание: 1 – Приморская антиклиналь, 2–6 – Усть-Оленекская антиклиналь, 7–12 – Лено-Анабарский прогиб, 13–14 – Оленекское поднятие. Прочерк – нет данных.

В первую группу входят 7 образцов – 08-АП-135, 08-АП-121, sg-08-19, 08-АП-118, 08-АП-142, 08-АП-112, 08-ДВ-60. Эти образцы характеризуются широким (9–13 мкм) унимодальным и асимметричным распределением длин треков на гистограммах. Такое распределение, как показано в [Соловьев, 2008], отражает постепенное линейное охлаждение (рисунки 4.3 и 4.5Б). Образцы характеризуются средними длинами треков от 12,02 до 14,01 мкм. У образца 08-АП-135 средняя длина треков около 14 мкм, что гарантирует отсутствие эффекта отжига и омоложения трекового возраста [напр. Ветров, 2016; Соловьев, 2008; Green, Duddy, 2014] (рисунок 4.3А). Это позволяет интерпретировать его возраст как наиболее точное

датирование геологического процесса [Соловьев, 2008]. Остальные образцы отличаются средними длинами треков от 12,02 до 13,38 мкм, что указывает на незначительный отжиг треков и омоложение трекового возраста (рисунки 4.3Б–Е и 4.5Б). Трековый возраст этих образцов не связан ни с одним отдельным событием, хотя отражает время, когда породы остыли ниже эффективной температуры закрытия трековой системы. Трековые возрасты образцов sg-08-19 и 08-АП-121, отличающихся наиболее длинными средними длинами треков (более 13 мкм), с некоторой долей условности можно рассматривать как представительные.

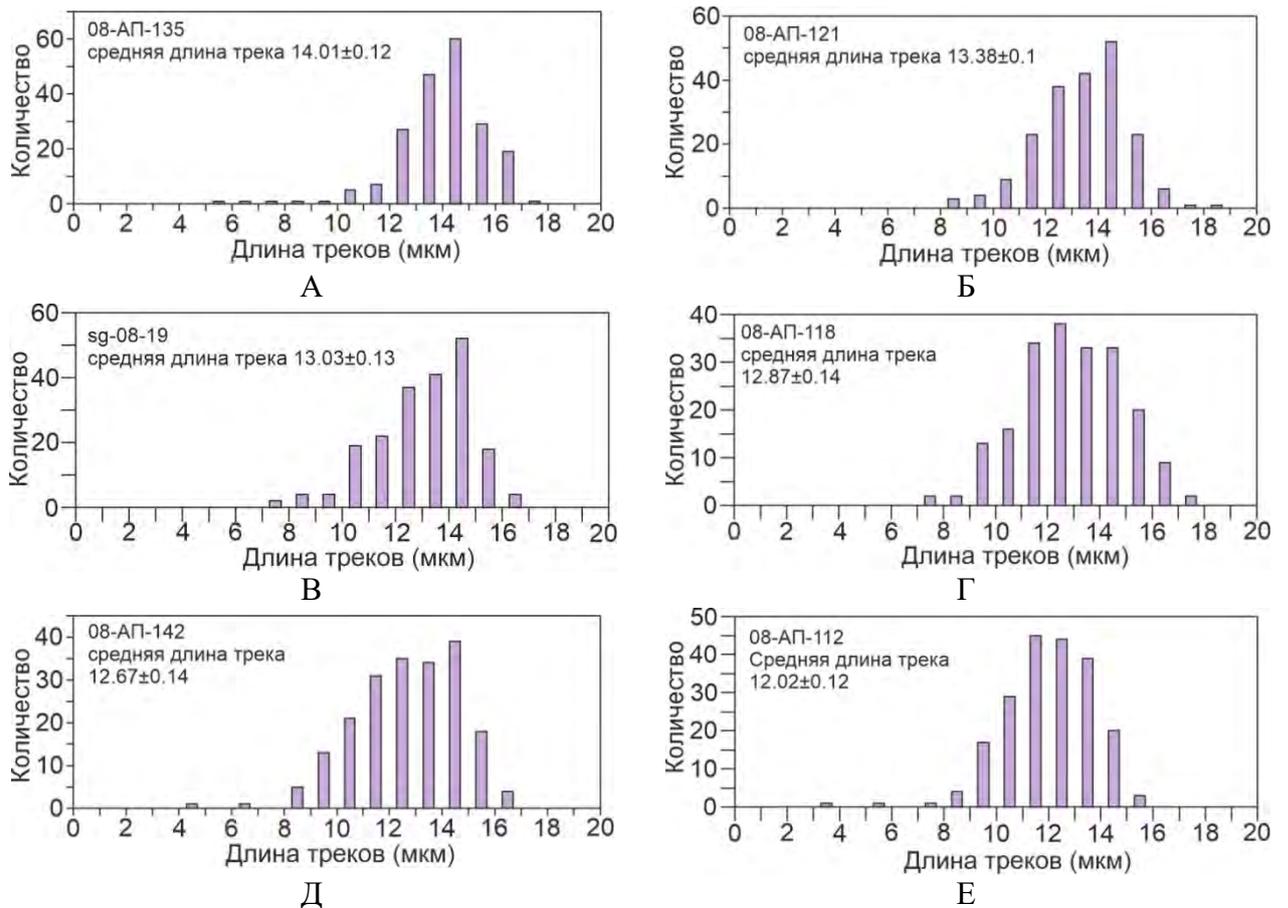


Рисунок 4.3. Первая группа образцов по распределению длин треков и значению средних длин треков в апатитах из пород Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, измеренных в лаборатории А2Z.

Вторая группа образцов (08-АП-107, 08-АП-119, sg-08-60/2, 08-АП-133, 08-ДВ-67, 08-ДВ-56/1, 08-ДВ-13) отличается таким же широким (8–17 мкм) и асимметричным, но бимодальным распределением длин треков на гистограммах (рисунки 4.4 и 4.5А, В, Г) [Васильев и др., 20196]. Подобная картина отражает формирование части треков в период нагревания, а части – в период охлаждения [Соловьев, 2008]. Треки характеризуются средними длинами 11,65–13,08 мкм. Трековый возраст образцов этой группы напрямую не связан ни со временем остывания, ни со временем максимума палеотемператур. Сами по себе эти возрасты

не несут какой-либо полезной геологической информации, но совместно с образцами первой группы, с большой долей условности, их можно использовать в качестве дополнительного материала [Соловьев, 2008].

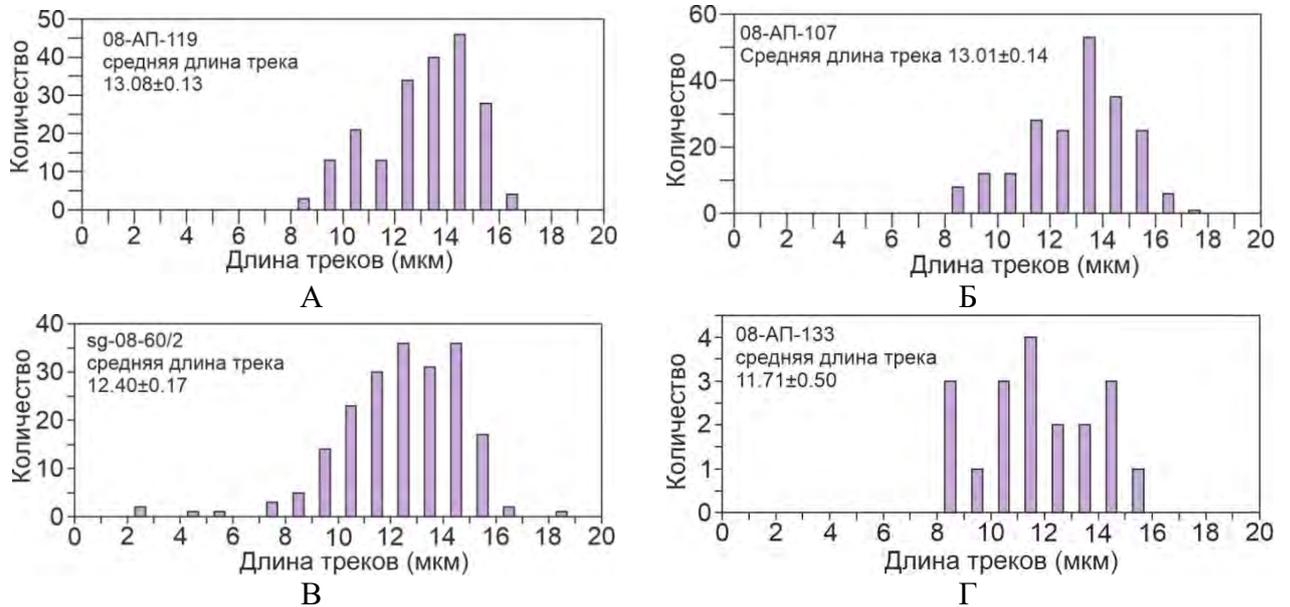


Рисунок 4.4. Вторая группа образцов по распределению длин треков и значению средних длин треков в апатитах из пород Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, измеренных в лаборатории А2Z.

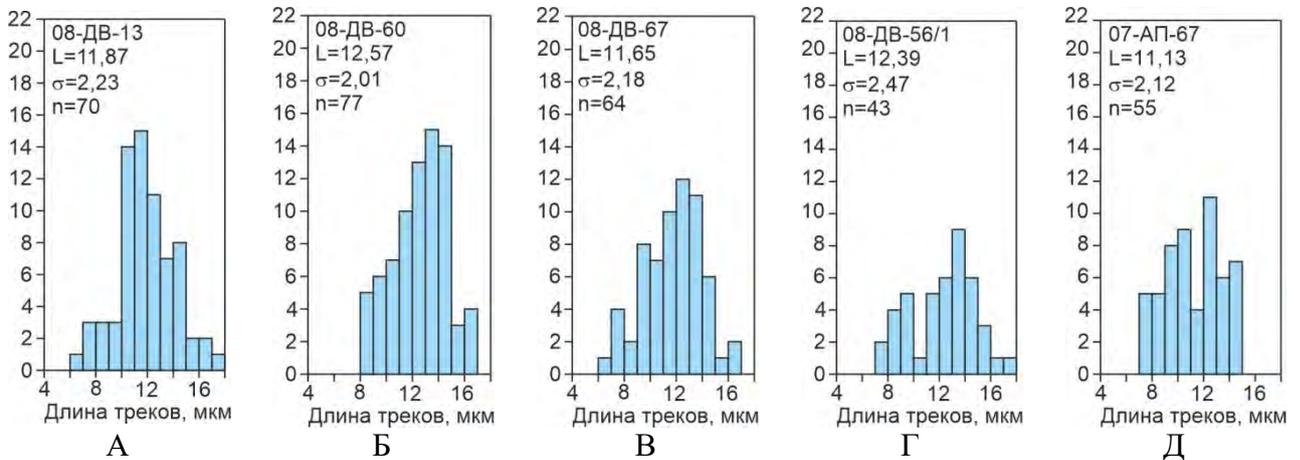


Рисунок 4.5. Распределение длин треков и значения средних длин треков в апатитах в изученных образцах Оленекского сектора (А–Г) и Юттыхской антиклинали Хараулахского антиклинория (Д), измеренных в лаборатории университета Гента.

4.1.2. Трековый возраст

По степени перезагруженности трековых систем имеющиеся образцы можно сгруппировать следующим образом: образцы с полной (прогрев более 120°C) и частичной перезагрузкой (прогрев от 60 до 120°C) трековой системы. Такой процесс перезагрузки подразумевает некоторый этап подогрева территории после формирования осадочного слоя.

Если нагрев был более 120°C, то все треки в первоначально разновозрастных апатитах из различных источников обломочного материала стираются.

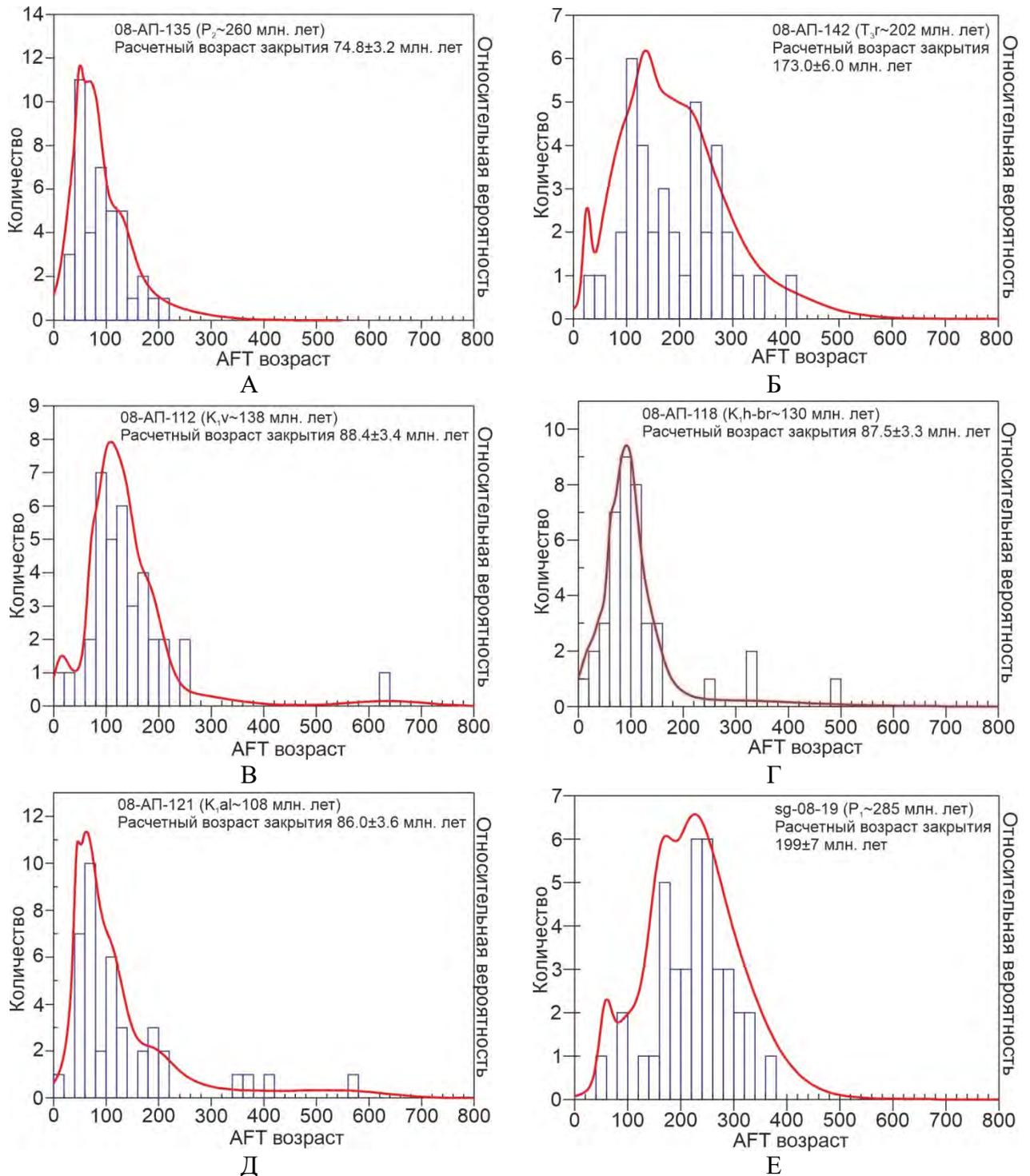


Рисунок 4.6. Трековый возраст первой группы образцов Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. А – 08-АП-135, Б – 08-АП-142, В – 08-АП-112, Г – 08-АП-118, Д – 08-АП-121, Е – sg-08-19.

Дальнейшее охлаждение приводит к формированию новых треков и апатиты становятся как бы «одновозрастными» [напр. Ветров, 2016; Соловьев, 2008; Green, Duddy, 2014]. При этом

получаемый трековый возраст интерпретируется как возраст последнего этапа охлаждения (денудации). К первой, с полностью перезагруженной трековой системой, группе относятся два образца – 08-АП-135 и 08-ДВ-67 (рисунок 4.6А и 4.7Б).

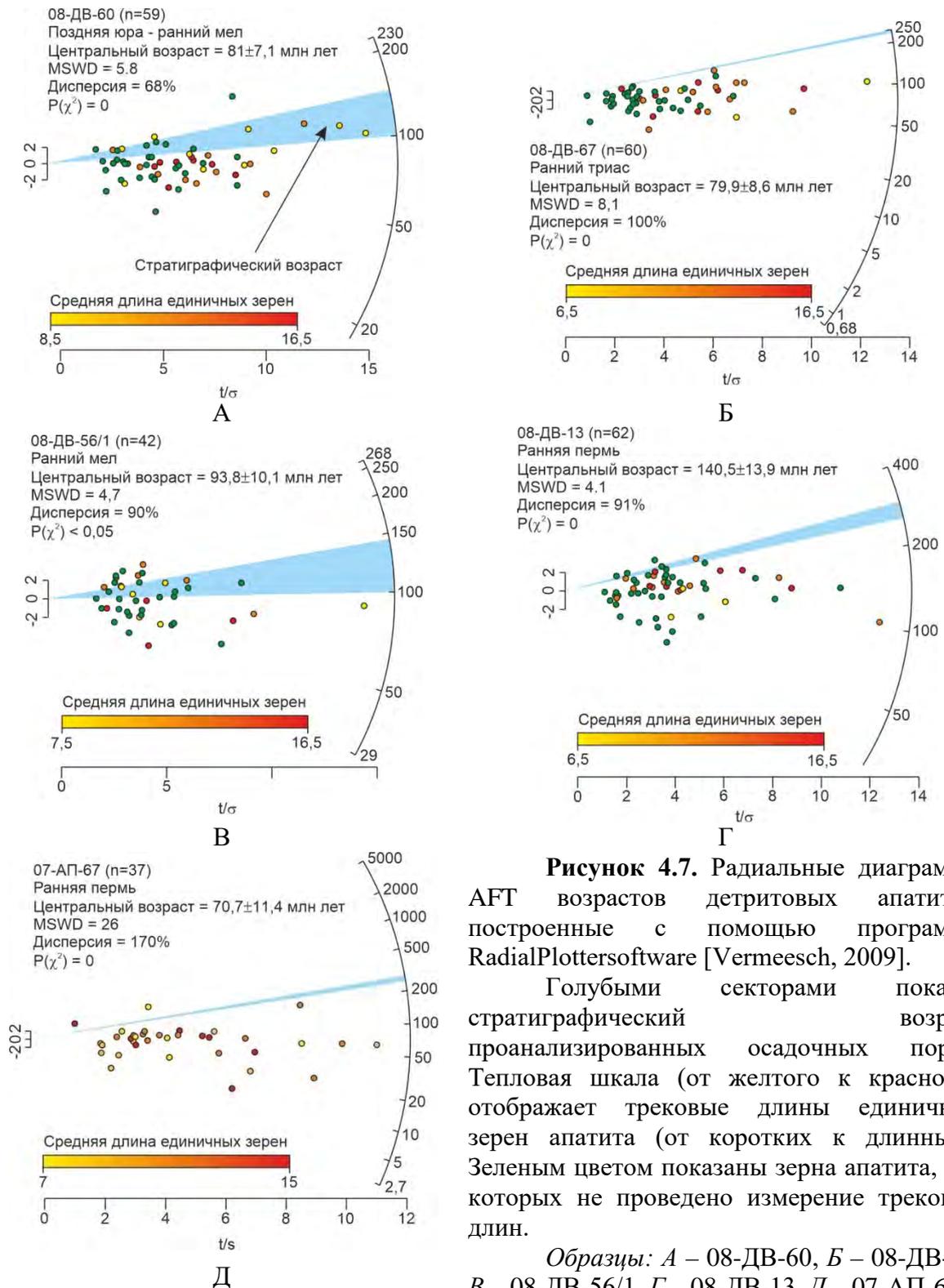


Рисунок 4.7. Радиальные диаграммы АФТ возрастов детритовых апатитов, построенные с помощью программы RadialPlottersoftware [Vermeesch, 2009].

Голубыми секторами показан стратиграфический возраст проанализированных осадочных пород. Тепловая шкала (от желтого к красному) отображает трековые длины единичных зерен апатита (от коротких к длинным). Зеленым цветом показаны зерна апатита, для которых не проведено измерение трековых длин.

Образцы: А – 08-ДВ-60, Б – 08-ДВ-67, В – 08-ДВ-56/1, Г – 08-ДВ-13, Д – 07-АП-67.

Распределения длин треков, а также средняя длина около 14 мкм первого из них предполагает быстрое (в геологическом смысле слова), резкое выведение образца из зоны частичного отжига, что дает возможность считать его трековый возраст наиболее точным и представительным [Ветров, 2016; Соловьев, 2008]. Распределение длин треков, а также короткая средняя длина треков ($11,65 \pm 2,18$ мкм) образца 08-ДВ-67, позволяет предполагать после перезагрузки трековой системы либо повторное нагревание уже с частичной перезагрузкой трековой системы, либо долгое нахождение в зоне частичного отжига треков.

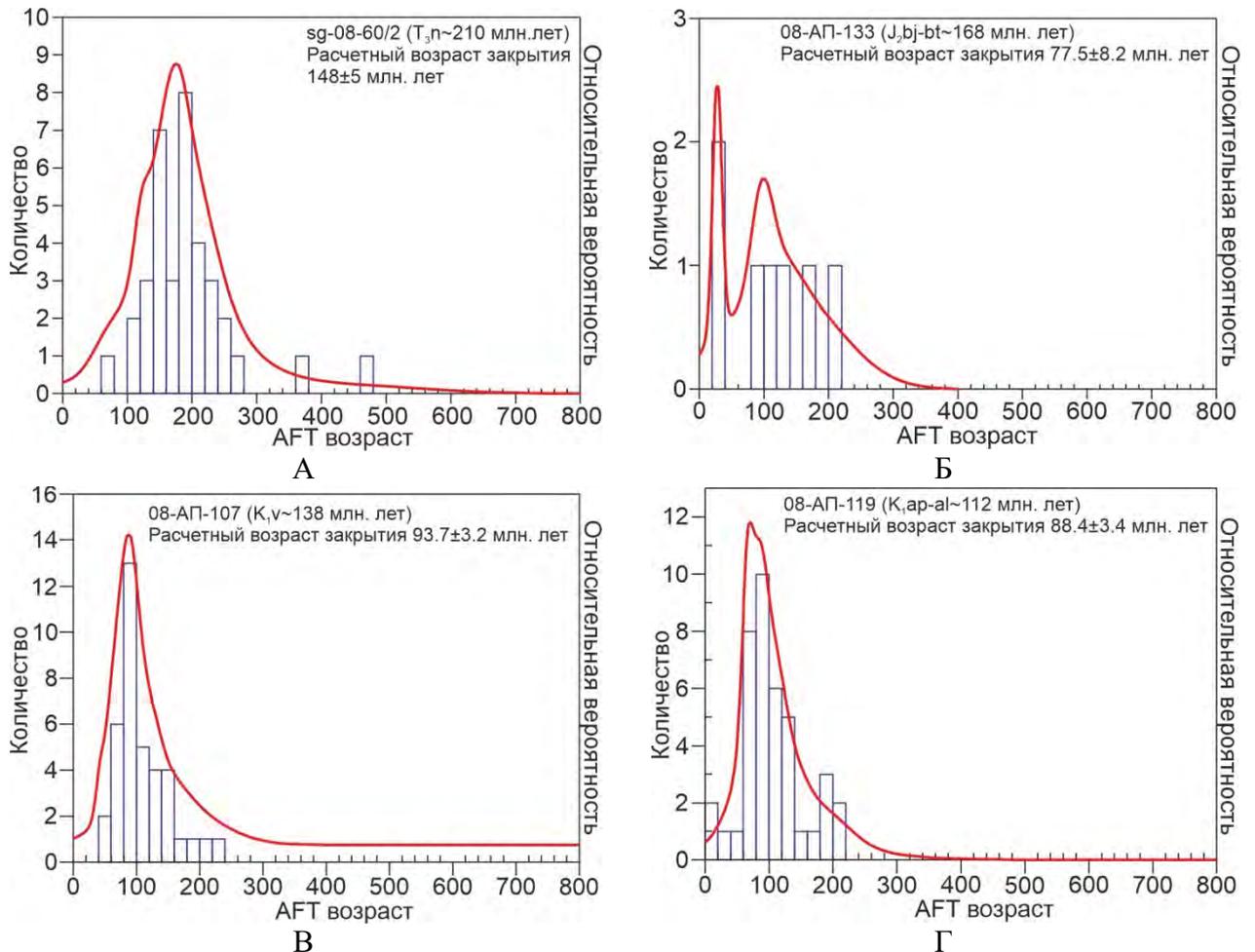


Рисунок 4.8. Трековый возраст второй группы образцов Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. *Образцы:* А – sg-08-60/2, Б – 08-АП-133, В – 08-АП-107, Г – 08-АП-119.

Остальные 12 образцов характеризуются частичной перезагрузкой трековой системы с прогревом от 60 до 120°C. Среди зерен апатитов из этих образцов выделяются либо единичные зерна, либо группы зерен с возрастом древнее возраста осадконакопления (рисунок 4.6 и 4.7). Следует заметить, что для образцов первой группы по длине треков наблюдается значительное преобладание апатитов с практически одинаковыми, моложе возраста осадконакопления, трековыми возрастными, что позволяет предполагать значимый прогрев образцов (до $\sim 100^\circ\text{C}$) и

относительно быструю эксгумацию. Для образцов второй группы, судя по длине треков, наоборот, наблюдается сравнительно большое количество апатитов с возрастами древнее возраста осадконакопления. Это, а также распределение длин треков, отражает небольшой прогрев территории до 60–80°C. Следовательно, здесь в равной степени фиксируются как треки предыдущего термального события, так и последнего.

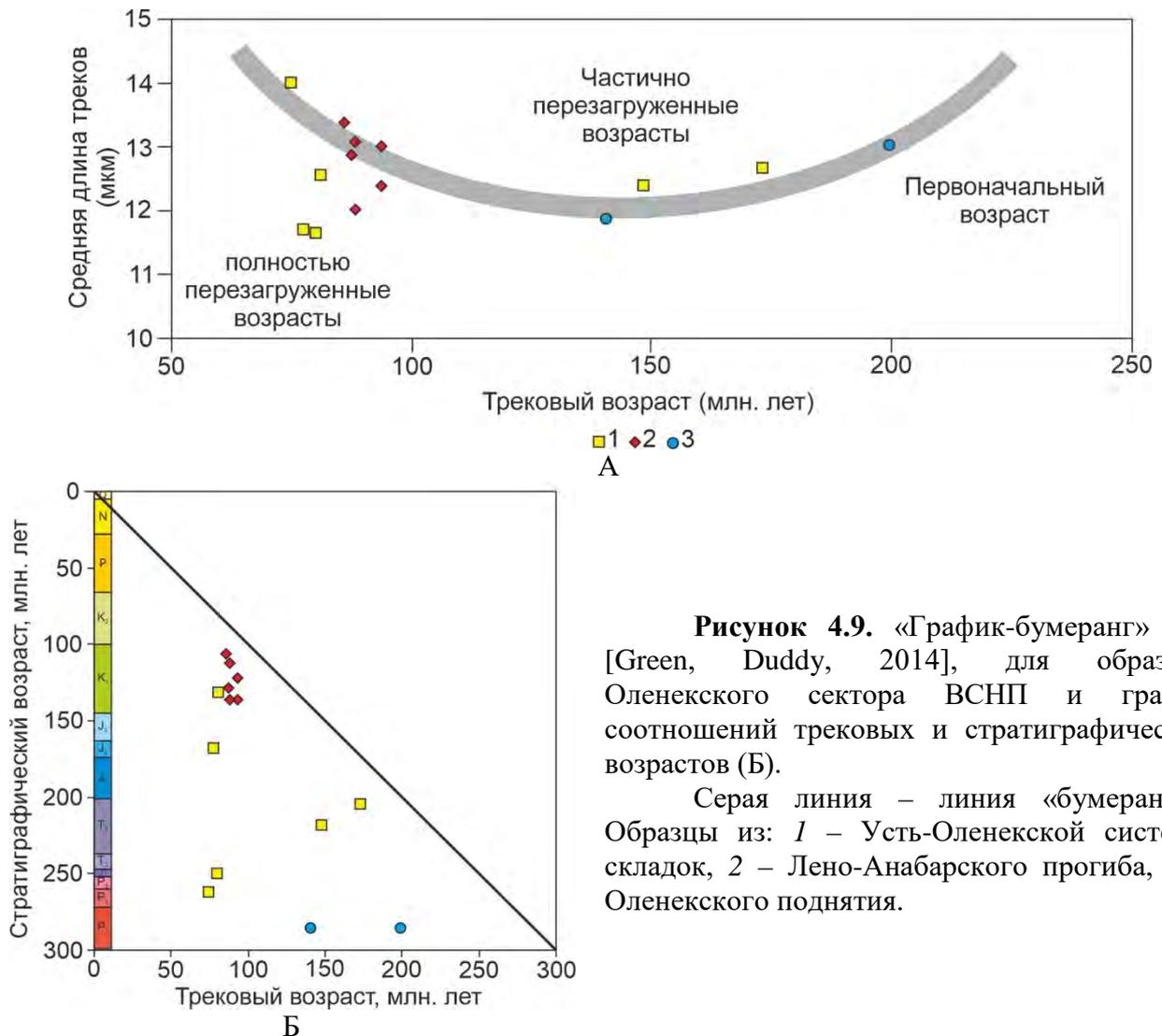
Таким образом, изучение распределения длин треков и степени перезагруженности трековых систем позволяет выделить наиболее представительный образец – 08-АП-135 (рисунок 4.6А). Относительно представительными также следует считать образцы sg-08-19 (рисунок 4.6Е) и 08-АП-121 (рисунок 4.6Д).

Полученные трековые возрасты образуют четыре группы: раннеюрскую (199.0±7.0 млн лет, обр. sg-08-19), среднеюрскую (173.0±6.0 млн лет, обр. 08-АП-142), позднеюрско-раннемеловую (148.0±5.0 млн лет – 140.67±13.94 млн лет, обр. sg-08-60/2 и 08-ДВ-13) и позднемеловую (93.75±10.08 – 74.8±3.2 млн лет) (рисунок 4.6, 4.7 и 4.8; таблица 5). Из четырех образцов два отобраны из верхнетриасовых толщ ядра Усть-Оленекской антиклинали (обр. 08-АП-142, sg-08-60/2), а два – из раннепермских пород Оленекского поднятия (08-ДВ-13, sg-08-19). К четвертой, позднемеловой группе, относятся 10 образцов, отобранных из пород, слагающих структуры Лено-Анабарского прогиба (обр. 08-АП-112, 08-АП-107, 08-АП-118, 08-АП-119, 08-ДВ-56/1, 08-АП-121), Усть-Оленекской антиклинали (08-ДВ-60, 08-ДВ-67, 08-АП-133) и Приморской антиклинали (обр. 08-АП-135). Следует отметить, что среди образцов, отобранных практически вкрест простирания Усть-Оленекской системы складок, наблюдается постепенное омоложение трековых возрастов от 86.0±3.6 млн лет (обр. 08-АП-121) на юге в Таймыльской синклинали, до 74.8±3.2 млн лет (08-АП-135) на севере в Приморской антиклинали [Васильев и др., 2019б].

«График-бумеранг» [Green, Duddy, 2014], иллюстрируя процесс перезагрузки трековой системы, показывает соотношение этих четырех групп возрастов (рисунок 4.9А). Линия бумеранга предполагает проявление на территории двух крупных этапов охлаждения. В левой части бумеранга группируются все образцы позднемелового возраста, датируя последний крупный этап охлаждения территории. Эти образцы были нагреты выше 100–120°C и, следовательно, практически все первоначальные треки были отожджены. После начала охлаждения они показывают значительно более молодой трековый возраст по сравнению с образцами, которые не нагревались, т.е. происходит либо полная, либо почти полная перезагрузка трековой системы. Помимо этого, они отличаются средними длинами треков около 14 мкм и более.

Образец раннеюрского возраста (sg-08-19), отличаясь относительно длинными средними длинами треков, практически показывает «первоначальный» возраст. Анализ степени

перезагрузки и распределения длин треков позволяет предполагать, что крайняя правая часть бумеранга, к которой тяготеет образец sg-08-19, показывает не первоначальный возраст, а возраст предыдущего этапа охлаждения. Между этими двумя крайними положениями при увеличении температуры трековый возраст уменьшается по мере постепенного укорочения частично отжигаемых треков, что фиксируется возрастными образцами среднеюрского и позднеюрско-раннемелового возрастов. График соотношений трековых возрастов со стратиграфическими (рисунок 4.9Б) также показывает, что изучаемые (или измеренные) апатиты значительно моложе вмещающих пород. Следует отметить расположение большинства образцов в вертикальную линию, т.е. они имеют сходный трековый возраст вне зависимости от их собственного стратиграфического возраста, что подтверждает данные «графика-бумеранга».



4.1.3. Интерпретация графиков термальной эволюции

Раннеюрская группа характеризуется возрастом около 199 млн лет, установленным на северном склоне Оленекского поднятия.

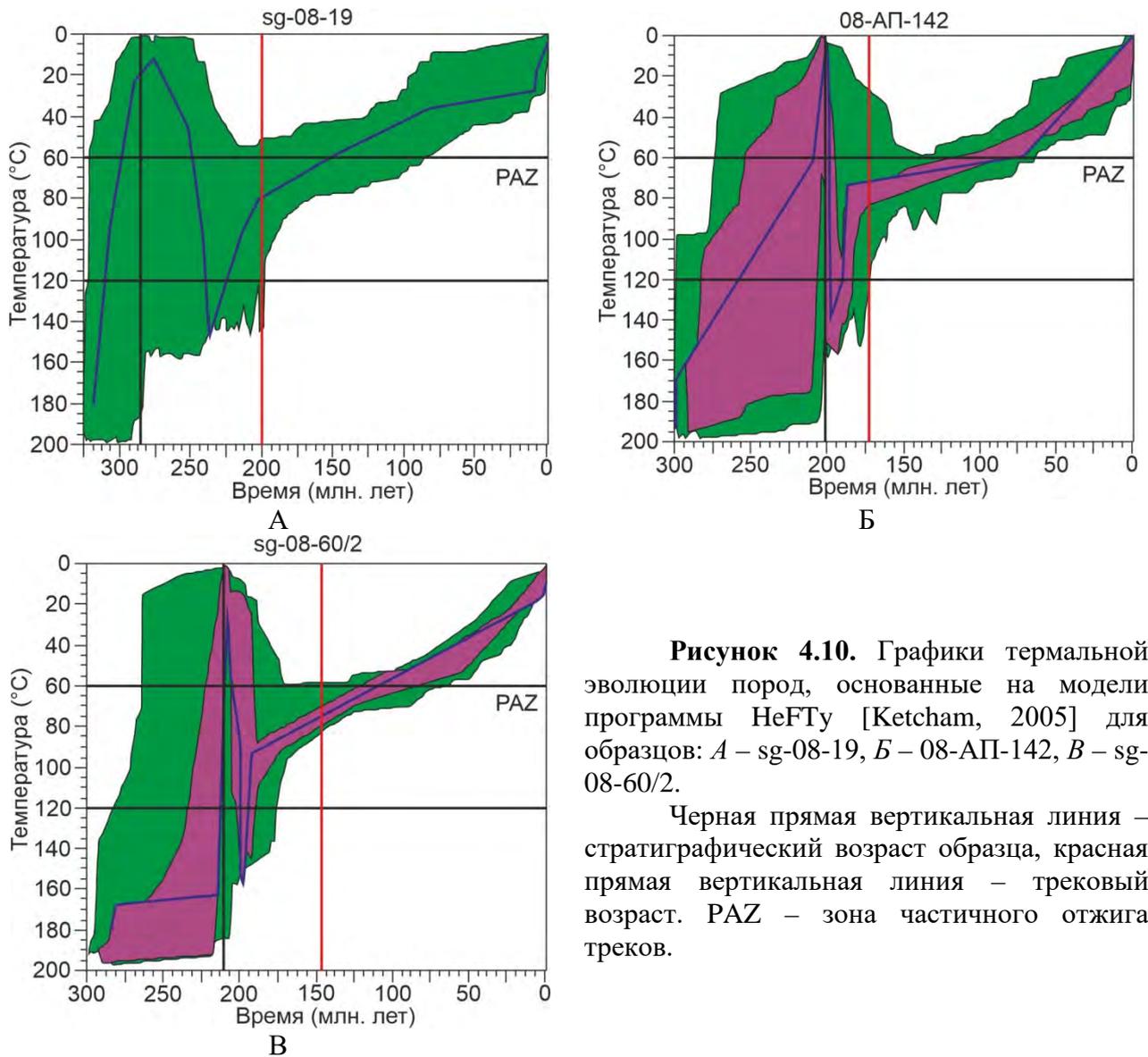


Рисунок 4.10. Графики термальной эволюции пород, основанные на модели программы HeFTy [Ketchum, 2005] для образцов: А – sg-08-19, Б – 08-АП-142, В – sg-08-60/2.

Черная прямая вертикальная линия – стратиграфический возраст образца, красная прямая вертикальная линия – трековый возраст. PAZ – зона частичного отжига треков.

sg-08-19 (рисунок 4.10А). Амплитуда и скорость поднятий не поддается точной оценке, поэтому приведены приблизительные данные. Зная, что породы, из которых был взят этот образец, не нагревались выше 120°C, график термальной эволюции можно разделить на четыре этапа. Первый – 225–200 млн лет (поздний триас). Кривая наилучшего приближения показывает остывание пород от 120°C до 80°C. Учитывая, что для оценки палеотемператур использовался геотермический градиент 30°C на 1 км, получается, что породы за 25 млн лет охладились на 40°C, что соответствует денудации осадочной последовательности пород в 1350 м. Скорость охлаждения (денудации) пород составляет около 1,6°C/млн лет (54 м/млн лет). Второй этап – 200–80 млн лет (ранняя юра – поздний мел). Кривая показывает постепенное остывание от 80 до 35°C. Образец за 120 млн лет остыл на 45°C, что указывает на денудацию 1500 м. Скорость охлаждения (денудации) пород – 0,4°C/млн лет (12 м/млн лет). Третий этап – 80–7 млн лет, отличается на графике практически горизонтальным отрезком, а остывание происходило от 35

до 30°C. Остывание на 5°C за 73 млн лет указывает на денудацию 150 м осадочных пород. Скорость охлаждения (денудации) – 0,1°C/млн лет (2 м/млн лет). На четвертом этапе – 7 млн лет–настоящее время, происходило сравнительно быстрое и резкое охлаждение от 30 до 20°C: за последние 7 млн лет образец остыл на 10°C, что говорит о денудации около 350 м. Скорость охлаждения (денудации) пород – 1,4°C/млн лет (50 м/млн лет).

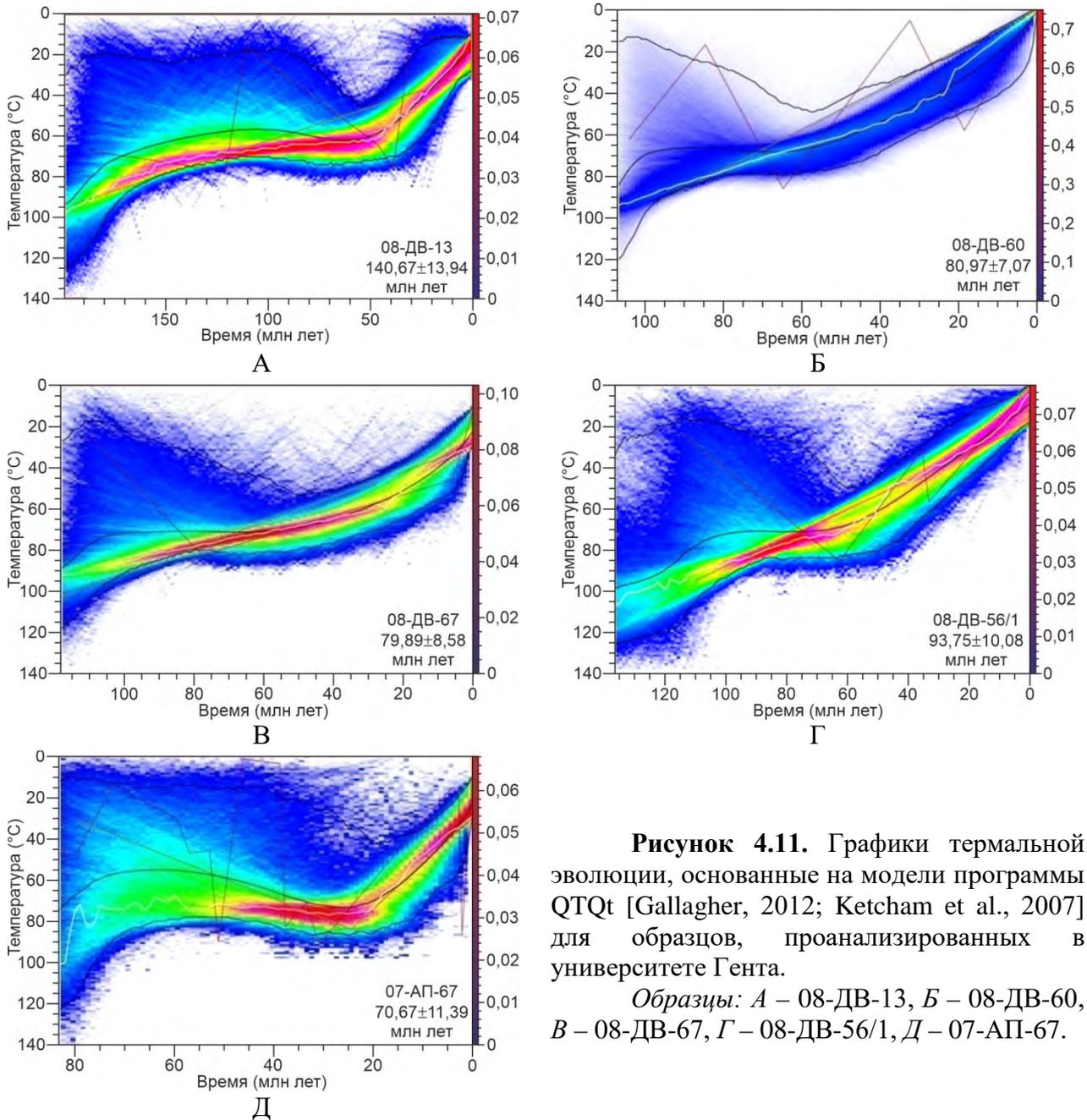


Рисунок 4.11. Графики термальной эволюции, основанные на модели программы QTQt [Gallagher, 2012; Ketcham et al., 2007] для образцов, проанализированных в университете Гента.

Образцы: А – 08-ДВ-13, Б – 08-ДВ-60, В – 08-ДВ-67, Г – 08-ДВ-56/1, Д – 07-АП-67.

Среднеюрская группа характеризуется возрастом около 173 млн лет, установленным в Усть-Оленекской антиклинали.

08-АП-142 (рисунок 4.10Б). График термальной эволюции можно подразделить на три этапа. Первый этап 190–185 млн лет (ранняя юра); кривая наилучшего приближения имеет на

этом отрезке практически вертикальное положение, показывая остывание от 120 до 75°C, на 45°C за 5 млн лет, и соответствует денудации 1500 м толщи пород. Скорость денудации (охлаждения) пород примерно 9°C/млн лет (300 м/млн лет). Второй этап 185–70 млн лет (ранняя юра – поздний мел), характеризуется практически субгоризонтальным положением отрезка кривой на этом промежутке. Остывание происходило от 75 до 60°C, т.е. на 15°C за 115 млн лет, что указывает на денудацию 500 м пород. Скорость денудации – 0,1°C/млн лет (4 м/млн лет). Третий этап – последние 70 млн лет (поздний мел) на диаграмме наблюдается постепенное увеличение угла наклона кривой. Остывание происходило от 60 до 20°C, т.е. на 40°C за 70 млн лет, что соответствует денудации 1350 м вышележащих пород. Скорость денудации – 0,6°C/млн лет (19 м/млн лет).

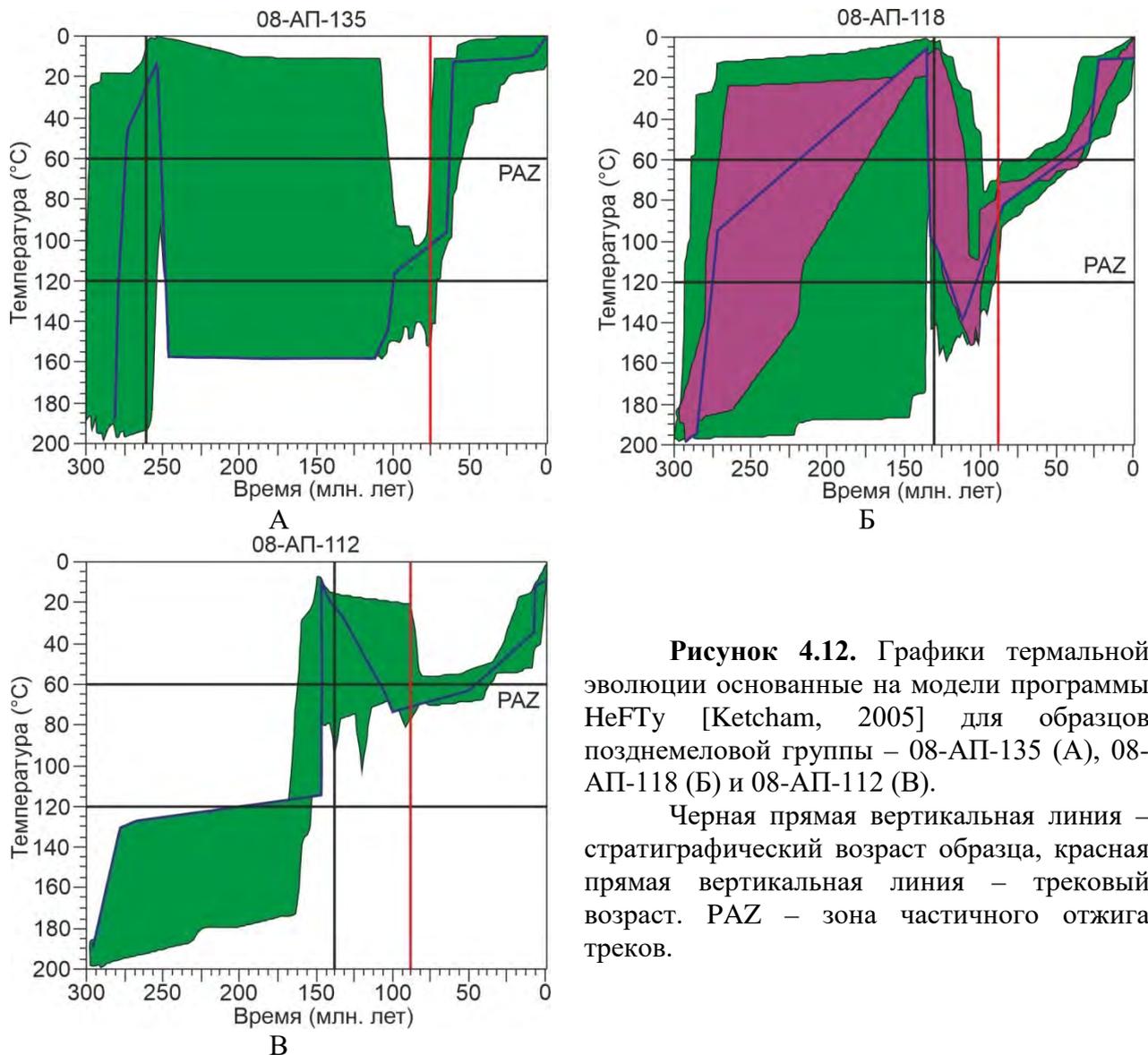


Рисунок 4.12. Графики термальной эволюции основанные на модели программы HeFTy [Ketcham, 2005] для образцов позднемеловой группы – 08-АП-135 (А), 08-АП-118 (Б) и 08-АП-112 (В).

Черная прямая вертикальная линия – стратиграфический возраст образца, красная прямая вертикальная линия – трековый возраст. PAZ – зона частичного отжига треков.

Позднеюрско-раннемеловая группа характеризуется возрастом 148–141 млн лет, установленным на северном склоне Оленекского поднятия и в Усть-Оленекской антиклинали.

sg-08-60/2 (рисунок 4.10В). Поскольку образец нагревался выше 120°C, график термальной эволюции показывает два последних этапа охлаждения. Для первого этапа, 195–190 млн лет (ранняя юра), кривая наилучшего приближения имеет практически субвертикальный отрезок. Остывание от 120 до 95°C – охлаждение на 25°C за 5 млн лет соответствует денудации пород 850 м. Скорость денудации (охлаждения) – 5°C/млн лет (170 м/млн лет). Второй этап, последние 190 млн лет – слабонаклонный отрезок кривой на графике показывает остывание с 95 до 20°C, т.е. на 75°C за 190 млн лет, что позволяет предполагать денудацию 2500 м. Скорость денудации (охлаждения) – 0,4°C/млн лет (13 м/млн лет).

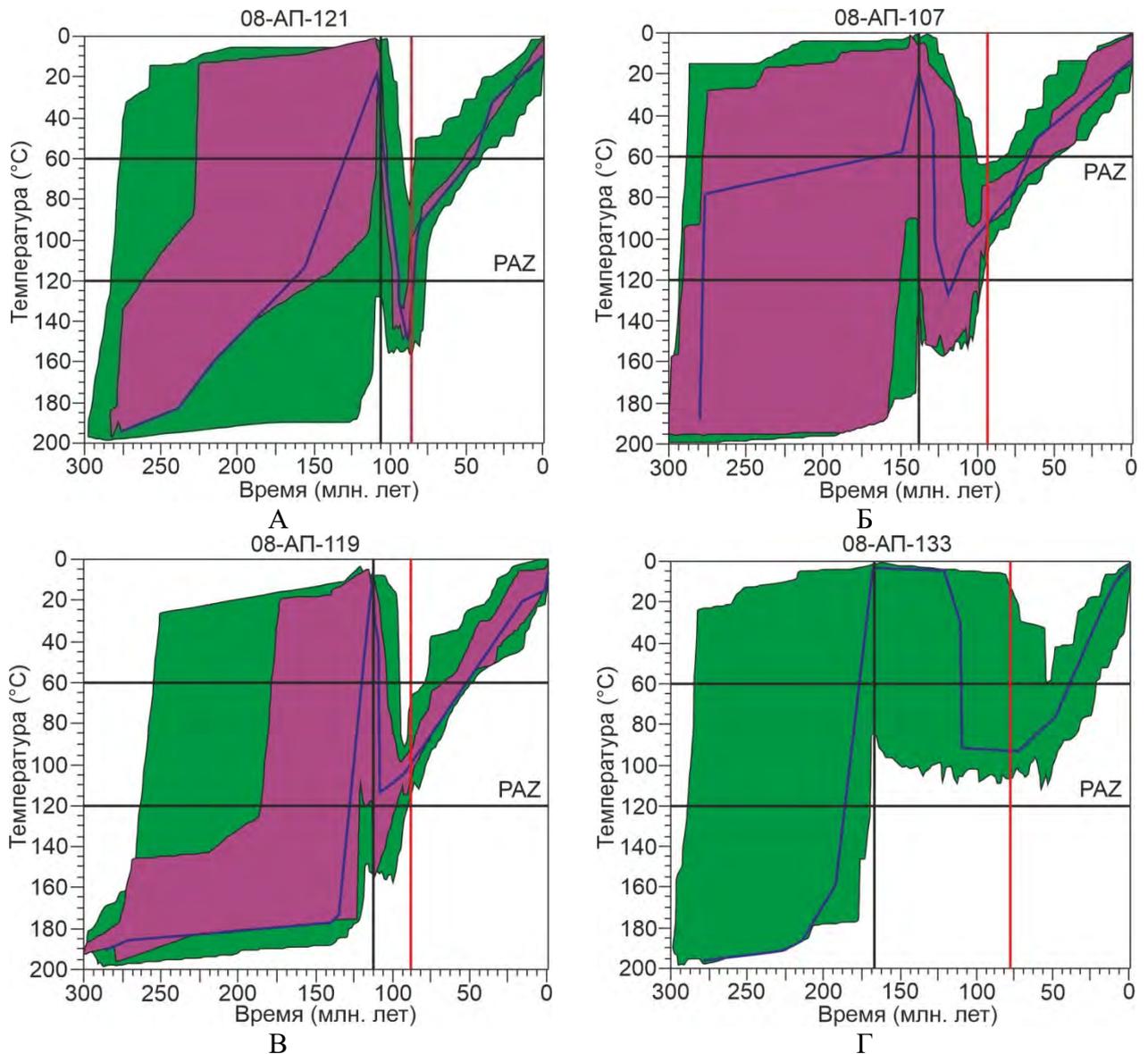


Рисунок 4.13. Графики термальной эволюции, основанные на модели программы HeFTy [Ketcham, 2005] для образцов позднемеловой группы – 08-АП-121 (А), 08-АП-107 (Б), 08-АП-119 (В), 08-АП-133 (Г).

Черная прямая вертикальная линия – стратиграфический возраст образца, красная прямая вертикальная линия – трековый возраст. PAZ – зона частичного отжига треков.

08-ДВ-13 (рисунок 4.11А). В термальной истории образца с определенной долей условности можно выделить четыре этапа. Первый этап, 200–180 млн лет (поздний триас – ранняя юра), характеризуется быстрым охлаждением от 95 до 75°C на 20°C. Это соответствует денудации 650 м пород за 20 млн лет. Скорость денудации (охлаждения) – 1°C/млн лет (32 м/млн лет). На втором этапе, 180–100 млн лет (ранняя юра – ранний мел), скорость охлаждения начинает падать от 75 до 55°C, т.е. на 20°C за 80 млн лет. Это указывает на денудацию 650 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,2°C/млн лет (8 м/млн лет). Третий этап, 100–60 млн лет (ранний мел – палеоген), выделяется нагревом изученного образца, который испытал прогрев от 55 до 65°C на 10°C за 40 млн лет, что отвечает накоплению 350 м пород. Причиной нагревания могло стать проседание в результате накопления толщи осадочных пород. Скорость нагрева (погружения) – 0,2°C/млн лет (9 м/млн лет). На четвертом этапе последние 60 млн лет образец постепенно остывал от 65 до 20°C (на 45°C). Это свидетельствует о денудации 1500 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,7°C/млн лет (25 м/млн лет).

Позднемеловая группа выделяется группировкой возрастов в 94–75 млн лет.

08-АП-135 (рисунок 4.12А). Зная о том, что изучаемый образец был нагрет более 120°C (трековая система была полностью переустановлена) можно предположить, что на графике кривая наилучшего приближения показывает действительно самые вероятные максимальную температуру нагрева и историю развития событий. График термальной эволюции можно подразделить на два этапа. Первый этап 100–65 млн лет (поздний мел). Остывание от 120 до 95°C указывает на охлаждение на 25°C за 35 млн лет, что соответствует денудации 850 м пород. Скорость охлаждения (денудации) – 0,7°C/млн лет (24 м/млн лет). Второй этап, 65–60 млн лет (палеоцен), характеризуется резким субвертикальным отрезком кривой наилучшего приближения. Остывание от 95 до 20°C указывает на охлаждение на 75°C за 5 млн лет, что отвечает денудации 2500 м толщи пород. Скорость охлаждения (денудации) – 15°C/млн лет (500 м/млн лет). Таким образом, 60 млн лет назад образец оказался практически на дневной поверхности в условиях приповерхностных температур.

08-АП-121 (рисунок 4.13А). График термальной эволюции можно разделить на три этапа. Первый этап, 80–45 млн лет (поздний мел – эоцен), фиксирует остывание пород от 120 до 60°C. Это означает, что образец охладился на 60°C за 35 млн лет, что соответствует денудации в 2000 м. Скорость денудации (охлаждения) – 1,7°C/млн лет (57 м/млн лет). Второй этап – 45–30 млн лет (эоцен – олигоцен). Остывание происходило от 60 до 30°C, т.е. на 30°C за 15 млн лет, что соответствует денудации 1000 м. Скорость денудации (охлаждения) – 2°C/млн лет (67

м/млн лет). Третий этап, последние 30 млн лет – образец остыл от 30 до 20°C, т.е. на 10°C. Это указывает на денудацию 350 м вышележащей толщи пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,3°C/млн лет (12 м/млн лет).

08-ДВ-60 (рисунок 4.11Б). График термальной эволюции демонстрирует три ее этапа. Первый этап, 120–100 млн лет (ранний мел), характеризуется охлаждением от 85 до 70°C, т.е. на 15°C за 20 млн лет. Это свидетельствует о денудации 500 м. Скорость денудации (охлаждения) – 0,7°C/млн лет (25 м/млн лет). Второй этап, 100–60 млн лет (поздний мел – палеоген), выделяется как этап стабильности – образец находился при температуре примерно в 70°C. Третий этап, последние 60 млн лет, отличается от предыдущего увеличением скорости охлаждения породы от 70 до 20°C, т.е. на 50°C, что указывает на денудацию 1650 м. Скорость денудации (охлаждения) – 0,8°C/млн лет (27 м/млн лет).

08-АП-118 (рисунок 4.12Б). Выделены три этапа развития на графике термальной эволюции. Первый этап, 100–80 млн лет (поздний мел). Остывание от 120 до 80°C указывает на охлаждение за 20 млн лет на 40°C и денудацию ~1350 м толщи вышележащих пород. Скорость денудации (охлаждения) – 2°C/млн лет (67 м/млн лет). Второй этап, 80–30 млн лет (поздний мел–олигоцен), характеризуется охлаждением от 80 до 50°C, остыванием на 30°C за 50 млн лет, что соответствует денудации 1000 м толщи пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,6°C/млн лет (20 м/млн лет). Третий этап – 30–20 млн лет (олигоцен–миоцен). Остывание от 50 до 20°C на 30°C за 10 млн лет указывает на денудацию 1000 м толщи пород. Скорость денудации (охлаждения) – 3°C/млн лет (100 м/млн лет). Последние 20 млн лет образец находится в условиях приповерхностных температур, предположительно вблизи дневной поверхности.

08-АП-112 (рисунок 4.12В). Интерпретация термальной истории неоднозначна. Изучение трековых возрастов и длин треков показывает, что образец не нагревался более чем на 120°C. Однако график модели термальной эволюции демонстрирует более низкую температуру в 75°C. Учитывая то, что эти температуры находятся в зоне частичного отжига треков (PAZ), и, имея в виду модели отжига треков, использованные при построении графика, следует взять за основу температуру в 75°C. Изучая график модели термальной эволюции можно выделить четыре этапа. Первый этап, 140–100 млн лет (ранний мел), характеризуется нагревом изученного образца от 20 до 75°C, т.е. на 55°C за 40 млн лет. Можно предположить, что наиболее вероятной причиной нагрева пород являлось тектоническое погружение, связанное с погружением Лено-Анабарского прогиба в результате накопления раннемеловых осадков. Таким образом, предполагается накопление не менее 1850 м толщи осадочных пород. Скорость погружения (нагрева) – 1,4°C/млн лет (46 м/млн лет). Второй этап – 100–50 млн лет

(поздний мел–эоцен). Остывание происходило от 75 до 65°C, т.е. на 10°C за 50 млн лет, что указывает на денудацию не менее 350 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,2°C/млн лет (7 м/млн лет). Третий этап – 50–7 млн лет (эоцен-миоцен). Остывание от 65 до 35°C, за 43 млн лет на 30°C, что указывает на денудацию 1000 м толщи пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,7°C/млн лет (23 м/млн лет). В четвертый этап, последние 7 млн лет, наблюдается остывание, на что указывает увеличение на диаграмме крутизны кривой наилучшего приближения. Остывание от 35 до 20°C, т.е. на 15°C за 7 млн лет, что соответствует денудации 500 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 2°C/млн лет (71 м/млн лет).

08-АП-119 (рисунок 4.13В). Зная, о том, что изучаемый образец был нагрет не более чем на 120°C, и, наблюдая положение кривой наилучшего приближения на графике модели термальной эволюции, можно предположить, что эта кривая показывает действительно самые вероятные максимальную температуру нагрева и историю развития событий. Таким образом, на графике видно, что кривая наилучшего приближения представляет собой наклонную, слабоизвилистую, практически прямую линию, что позволяет выделить один единственный этап. Последние 110 млн лет (ранний мел – настоящее время) образец остыл от 120°C до 20°C, т.е. на 100°C, что соответствует денудации 3350 м. Скорость денудации (охлаждения) – 0,9°C/млн лет (30 м/млн лет).

08-АП-107 (рисунок 4.13Б). Поскольку образец не нагревался более чем на 120°C, график модели термальной эволюции рассматривается начиная с 115 млн лет и подразделяется на три этапа. Первый этап – 115–75 млн лет (ранний–поздний мел). Остывание происходило от 120 до 80°C, т.е. на 40°C за 40 млн лет и свидетельствует о денудации 1350 м. Скорость денудации (охлаждение) – 1°C/млн лет (34 м/млн лет). Второй этап – 75–60 млн лет (поздний мел – палеоцен). Остывание от 80 до 50°C за 15 млн лет (30°C). Это соответствует денудации 1000 м толщи вышележащих пород. Скорость денудации (охлаждения) – 2°C/млн лет (67 м/млн лет). Третий этап, последние 60 млн лет, образец остывал от 50 до 20°C (30°C), что указывает на денудацию около 1000 м. Скорость денудации (охлаждения) – 0,5°C/млн лет (17 м/млн лет).

08-АП-133 (рисунок 4.13Г). Поскольку образец не нагревался более чем на 120°C, можно предположить, что кривая наилучшего приближения на графике показывает действительно самые вероятные максимальную температуру нагрева и историю событий. На графике модели термальной эволюции выделяются четыре этапа. Первый этап, 120–110 млн лет (ранний мел), отличается нагревом образца от 20 до 90°C, т.е. на 70°C за 10 млн лет. Наиболее вероятной причиной нагрева пород является тектоническое погружение, связанное с проседанием бассейна седиментации в результате накопления осадков. Предполагается накопление около 2350 м обломочных пород. Скорость погружения (нагрева) – 7°C/млн лет (235 м/млн лет). Второй этап, 110–75 млн лет (ранний–поздний мел), отличается практически горизонтальным

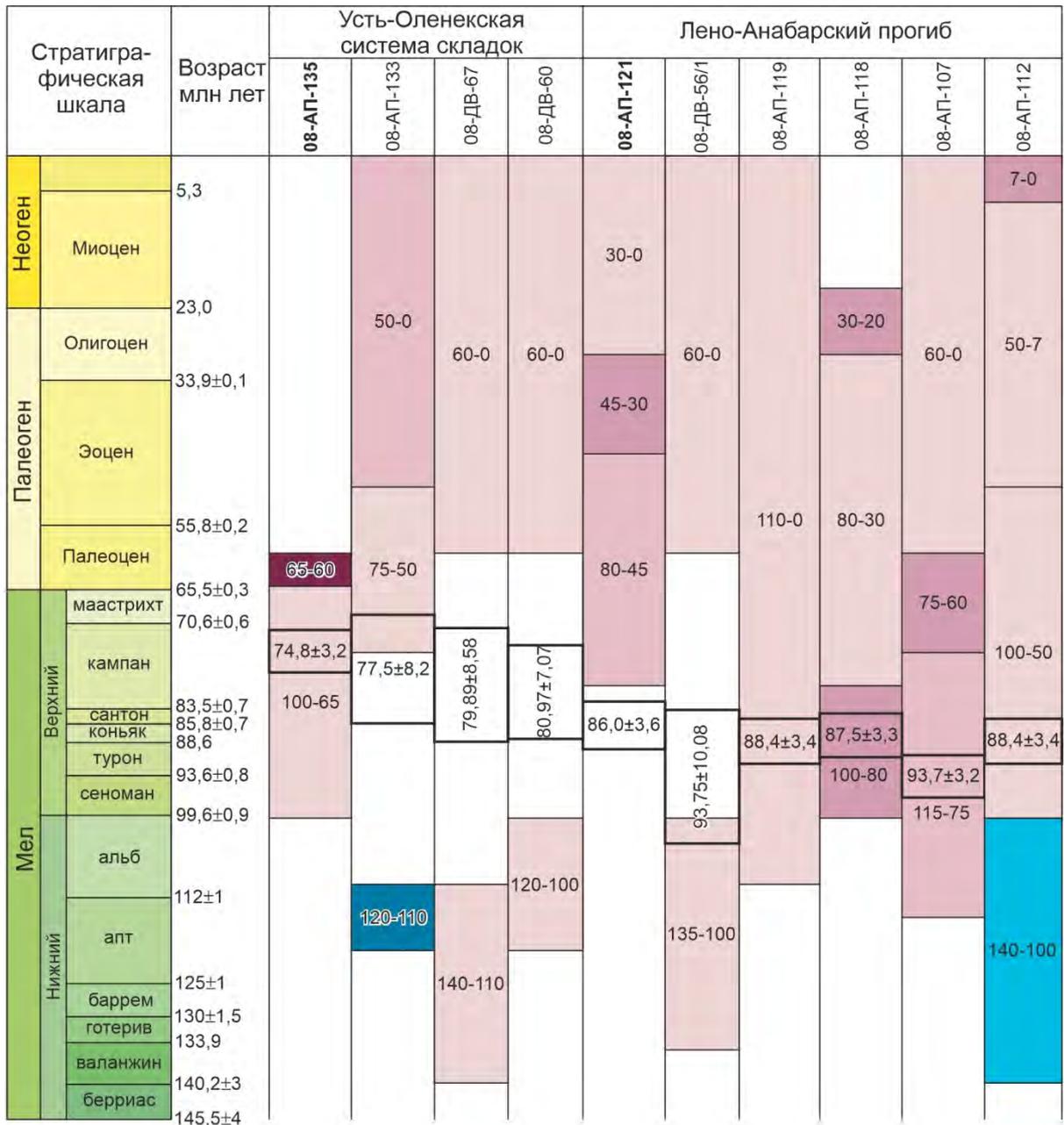
положением отрезка кривой наилучшего приближения. Образец находился в зоне частичного отжига трекров при приблизительно одинаковой температуре в 90°C. Третий этап, 75–50 млн лет (поздний мел – эоцен), характеризуется началом охлаждения, когда образец за 25 млн лет остыл на 15°C (от 90 до 75°C). При этом предполагается денудация 500 м перекрывающих пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,6°C/млн лет (20 м/млн лет). Последние 50 млн лет наблюдается охлаждение от 75 до 20°C (на 55°C), что соответствует денудации 1850 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 1,1°C/млн лет (37 м/млн лет).

08-ДВ-67 (рисунок 4.11В). График модели термальной эволюции можно разделить на три этапа. Первый этап, 140–110 млн лет (ранний мел), отличается постепенным охлаждением от 90 до 75°C, т.е. на 15°C за 30 млн лет. Это свидетельствует о денудации 500 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,5°C/млн лет (17 м/млн лет). Второй этап, 110–60 млн лет (ранний мел – палеоген), отличается стабильностью; образец находился при температуре около 75°C. И, наконец, третий этап, последние 60 млн лет – образец постепенно остывал от 75 до 20°C, т.е. на 55°C. Это соответствует денудации 1850 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,9°C/млн лет (31 м/млн лет).

08-ДВ-56/1 (рисунок 4.11Г). В термальной истории образца выделяются три слабо проявленных этапа. Первый этап, 135–100 млн лет (ранний мел), характеризуется монотонным охлаждением от 100 до 75°C, т.е. на 25°C за 35 млн лет, что соответствует денудации 850 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,7°C/млн лет (24 м/млн лет). Второй этап, 100–60 млн лет (ранний мел – палеоген), выделяется на графике по горизонтальному тренду и маркирует этап тектонической стабилизации; температура остается на уровне 75°C. Третий этап, последние 60 млн лет, также выделяется постепенным охлаждением от 75 до 20°C (на 55°C), что указывает на денудацию 1850 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,9°C/млн лет (31 м/млн лет).

Интерпретация графиков термальной эволюции позволяет сделать несколько выводов. Самую большую скорость денудации (остывание на 15°C/млн лет) во временном интервале 65–60 млн лет показывает образец 08-АП-135, отобранный в Приморской антиклинали. Это скоростное значение настолько велико, что денудация наиболее вероятно сопровождалась интенсивным тектоническим поднятием. Следующие по величине скорости денудации (остывание на 5–9°C/млн лет во временном интервале 195–185 млн лет назад) показывают два образца (08-АП-142 и sg-08-60/2), отобранные практически из одного и того же места в центральной части Усть-Оленекской антиклинали. Кроме этого, еще несколько относительно высокоскоростных эпизодов денудации фиксируются в других образцах Лено-Анабарского прогиба. Так, график термальной эволюции образца 08-АП-118 показывает остывание на

2°C/млн лет в интервале 100–80 млн лет. Образец 08-АП-107 демонстрирует примерно такую же скорость денудации в интервале 75–60 млн лет.



Скорость погружения (нагрева)



Скорость денудации (остывания)



Рисунок 4.14. Этапы изменения скорости денудации по данным интерпретации графиков термальной эволюции позднемеловой группы образцов из Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса.

Размер прямоугольников соответствует оцениваемой длительности события, густота цвета – величине скорости денудации. Бордовым цветом обозначена денудация (охлаждение),

синим – погружение (нагрев). Цифры указывают примерную длительность события в миллионах лет. В жирных квадратах – трековый возраст. Жирным шрифтом отмечены наиболее представительные образцы.

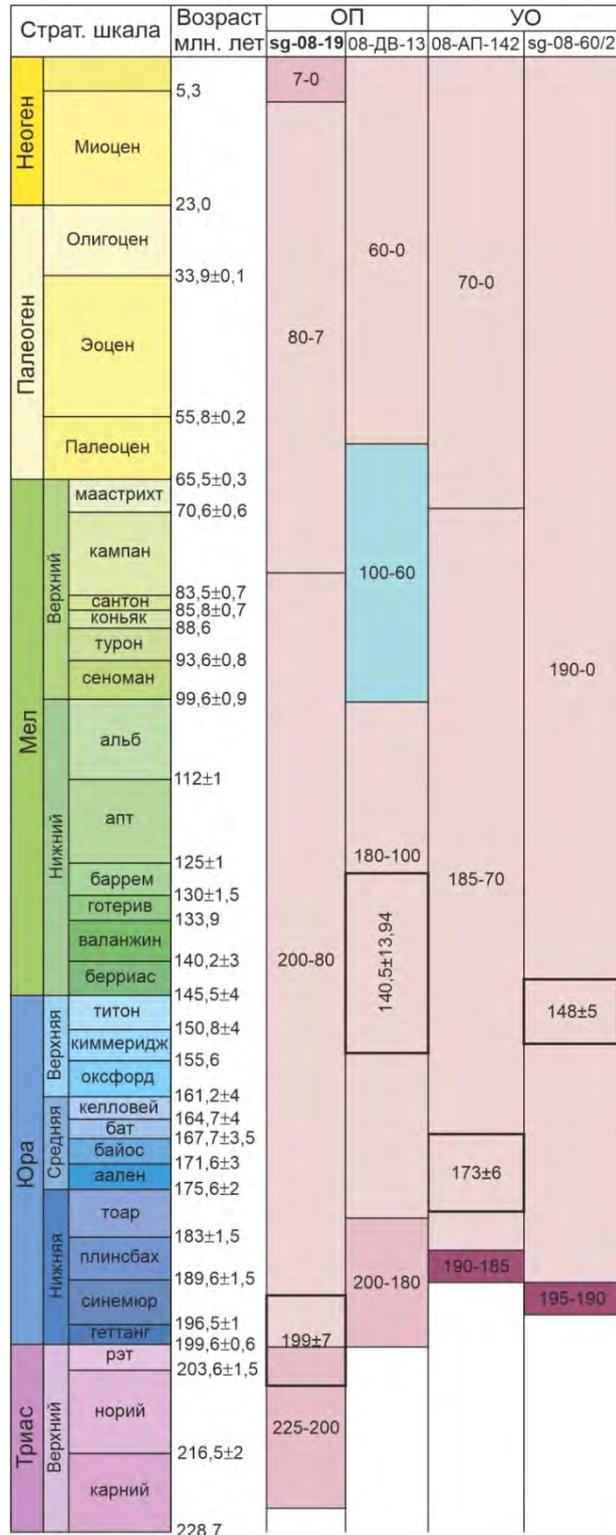


Рисунок 4.15. Этапы изменения скорости денудации по данным интерпретации графиков термальной эволюции раннеюрской и позднеюрско-раннемеловой групп образцов из Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. ОП – Оленекское поднятие, УО – Усть-Оленекская система складок. Усл. обозн. см. на рисунке 4.14.

Данные по наиболее представительному образцу из Лено-Анабарского прогиба (08-АП-121) указывают на относительно высокоскоростную денудацию (остывание на $2^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$) во временном интервале 45–30 млн лет. Позже 30–20 млн лет назад денудация (остывание) происходила со скоростью $3^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$ (образец 08-АП-118).

В целом, остальные полученные данные по скоростям денудации соответствуют относительно низким значениям, что не позволяет в эти временные промежутки выделять каких либо серьезных событий поднятия территории. Возможно, эти денудационные события связаны с незначительной климатической эрозией территории.

Четыре не достаточно представительных образца (08-ДВ-60, 08-АП-133, 08-ДВ-67 и 08-ДВ-56/1) фиксируют на рубеже 110–60 млн лет денудационную стабилизацию на уровне зоны частичного отжига ($90\text{--}70^{\circ}\text{C}$).

Таким образом, на исследованной территории можно предположить проявление следующих термотектонических событий:

1. 199–185 млн лет (ранняя юра) (рисунок 4.15). Этот возрастной интервал фиксируется трековым возрастом одного из представительных образцов, а также графиками термальной эволюции двух других. Интерпретация графиков термальной эволюции дает интервал 195–185 млн лет. Полученный трековый возраст в 173 млн лет видимо также тяготеет к этому событию.

2. 148–141 млн лет (конец юры – ранний мел) (рисунки 4.14 и 4.15). В двух образцах из Усть-Оленекской системы складок и севере Оленекского поднятия установлен трековый возраст $\sim 148\text{--}141$ млн лет, свидетельствующий об остывании и возможном тектоническом поднятии (08-ДВ-13, sg-08-60/2). Вероятно, в конце этого события произошло погружение, которое фиксируется на графиках термальной эволюции двух других образцов (08-АП-133, 08-АП-112). Это погружение (нагрев), возможно, связан с проседанием территории при образовании Лено-Анабарского прогиба. Амплитуда погружения предположительно равна ~ 2 км на крыльях и ~ 3 км в центральной части прогиба. Мы связываем это термохронологическое событие с первой стадией складчато-надвиговых деформаций $^{\circ}\text{D}_1^1$ в Усть-Оленекской системе складок.

3. 94–75 млн лет (поздний мел). Это термотектоническое событие наиболее уверенно фиксируется в Оленекском секторе (рисунок 4.14) преобладающим большинством трековых возрастов, в том числе датировками наиболее представительных образцов, имеющих возраст $86.0 \pm 3.6 - 74.8 \pm 3.2$ млн лет. Интерпретация графиков термальной эволюции нескольких образцов показывает относительно высокоскоростную денудацию во временном интервале 100–60 млн лет. Наиболее представительный образец фиксирует самую высокую скорость денудации (остывания) пород, вероятно, связанную с интенсивным тектоническим поднятием 65–60 млн лет назад. Таким образом, установленное термотектоническое событие, возможно,

соответствует заключительной фазе формирования Усть-Оленекской системы складок. Также следует обратить внимание на постепенное омоложение вкрест простирания Усть-Оленекской системы складок трековых возрастов с юга на север от 86.0 ± 3.6 до 74.8 ± 3.2 млн лет. Это омоложение возрастов, возможно, косвенно подтверждает тыловую последовательность формирования складчато-надвиговых структур, предложенную А.В. Прокопьевым ранее [Прокопьев, Дейкуненко, 2001a]. Это тектоническое поднятие мы связываем с заключительной стадией формирования складчато-надвиговой структуры Оленекского сектора ВСНП – $^{\circ}D_1^2$.

4. 45–20 млн лет (эоцен – ранний миоцен) (рисунок 4.14). Данный возрастной интервал выделяется на графиках термальной эволюции двух образцов относительно высокой скоростью охлаждения (денудации). Связь его с тектоническими поднятиями неочевидна. Природа этого этапа денудации остается дискуссионной; возможно она связана с ошибкой модели стирания треков при их отжиге [Ветров, 2016]. С другой стороны, денудация может быть связана с формированием расположенных восточнее изученной территории палеогеновых грабенов (например, Кенгдейский и др.), Лаптевоморской рифтовой системы на шельфе моря Лаптевых [напр. Drachev, 2011, 2016; Drachev, Shkarubo, 2018] и сбросов на изученной территории деформационного этапа $^{\circ}D_2$.

4.2. Хараулахский сегмент Западно-Верхоянского сектора ВСНП

Для трекового датирования были отобраны образцы песчаников в приустьевой части р. Лены (от мыса Крестьях до мыса Чекуровка), вдоль р. Эекит (левого притока р. Лены) – от места впадения р. Солולי в р. Тас-Эекит до устья, а также в среднем течении р. Кенгдей (правый приток р. Лены) (см. рисунок 4.1) [Васильев и др., 2019а, б, в].

Исследования в Хараулахском сегменте проводились в следующих тектонических структурах (с севера на юг): Центрально-Хараулахский синклиний, Юттыхская антиклиналь, Тасаринская синклиналь (рисунок 4.16) – образцы 09-АП-37, 09-АП-38, 07-АП-67, 7-v09-34, и Чекуровская антиклиналь (рисунок 4.17) – образцы 19-v09-8, 19-v09-27, 19-v09-39, 19-v09-81. Также были проанализированы образцы песчаников из прилегающей с запада северной части Приверхоянского краевого прогиба – образцы sg-09-11/1, sg-09-25/1, sg-09-36/1 (рисунок 4.17), а также из эоценовых отложений Кенгдейского грабена – образец VZK-6-1 (рисунок 4.16B). Результаты анализа отобранных 12 образцов, их трековые возраста и средние длины треков представлены в таблице 6 и отображены в рисунках (рисунки 4.18–4.22, 4.24–4.26).

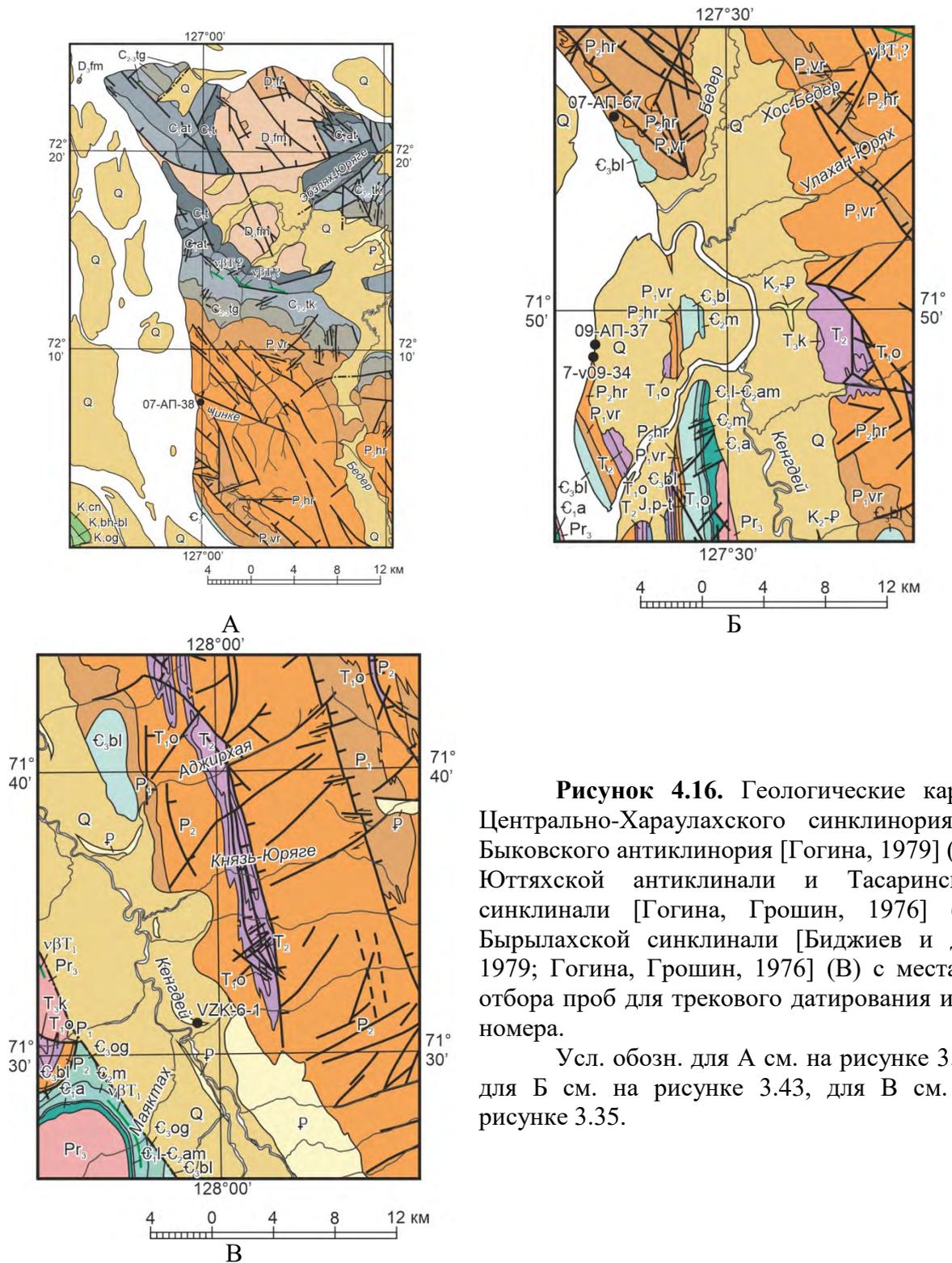


Рисунок 4.16. Геологические карты Центрально-Хараулахского синклиория и Быковского антиклинория [Гогина, 1979] (А), Юттыхской антиклинали и Тасаринской синклинали [Гогина, Грошин, 1976] (Б), Бырылахской синклинали [Биджиев и др., 1979; Гогина, Грошин, 1976] (В) с местами отбора проб для трекового датирования и их номера.

Усл. обозн. для А см. на рисунке 3.18, для Б см. на рисунке 3.43, для В см. на рисунке 3.35.

4.2.1. Длины треков

Анализ распределения длин треков на гистограммах и их средних длин позволяет разделить изучаемые образцы на две неравные группы. В первую группу входит большинство образцов: 10 из 12 (образцы 09-АП-37, VZK-6-1, 09-АП-38, 7-v09-34, 19-v09-8, 19-v09-27, 19-v09-39, 19-v09-81, sg-09-25/1, sg-09-36/1). Распределение длин треков широкое (10–13 мкм), унимодальное, асимметричное. Подобное распределение отражает постепенное линейное

охлаждение [Соловьев, 2008]. В образцах 09-АП-38 и VZK-6-1 средняя длина треков около 14 мкм, что гарантирует отсутствие эффекта отжига и омоложения трекового возраста (рисунок 4.18А, Б).

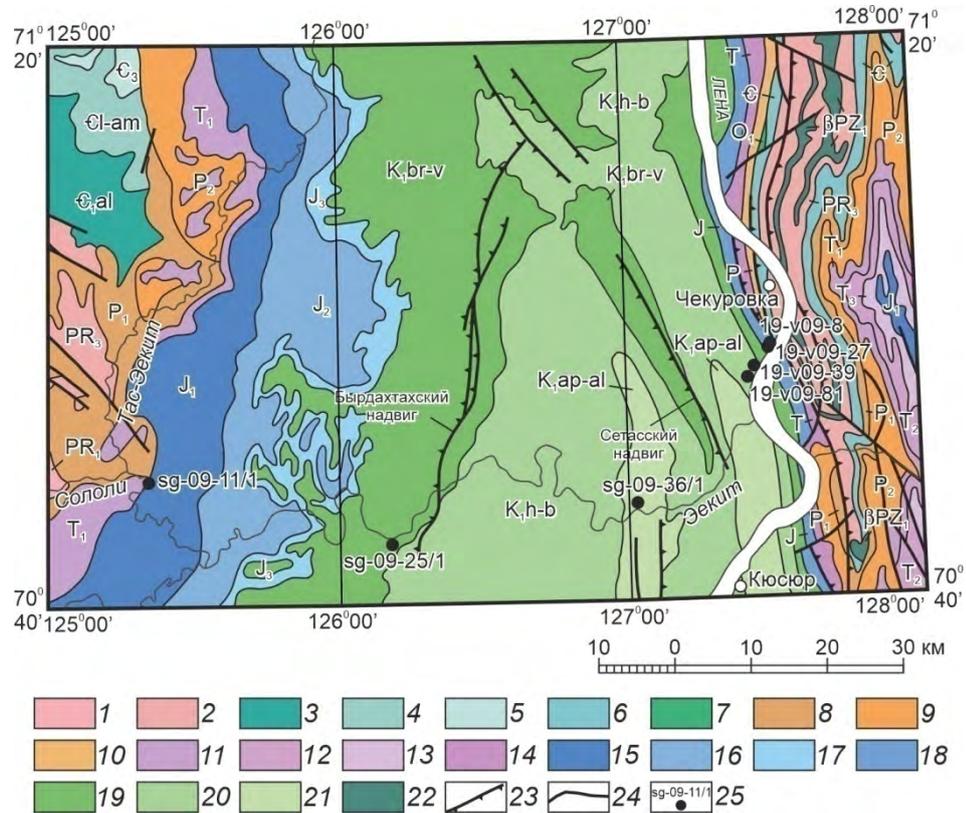


Рисунок 4.17. Схематическая геологическая карта зоны сочленения Чекуровской антиклинали, Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса с северной частью Приверхоянского краевого прогиба [Биджиев и др., 1976 с изменениями и упрощениями] и места отбора проб для трекового датирования.

Отложения: 1 – нижнепротерозойского, 2 – верхнепротерозойского, 3 – алданского яруса нижнекембрийского, 4 – ленского и амгинского ярусов нижне-среднекембрийского, 5 – верхнекембрийского, 6 – объединенного кембрийского, 7 – нижнеордовикского, 8 – нижнепермского, 9 – верхнепермского, 10 – объединенного пермского, 11 – нижнетриасового, 12 – среднетриасового, 13 – верхнетриасового, 14 – объединенного триасового, 15 – нижнеюрского, 16 – среднеюрского, 17 – верхнеюрского, 18 – объединенного юрского, 19 – берриасского и валанжинского ярусов нижнемелового, 20 – готеривского и барремского ярусов нижнемелового, 21 – аптского и альбского ярусов нижнемелового возрастов; 22 – раннепалеозойские диабазы, базальты, 23 – надвиги и взбросы, 24 – разломы неопределенной кинематики, 25 – места отбора проб и их номера.

Это позволяет интерпретировать их возраст как наиболее точное датирование геологического процесса. Остальные образцы этой группы характеризуются средними длинами треков от 13 до 13,57 мкм, что указывает на их незначительный отжиг (рисунки 4.18Г, Д и 4.19). Их трековый возраст не связан ни с одним отдельным событием, хотя отражает время, когда образцы остыли ниже эффективной температуры закрытия трековой системы.

Таблица 6. Результаты трекового датирования апатитов из песчаников и конгломератов (sg-09-11/1) Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса и прилегающих структур.

№ п/п	Координаты	Абс. высота, м	№ образца	Страт. возр.	Кол-во зерен апатита	Качество зерен (1 - плохо, 10-отлично)	Трековый возраст (млн лет)	Средняя длина треков (мкм)
1	71°30'53.3" 127°57'01.0"	85	VZK-6-1	Р	40	2	73.6±3.5	14.00±0.11
2	72°08'09.8" 126°58'11.0"	58	09-АП-38	Р ₂	40	3	61.1±2.8	14.19±0.11
3	71°56'17.6" 127°17'16.0"	65	07-АП-67	Р ₁	37	–	70.7±11.4	11.13±2.12
4	71°47'58.7" 127°13'59.7"	69	7-v09-34	T _{2an}	34	3	57.4±3.6	13.57±0.12
5	71°48'12.8" 127°14'13.1"	69	09-АП-37	T _{3k}	39	4	95.4±5.8	13.02±0.18
6	70°57'36.5" 127°30'26.5"	119	19-v09-8	J _{2bt}	40	3	67.6±2.3	13.55±0.10
7	70°57'27.5" 127°30'06.3"	119	19-v09-27	J _{2bt}	37	3	67.4±2.3	13.00±0.12
8	70°57'23.8" 127°29'58.6"	119	19-v09-39	K _{1b}	40	3	60.0±1.9	13.43±0.13
9	70°57'02.5" 127°29'06.7"	118	19-v09-81	K _{1h}	40	4	59.8±2.7	13.04±0.13
10	70°48'27.7" 125°18'56.3"	128	sg-09-11/1	J _{1d}	40	4	171.0±6.0	13.16±0.15
11	70°44'30.3" 126°11'08.1"	115	sg-09-25/1	K _{1hr-v₁}	36	2	90.0±4.3	13.16±0.15
12	70°46'46.9" 127°01'30.7"	99	sg-09-36/1	K _{1bh-bl(?)}	40	4	76.6±3.1	13.44±0.13

Примечание: 1 – Кенгдейский грабен, 2 – Центрально-Хараулахский синклиниорий, 3 – Ютяхская антиклиналь, 4–5 – Тасаринская синклиналь, 6–9 – Чекуровская антиклиналь, 10–12 – Приверхоянский краевой прогиб.

Во вторую группу входят два образца (sg-09-11/1 и 07-АП-67), характеризующиеся относительно короткими средними длинами треков (11–13 мкм) (рисунки 4.18В и 4.5Д). Распределение длин треков этой группы 8–11 мкм, бимодальное и асимметричное. Такое распределение показывает, что часть треков была сформирована в период нагревания, часть в период охлаждения [Соловьев, 2008]. В этом случае трековый возраст напрямую не связан ни со временем остывания, ни со временем максимума палеотемператур. Отсюда, возрасты образцов этой группы самостоятельно не несут в себе какой-либо полезной геологической информации, хотя совместно с образцами первой группы, с большой долей условности, их можно использовать в качестве дополнительного материала.

4.2.2. Трековый возраст

По степени перезагруженности трековых систем имеющиеся образцы можно сгруппировать следующим образом: образцы с полностью перезагруженной трековой системой

и прогревом более 120°C, с частичной перезагрузкой трековой системы и прогревом от 60 до 120°C и без перезагрузки трековой системы (образец не нагревался более 60°C).

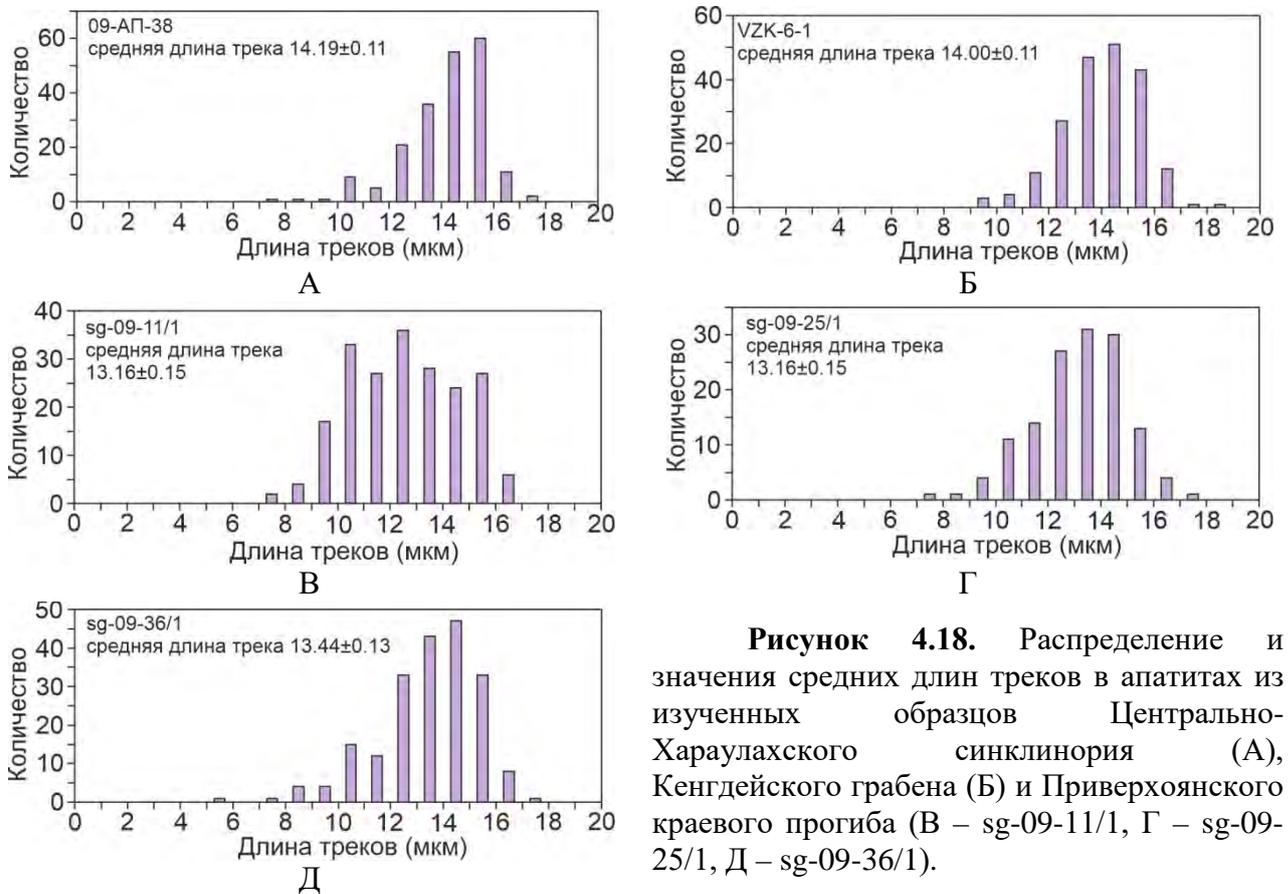


Рисунок 4.18. Распределение и значения средних длин треков в апатитах из изученных образцов Центрально-Хараулахского синклиория (А), Кенгдейского грабена (Б) и Приверхоянского краевого прогиба (В – sg-09-11/1, Г – sg-09-25/1, Д – sg-09-36/1).

Этот процесс перезагрузки трековой системы подразумевает под собой некоторый этап подогрева территории после накопления осадочного слоя. Если нагрев был более 120°C, все треки в первоначально разновозрастных апатитах из различных источников обломочного материала стираются. Дальнейшее охлаждение приводит к формированию новых треков и, таким образом, апатиты становятся как бы «одновозрастными». В эту группу входят три образца – 09-АП-38, 19-v09-8 и 19-v09-27 (рисунок 4.20А, 4.21А, 4.21Б). С учетом средней длины более 14 мкм, анализе распределения длин треков на гистограмме, а также степени перезагруженности трековой системы возраст первого из них можно считать наиболее точным и представительным. Средние длины треков в двух других образцах от 13 до 13,55 мкм, соответственно, указывают на незначительный отжиг, что несколько снижает точность их трекового возраста. Однако с некоторой долей условности возрасты этих образцов можно считать представительными.

Наибольшее количество образцов (8 из 12) подверглись частичной перезагрузке трековой системы. Нагрев территории был менее 120°C, так как среди зерен апатитов выделяются либо единичные зерна, либо группы зерен с возрастом древнее осадконакопления.

Для большинства образцов этот прогрев привел к тому, что большинство треков было стерто, а дальнейшее охлаждение привело к значительному преобладанию апатитов с одинаковыми, моложе возраста осадконакопления, возрастами, которые фиксируют это термальное событие. Для образцов sg-09-11/1 и 07-АП-67 температура предполагаемого нагрева была еще более низкой, что фиксируется довольно значительным количеством разновозрастных апатитов, а также распределением длин треков (рисунок 4.22А и 4.7Д). В результате этого прогрева здесь в равной степени фиксируются как треки предыдущего термального события, так и последнего. Трековый возраст последних двух образцов является наименее представительным и точным, и их следует интерпретировать с большой осторожностью.

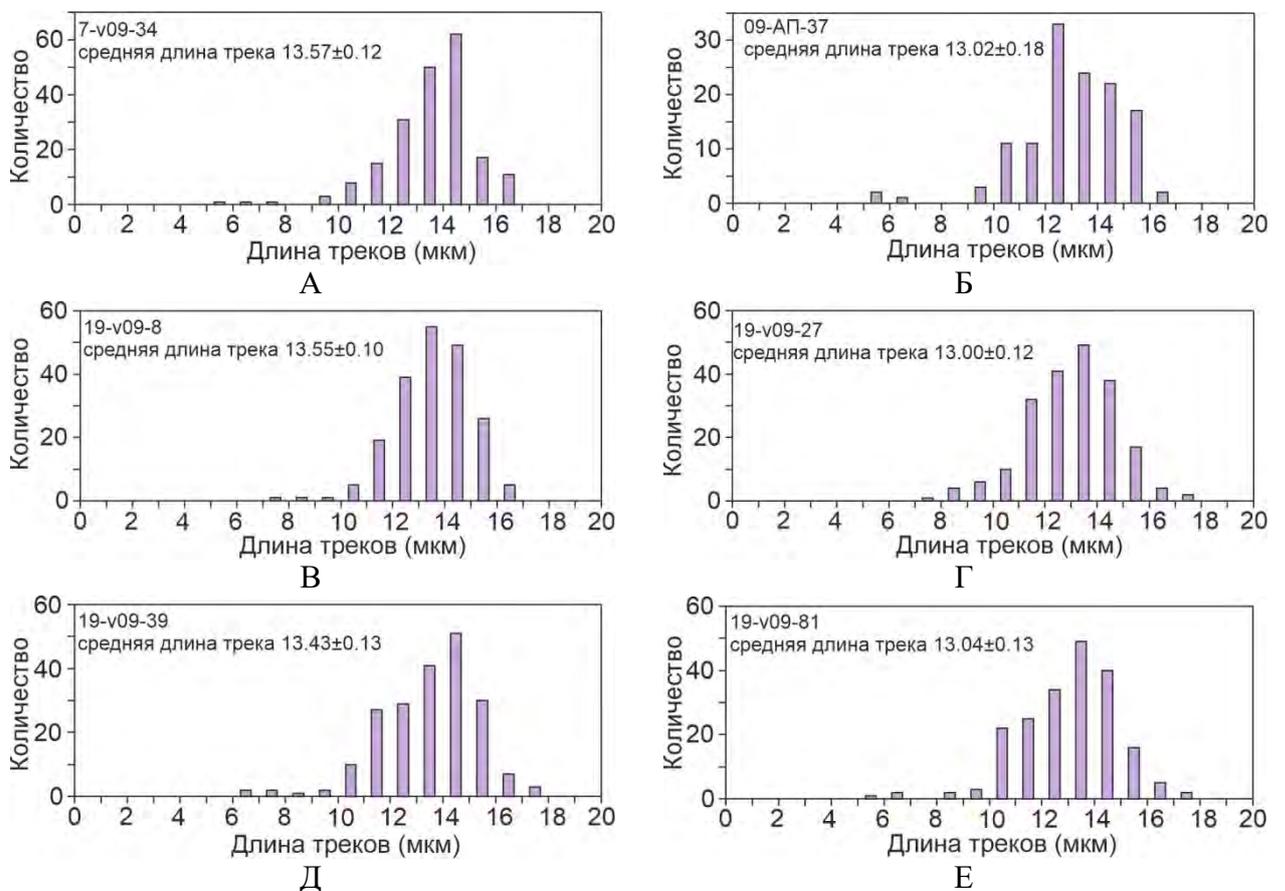


Рисунок 4.19. Распределение и значения средних длин треков в апатитах из изученных образцов Тасаринской синклинали (А – 7-v09-34, Б – 09-АП-37) и Чекуровской антиклинали (В – 19-v09-8, Г – 19-v09-27, Д – 19-v09-39, Е – 19-v09-81).

В единственном образце VZK-6-1 из раннепалеогеновых отложений Кенгдейского грабена не установлена перезагрузка трековой системы и прогрев был менее 60°C (рисунок 4.20Б). Практически все треки в апатитах этого образца имеют возраст древнее возраста осадконакопления. Отсюда следует, что трековый возраст связан с источником сноса обломочного материала. Практически все зерна дают в пределах ошибки похожие возраста, что позволяет говорить о тотальном преобладании одновозрастного источника сноса. С учетом

средней длины треков (14 мкм), т.е. практически полным отсутствием вторичного отжига треков, трековый возраст источников сноса можно считать представительным.

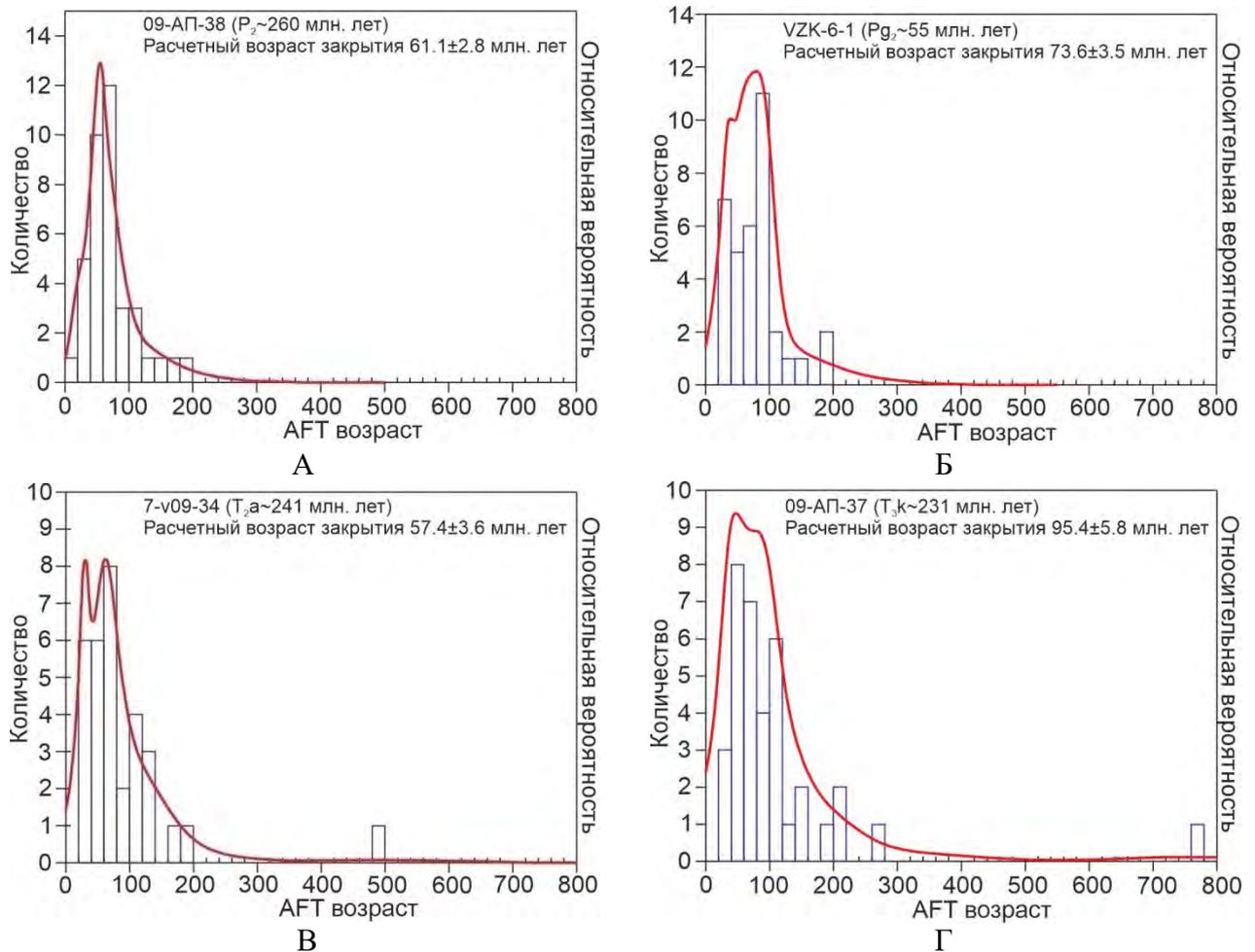


Рисунок 4.20. Трековый возраст апатитов из образцов Центрально-Хараулахского синклиория (А), Кенгдейского грабена (Б) и Тасаринской синклинали (В – 7-v09-34, Г – 09-АП-37) Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП.

Полученные трековые возрасты в изученных образцах группируются в три группы: кампан-палеоценовую ($76.6 \pm 3.1 - 57.4 \pm 3.6$ млн лет), сеноман-туронскую ($95.4 \pm 5.8 - 90.0 \pm 4.3$ млн лет) и ааленскую (171.0 ± 6.0 млн лет) (рисунки 4.20, 4.21, 4.22). Анализ распределения длин треков, степени перезагруженности трековых систем позволило выделить наиболее представительные образцы – 09-АП-38 (61.1 ± 2.8 млн лет), VZK-6-1 (73.6 ± 3.5 млн лет), 19-v09-8 (67.6 ± 2.3 млн лет) и 19-v09-27 (67.4 ± 2.3 млн лет), трековые возрасты которых попадают в первую, кампан-палеоценовую группу. В эту же группу входят возрасты большинства других образцов. Во вторую группу, сеноман-туронскую, входят два (09-АП-37 и sg-09-25/1), а третью представляет один (обр. sg-09-11/1) из наименее представительных и наиболее удаленных от ВСНП образцов, отобранный с пограничных структур Оленекского поднятия и Приверхоянского краевого прогиба. Кроме этого, необходимо отметить, что среди образцов,

отобранных вкрест простирания северной части Приверхоянского прогиба, наблюдается постепенное омоложение трековых возрастов от 171.0 ± 6.0 млн лет на западе, на границе Оленекского поднятия и Приверхоянского краевого прогиба, до 59.8 ± 2.7 млн на востоке, на западном крыле Чекуровской антиклинали.

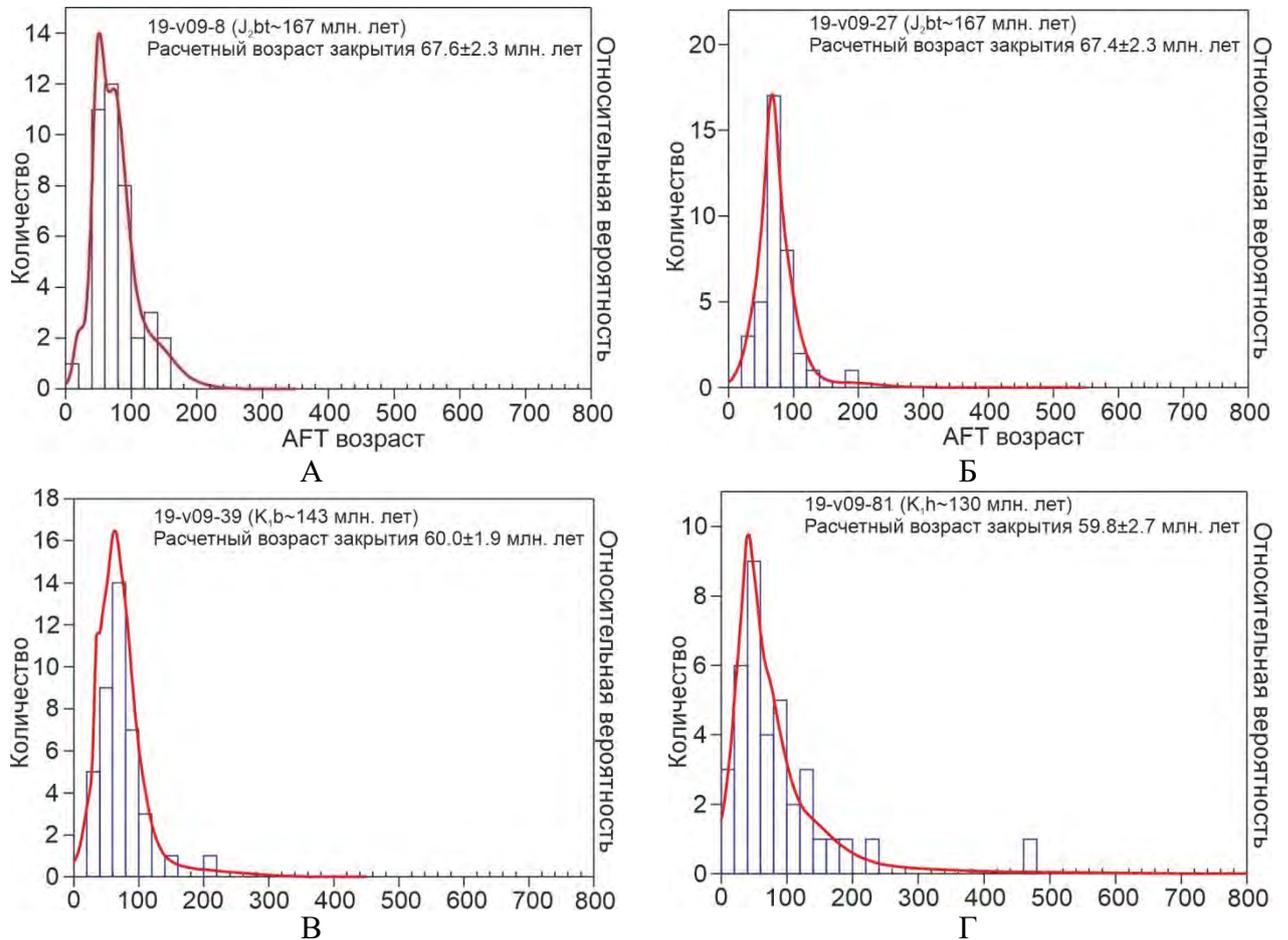


Рисунок 4.21. Трековый возраст апатитов из образцов Чекуровской антиклинали Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП: А – 19-v09-8, Б – 19-v09-27, В – 19-v09-39, Г – 19-v09-81.

«График-бумеранг» [Green, Duddy, 2014] иллюстрирует процесс перезагрузки трековой системы, а также показывает природу соотношений этих трех групп (рисунок 4.23А). На графике показана центральная и левая части бумеранга. В левой части группируются практически все образцы кампан-палеоценовой группы, датируя последний крупный этап охлаждения территории. Образцы сеноман-туронской и ааленской групп ограничивают центральную часть «бумеранга». Первая из этих групп тяготеет к кампан-палеоценовой группе, также датируя последний этап охлаждения территории, однако, небольшой прогрев территории (менее 120°C), приводит к тому, что не все короткие первоначальные треки были стерты, что в свою очередь укорачивает среднюю длину треков и приводит к получению немного более древнего трекового возраста. Ааленская группа, наоборот, тяготеет к предполагаемому

первоначальному возрасту. Еще менее высокие температуры прогрева привели к значительному количеству коротких первоначальных треков, относительно короткой средней длине треков и к еще более древнему трековому возрасту. График соотношений трековых возрастов со стратиграфическими (рисунок 4.23Б) показывает значительную молодость изучаемых апатитов по сравнению с возрастом вмещающей породы. Исключением является только образец из палеогеновых отложений Кенгдейского грабена, указывающий, что треки в апатитах древнее возраста вмещающих толщ. Все это, в целом, подтверждают не только данные «графика-бумеранга», но практически все выше приведенные.

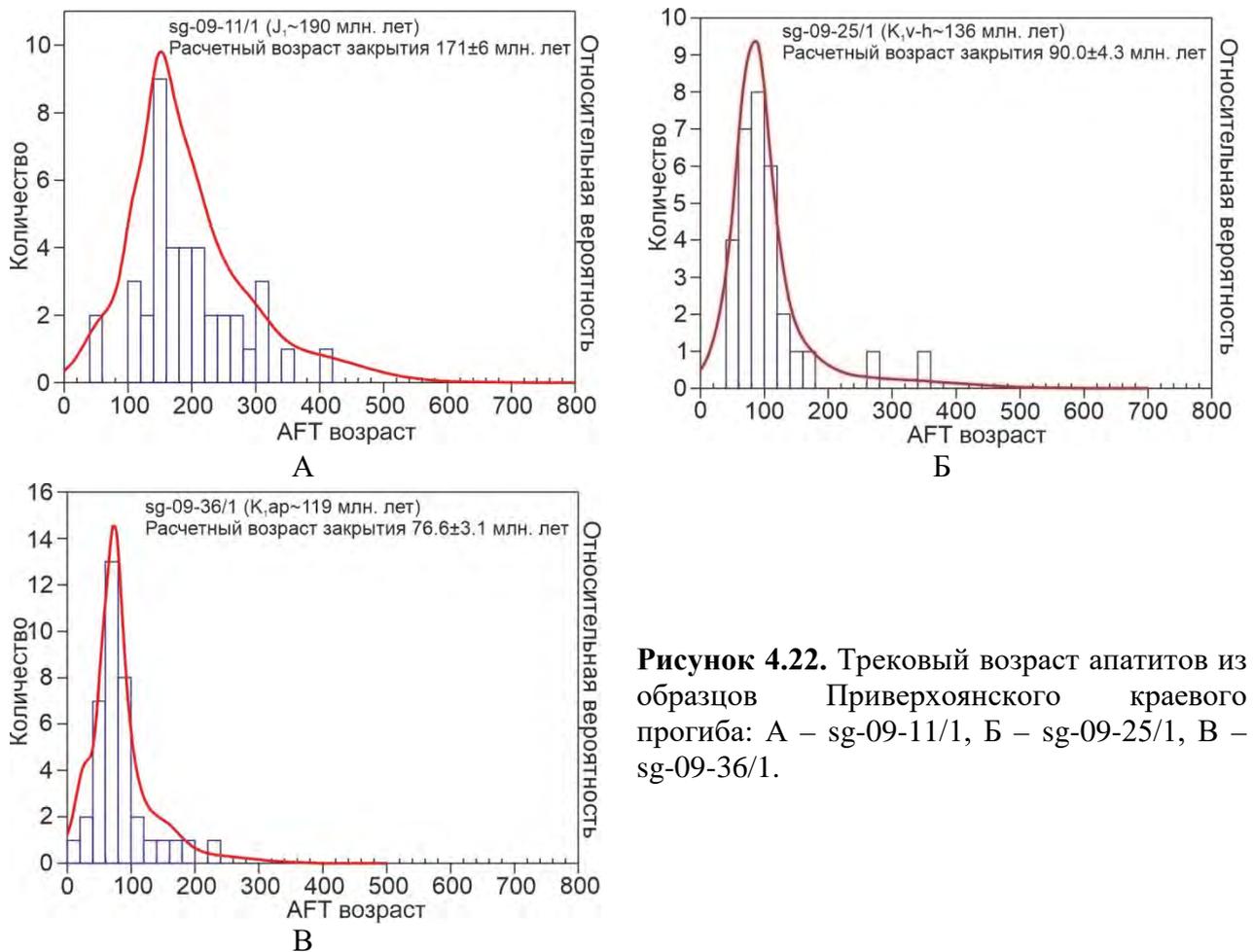


Рисунок 4.22. Трековый возраст апатитов из образцов Приверхоянского краевого прогиба: А – sg-09-11/1, Б – sg-09-25/1, В – sg-09-36/1.

4.2.3. Интерпретация графиков термальной эволюции

Ааленская (среднеюрская) группа характеризуется возрастом 171 млн лет.

sg-09-11/1 (J₁) (рисунок 4.24А). Здесь и далее, амплитуда и скорость поднятий (охлаждения, денудации) не поддается точной оценке, поэтому приведены приблизительные данные. Зная о том, что изучаемый образец был нагрет менее 120°C, и, анализируя положение кривой наилучшего приближения на графике модели термальной эволюции можно предположить, что эта кривая показывает действительно самые вероятные максимальную

температуру нагрева и историю развития событий. Учитывая это, график термальной эволюции можно разделить на три этапа.

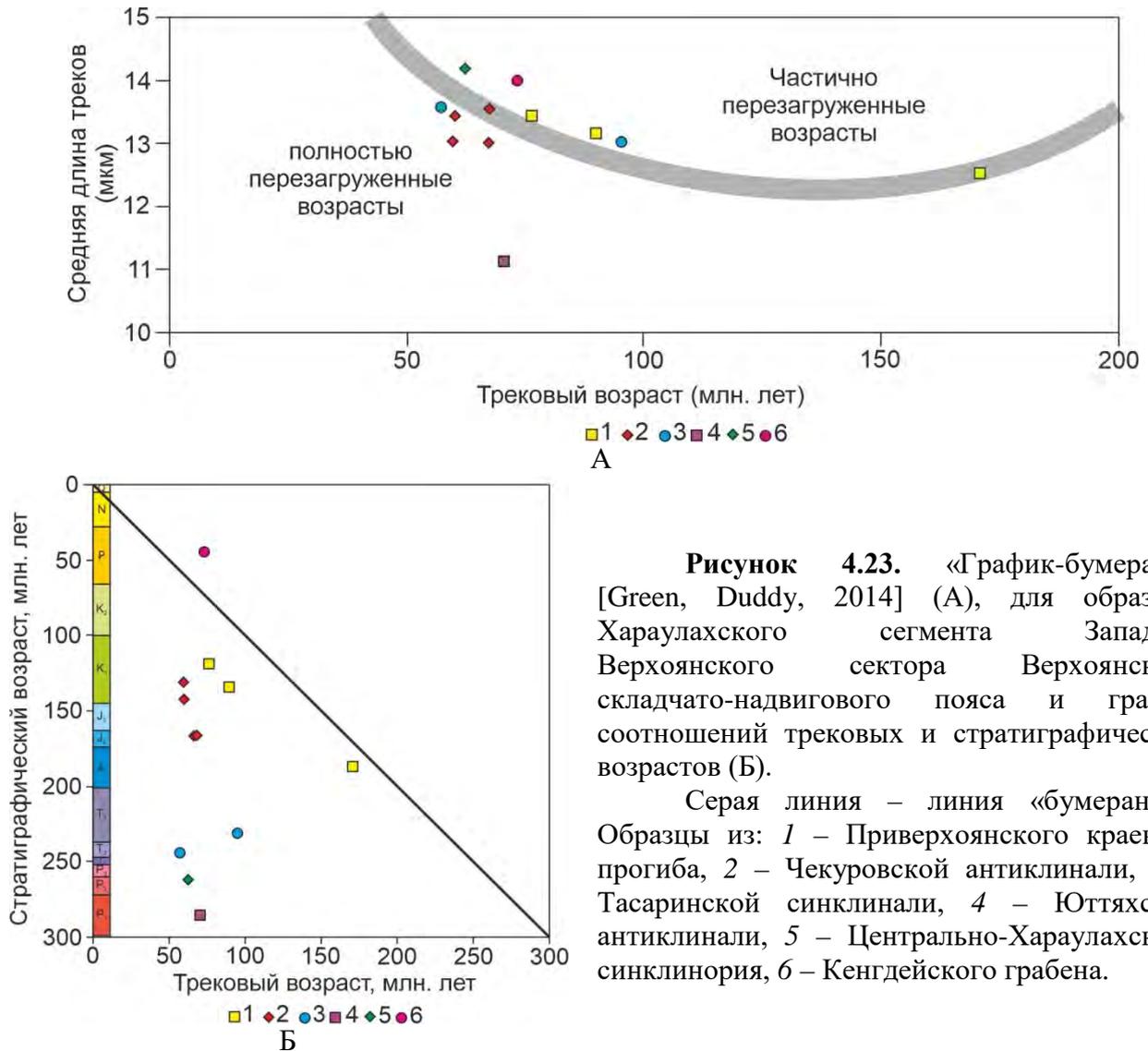


Рисунок 4.23. «График-бумеранг» [Green, Duddy, 2014] (А), для образцов Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса и график соотношений трековых и стратиграфических возрастов (Б).

Серая линия – линия «бумеранга». Образцы из: 1 – Приверхоянского краевого прогиба, 2 – Чекуровской антиклинали, 3 – Тасаринской синклинали, 4 – Югтяхской антиклинали, 5 – Центрально-Хараулахского синклинория, 6 – Кенгдейского грабена.

Первый этап, 110–55 млн лет (ранний мел–палеоцен) – кривая наилучшего приближения показывает постепенный нагрев от 20 до 80°C (на 60°C за 55 млн лет). Наиболее вероятной причиной нагрева пород является тектоническое погружение, связанное с проседанием в условиях осадочного бассейна в результате накопления осадков (около 2000 м). Скорость погружения (нагрева) – 1,1°C/млн лет (36 м/млн лет). Второй этап, 55–50 млн лет (эоцен), отличается практически вертикальным отрезком кривой наилучшего приближения. За эти 5 млн лет образец остыл на 40°C (от 80 до 40°C). При этом предполагается денудация 1350 м перекрывающих пород. Скорость денудации (охлаждения) – 8°C/млн лет (270 м/млн лет). Третий этап, 50–20 млн лет (эоцен–миоцен), характеризуется уменьшением скорости охлаждения, т.е. уменьшение крутизны наклона отрезка кривой. Образец остыл от 40 до 20°C,

т.е. на 20°C за 30 млн лет. При этом предполагается денудация 650 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,7°C/млн лет (22 м/млн лет). Таким образом, 20 млн лет назад образец оказался практически на дневной поверхности в условиях приповерхностных температур.

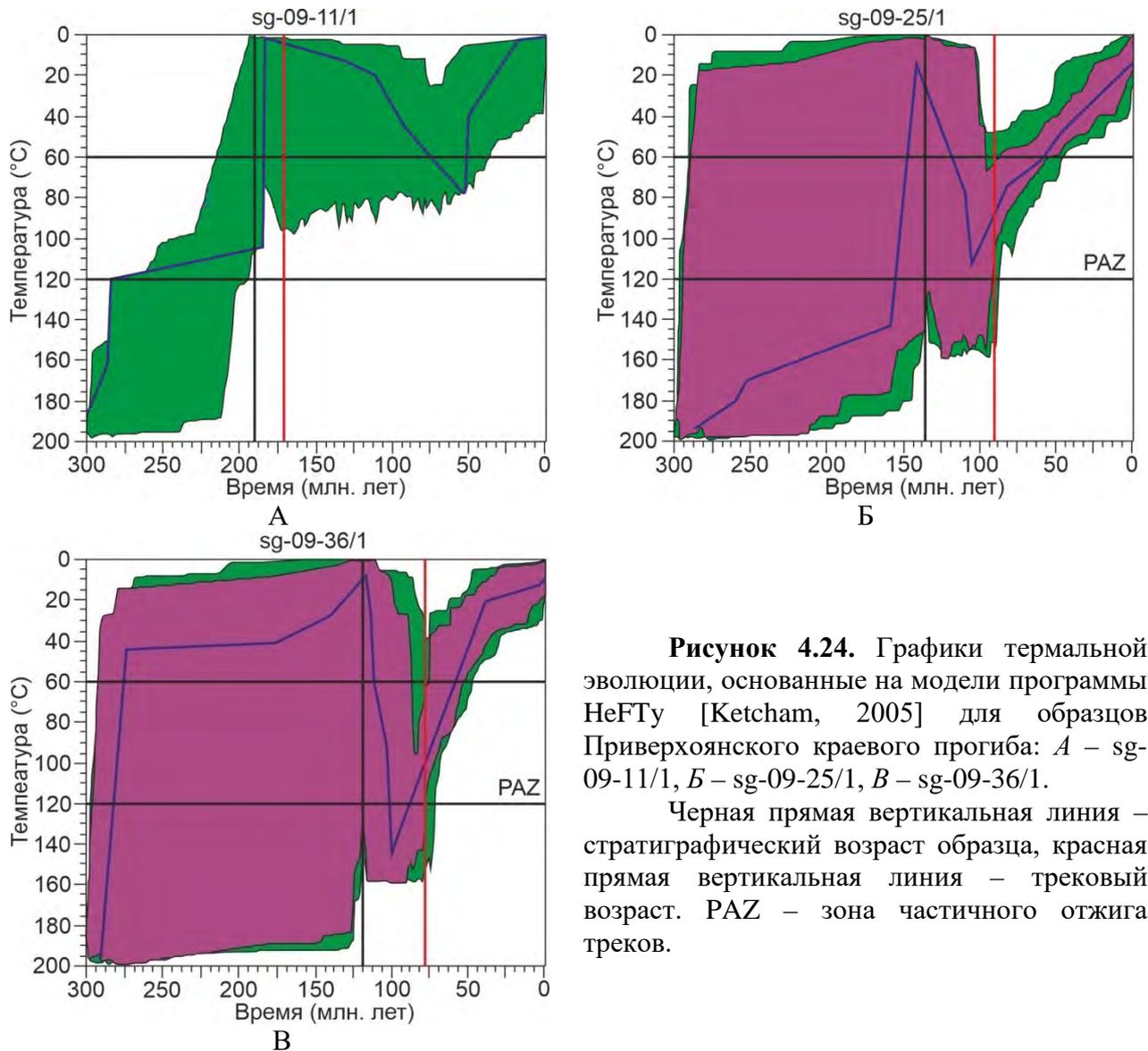


Рисунок 4.24. Графики термальной эволюции, основанные на модели программы HeFTy [Ketchum, 2005] для образцов Приверхожанского краевого прогиба: А – sg-09-11/1, Б – sg-09-25/1, В – sg-09-36/1.

Черная прямая вертикальная линия – стратиграфический возраст образца, красная прямая вертикальная линия – трековый возраст. PAZ – зона частичного отжига треков.

Сеноман-туронская (позднемеловая) группа выделяется возрастaми 95–90 млн лет.

09-АП-37 (Тзк) (рисунок 4.25Г). Образец не нагревался более 120°C и график термальной эволюции можно разделить на три этапа. Первый этап, 95–85 млн лет (поздний мел), характеризуется остыванием на 45°C (от 120 до 75°C) за 10 млн лет, что соответствует денудации 1500 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 4,5°C/млн лет (150 м/млн лет). Второй этап, 85–65 млн лет (поздний мел–палеоцен), отличается практически субгоризонтальным отрезком кривой на графике. Образец находился в зоне частичного отжига треков примерно при одинаковой температуре в 75°C в течение 20 млн лет. Третий этап,

последние 65 млн лет (палеоцен–настоящее время), характеризуется постепенным остыванием от 75 до 20°C, т.е. на 55°C, что соответствует денудации 1850 м пород. Скорость денудации (охлаждения) пород составляет 0,8°C/млн лет – примерно 28 м/млн лет.

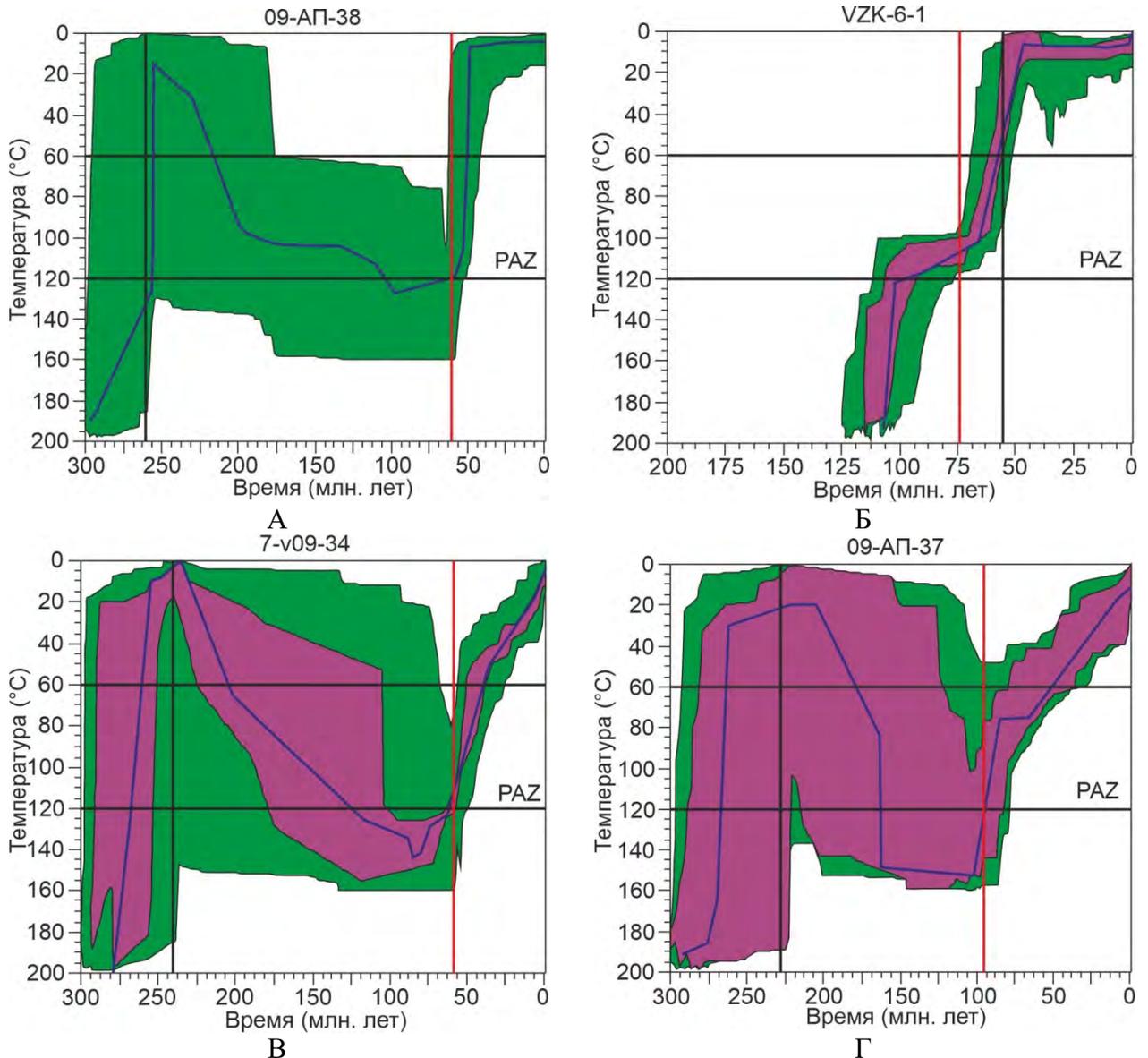


Рисунок 4.25. Графики термальной эволюции, основанные на модели программы HeFTy [Ketcham, 2005] для образцов Центрально-Хараулахского синклиория (А), Кенгдейского грабена (Б) и Тасаринской синклинали (В – 7-v09-34 и Г – 09-АП-37) Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП.

Черная прямая вертикальная линия – стратиграфический возраст образца, красная прямая вертикальная линия – трековый возраст. PAZ – зона частичного отжига треков.

sg-09-25/1 (K₁v-h) (рисунок 4.24Б). Изученный образец не нагревался более 120°C и, наблюдая положение кривой наилучшего приближения на графике модели термальной эволюции, можно предположить, что эта кривая показывает действительно самые вероятные максимальную температуру нагрева и историю развития событий. Таким образом, изучаемый

образец был нагрет до 110°C. График модели термальной эволюции показывает относительно прямую, ломаную линию, и можно выделить один этап. За последние 105 млн лет (ранний мел – настоящее время) образец остыл от 110 до 20°C (на 90°C), что соответствует денудации примерно 3000 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,8°C/млн лет (28 м/млн лет).

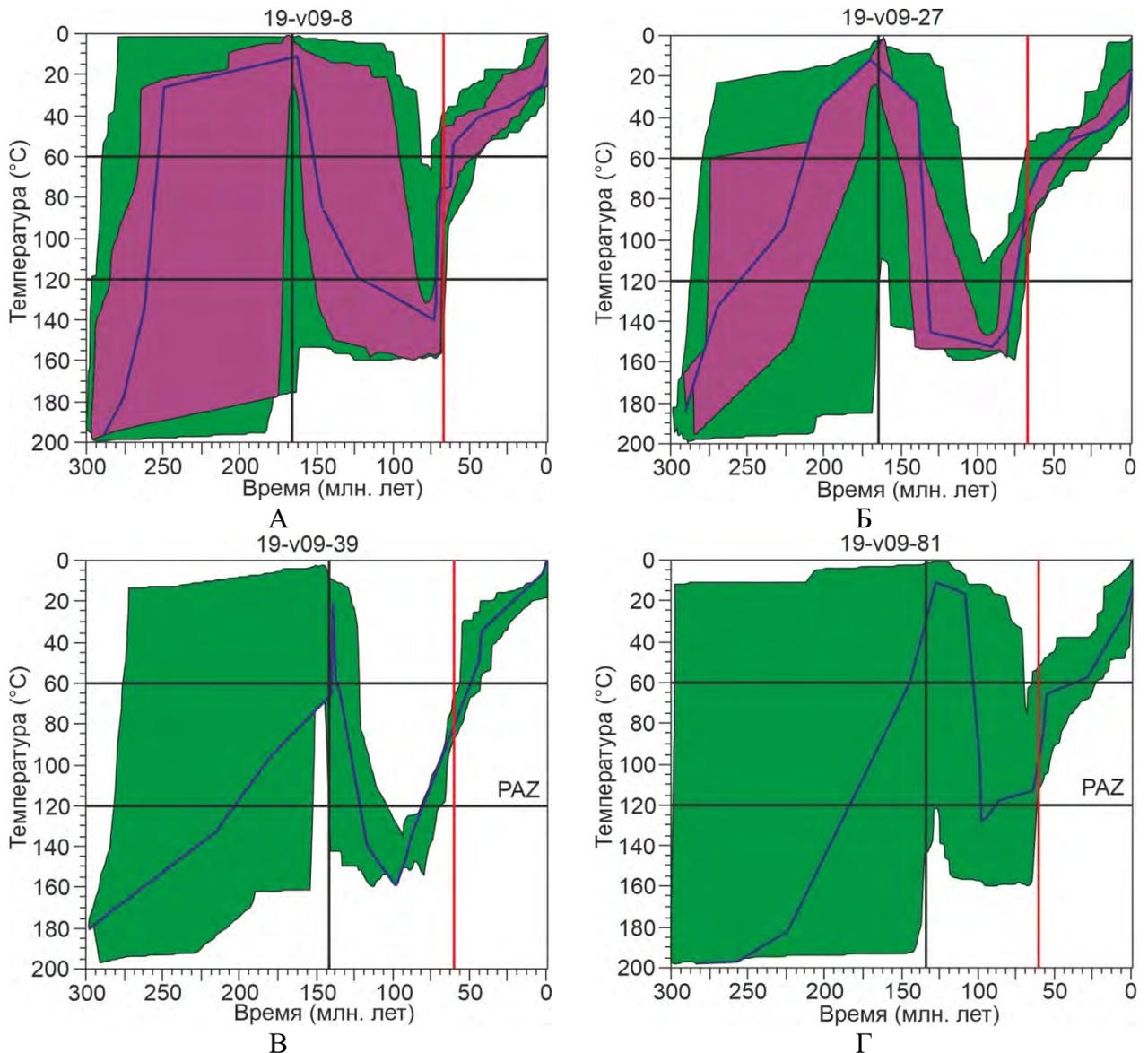


Рисунок 4.26. Графики термальной эволюции, основанные на модели программы HeFTy [Ketchum, 2005] для образцов Чекуровской антиклинали Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП: А – 19-v09-8, Б – 19-v09-27, В – 19-v09-39, Г – 19-v09-81.

Черная прямая вертикальная линия – стратиграфический возраст образца, красная прямая вертикальная линия – трековый возраст. PAZ – зона частичного отжига треков.

Кампан-палеоценовую (позднемел–палеоценовая) группа отличается возрастными 74–61 млн лет.

09-АП-38 (P₂) (рисунок 4.25А). Поскольку было установлено, что образец был нагрет более чем на 120°C (трековая система была полностью переустановлена), эту температуру

можно использовать как начальную. Таким образом, на графике термальной эволюции можно выделить только один этап. Интервалу 60–50 млн лет назад (палеоцен–эоцен) отвечает практически субвертикальный отрезок кривой наилучшего приближения, демонстрируя остывание от 120 до 20°C, т.е. на 100°C за 10 млн лет, что соответствует денудации 3350 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 10°C/млн лет (335 м/млн лет). Последние 50 млн лет образец находился фактически в поверхностных температурных условиях.

VZK-6-1 (P₂) (рисунок 4.25Б). Так как образец не нагревался более чем на 60°C, график термальной эволюции показывает историю изменения температуры в источнике сноса обломочного материала. График эволюции источника сноса можно подразделить на два этапа. Первый этап, 100–65 млн лет (поздний мел–палеоцен), показывает остывание от 120 до 100°C, т.е. на 20°C, что соответствует денудации 650 м пород за 35 млн лет. Скорость денудации (охлаждения) – 0,6°C/млн лет (18 м/млн лет). Второй этап, 65–50 млн лет (палеоцен–эоцен), отвечает субвертикальному положению отрезка кривой на графике. Образец остыл от 100 до 20°C, т.е. на 80°C за 15 млн лет, что соответствует денудации 2650 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 5°C/млн лет (177 м/млн лет). Последние 50 млн лет образец находится в поверхностных температурных условиях.

19-v09-8 (J₂bt) (рисунок 4.26А). Поскольку образец был нагрет более чем на 120°C, можно подразделить кривую наилучшего приближения на два этапа. Первый этап, 70–60 млн лет (поздний мел–палеоцен), характеризуется субвертикальным положением отрезка кривой и остыванием образца от 120 до 55°C, т.е. на 65°C за 10 млн лет, что соответствует денудации 2150 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 6,5°C/млн лет (215 м/млн лет). Небольшой субгоризонтальный отрезок кривой наилучшего приближения продолжительностью около 3–5 млн лет, возможно, связан с ошибкой моделирования отжига треков. Это косвенно подтверждается отсутствием подобного отрезка в области «хорошего» приближения. Второй этап, последние 60 млн лет (палеоцен – настоящее время), характеризуется более пологим отрезком кривой, что соответствует остыванию от 55 до 20°C, т.е. на 35°C и денудации 1150 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,6°C/млн лет (19 м/млн лет).

19-v09-27 (J₂bt) (рисунок 4.26Б). Этот образец был нагрет более чем на 120°C и на кривой наилучшего приближения можно выделить два этапа. Первый этап, 75–60 млн лет (поздний мел–палеоцен), показывает остывание от 120 до 65°C, что соответствует охлаждению на 55°C за 15 млн лет и денудации 1850 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 3,7°C/млн лет (123 м/млн лет). Второй этап, последние 60 млн лет (палеоцен–настоящее время), отличается более пологим углом наклона отрезка кривой на графике. Остывание от 55 до 20°C, т.е. на 35°C, что указывает на денудацию 1150 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,6°C/млн лет (19 м/млн лет).

7-v09-34 (T_{2a}) (рисунок 4.25В). Поскольку образец не нагревался более чем 120°C, график модели термальной эволюции можно разделить на два этапа. Первый этап, 60–35 млн лет (палеоцен–эоцен), показывает остывание от 120 до 50°C, т.е. на 70°C за 25 млн лет, что соответствует денудации 2350 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 2,8°C/млн лет (94 м/млн лет). Второй этап, последние 35 млн лет, отличается более пологим отрезком кривой на графике. Остывание на 30°C (от 50 до 20°C) указывает на денудацию около 1000 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,8°C/млн лет (28 м/млн лет).

19-v09-39 (K_{1b}) (рисунок 4.26В). Так как образец не нагревался более 120°C, кривую наилучшего приближения можно разделить на три этапа. Первый этап, 80–45 млн лет (поздний мел–эоцен), характеризуется более крутым отрезком кривой. Образец остывал от 120 до 50°C, т.е. на 70°C за 30 млн лет, что указывает на денудацию 2350 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 2,3°C/млн лет (78 м/млн лет). Второй этап, 45–40 млн лет (эоцен), характеризуется наиболее крутым, субвертикальным отрезком кривой. Остывание от 50 до 35°C, т.е. на 15°C за 5 млн лет, соответствует денудации 500 м. Скорость охлаждения (денудации) – 3°C/млн лет (100 м/млн лет). Третий этап, последние 40 млн лет, отличается наиболее пологим положением отрезка кривой. Остывание от 35 до 20°C, т.е. на 15°C указывает на денудацию 500 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,4°C/млн лет (12 м/млн лет).

19-v09-81 (K_{1h}) (рисунок 4.26Г). Этот образец не нагрелся более 120°C, поэтому график термальной эволюции можно разделить на четыре этапа. Первый этап, 85–65 млн лет, отмечается остыванием от 120 до 110°C, т.е. на 10°C за 20 млн лет, что указывает на денудацию 350 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,5°C/млн лет (17 м/млн лет). Второй этап, 65–55 млн лет (палеоцен–эоцен), характеризуется субвертикальным положением отрезка кривой наилучшего приближения. Остывание от 110 до 65°C, т.е. на 45°C за 10 млн лет, что указывает на денудацию 1500 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 4,5°C/млн лет (150 м/млн лет). Третий этап, 55–30 млн лет (эоцен–олигоцен), отличается слабонаклонным, практически субгоризонтальным положением отрезка кривой. Остывание от 65 до 55°C (на 10°C) за 25 млн лет, денудация 350 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 0,4°C/млн лет (14 м/млн лет). Четвертый этап, последние 30 млн лет, характеризуется увеличением крутизны наклона кривой на графике. Образец остыл на 35°C (от 55 до 20°C), что указывает на денудацию 1150 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 1,2°C/млн лет (38 м/млн лет).

sg-09-36/1 (K_{1ap}) (рисунок 4.24В). Образец нагрелся не выше 120°C и график модели термальной эволюции имеет вид практически наклонной прямой. Остывание образца 85–35 млн лет назад происходило от 120 до 20°C, т.е. на 100°C за 50 млн лет, что соответствует денудации 3350 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 2°C/млн лет (67 м/млн лет). Таким образом, 35 млн лет назад образец оказался практически в приповерхностных температурных условиях.

07-АП-67 (P₁) (см. рисунок 4.11Д). Этот образец не нагревался выше 120°C и график модели термальной эволюции можно подразделить на несколько этапов. Первый этап, 85–75 млн лет (поздний мел), характеризуется остыванием от 75 до 60°C, т.е. на 15°C за 10 млн лет, что указывает на денудацию 500 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 1,5°C/млн лет (50 м/млн лет). Второй этап, 75–50 млн лет (поздний мел – ранний палеоген), отличается стабилизацией при температуре около 60°C. В третий этап, 50–25 млн лет назад происходил нагрев от 60 до 75°C, т.е. на 15°C за 25 млн лет, что соответствует накоплению 500 м пород. Скорость погружения (нагрева) – 0,6°C/млн лет (20 м/млн лет). Четвертый этап, последние 25 млн лет, выделяется остыванием от 75 до 20°C (на 55°C). Это соответствует денудации 1850 м пород. Скорость денудации (охлаждения) – 2,2°C/млн лет (74 м/млн лет).

Анализ и интерпретация графиков термальной эволюции позволяет сделать несколько выводов. Наибольшую скорость денудации (остывание на 10°C/млн лет) показывает наиболее представительный образец изучаемой территории – 09-АП-38, во временном интервале 60–50 млн лет. Это скоростное значение настолько велико, что денудация наиболее вероятно сопровождалась интенсивным тектоническим поднятием. Следующие по величине скорости денудации (остывание на 5–8°C/млн лет) показывают три образца (sg-09-11/1, 19-v09-8, VZK-6-1) примерно в этом же временном интервале 70–50 млн лет. Этот же возрастной интервал фиксируется двумя менее высокоскоростными эпизодами (остывание на 3,7–4,5°C/млн лет) в образцах 19-v09-81 и 19-v09-27. Кроме того, фиксируются еще два относительно высокоскоростных (остывание на 3–4,5°C/млн лет) эпизодов денудации. Первый, 95–85 млн лет назад отмечен в образце 09-АП-37, а второй, 45–40 млн лет назад, – в образце 19-v09-39. В целом, остальные полученные данные по скоростям денудации имеют относительно низкие значения, что не позволяет в эти временные промежутки однозначно выделять каких либо событий поднятия. Возможно, эти денудационные события связаны с незначительной климатической эрозией территории.

Следует также отметить, что два недостаточно представительных образца (09-АП-37 и 07-АП-67) фиксируют в интервалах 85–65 и 75–50 млн лет, соответственно, денудационную стабилизацию на уровне верхней границы зоны частичного отжига (60–75°C).

В тыловой части зоны форланда из структур Центрально-Хараулахского синклинория и Быковского антиклинория были отобраны образцы, из которых выделены цирконы и проведено (U-Th)/He изотопное датирование (рисунок 4.27). Полученные ZHe возраста образуют две группы (таблица 7). Первая, наиболее молодая, показывает временной интервал в 140–93 млн лет (образцы 11-АП-16, 11-АП-18, 11-АП-44).

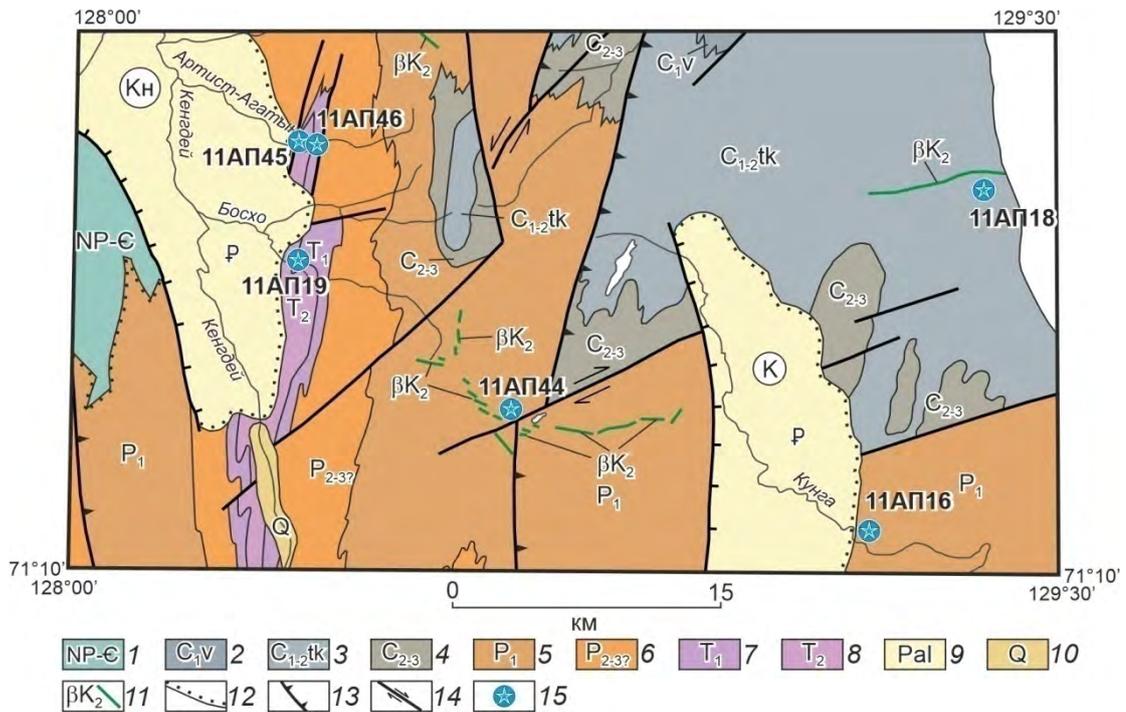


Рисунок 4.27. Упрощенная геологическая карта тыловой части зоны форланда Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [по Биджиев и др., 1979 с изменениями и упрощениями].

Отложения: 1 – неопротерозойско–кембрийские, 2 – визейского яруса, 3 – тиксинской свиты, 4 – средне-верхнекаменноугольные, 5 – нижнепермские, 6 – средне-верхнепермские, 7 – нижнетриасовые, 8 – среднетриасовые, 9 – палеогеновые, 10 – четвертичные; 11 – дайки долеритов позднемелового возраста, 12 – угловое несогласие, 13 – надвиги, 14 – сдвиги, 15 – места отбора проб и номера образцов. Буквы в кружках: Кн – Кенгдейский, К – Кунгинский грабены.

Вторая группа (образцы 11-АП-19, 11-АП-45, 11-АП-46) показывает разброс ZHe возрастов от 351 до 234 млн лет, полученных из триасовых песчаников осевой части Центрально-Хараулахского синклиория. Большой разброс их значений, в целом, объясняется особенностью методики датирования. Как известно, гелий полностью выводится из кристаллической решетки циркона при температуре выше 200°C [Farley, 2000; Farley, 2002]. Полученные же датировки древнее стратиграфического возраста опробованных пород. Это свидетельствует, что толщи не нагревались до этих температур и не погружались на глубину свыше 6 км. Таким образом, полученные палеозойские и раннемезозойские возрасты отражают время эксгумации источников сноса кластики.

Таким образом, на севере Хараулахского сегмента можно предположить проявление следующих термотектонических событий:

1. Раннекаменноугольные ZHe датировки обломочных цирконов могут быть связаны с подъемом территории на заключительном этапе среднепалеозойского рифтогенеза [напр. Polyansky et al., 2017 и ссылки там].

Таблица 7. Результаты (U-Th)/He датирования цирконов из тыловой части Хараулахского сегмента.

№ образцов	Страт. возр.	минерал	Возраст, в млн лет	Погрешность, в млн лет	U (ppm)	Th (ppm)	¹⁴⁷ Sm (ppm)	[U]e	Th/U	He (нмоль/г)	Масса (мкг)	Ft	ESR	Средний возраст в млн лет
11-АП-16	P ₁	циркон-1	98.4	7.87	252.6	157.1	4.2	288.8	0.62	119.3	6.67	0.77	51.94	92.7
		циркон-2	94.5	7.56	246.0	94.2	2.7	267.7	0.8	111.1	10.48	0.81	61.96	
		циркон-3	92.4	7.39	53.0	54.2	7.8	65.5	1.02	26.5	10.85	0.80	61.82	
		циркон-6	85.7	6.85	374.5	127.2	0.0	403.8	0.34	146.1	6.78	0.78	52.60	
11-АП-18	C ₁	циркон-1	104.2	8.3	636.1	105.4	4.1	660.3	0.17	284.3	5.6	0.76	48.1	117.0
		циркон-2	128.6	10.3	195.4	125.4	3.5	224.3	0.64	123.5	8.3	0.79	55.4	
		циркон-3	130.7	10.5	469.3	247.1	7.4	526.2	0.53	301.1	10.1	0.80	60.3	
		циркон-4	137.7	11.0	311.3	138.1	12.1	343.1	0.44	208.2	12.8	0.81	61.8	
		циркон-5	76.8	6.14	306.7	112.9	2.7	332.7	0.37	113.2	10.42	0.82	64.62	
		циркон-6	104.4	8.36	147.6	82.2	3.7	166.6	0.56	73.4	7.52	0.78	52.69	
11-АР-19	T ₁	циркон-1	369.7	29.6	49.1	24.1	0.8	54.6	0.49	92.0	14.1	0.82	66.4	351.3
		циркон-2	382.8	30.6	120.7	93.4	3.4	142.2	0.77	235.9	6.7	0.78	54.3	
		циркон-3	282.2	22.6	230.0	105.7	7.3	254.4	0.46	309.6	7.8	0.78	54.2	
		циркон-4	341.8	27.3	57.2	45.0	2.7	67.6	0.79	104.0	12.9	0.81	64.2	
		циркон-5	323.6	25.9	62.5	10.6	1.8	65.0	0.17	90.7	6.4	0.78	52.6	
		циркон-6	369.9	29.59	267.6	76.7	13.2	285.3	0.29	434.2	4.39	0.74	44.60	
11-АП-44	P ₁	циркон-1	140.7	11.3	127.7	74.7	2.1	144.9	0.59	77.8	2.7	0.70	38.4	139.5
		циркон-2	192.7	15.4	182.7	156.1	10.1	218.7	0.85	161.9	2.9	0.70	39.0	
		циркон-3	143.3	11.5	142.8	33.7	2.8	150.5	0.24	87.7	4.1	0.75	45.2	
		циркон-4	126.8	10.1	42.2	26.2	0.9	48.2	0.62	26.1	6.4	0.78	55.2	
		циркон-5	147.1	11.8	156.7	60.2	0.7	170.6	0.38	107.3	8.1	0.78	54.5	
		циркон-6	117.7	9.41	285.1	154.0	6.4	320.6	0.54	154.8	4.51	0.75	47.56	
11-АП-45	T ₂	циркон-1	206.7	16.54	248.4	128.6	2.9	278.0	0.52	254.6	10.21	0.81	62.04	233.7
		циркон-2	227.1	18.17	60.1	36.0	6.1	68.4	0.60	68.3	9.78	0.80	59.87	
		циркон-3	322.3	25.79	316.5	31.5	-5.8	323.7	0.10	435.0	5.18	0.76	46.55	
		циркон-4	261.0	20.88	317.5	120.2	7.3	345.2	0.38	368.7	4.11	0.74	45.36	
		циркон-5	185.7	14.86	141.0	82.4	3.8	160.0	0.58	129.5	7.83	0.80	58.43	
		циркон-6	239.8	19.18	93.8	24.7	0.0	99.5	0.26	99.7	5.08	0.76	48.46	
11-АП-46	T ₁	циркон-1	488.9	39.1	62.2	12.4	0.3	65.1	0.20	153.1	21.6	0.86	82.3	309.1
		циркон-2	283.8	22.7	150.3	88.2	3.6	170.6	0.59	210.0	8.0	0.79	55.6	
		циркон-3	278.0	22.2	52.3	37.6	7.1	61.0	0.72	76.6	13.9	0.82	66.6	
		циркон-4	280.1	22.4	76.9	48.1	3.2	88.0	0.63	115.1	19.8	0.85	78.6	
		циркон-5	307.2	24.6	96.3	72.7	2.2	113.1	0.75	151.2	7.8	0.79	56.4	
		циркон-6	365.2	29.21	234.3	53.3	9.8	246.6	0.23	393.5	8.85	0.79	54.90	

На рубеже турнейского и визейского времени произошло образование контрастного рельефа, включая появление крутого подводного склона [напр. Ершова и др., 2011; Прокопьев и др., 2013]. Среднетриасовые ZHe даты синхронны событиям, приведшим к образованию алмазосодержащих конгломератов Булкурской антиклинали фронта Хараулахского сегмента [Зайцев, Смелов, 2010; Летникова и др., 2014] и размыву прилегающих частей Сибирской платформы.

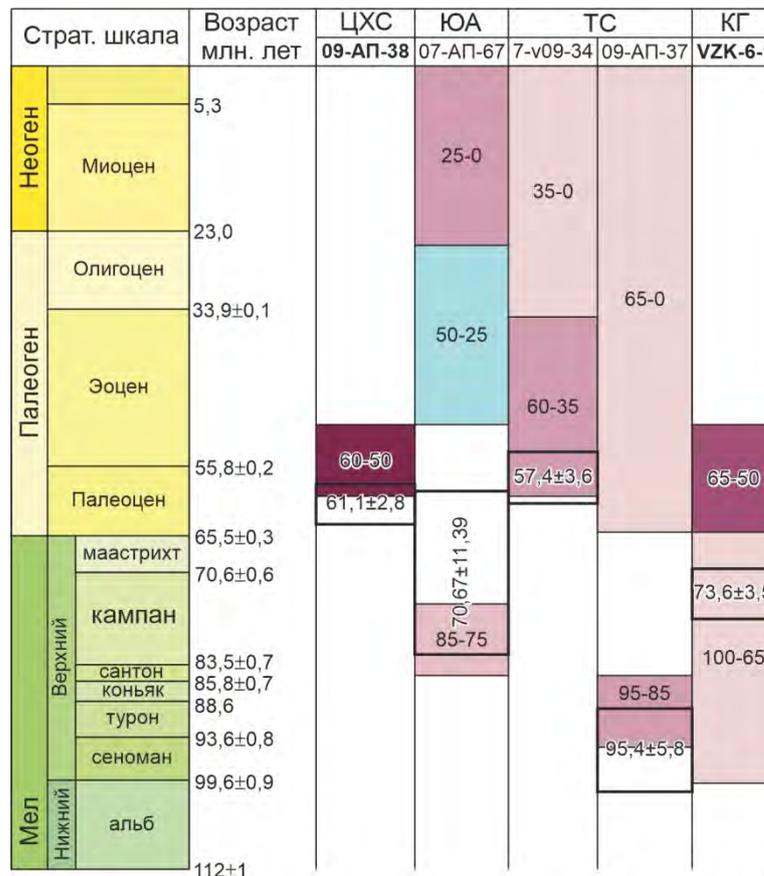


Рисунок 4.28. Этапы вздымания и остывания по данным трекового анализа апатита образцов из северной части Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП.

Размер прямоугольников соответствует оцениваемой длительности событий, густота цвета – относительной интенсивности для каждого образца. Цифры указывают примерную длительность события в миллионах лет. Жирным шрифтом выделены наиболее представительные образцы. ЦХС – Центрально-Хараулахский синклиниорий, ЮА – Юттыхская антиклиналь, ТС – Тасаринская синклираль, КГ – Кенгдейский грабен. Усл. обозн. см. на рисунке 4.14.

2. 140–93 млн лет (ранний мел). ZHe возраста 139 и 117 млн лет, возможно, указывают на первые импульсы складчато-надвиговых деформаций XD_1 (см. рисунки 3.51–3.54). Также эти цифры близки полученным по трековому датированию возрастам в 148–141 млн лет из структур Оленекского сектора. Кроме того, относительно близкие возрасты в 125 ± 4 млн лет получены из кальцитов на зеркалах скольжения разломов фронта Хараулахского сегмента

[Pavlovskaja et al., 2022]. ZHe возраст ~ 93 млн лет может отражать начало второго этапа складчато-надвиговых деформаций ${}^X\text{D}_2^1$ на рубеже раннего и позднего мела, а полученная дата близка к трековому возрасту апатита (95–90 млн лет).

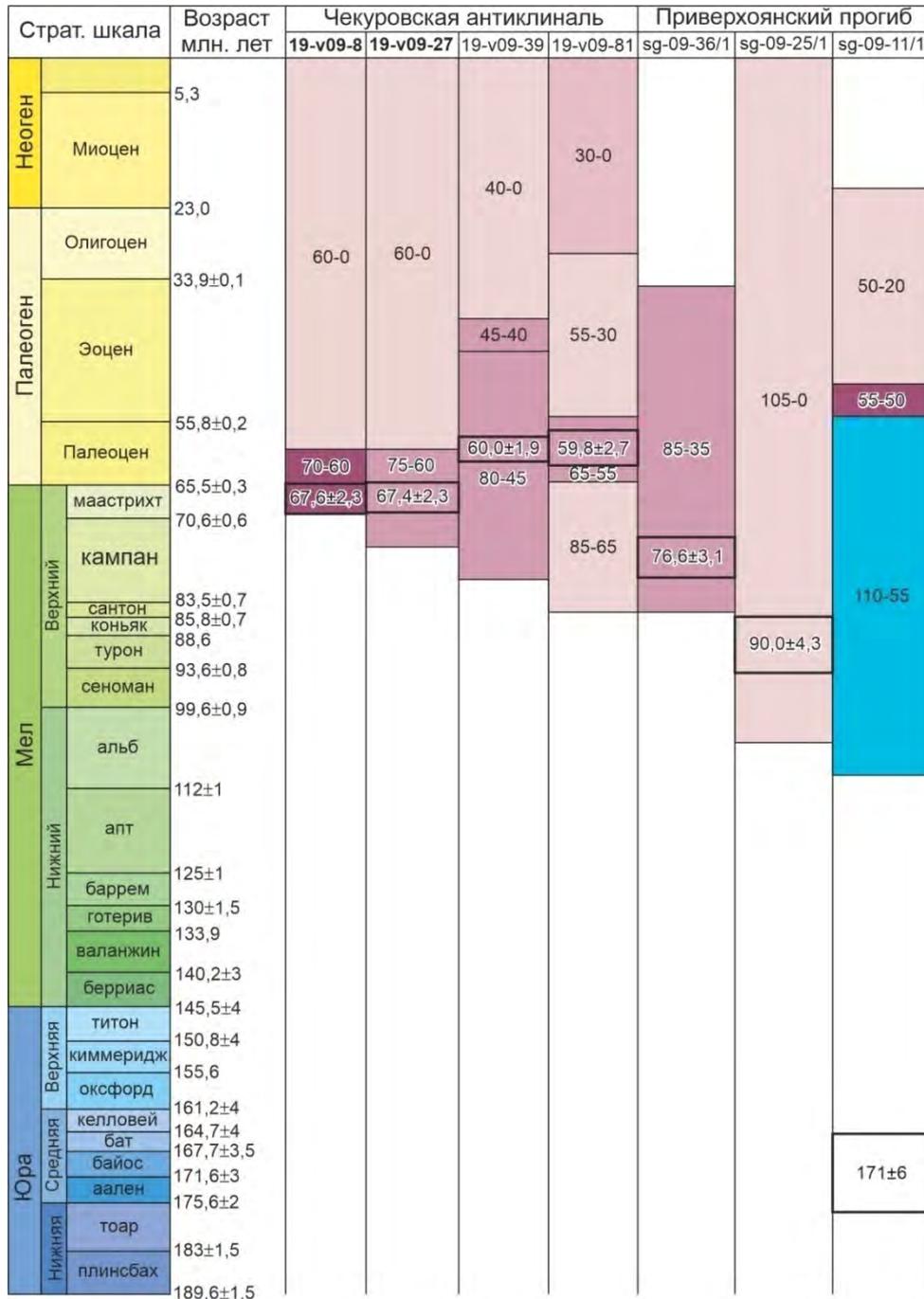


Рисунок 4.29. Этапы вздымания и остывания по данным трекового анализа апатита образцов из Чекуровской антиклинали Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП и Приверхоянского краевого прогиба. Усл. обозн. см. на рисунке 4.14.

3. 95–57 млн лет назад (сеноман–палеоцен). Это термальное событие фиксируется наиболее уверенно (рисунки 4.28 и 4.29) и установлено в наиболее представительных образцах, имеющих трековый возраст $67.6 \pm 2.3 - 61.1 \pm 2.8$ млн лет (образцы 09-АП-38, 19-v09-8) и, в

целом, подтверждается датировками других, менее надежных образцов. Интерпретация графиков термальной эволюции показывает наибольшую скорость денудации (остывания), вероятно связанную с интенсивным тектоническим поднятием 60–50 млн лет назад. Примерно в такой же временной промежуток, 70–50 млн лет, высокие скорости денудации (остывания) получаются при интерпретации графиков термальной эволюции других наиболее представительных образцов. Кроме этого, образец 09-АП-37 фиксирует относительно высокоскоростное ($4,5^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$) событие охлаждения (денудации) на графике термальной эволюции 95–80 млн лет назад. Также еще три графика образцов (19-v09-39, 07-АП-67, sg-09-36/1) показывают начало относительно высокоскоростных ($1,5\text{--}2,3^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$) этапов денудаций 85–80 млн лет назад. В этот временной промежуток могла происходить заключительная стадия формирования складчато-надвиговой структуры ${}^X\text{D}_2^2$ и фронта Хараулахского антиклинория. В эоценовых отложениях Кенгдейского грабена значительно преобладают зерна апатита, имеющие трековые возрасты около 73.6 ± 3.5 млн лет, близкие к этому термохронологическому событию. Вероятно, при накоплении этих толщ происходил размыв поднимающегося горно-складчатого сооружения.

Необходимо отметить постепенное омоложение высокоскоростных временных интервалов на графиках термальной эволюции наиболее представительных образцов от 70–60 млн лет в наиболее внешней части зоны форланда ВСНП (Чекуровская антиклиналь), до 60–50 млн лет в наиболее восточных частях форланда (Центрально-Хараулахский синклиорий). Также следует упомянуть отмеченное ранее постепенное омоложение трековых возрастов с запада на восток от 171.0 ± 6.0 до 59.8 ± 2.7 млн лет. Если не учитывать наиболее спорную датировку возраста (171.0 ± 6.0 млн лет), данное омоложение в интервале от 90.0 ± 4.3 до 59.8 ± 2.7 млн лет, возможно, косвенно подтверждает тыловую последовательность формирования складчато-надвиговых структур.

Также по данным трекового датирования апатитов на исследуемой территории могли проявиться следующие термотектонические события:

4. 110–55 млн лет. Продолжительное погружение территории, фиксируемое графиком термальной эволюции одного из наименее представительных образцов (sg-09-11/1) (рисунок 4.29). Это погружение предположительно связано с формированием северной части Приверхоянского краевого прогиба в результате проседания при накоплении осадков, а также деформационных событий в расположенном восточнее Хараулахском антиклинории ВСНП.

5. 50–25 млн лет. Погружение фиксируется графиком термальной эволюции одного из наименее представительных образцов (07-АП-67), отобранного из пермских песчаников Юттынской антиклинали (рисунок 4.28). Природа этого погружения (нагрева) остается дискуссионной. Возможно, полученные значения возраста связаны с ошибкой модели стирания

треков при их отжиге. С другой стороны, начиная с эоцена в центральной части Хараулахского сегмента ВСНП происходило прогибание, заложение Кенгдейского грабена и накопление более 600 м осадков, с чем могло быть связано отмеченное прогревание.

6. 45–40 млн лет. Данное поднятие фиксируется на графике термальной эволюции образца, отобранного на западном крыле Чекуровской антиклинали (19-v09-39, рисунок 4.29). Оно характеризуется относительно высокой скоростью денудации (остывание на 3°C/млн лет). Природа этого поднятия также остается дискуссионной; возможность того, что она связана с ошибкой модели стирания треков при их отжиге высока. С другой стороны, денудация в это время может быть связана с формированием расположенных восточнее палеогеновых грабенов (Кенгдейский и др.).

4.3. Куранахский сегмент Западно-Верхоянского сектора ВСНП

Для трекового датирования апатитов были отобраны образцы песчаников с восточного крыла Эндыбальской антиклинали, два из которых (обр. 15-ДВ-6 – нижняя пермь и обр.07-АП-75 – нижний триас) были проанализированы (рисунок 4.30). Результаты анализа трекового возраста и средних длин треков приведены в таблице 8 и на рисунках 4.31, 4.32, 4.34.

4.3.1. Длины треков

Изучение распределения длин треков на гистограммах и их средних длин позволили объединить оба образца в одну группу. Распределение длин треков широкое (9–11 мкм), бимодальное, асимметричное. Средние длины треков варьируют от $11,07 \pm 2,11$ до $11,75 \pm 2,27$ мкм (рисунок 4.31). Распределение длин треков показывает формирование части треков в период нагревания, части – в период охлаждения. Их трековый возраст напрямую не связан ни со временем остывания, ни со временем максимума палеотемператур.

4.3.2. Трековый возраст

По степени перезагруженности трековых систем оба образца имеют полностью перезагруженную трековую систему, т.е. после формирования осадочного слоя породы были погружены и нагреты более 120°C, что привело к полному стиранию первоначальных треков. Прогрев выше 120°C, как упоминалось ранее, обнуляет все треки в апатитах, а дальнейшее охлаждение приводит к формированию новых треков, т.е. все треки в апатитах становятся «одновозрастными». Однако небольшая средняя длина треков и бимодальное распределение их длин свидетельствует о вторичном отжиге. Таким образом, изучение распределения длин

треков, степени перезагруженности трековых систем и трековых возрастов позволяет нам сомневаться в точности полученных датировок и предполагать их значительное омоложение (рисунок 4.32).

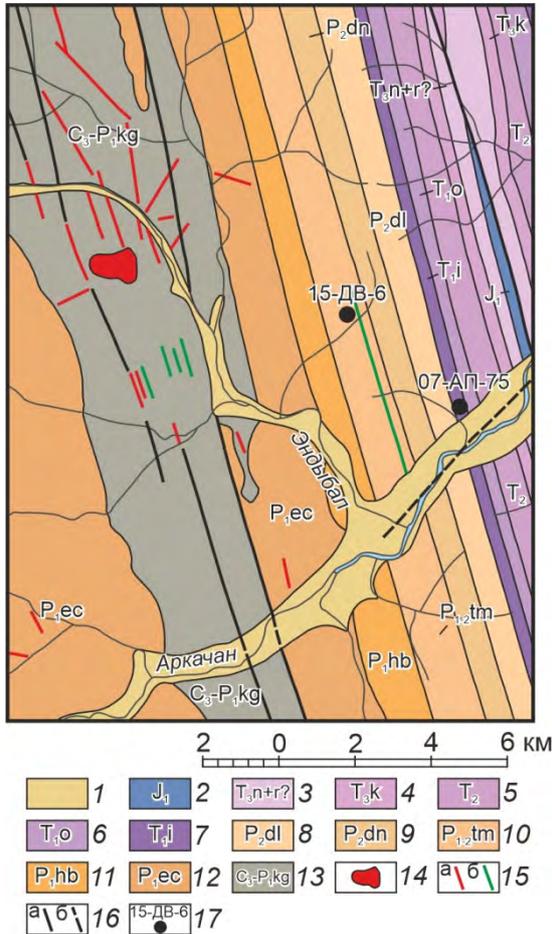


Рисунок 4.30. Геологическая карта зоны сочленения Куранахского антиклинория и Сартангского синклиория (Эндыбальская антиклиналь) [по Иванов, 1980 с изменениями и упрощениями] с местами отбора проб для трекового датирования:

Отложения: 1 – четвертичные, 2 – геттангского и синемюрского ярусов ранней юры, 3 – норийского и рэтского ярусов, 4 – карнийского яруса верхнего триаса, 5 – среднего триаса, 6 – оленекского яруса, 7 – индского яруса нижнего триаса, 8 – дулгалахской свиты, 9 – деленжинской свиты верхней перми, 10 – тумаринской свиты верхней-нижней перми, 11 – хабахской свиты, 12 – эчийской свиты нижней перми, 13 – кыгылтаской свиты верхнего карбона - нижней перми; 14 – Эндыбальский гранодиоритный плутон; 15 – дайки: а – гранодиорит-порфиров, б – андезитовых порфиров; 16 – разломы: а – достоверные, б – предполагаемые; 17 – места отбора проб и их номера.

Таблица 8. Результаты трекового датирования апатитов из песчаников Эндыбальской антиклинали.

№ п/п	Координаты	Абс. высота, м	№ образца	Страт. возр.	Кол-во зерен апатита	Качество зерен (1 - плохо, 10-отлично)	Трековый возраст (млн лет)	Средняя длина треков (мкм)
1	65°38'32.9" 130°18'50.5"	1016	07-АП-75	T ₁	97	-	59.47±5.17	11.75±2.27
2	65°39'48.4" 130°14'54.6"	1014	15-ДВ-6	P ₁	68	-	61.85±6.09	11.07±2.11

«График-бумеранг» [Green, Duddy, 2014] иллюстрирует это омоложение (рисунок 4.33А). На графике показаны центральная и правая части бумеранга. Оба образца локализируются в зоне частично перезагруженных трековых возрастов в центральной его части. График соотношений трековых возрастов со стратиграфическими (рисунок 4.33Б) показывает значительную молодость изучаемых треков в апатитах по сравнению с возрастом вмещающих

пород. Это подтверждает сделанный ранее вывод о полной перезагрузке трековой системы после формирования изучаемых толщ.

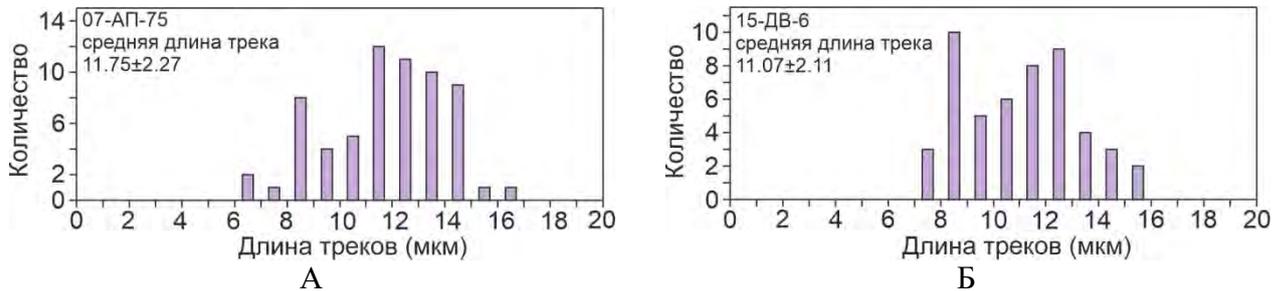


Рисунок 4.31. Распределение и значения средних длин треков в апатитах из изученных образцов Эндыбальской антиклинали Куранахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП, измеренных в лаборатории университета Гента.

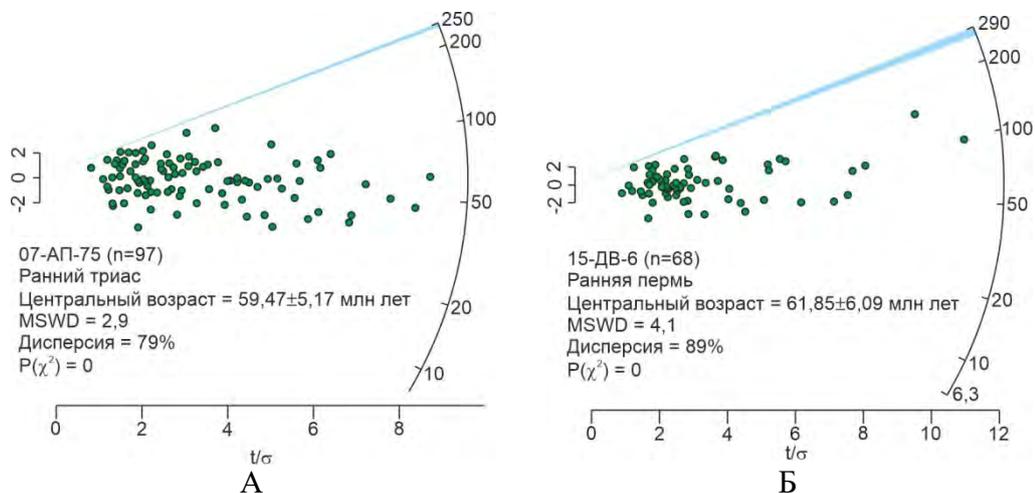


Рисунок 4.32. Радиальные диаграммы AFT возрастов детритовых апатитов, построенные с помощью программы RadialPlottersoftware [Vermeesch, 2009]. *Образцы:* А – 07-АП-75, Б – 15-ДВ-6.

Голубыми секторами показан стратиграфический возраст проанализированных осадочных пород. Кругами зеленого цвета показаны зерна апатита, для которых не проведено измерений трековых длин.

4.3.3. Интерпретация графиков термальной эволюции

07-АП-75 (T_1) (рисунок 4.34А). Амплитуда и скорость поднятий не поддается точной оценке, поэтому приведены приблизительные данные. График термальной эволюции этого образца можно условно подразделить на три этапа. Первый – 80–70 млн лет (поздний мел). Кривая наилучшего приближения показывает остывание образца от 95 до 80°C. Так как для оценки палеоглубин использовался геотермический градиент 30°C на 1 км, то этот образец за 10 млн лет охладился на 15°C, что соответствует денудации 500 м толщ вышележащих пород. Скорость охлаждения (денудации) пород составляет около 1,5°C/млн лет (50 м/млн лет). Второй этап – 70–35 млн лет (поздний мел – эоцен). Кривая на графике имеет субгоризонтальное

положение и свидетельствует о нахождении образца примерно в одном температурном значении около 80°C. Третий этап – 35 млн лет – настоящее время. Кривая приобретает наклонное положение и показывает остывание от 80 до 20°C: на 60°C за 35 млн лет. Это соответствует денудации 2 км пород. Скорость охлаждения (денудации) – 1,7°C/млн лет (57 м/млн лет).

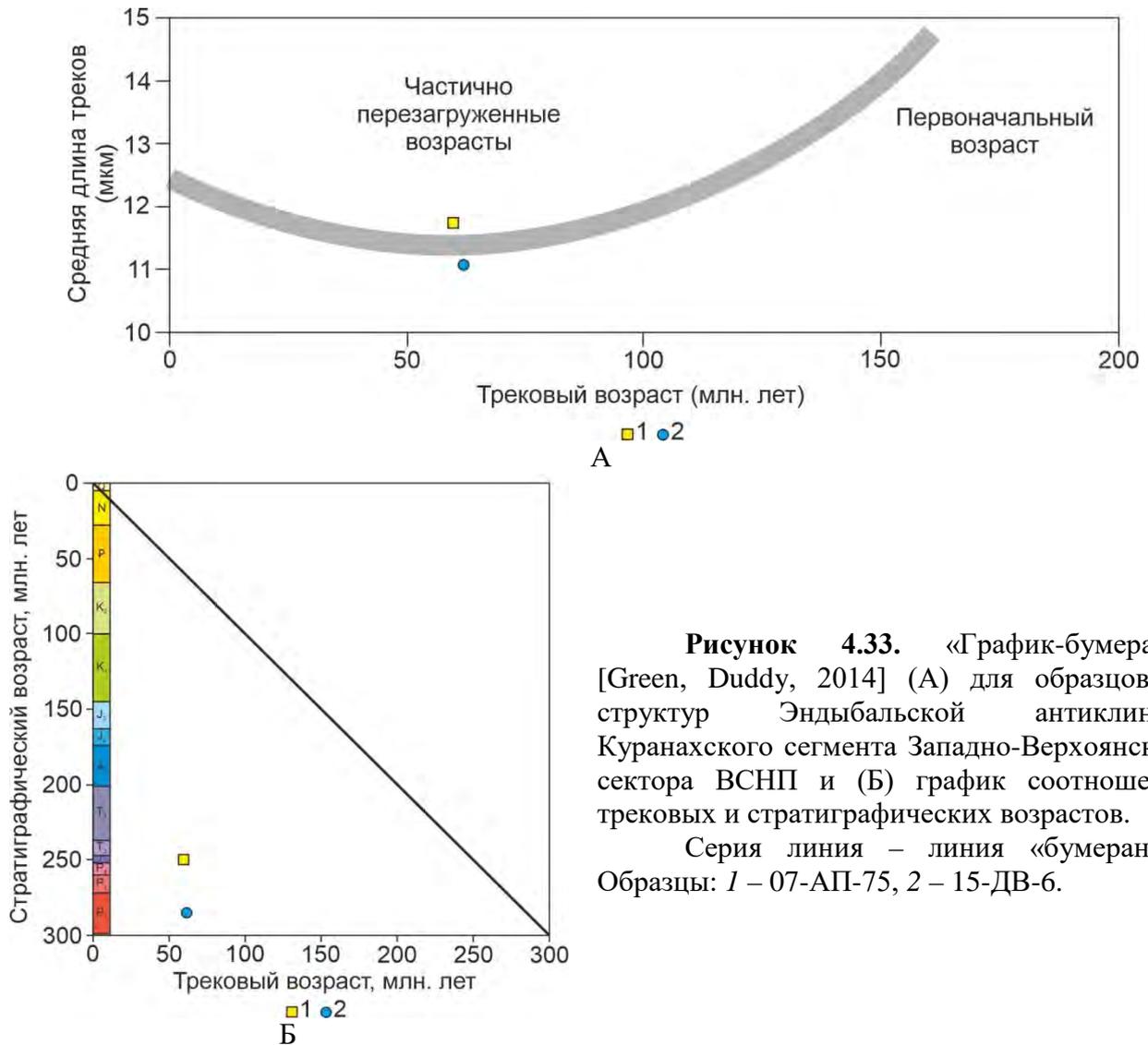


Рисунок 4.33. «График-бумеранг» [Green, Duddy, 2014] (А) для образцов из структур Эндыбальской антиклинали Куранахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП и (Б) график соотношений трековых и стратиграфических возрастов.

Серия линия – линия «бумеранга». Образцы: 1 – 07-АП-75, 2 – 15-ДВ-6.

15-ДВ-6 (P₁) (рисунок 4.34Б). График термальной эволюции можно подразделить на четыре этапа. Первый этап 95–80 млн лет (поздний мел) – кривая наилучшего приближения имеет наклонное положение, указывая на постепенное остывание от 65 до 50°C на 15°C за 15 млн лет, что указывает на денудацию 500 м вышележащих пород. Скорость охлаждения (денудации) – 1°C/млн лет (33 м/млн лет). Второй этап, 80–60 млн лет (поздний мел – палеоцен), характеризуется субгоризонтальным положением кривой на графике термальной эволюции. Образец находился за пределами зоны частичного отжига при температуре около

50°C. Третий этап – 60–25 млн лет (палеоцен – олигоцен). Кривая наилучшего приближения также имеет наклонное положение, однако указывает уже на нагрев территории от 50 до 75°C, что означает нагрев на 25°C за 35 млн лет. Возможно, причиной нагрева пород было тектоническое погружение, связанное с проседанием в условиях осадочного бассейна в результате накопления 850 м осадков. Скорость нагрева – 0,7°C/млн лет (24 м/млн лет). Четвертый этап, последние 25 млн лет – кривая наилучшего приближения показывает остывание на 55°C (от 75 до 20°C). Это соответствует денудации 1850 м пород. Скорость охлаждения (денудации) – 2,2°C/млн лет (74 м/млн лет).

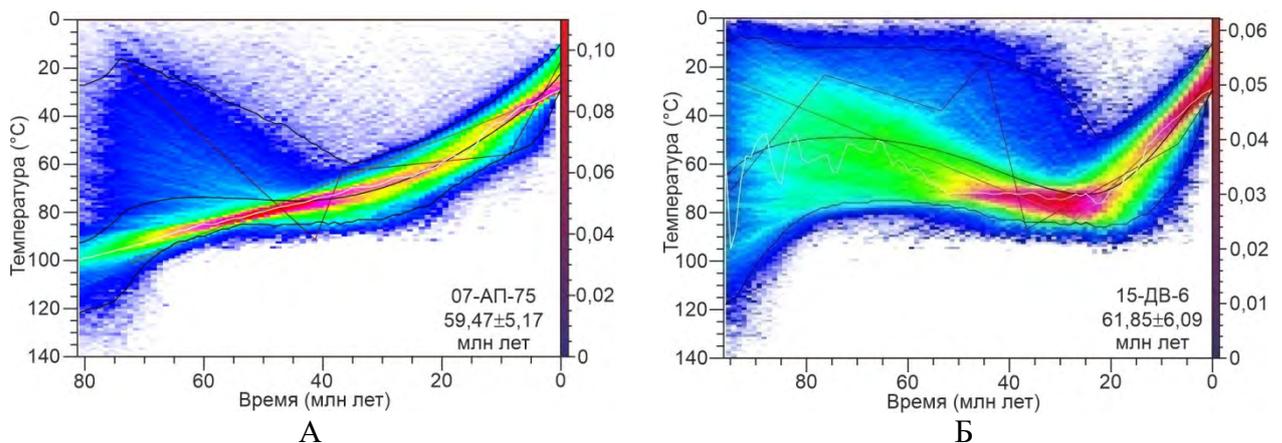


Рисунок 4.34. Графики термальной эволюции, основанные на модели программы QTQt [Gallagher, 2012; Ketcham et al., 2007] для образцов, проанализированных в университете Гента: А – 07-АП-75, Б – 15-ДВ-6.

Интерпретация графиков термальной эволюции приводит к следующим выводам. Скорости денудаций (охлаждений), вычисленные для обоих образцов, соответствуют довольно низким значениям (1–2,2°C/млн лет), что не позволяет в эти временные промежутки выделять каких либо тектонических событий. Возможно, эти денудационные события связаны с незначительной климатической эрозией территории.

Следует отметить этапы стабилизации, которые фиксируются примерно на одном промежутке времени обоими образцами в 70–35 млн лет (07-АП-75) и 80–60 млн лет (15-ДВ-6). В первом случае стабилизация фиксируется на уровне зоны частичного отжига при температуре 80°C, во втором – выше этой зоны, при 50°C.

Полученные данные трекового датирования апатитов для Куранахского антиклинория не являются вполне представительными. Поэтому мы не можем связать какие-либо термальные события с проявлением выявленных этапов деформационных процессов. Вторичный отжиг показывает присутствие треков разных этапов термальной эволюции, что не позволяет уверенно интерпретировать графики термальной эволюции. Представляется, что трековые возраста в 59–62 млн лет могут быть омоложенными. Наиболее вероятно, что вторичный отжиг

связан с проявлением в раннем мелу интенсивной магматической деятельности, образованием Эндыбальского плутона и связанных с ним даек возрастом около 98–105 млн лет [Прокопьев и др., 2018]. С другой стороны, полученные трековые возрасты близки к времени пенепленизации изученной территории, охватившей изучаемый регион в начале кайнозоя [Парфенов и др., 2001].

ВТОРОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Методами низкотемпературной термохронологии АFT и (U-Th)/He установлены основные временные интервалы тектонических поднятий различных частей ВСНП и их связь с проявлениями выделенных этапов и стадий деформаций: раннеюрский (~190–171 млн лет), позднеюрско-раннемеловой (~148–117 млн лет – этапы ${}^0D_1^1$, ${}^X D_1$, ${}^K D_1$ и ${}^K D_2$) и позднемеловой (~95–90 млн лет – этап ${}^X D_2$, ~86–75 млн лет – этап ${}^0 D_1^2$, ~75–61 млн лет – этап ${}^X D_3$).

4.4. Оценка величины денудации

Методы низкотемпературной термохронологии (трековое датирование апатитов и (U-Th)/He изотопное датирование цирконов) позволяют приблизительно оценить мощность эродированного материала. Для интерпретации мощности денудации по данным трекового датирования апатита необходимо учитывать несколько важных моментов. Температура полного сохранения апатита (фторапатита) при нормальной скорости охлаждения равна ~60°C, а температура полного отжига около 120°C [напр. Gleadow et al., 1986]. Разрез земной коры между этими значениями температуры называется «зоной частичного отжига» (PAZ). Неотожженными принято считать треки, средняя длина которых не меньше 14 мкм [Gleadow et al., 2002]. Это означает, что это зерно либо не нагревалось выше 60°C, либо нагревалось выше 120°C, т.е. оно либо не находилось в «зоне частичного отжига», либо очень быстро (в геологическом смысле слова) пересекла его. Для разделения таких зерен используется сравнение полученных трековых возрастов со стратиграфическим возрастом вмещающих этот апатит пород или с возрастом, полученным другими методами абсолютного датирования.

Преобладающее большинство пород Оленекского сектора и Хараулахского сегмента по данным трекового датирования погружались на глубину от 2 до 4 км (таблица 9). В результате анализа графиков термальной эволюции предполагается денудация от 2 до 3,3 км пород. Наименьшие значения встречаются у образцов из Лено-Анабарского прогиба (от 1,8 км) и Приверхоянского прогиба (от 2 км).

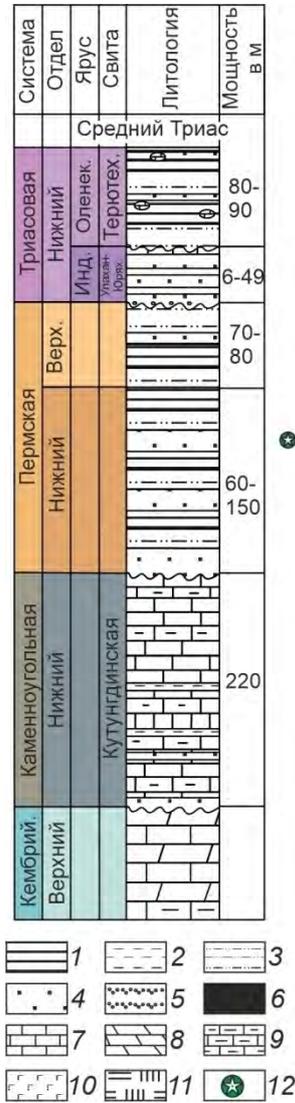
Таблица 9. Мощности денудированного материала.

№ п/п	Складчатые структуры	№ образца	Страт. возр.	Погружение		Денудация, в км			
				Время	Глубина (км)	1	2	3	4
1	Приморская антиклиналь	08-АП-135	P ₂			от 4	3.3	2.9–3.9	от 1.1
2	Усть-Оленекская антиклиналь	sg-08-60/2	T ₃			2–4	3.3	2.1–2.9	0.4–1.2
3		08-АП-142	T _{3r}			2–4	3.3	2.0–2.8	0.5–1.3
4		08-АП-133	J ₂ bj-bt	K ₁	2.3	2–4	2.3	1.3–1.8	0.5–1
5		08-ДВ-60	J ₃ -K ₁ v			2–4	2.1	0.1–1.7	0.4–2
6		08-ДВ-67	T ₁ o			2–4	2.3	2.5–3.4	0
7	Лено-Анабарский прогиб	08-АП-112	J ₃ v	K ₁	1.8	2–4	1.8	0.7–1.3	0.7–1.3
8		08-АП-107	K ₁ vl			2–4	3.3	0.6–1.1	2.2–2.7
9		08-АП-118	K ₁ ht-br			2–4	3.3	0.4–0.8	2.5–2.9
10		08-АП-119	K ₁ ap-al			2–4	3.3	0.2	3.1
11		08-АП-121	K ₁ al			2–4	3.3	0.2	3.1
12		08-ДВ-56/1	K ₁ al			2–4	2.7	0.3	2.4
13	Оленекское поднятие	sg-08-19	P ₁			2–4	3.3	0.1–0.2	3.1–3.2
14		08-ДВ-13	P ₁	K ₂ -P ₁	0.3–0.4	2–4	2.8	0.1–0.2	2.6–2.7
15	Центрально-Хараулахский синклиорий	09-АП-38	P ₂			от 4	3.3	0.5	от 3.5
16	Юттыхская антиклиналь	07-АП-67	P ₁	P ₂	0.5–0.6	2–4	2.3	1.7	0.6
17	Приверхоанский прогиб	sg-09-11/1	J ₁ d	K ₁ -P ₁	2	2–4	2.0	2.2–3.0	0
18		sg-09-25/1	K ₁ hr-v ₁			2–4	3.0	1.2–1.6	1.4–1.8
19		sg-09-36/1	K ₁ bh-bl(?)			2–4	3.3	0.4–0.6	2.7–2.9
20	Чекуровская антиклиналь	19-v09-8	J ₂ bt			2–4	3.3	1.9–2.6	0.7–1.4
21		19-v09-27	J ₂ bt			2–4	3.0	1.7–2.4	0.6–1.3
22		19-v09-39	K ₁ b			2–4	3.3	1.7–2.3	1–1.6
23		19-v09-81	K ₁ h			2–4	3.3	1.2–1.6	1.7–2.1
24	Тасаринская синклинали	7-v09-34	T ₂ an			2–4	3.3	2.4–3.3	0–0.9
25		09-АП-37	T ₃ k			2–4	3.3	2.2–3.1	0.2–1.1
26	Кенгдейский грабен	VZK-6-1	P			до 2			
27	Эндыбалская антиклиналь	07-АП-75	T ₁			2–4	2.5	1	1.5
28		15-ДВ-6	P ₁	P	0.8–1	2–4	2.3	2.4	0

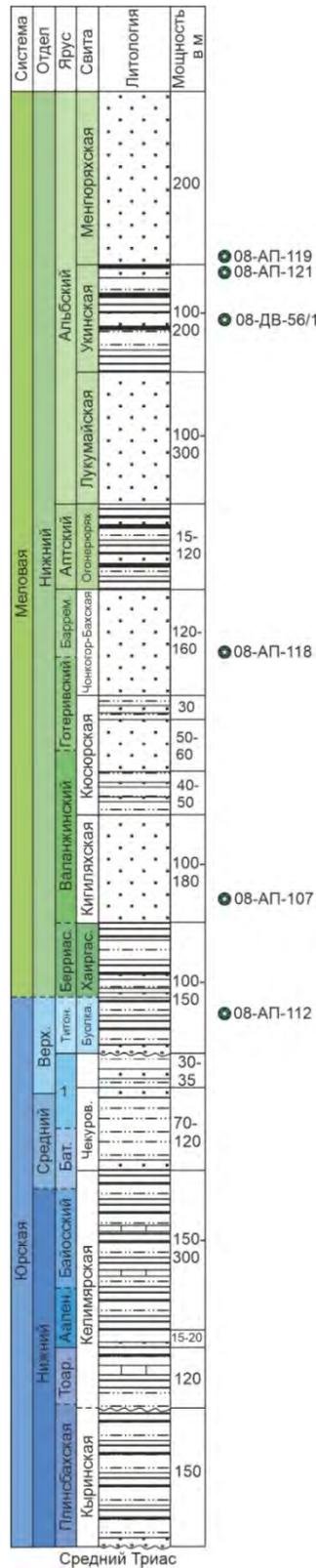
Примечание: 1 – по данным трекового датирования апатитов, 2 – по интерпретации графиков термальной эволюции, 3 – мощность вышележащих пород по колонкам на рисунках 4.35 и 4.36, 4 – мощность отсутствующих в колонках пород.

Для каждого образца, в соответствующих стратиграфических колонках были подсчитаны мощности перекрывающих их вмещающих толщ (рисунок 4.35 и 4.36). Получены значения от 0,1 до 3,9 км, что указывает на то, что эродировано примерно от 0 до 3,5 км пород. Наименьшие значения характерны для пород Усть-Оленекской антиклинали, Приверхоанского прогиба и Тасаринской синклинали. Наибольшие значения встречаются в образцах Лено-Анабарского прогиба, Оленекского поднятия и Центрально-Хараулахского синклиория (таблица 9).

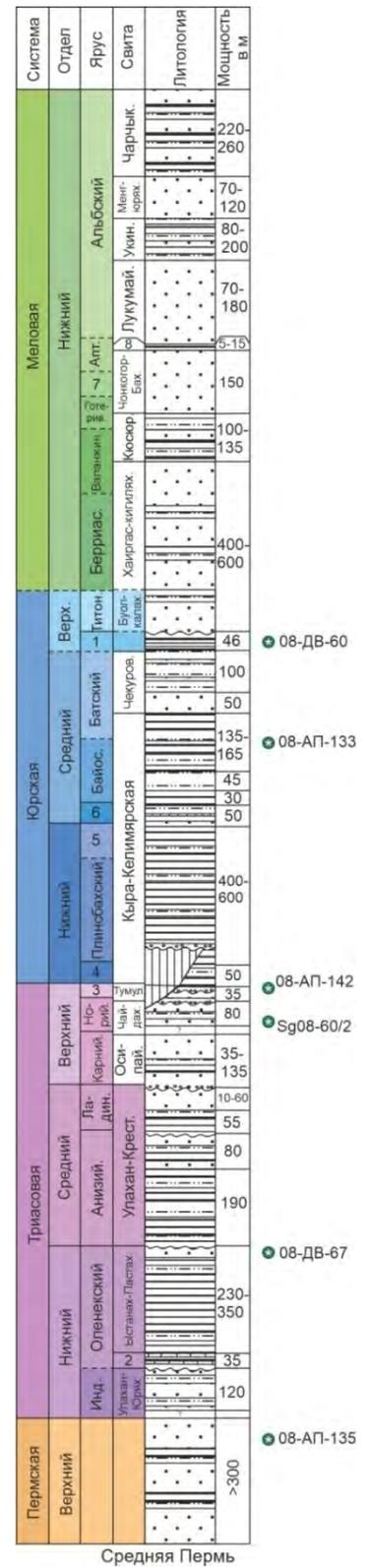
По образцам, отобранным на наибольшем удалении от Сибирской платформы в Приморской антиклинали (08-АП-135) и в Центрально-Хараулахском синклиории (09-АП-38) определено погружение более чем на 4 км (таблица 9) (рисунки 4.1, 4.37).



А



Б



В

Рисунок 4.35. Стратиграфические колонки: А – северного склона Оленекского поднятия [по Вольнов, Гусев, 1972 с изменениями]; Б – Лено-Анабарского прогиба [по Яшим и др., 1971 с изменениями], В – Усть-Оленекской системы складок (Приморская антиклиналь) [Лазуркин, Вольнов, 1971, с изменениями].

Цифры в колонках: 1 – келловей-оксфордский ярус, 2 – чекановская свита, 3 – рэтский ярус, 4 – геттанг-синемюрский ярус, 5 – тоарский ярус, 6 – ааленский ярус, 7 – готеривский ярус, 8 – огонер-юрхская свита. Условные обозначения для стратиграфических колонок: 1 –

аргиллиты, 2 – глинистые сланцы, 3 – алевролиты, 4 – песчаники, 5 – конгломераты, 6 – угли, 7 – известняки, 8 – доломиты, 9 – мергели, 10 – долериты, 11 – кремнистые породы, 12 – места отбора проб для трекового датирования (АFT).

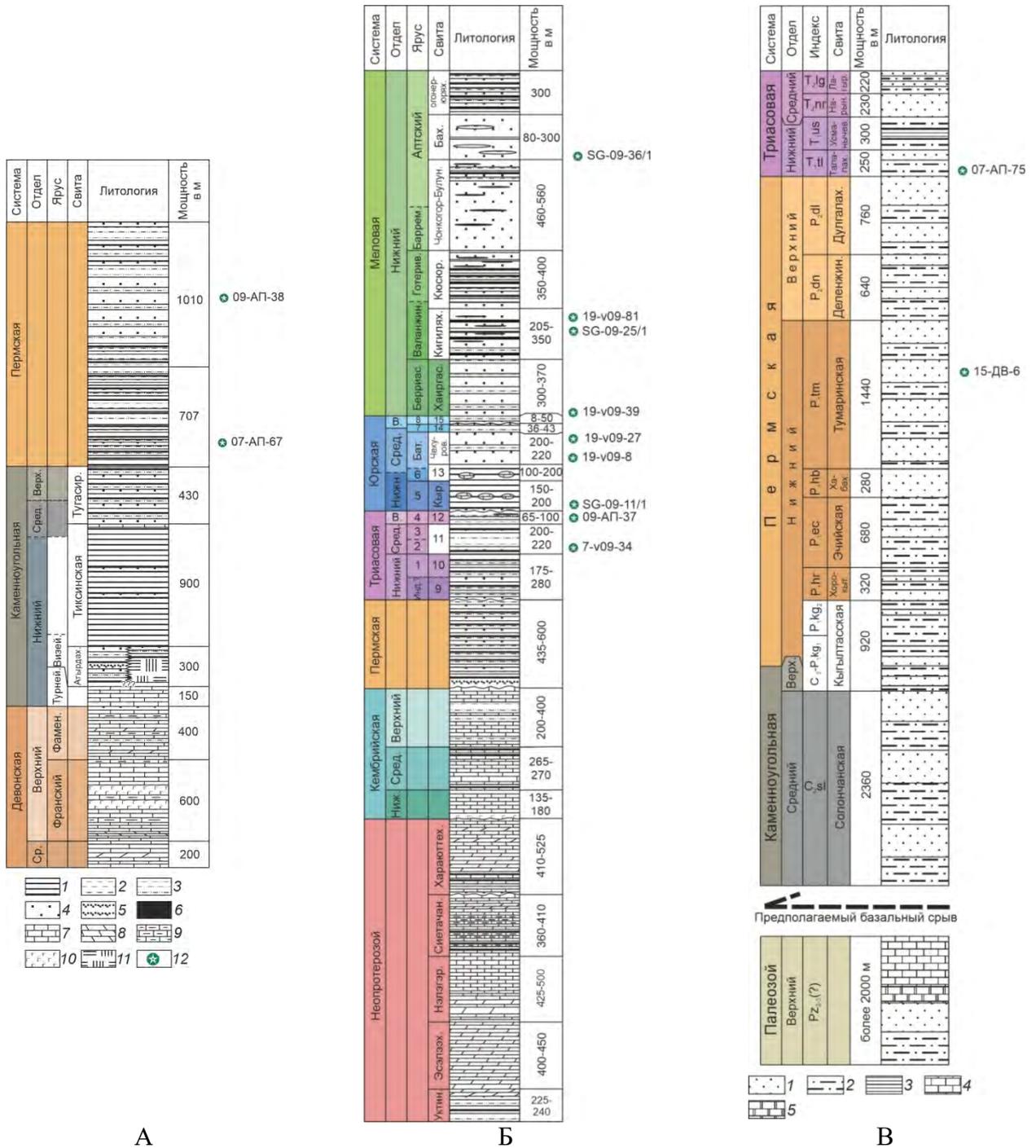


Рисунок 4.36. Стратиграфические колонки: А – Быковского антиклинория и Центрально-Хараулахского синклинория [по Гоина, 1979 с изменениями], Б – Приверхоянского краевого прогиба [по Биджиев и др., 1976 с изменениями], В – Эндыбальской антиклинали [по Иванов, 1980 с упрощениями и изменениями].

Цифры в колонках: ярусы: 1 – оленекский, 2 – анизийский, 3 – ладинский, 4 – карнийский, 5 – геттанг-плинсбахский, 6 – тоар-байосский, 7 – оксфорд-келловейский, 8 – титонский; свиты: 9 – улахан-юряхская, 10 – чекановская-пастахская, 11 – улахан-крестская, 12 – осипайская, 13 – келимярская, 14 – сиговская, 15 – буолкалахская. Условные обозначения для стратиграфических колонок А и Б: 1 – аргиллиты, 2 – глинистые сланцы, 3 – алевролиты, 4 –

песчаники, 5 – конгломераты, 6 – угли, 7 – известняки, 8 – доломиты, 9 – мергели, 10 – доломиты, 11 – кремнистые породы, 12 – места отбора проб для трекового датирования (АФТ). Условные обозначения для стратиграфической колонки В см. на рисунке. 3.67.

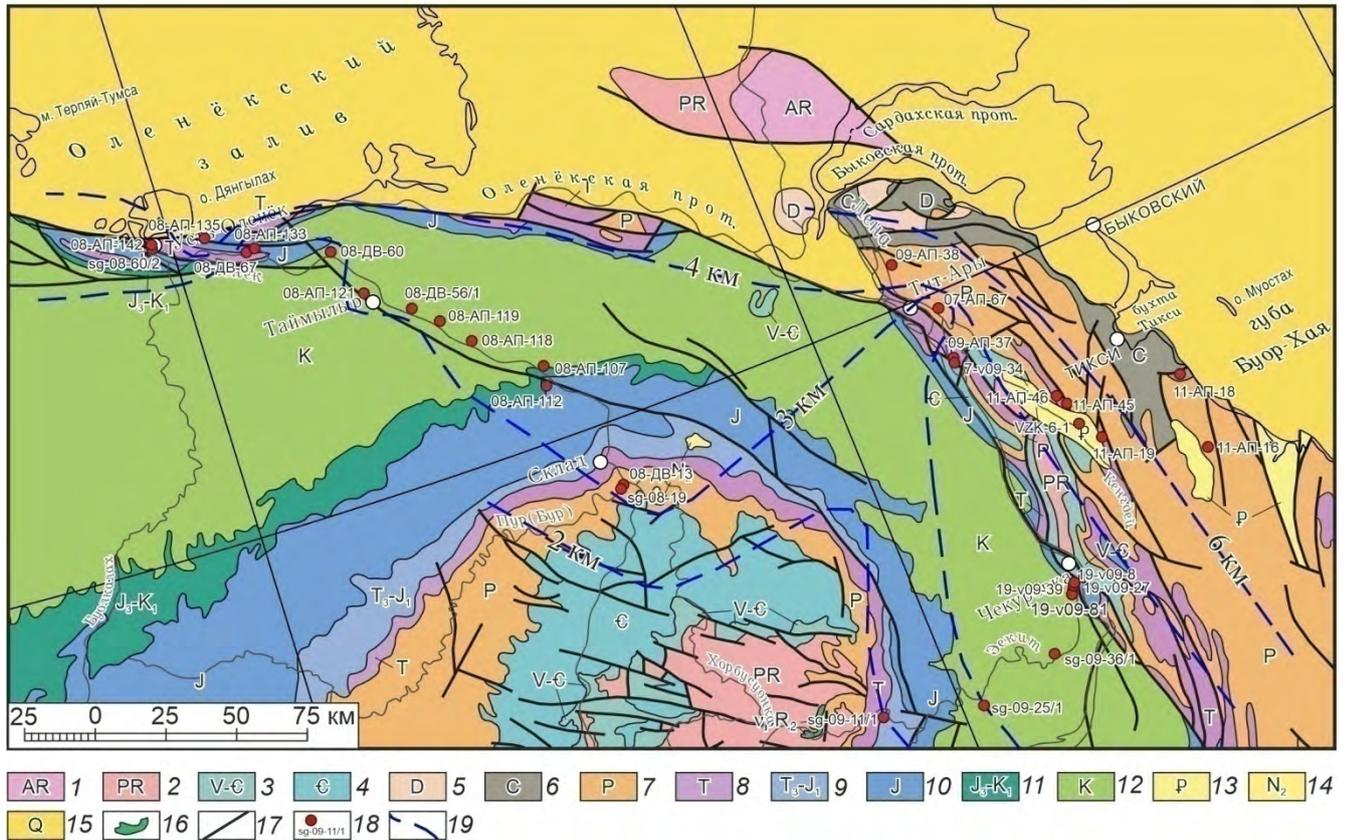


Рисунок 4.37. Геологическая карта северо-востока Сибирской платформы и северного фланга ВСНП [по Петров и др., 2011 с изменениями и дополнениями], на которой показаны изолинии мощностей денудированных пород:

1–15 – отложения: 1 – архейские, 2 – протерозойские, 3 – венд-кембрийские, 4 – кембрийские, 5 – девонские, 6 – каменноугольные, 7 – пермские, 8 – триасовые, 9 – верхнетриас-нижнеюрские, 10 – юрские, 11 – верхнеюрско-нижнемеловые, 12 – меловые, 13 – палеогеновые, 14 – неогеновые, 15 – четвертичные; 16 – штоки основного состава, 17 – разломы, 18 – места отбора проб и их номера, 19 – изолинии мощностей денудированных пород.

Поскольку график термальной эволюции более или менее надежно фиксирует только события ниже температуры 120°C, можно считать, что в данном случае мы имеем дело с последними этапами денудации пород. Так как по стратиграфическим колонкам мощность вышележащих толщ от 2,9 до 3,9 км в Приморской антиклинали (рисунок 4.35В) и около 500 м в Центрально-Хараулахском синклинии (рисунок 4.36А), можно заключить, что эродированы минимум 1,1 км в первом и минимум 3,5 км во втором.

Породы Кенгдейского грабена (обр. VZK-6-1) по данным трекового датирования не погружались более чем на 2 км (таблица 9). Это говорит о том, что палеогеновые толщи по мощности не превышали 2 км, и смещение по сбросам, оконтуривающим этот грабен, не

больше этого значения. Полученный трековый возраст апатита соответствует термотектоническому событию в источнике сноса обломочного материала, который поступал в бассейн седиментации с располагавшихся поблизости возвышенностей.

Полученные нами (U-Th)/He датировки обломочных цирконов также позволяют приблизительно установить глубину погружения. Эти цирконы отобраны из тыловой части Хараулахского сегмента, из субдолготно ориентированных частей Центрально-Хараулахского синклинория и Быковского антиклинория. При сравнении полученных возрастов со стратиграфическими эти данные подразделяются на две группы. Первая – это образцы, включающие зерна цирконов которые, явно моложе стратиграфического возраста вмещающих пород. Это позволяет предполагать, что они погружались на глубину более 6 км, что позволило перезапустить (U-Th)/He возраст. Во второй группе образцов зерна цирконов явно древнее возраста вмещающих толщ. Эти образцы отбирались из триасовых толщ осевой части Центрально-Хараулахского синклинория, и видимо не погружались глубже 6 км.

Таким образом, в результате изучения глубины погружения и соответственно мощности эродированных толщ установлено, что при удалении от платформы в сторону складчатых областей увеличивается величина денудации. Если в Лено-Анабарском и Приверхоянском прогибах денудация колеблется от 2 до 3,3 км, то в прилегающих частях Усть-Оленекской системы складок и Хараулахского сегмента, достигает, как правило, значений от 3 км и больше (рисунок 4.37). В тыловой части Усть-Оленекской системы складок, в Приморской антиклинали, денудация уже больше 4 км, как и в центральной части Хараулахского сегмента (Центрально-Хараулахский синклинорий). Далее на восток, в осевой части Центрально-Хараулахского синклинория, денудация составляет меньше 6 км. Еще восточнее, в Быковском антиклинории, она уже явно больше 6 км (рисунок 4.37). Полученные нами данные вполне согласуются с результатами работ Г.С. Гусева, который также предполагал увеличение мощности эродированных пород от края Сибирской платформы на восток в сторону Хараулахского сегмента по данным анализа стратиграфических разрезов [Гусев, 1979]. Нами установлено, что это увеличение происходит не только на восток, но и на север. Предположенные Г.С. Гусевым [1979] глубины погружения пород также примерно совпадают с полученными нами для Приверхоянского прогиба. Однако далее на восток Г.С. Гусевым [1979] предполагались мощности эродированных пород в Хараулахском антиклинории и в западной части Центрально-Хараулахского синклинория от 4 до 6 км, на востоке синклинория от 6 до 8 км, а в Тиксинской антиклинали (осевая часть Быковского антиклинория) – более 8 км. Эти мощности выше рассчитанных нами.

Также следует заметить, что мощность эродированного материала в восточной и северной частях Оленекского поднятия могла составлять от 2 до 3,3 км. Полученные трековые

датировки в 199–171 млн лет несколько моложе выделяемой Ф.Ф. Брахфогелем на изучаемой территории третьей эпохе денудации (230–180 млн лет), связываемой с воздыманием практически всей северо-восточной части Сибирской платформы [Брахфогель, 1984]. Небольшие расхождения в возрасте, возможно, связаны с тем, что воздымания этого периода, по Ф.Ф. Брахфогелю, носили отчетливо дифференцированный характер, в силу чего разные части региона оказывались в сфере денудации неодновременно.

Эпохи нагревания интерпретируются как этапы погружения и установлены в результате анализа графиков термальной эволюции шести образцов, разбросанных практически по всей изученной области: образцы 08-АП-133, 08-АП-112, 08-ДВ-13, 07-АП-67, sg-09-11/1, 15-ДВ-6. На Оленекском поднятии и в близлежащем районе Приверхоянского краевого прогиба (образцы 08-ДВ-13, sg-09-11/1) в конце раннего мела начале палеогена фиксируется глубина погружения от 0,3 до 2 км. В Усть-Оленекской антиклинали погружение отмечено в раннем мелу на 2,3 км. В Лено-Анабарском прогибе – в раннем мелу на 1,8 км. В Юттыхской антиклинали – в позднем палеогене на 0,5–0,6 км.

Образцы Куранахского сегмента по данным трекового датирования погружались на глубину от 2 до 4 км (таблица 9). При этом мощности денудации, полученные в результате анализа графиков термальной эволюции, составляют от 2,3 до 2,5 км. Следует также отметить фиксируемое на графике термальной эволюции (обр. 15-ДВ-6, рисунок 4.34Б) погружение (нагрев) на 0,8–1 км в палеогене. Согласно стратиграфическим колонкам, мощности залегающих выше толщ от 1 до 2,4 км. С учетом этого можно предположить, что были эродированы отложения мощностью от 0 до 1,5 км, что хорошо согласуется с данными трекового датирования апатитов.

ТРЕТЬЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Мощность эродированных пород увеличивается от Сибирской платформы в восточном и северном направлении в сторону складчатых областей. В центральной части Лено-Анабарского и на севере Приверхоянского прогиба величина денудации 2–3,3 км, в прилегающих частях Усть-Оленекской системы складок и Хараулахского сегмента свыше 4 км, а в тылу Хараулахского сегмента – более 6 км. Наиболее высокая рассчитанная скорость денудации пород по интерпретации графиков термальной эволюции установлена в центральной части Усть-Оленекской системы складок (остывание на 15°C/млн лет ~65–60 млн лет назад и остывание на 5–9°C/млн лет ~195–185 млн лет назад), а также на севере Хараулахского сегмента (остывание на 10°C/млн лет ~60–50 млн лет назад).

ГЛАВА 5. СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ФРОНТАЛЬНОЙ ЧАСТИ СЕВЕРА ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА И ПРИЛЕГАЮЩИХ ПРИВЕРХОЯНСКОГО И ЛЕНО-АНАБАРСКОГО ПРОГИБОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Проведенные структурные исследования, результаты изотопных низкотемпературной термохронологии и геохронологии в пределах Оленекского сектора, Хараулахского и Куранахского сегментов Западно-Верхоянского сектора ВСНП позволили провести корреляцию мезозойско-кайнозойских структурно-тектонических событий, приведших к формированию современного структурного плана региона и предложить палеогеодинамические реконструкции на это время.

Мезозойско-кайнозойским структурно-тектоническим событиям предшествовали масштабные ранне- и среднепалеозойские эпизоды растяжения, связанные с рифтогенезом, проявленным на востоке Сибирского кратона:

1. Континентальный рифтогенез на рубеже эдиакария–раннего кембрия (546–524 млн лет), имевший место на севере Хараулахского сегмента и сопровождавшийся бимодальным магматизмом [напр. Прокопьев и др., 2016].

2. Среднедевонско-среднекаменноугольный континентальный рифтогенез (380–346 млн лет), приведший к формированию Вилюйского палеорифта и базитов Якутско-Вилюйской крупной изверженной провинции [напр. Courtillot et al., 2010; Полянский и др., 2012, 2013; Powerman et al., 2013; Ricci et al., 2013; Киселев и др., 2014; Прокопьев и др., 2001a, 2015; Polyansky et al., 2017; Khudoley et al., 2019]. Рифтогенные структуры этого возраста предполагаются в «фундаменте» мезозойского ВСНП под изученными структурами Хараулахского и Куранахского сегментов Западно-Верхоянского сектора [Третьяков, 2004; Прокопьев и др., 2015; Polyansky et al., 2017; Ershova et al., 2020]. Предполагается, что эти процессы сопровождались образованием контрастного рельефа, включая появление крутого подводного склона [напр. Ершова и др., 2011; Прокопьев и др., 2013]. Полученные нами раннекаменноугольные ZHe датировки могут быть связаны с подъемом территории на заключительном этапе среднепалеозойского рифтогенеза [напр. Polyansky et al., 2017 и ссылки там].

Среднетриасовые ZHe даты могут отражать этап тектонического поднятия на северо-востоке Сибирской платформы, приведшему к размыву прилегающих частей Сибирской платформы и образованию триасовых алмазосодержащих конгломератов Булкурской антиклинали фронта Хараулахского сегмента [Зайцев, Смелов, 2010; Летникова и др., 2014].

Нами установлены следующие мезозойско–кайнозойские структурно-тектонические и термальное события (рисунки 5.1–5.3):

1. Раннеюрское поднятие.

Данное событие фиксируется трековыми возрастными в 199–171 млн лет, установленными на северном склоне Оленекского поднятия и в Усть-Оленекской системе складок, а также на севере Хараулахского сегмента. Причина этого поднятия неизвестна, но оно коррелирует с одновозрастным термальным событием, произошедшим в центральной части Таймыро-Североземельского орогенного пояса, связанным с тектоническим подъемом [Khudoley et al., 2018] и обширной морской трансгрессией на северо-востоке Сибирской платформы [Князев и др., 1991] (рисунки 5.2, 5.3А).

2. Позднеюрско-раннемеловые складчато-надвиговые деформации.

Термохронологические события этого возраста установлены в Оленекском секторе и Хараулахском сегменте. Эти эпизоды тектонического поднятия и остывания мы связываем с первыми импульсами складчато-надвиговых деформаций фронта ВСНП. В Усть-Оленекской системе складок произошли деформации ранней стадии первого этапа ${}^0D_1^1$ (AFT – ~148–141 млн лет), а в Хараулахском сегменте имел место первый этап деформаций XD_1 (ZHe – 140–117 млн лет). Складчатость KD_1 и KD_2 в центральной части Куранахского сегмента могла произойти в это же время. Структуры Эндыбальской антиклинали, сложенные верхнекаменноугольными, пермскими и нижнетриасовыми отложениями, прорваны одноименным плутоном гранодиоритов и дайками кислого состава с U-Pb и ${}^{40}Ar/{}^{39}Ar$ изотопным возрастом 98–105 млн [Прокопьев и др., 2010, 2018; Layer et al., 2001]. Таким образом, деформационные структуры этой части Куранахского сегмента произошли в период времени до раннего сеномана.

Причиной этих деформаций могли быть два субсинхронных геодинамических события – начало коллизии восточной окраины Сибирского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна на востоке [напр. Тектоника, геодинамика..., 2001 и ссылки там], и аккреционно-коллизийные события, связанные с закрытием Южно-Анжуйского океана и началом коллизии микроконтинента Арктическая Аляска–Чукотка с Сибирью [Prokoriev et al., 2018a и ссылки там] на севере (рисунки 5.2, 5.3Б, В). Наиболее ранние коллизийные деформации на о. Котельный Новосибирского архипелага датируются по (U-Th)/He термохронологии в 125 млн лет [Prokoriev et al., 2018a], что близко возрасту 125 ± 4 млн лет кальцита на зеркалах скольжения разломов фронта Хараулахского сегмента [Pavlovskaja et al., 2022].

Необходимо отметить, что при U-Pb (SHRIMP-RG) датировании цирконов из палеопротерозойских гнейсов Усть-Ленского метаморфического комплекса ниже пересечение конкордии и дискордии показало возраст 156 ± 4.7 млн лет, который был проинтерпретирован как термальное событие, возможно, соответствующее наиболее ранним

стадиям коллизионных деформаций в ВСНП [Прокопьев и др., 2007]. Этот возраст синхронен ранним стадиям формирования гранитоидов Главного батолитового пояса центральной части Верхояно-Колымской складчатой области [Акинин и др., 2009].

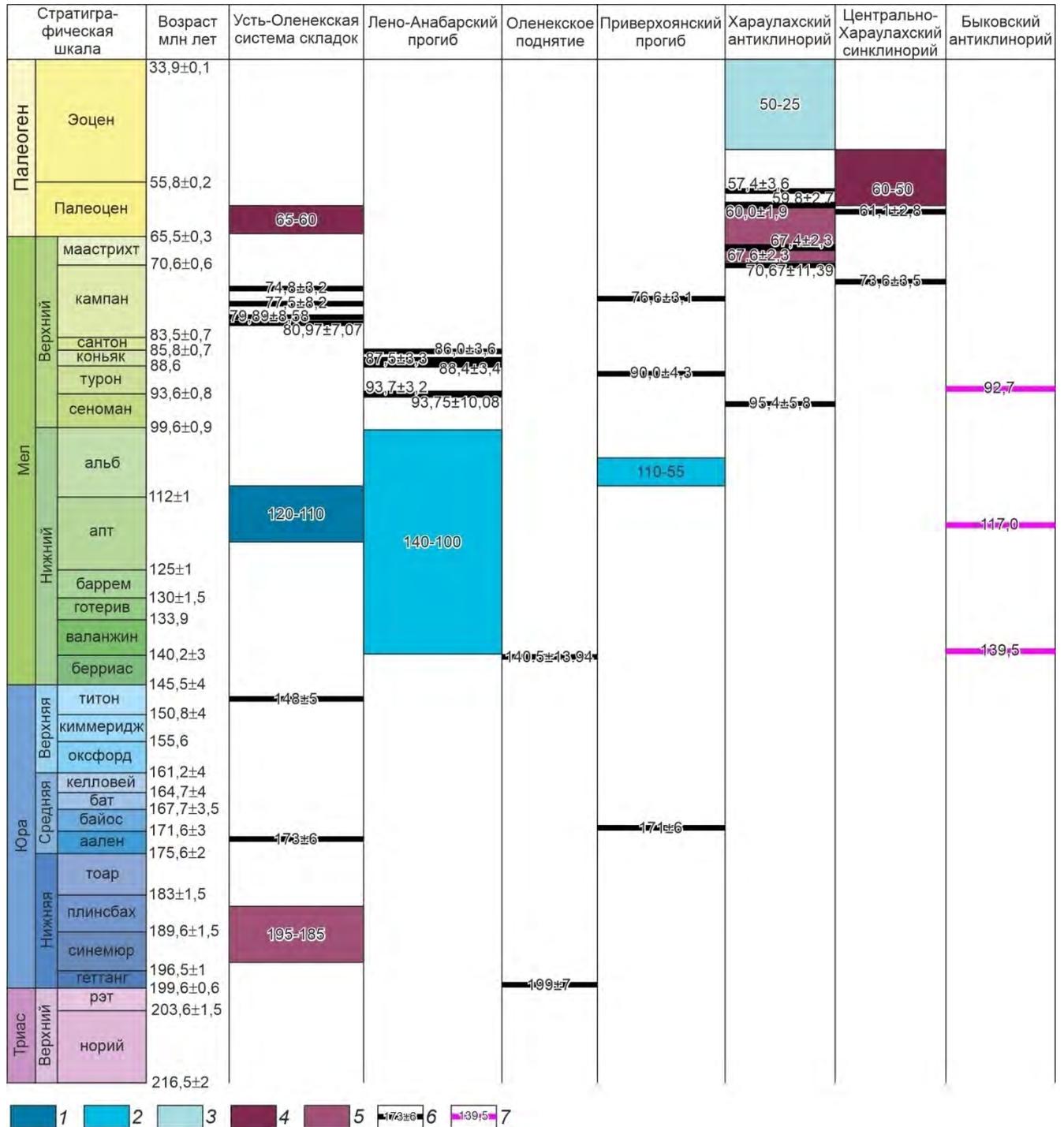


Рисунок 5.1. Основные установленные мезозойско-кайнозойские термально-тектонические события на северо-востоке Сибирской платформы и прилегающих районов Верхоянского складчато-надвигового пояса.

1–3 – скорость погружения: 1 – 7 °С/млн лет, 2 – 1–2 °С/млн лет, 3 – <1 °С/млн лет; 4–5 – скорость денудации (остывания): 4 – >10 °С/млн лет, 5 – 5–10 °С/млн лет; 6 – АФТ возраста; 7 – (U-Th)/He возраста.

Стратиграфическая шкала	Возраст, млн лет	Оленекское поднятие	Лено-Анабарский прогиб	Усть-Оленекская система складок	Приверхоанский краевой прогиб (ПП)	северный фланг Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП	центральная часть Куранахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП	
Кайнозой	0.0							
	5.33		?	?	?	?		
	Миоцен							
	23.04		Сбросы. Формирование кайнозойских грабенов (Кенгейский и др.) в связи с открытием Евразийского бассейна и образованием системы рифтов на шельфе моря Лаптевых. ТТН ~ 40-20 млн лет (⁴ D ₄)					?
	33.9							
	Олигоцен							
	Эоцен							
	56.0		?	?	?	?		
	Палеоцен							
	66.0						Пенеппенизация. AFT ~ 62-59 млн лет	
Мезозой	72.2					Третий этап (⁴ D ₃) складчато-надвиговых деформаций. AFT ~ 74-61 млн лет.		
	маастрихт							
	72.2							
	Верхний							
	кампан			Вторая стадия (⁴ D ₂) складчато-надвиговых деформаций. AFT ~ 81-75 млн лет		Остывание и поднятие. AFT ~ 90-77 млн лет		
	83.7							
	сантон							
	85.7	?	Остывание и поднятие. AFT ~ 94-86 млн лет					
	коньяк							
	89.4							
	турон							
	89.4							
	сеноман							
	93.9							
	100.5							
	Мел							
	альб			Континентальное осадконакопление. ТТН ~ 140-100 млн лет				Дайки, плутон. 105-98 млн лет (U-Pb). Второй этап (⁴ D ₂) деформаций.
	113.2							
Нижний								
апт								
121.4								
баррем								
126.5								
готерив								
132.6			Переход к преимущественно континентальному седиментогенезу		Переход к преимущественно континентальному седиментогенезу		Первый этап (⁴ D ₁) складчато-надвиговых деформаций. ZHe ~ 139-117 млн лет.	
137.7								
берриас								
143.1								
Верх.								
титон								
149.2								
киммеридж								
154.8								
оксфорд								
161.5								
келловей								
165.3								
бат								
168.2								
байос								
170.9								
аален								
174.7								
Юра								
Сред.								
тоар								
184.2		Остывание и поднятие. AFT ~ 199-171 млн лет	Проксимальные отложения пассивной окраины	Проксимальные отложения пассивной окраины	Проксимальные отложения Верхоянской пассивной окраины	Проксимальные отложения Верхоянской пассивной окраины	Проксимальные отложения Верхоянской пассивной окраины	
184.2								
Нижняя								
плинсбах								
192.9								
синемюр								
199.5								
геттанг								
201.4								
Триас								
Верхний								
рэт								
205.7								
норий								

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 AFT 11 ZHe 12 TTH 13

←**Рисунок 5.2.** Корреляция термальных и тектонических событий на северо-востоке Сибирской платформы и в прилегающих районах Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП).

1 – Таймыро-Североземельская орогения, 2 – Верхоянская пассивная континентальная окраина, 3 – осадконакопление в Приверхоянском и Лено-Анабарском прогибах Сибирской платформы, 4 – Верхоянская орогения, 5 – Новосибирско-Чукотская орогения, 6 – совместное влияние Верхоянской и Новосибирско-Чукотской орогений, 7 – позднемеловое магматическое событие на севере ВСНП, 8 – магматическое событие на рубеже раннего и позднего мела; 9 – предполагаемая пенеппенизация в центральной части Куранахского сегмента, 10 – раскрытие Евразийского бассейна, 11 – результаты трекового датирования (AFT – apatite fission-track), 12 – результаты (U-Th)/He датирования (ZHe – zircon-helium), 13 – интерпретация графиков термальной эволюции (ТТН – time-temperature history).

В конце юры началось осадконакопление в Приверхоянском прогибе, а начиная со второй половины валанжина морское осадконакопление сменилось континентальным, практически одновременно с поднятиями в ВСНП [напр. Ershova et al., 2012].

Начиная с готерива произошла смена морского седиментогенеза на континентальный в Лено-Анабарском прогибе [напр. Nikitenko et al., 2018 и ссылки там]. По интерпретации графиков термальной эволюции в Оленекском секторе и на севере Хараулахского сегмента происходило погружение в Лено-Анабарском прогибе и на севере Приверхоянского прогиба (~140–100 и 110–55 млн лет назад, соответственно). В самом начале мела по данным AFT произошел еще один импульс тектонического подъема на Оленекском поднятии (рисунки 5.1–5.3).

3. Позднемеловые деформации.

ZHe возраст ~ 93 млн лет, установленный в Быковском антиклинории и Центрально-Хараулахском синклинории, может отражать начало второго этапа складчато-надвиговых деформаций $^X D_2$ на рубеже раннего и позднего мела, а полученная дата близка к трековому возрасту апатита (95–90 млн лет) (рисунки 5.1–5.3).

В тыловой части севера фронта Хараулахского сегмента около 89–86 млн лет назад произошло локальное вулканическое событие – эксплозивные брекчии и дайки долеритов этого возраста, прорывающие деформированные пермские породы ($^X D_2$) Центрально-Хараулахского синклинория и Быковского антиклинория, имеют возраст 86 ± 4 , 86.2 ± 1.3 и 89 ± 2 млн. лет [U-Pb, цирконы, Prokoriev et al., 2013a] (рисунок 5.3Г).

В интервале ~86–75 млн лет (AFT) произошло термальное событие в Усть-Оленекской системе складок, с которым могут быть связаны предполагаемые складчато-надвиговые деформации второй стадии $^O D_1^2$ и которому предшествовал тектонический подъем (~93–86 млн лет назад, AFT) в Лено-Анабарском прогибе. Близко по времени произошел подъем восточнее, в северной части Приверхоянского прогиба (~90–77 млн лет, AFT) (рисунки 5.1–5.3).

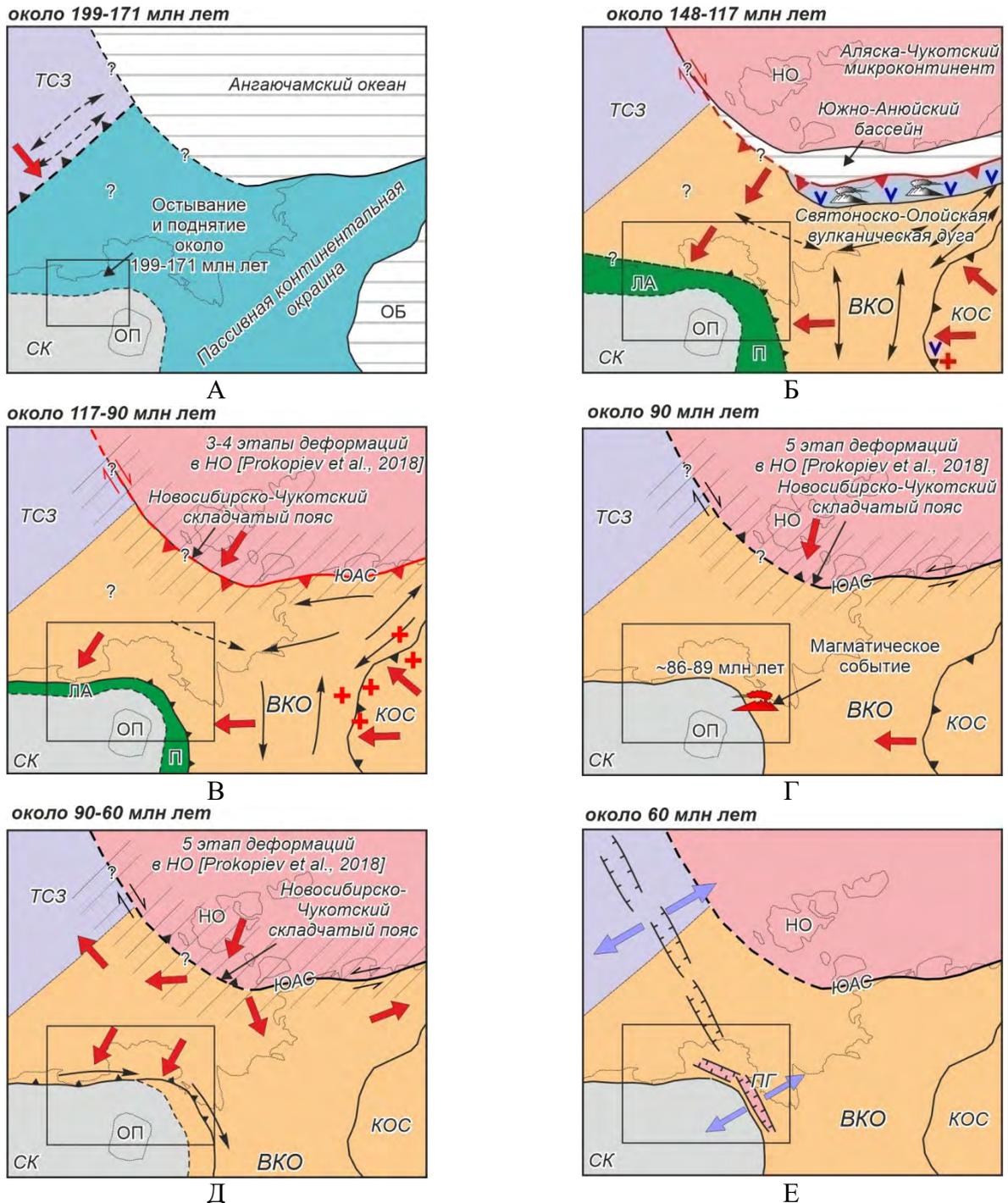


Рисунок 5.3. Палеотектонические реконструкции на позднемезозойское время северной части Верхояно-Колымской складчатой области и Новосибирско-Чукотского орогенного пояса.

ТСЗ – возможное продолжение Таймыро-Североземельского складчатого пояса, СК – Сибирский кратон, ОП – Оленекское поднятие, ОБ – Оймяконский бассейн, НО – Новосибирские острова, ЛА – Лено-Анабарский прогиб, П – Приверхожанский краевой прогиб, ВКО – Верхояно-Колымская орогенная область, КОС – Колымо-Омолонский супертеррейн, ЮАС – Южно-Ануйская сутура, ПГ – палеогеновые грабены. Прямоугольником показан исследованный регион.

Несколько позднее (~75–61 млн лет назад, АФТ) произошли заключительные складчато-надвиговые деформационные события XD_3 во фронте Хараулахского сегмента, что подтверждается наложением кливажа на дайки долеритов, имеющих возраст 86–89 млн лет

[Prokoriev et al., 2013a] (рисунки 5.1–5.3). В эоценовых отложениях Кенгдейского грабена значительно преобладают зерна апатита, имеющие трековые возраста около 73.6 ± 3.5 млн лет, близкие к этому термохронологическому событию. Следовательно, при накоплении этих толщ происходил размыв поднимающегося горно-складчатого сооружения. Мы считаем, что эти деформации могли привести к колленообразному изгибу фронта северного фланга сегмента.

Поздне меловые деформации коррелируют с установленным нами по данным (U-Th)/He изотопного датирования циркона и апатита временем третьего–пятого деформационных этапов на островах Новосибирского архипелага, связанных с коллизией микроконтинента Арктическая Аляска–Чукотка с Сибирью и образованием Новосибирско-Чукотского орогенного пояса [Zhe возраста 150–93 млн лет, Prokoriev et al., 2018a]. Вероятно, установленные нами поздне меловые деформационные структуры в Усть-Оленекской системе складок и на севере Хараулахского сегмента, связаны именно с этим геодинамическим событием (рисунок 5.3 Д).

4. Кайнозойские деформации.

В начале палеогена в связи с продолжением продвижения спредингового хребта Гаккеля в южном направлении были образованы кайнозойские грабены, крупнейшим из которых является Кенгдейский, в котором накопилось около 600 м осадков [напр. Гриненко и др., 1989; Сергеенко, Прокопьев, 2010 и ссылки там]. С этим событием, вероятно, связаны установленные нами по данным интерпретации графиков термальной эволюции события ~ 45 –20 млн лет назад на территории севера Хараулахского антиклинория и Оленекского сектора (рисунки 5.1–5.3), которые отражают деформации растяжения четвертого этапа $^x\text{D}_4$ и второго этапа $^0\text{D}_2$, соответственно. Примерно с этого времени началось растяжение на шельфе моря Лаптевых приведшее к формированию крупных кайнозойских грабенов Лаптевской рифтовой системы [напр. Drachev, 2011, 2016; Drachev, Shkarubo, 2018; Nikishin et al., 2018] (рисунок 5.3Е).

Отмечаемая современная высокая сейсмическая активность в Оленекском секторе вероятно связано с перемещениями вдоль границы Евроазиатской и Северо-Американской литосферных плит [напр. Имаев и др., 1990; Тектоника, геодинамика...2001; Имаева, 2022].

ЧЕТВЕРТОЕ ЗАЩИЩАЕМОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Проведена корреляция мезозойских и кайнозойских деформационных и термальных событий на севере и в центральной части Верхоянского складчато-надвигового пояса со смежными регионами Новосибирско-Чукотского и Таймыро-Североземельского орогенных поясов и рифтогенными структурами на шельфе моря Лаптевых. Прослежена связь изученных деформационных структур со следующими геодинамическими событиями – коллизией Сибирского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна, столкновением Сибирского

кратона с микроконтинентом Арктическая Аляска–Чукотка и раскрытием Евразийского океанического бассейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С целью установления основных закономерностей тектонического строения и мезо–кайнозойской эволюции фронтальных складчатых структур северного фланга фронта ВСНП и прилегающих Лено-Анабарского и Приверхоянского прогибов проведено детальное исследование деформационных структур, выполнен структурный анализ, реконструированы поля тектонических напряжений и рассчитаны ориентировки главных осей сжатия, установлены основные временные рубежи и интервалы тектонических поднятий методами низкотемпературной термохронологии: трековое датирование апатитов (AFT) и (U-Th)/He анализы; проведена корреляция структурно-тектонических событий.

В результате установлено следующее:

1. Выделены и описаны основные структурные парагенезы, охарактеризованы особенности складчатых и разрывных структур фронта Оленекского сектора, Хараулахского и Куранахского сегментов Западно-Верхоянского сектора ВСНП.

2. Установлена последовательность основных мезозойско–кайнозойских деформационных событий во фронтальной части ВСНП.

3. Определены направления главных осей палеонапряжений, при воздействии которых были сформированы мезозойско–кайнозойские деформационные структуры.

4. Предложена модель формирования исследованных концентрических антиклинальных структур и связанных с ними разрывных нарушений. Установлены основные черты сходства в строении, морфологии, взаимоотношении складчатых и разрывных деформаций в изученных крупных антиклиналях.

5. Предложены модели глубинного строения изученных регионов. Подтверждено дуплексное строение Оленекского сектора ВСНП.

6. Методами низкотемпературной термохронологии (AFT и (U-Th)/He) установлены основные временные интервалы тектонических поднятий различных частей ВСНП и их связь с проявлениями выделенных этапов и стадий деформаций: раннеюрский (~190–171 млн лет), позднеюрско-раннемеловой (~148–117 млн лет – ${}^0D_1^1$, ${}^X D_1$, ${}^K D_1$ и ${}^K D_2$) и позднемеловой (~95–90 млн лет – ${}^X D_2$, ~86–75 млн лет – ${}^0 D_1^2$, ~75–61 млн лет – ${}^X D_3$).

7. По данным низкотемпературной термохронологии (трековое датирование апатитов и (U-Th)/He изотопия) и анализа графиков термальной эволюции рассчитана мощность эродированных пород, которая увеличивается от Сибирской платформы в сторону складчатых областей. В центральной части Лено-Анабарского и на севере Приверхоянского прогиба величина денудации 2–3,3 км, в прилегающих частях Усть-Оленекской системы складок и Хараулахского сегмента достигает значений свыше 4 км, а в тылу Хараулахского сегмента –

более 6 км. Наиболее высокая рассчитанная скорость денудации пород по интерпретации графиков термальной эволюции установлена в центральной части Усть-Оленекской системы складок (остывание на $15^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$ 65–60 млн лет назад и остывание на $5\text{--}9^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$ 195–185 млн лет назад), а также на севере Хараулахского сегмента (остывание на $10^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$ 60–50 млн лет назад).

8. Определена структурная позиция рудных тел с Ag-полиметаллической минерализацией Мангазейского рудного узла в ядре Эндыбальской антиклинали центральной части Куранахского сегмента ВСНП (месторождения Нижне-, Верхнеэндыбальское, Безымянное, Стержневое и Семеновское). Данные по структурному строению и тектонической эволюции северо-востока Сибирской платформы и северного фланга ВСНП будут способствовать созданию геологической основы для адекватной интерпретации строения акустического фундамента и осадочного чехла мезо–кайнозойских бассейнов седиментации шельфа моря Лаптевых. По данным U-Pb и Ar/Ar датирования прорывающих складчатость магматических образований установлен до сеноманский возраст деформаций.

9. По данным структурного анализа, изотопной геохронологии и низкотемпературной термохронологии проведена корреляция мезозойских и кайнозойских деформационных событий на севере и в центральной части ВСНП со смежными регионами Новосибирско-Чукотского и Таймыро-Североземельского орогенных поясов, и рифтогенными структурами, связанными с раскрытием Евразийского океанического бассейна.

10. Полученные данные существенно дополнили уже имеющиеся представления о строении и истории геологического развития северной части ВСНП. Проведенные исследования имеют стратегическое значение для экономической и сырьевой безопасности, освоения арктической зоны Российской Федерации. Новые данные могут быть использованы при создании геологических и тектонических карт нового поколения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллин, Ф.Р., Павлинова, Н.В. Реконструкция термотектонической истории осадочных бассейнов с помощью датирования детритовых апатитов методом (U–Th)/He // Вестник РУДН, серия Инженерные исследования, 2013. – № 2. – С. 31–36.
2. Ажгирей, Г.Д. Структурная геология. – М.: Изд-во МГУ, 1956. – 492 с.
3. Акинин, В.В., Прокопьев, А.В., Торо, Х., Миллер, Э.Л., Вуден, Дж., Горячев, Н.А., Альшевский, А.В., Бахарев, А.Г., Трунилина, В.А. U–Pb–SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса (СВ Азии) // Докл. РАН. – 2009. – Т. 426. – № 2. – С. 216–221.
4. Аникеев, Н.П., Васьковский, А.П., Драбкин, И.Е., Попов, Г.Г., Титов, В.А. Тектоника // Геология СССР. – М.: Недра, 1970. – 30. – кн. 2. – С.247–423.
5. Башарин, А.К. Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. – М.: Наука, 1967. – 204 с.
6. Биджиев, Р.А., Грошин, С.И., Горшкова, Е.Р., Гогина, Н.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. Лист R-52-VII, VIII. Объяснительная записка. – М.: Аэрогеология, 1976. – 80 с.
7. Биджиев, Р.А., Горшкова, Е.Р., Леонов, Б.Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхоянская. Лист R-52-III, IV. Объяснительная записка. – Москва, 1979. – 71 с.
8. Богданов, Н.А. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и восточной Арктики. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 178 с.
9. Богданов, Н.А., Хаин, В.Е. (отв. ред.) Тектоническая карта морей Карского и Лаптевых и севера Сибири. Масштаб 1:2 500 000. Объяснительная записка. – М.: Институт литосферы окраинных и внутренних морей РАН, 1998. – 127 с.
10. Большианов, Д.Ю., Васильев, Б.С., Виноградова, Н.П., Гавриш, А.В., Заварзина, Г.А., Зинченко, А.Г., Зуйкова, О.Н., Кямря, В.В., Мохов, В.В., Нагайцева, Н.Н., Нелюбин, В.В., Радченко, М.С., Саванин, В.В., Проскурнин, В.Ф., Рекант, П.В., Солонина, С.Ф., Шкарубо, С.И., Шманяк, А.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-51 – Оленекский зал., S-52 – дельта р. Лены. Объяснительная записка. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2014. – 274 с.+9 вкл.
11. Брахфогель, Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма Северо-Востока Сибирской платформы. – Якутск: Якутский филиал СО АН СССР, 1984. – 128 с.
12. Булгакова, М.Д. Крестяхские конгломераты устья р. Лены и условия их образования // Литология и полезные ископаемые, 1967. – № 36. – С. 127–134.

13. Булгакова, М.Д. Кремнистые породы Верхояно-Колымской складчатой области // Литология и полезные ископаемые, 1976. – № 5. – С. 99–108.
14. Булгакова, М.Д., Колодезников, И.И. Среднепалеозойский рифтогенез на Северо-востоке СССР (литология и вулканизм). – Москва: Наука, 1990. – 256 с.
15. Булгакова, М.Д. Палеогеография Якутии в раннем-среднем палеозое. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996. – 72 с.
16. Ванин, А.Л., Галабала, Р.О., Крутий, Г.В., Набатова, Л.Н., Трещалов, А.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист S-50–52 – Быковский. Объяснительная записка. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2001. – 189 с.+7 вкл.
17. Васильев, Д.А. Тектонические структуры Мангазейского рудного узла (Западное Верхоянье, Восточная Якутия) // Проблемы геологии и освоения недр: Сборник научных трудов XII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 100-летию первого выпуска горных инженеров в Сибири и 90-летию создания Сибгеолкома в России. – Томск: Издательство ТПУ, 2008а. – С. 39–41.
18. Васильев, Д.А. Этапы формирования складчато-надвиговых структур Мангазейского рудного узла (Западное Верхоянье, Восточная Якутия) // Тезисы докладов Четвертой Сибирской международной конференции молодых ученых по наукам о Земле. – Новосибирск: Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 2008б. – С. 68–70.
19. Васильев, Д.А. Литохимия позднепалеозойских – триасовых терригенных пород зоны сочленения Куранахского антиклинория и Сартангского синклинория (Восточная Якутия) // «ЭРЭЛ-2009»: материалы конференции научной молодежи: к 60-летию ЯНЦ СО РАН и Году молодежи. – Якутск, 2009а. – С. 113–115.
20. Васильев, Д.А. Тектоника зоны сочленения Куранахского антиклинория и Сартангского синклинория (Восточная Якутия) // I Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов, посвященная памяти академика А. П. Карпинского. – Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2009б. – С. 14–17.
21. Васильев, Д.А., Прокопьев, А.В., Ивенсен, Г.В. Литохимия верхнекаменноугольных – нижнепермских и триасовых отложений восточного крыла Куранахского антиклинория (Западное Верхоянье) // Отечественная геология, 2010а. – №5. – С. 75–83.
22. Васильев, Д.А., Прокопьев, А.В. Тектонические структуры Усть-Оленекской системы складок (Арктическая Якутия) // Электронный сборник тезисов Пятой Сибирской конференции молодых учёных по наукам о Земле. – Новосибирск, 29 ноября – 2 декабря 2010б. – С. 809.

23. Васильев, Д.А., Ивенсен, Г.В., Прокопьев, А.В. Литохимия верхнепалеозойско-мезозойских отложений Усть-Оленекской системы складок // Отечественная геология, 2011а. – №5. – С.89–96.
24. Васильев, Д.А. Литохимические особенности осадочных пород Усть-Оленекской системы складок // Проблемы геологии и разведки недр Северо-Востока России: материалы региональной научно-практической конференции, посвященной 55-летию инженерного образования в Республике Саха (Якутия). – Якутск: Издательско-полиграфический комплекс СВФУ, 2011б. – С. 44–48.
25. Васильев, Д.А., Прокопьев, А.В. Тектонические структуры Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса (Арктическая Якутия) // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина. – Москва: Изд-во Геологический факультет Московского Государственного Университета имени М.В.Ломоносова, 2011в. – С. 296–299.
26. Васильев, Д.А. Сравнительный анализ кинематики мезозойской складчатости центральной части Западно-Верхоянского и Оленекского секторов Верхоянского складчато-надвигового пояса // Результаты исследований получателей грантов Президента РС (Я) и государственных стипендий РС (Я) за 2010 год. – Якутск: ООО «Издательство Сфера», 2011г. – С. 123–125.
27. Васильев, Д.А. Диагностика вулканогенного материала с среднеюрско-нижнемеловых отложениях Чекуровской антиклинали (фронтальная часть Верхоянского складчато-надвигового пояса) // Диагностика вулканогенных продуктов в осадочных толщах. Материалы Российского совещания с международным участием. – Сыктывкар: Издательско-информационный отдел Института геологии Коми НЦ УрО РАН «Геопринт», 2012а. – С. 136–139.
28. Васильев, Д.А., Прокопьев, А.В. Глубинная структура Усть-Оленекской системы складок // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-востока России: материалы всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: Издательский дом Северо-Восточного федерального университета, 2012б. – Т. 1. – С. 59–63.
29. Васильев, Д.А., Прокопьев, А.В. Глубинное строение Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным интерпретации сейсморазведочных временных профилей // Отечественная геология, 2012в. – №5. – С. 62–66.
30. Васильев, Д.А., Прокопьев, А.В. Структура и тектонофизика Усть-Оленекской системы складок (Арктическая Якутия) // Наука и образование, 2012г. – №3 (67). – С. 7–13.
31. Васильев, Д.А., Ершова, В.Б. Тектонические структуры верхнеюрско-нижнемеловых отложений северной части Приверхоянского прогиба // Геология и минерально-

сырьевые ресурсы Северо-востока России: материалы всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: Издательский дом Северо-Восточного федерального университета, 2013а. – С. 113–116.

32. Васильев, Д.А., Ивенсен, Г.В., Ершова, В.Б., Прокопьев, А.В. Особенности химического состава нижнемеловых отложений северной части Приверхоянского краевого прогиба // Отечественная геология, 2013б. – №5. – С. 106–115.

33. Васильев, Д.А., Ивенсен, Г.В., Ершова, В.Б. Литохимия среднеюрских – нижнемеловых терригенных пород северной части Приверхоянского прогиба (Жиганский район Якутии) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: Издательский дом Северо-Восточного федерального университета, 2014а. – С. 88–92.

34. Васильев, Д.А., Ивенсен, Г.В., Ершова, В.Б. Литохимия среднеюрско-нижнемеловых терригенных пород северной части Приверхоянского прогиба // Отечественная геология, 2014б. – №5. – С. 24–32.

35. Васильев, Д.А. Тектонические деформации в северной части Приверхоянского краевого прогиба // VII Сибирская научно-практическая конференция молодых ученых по наукам о Земле: материалы конференции. – Новосибирск: Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука, Новосибирский государственный университет, 2014в. – С. 174.

36. Васильев, Д.А. Определение осей палеонапряжений на севере Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы V Всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: Издательский дом Северо-Восточного федерального университета, 2015а. – С. 80–81.

37. Васильев, Д.А. Реконструкция полей тектонических напряжений на севере фронтальной зоны Верхоянского складчато-надвигового пояса // IV Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А. П. Карпинского. – Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ, 2015б. – С. 7–8.

38. Васильев, Д.А. Реконструкция полей тектонических напряжений на севере Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса // Материалы XXVI Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика». – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015в. – С. 38–39.

39. Васильев, Д.А., Прокопьев, А.В. Направление осей палеонапряжений при формировании фронтальных тектонических структур Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока

России: материалы VI Всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: Издательский дом Северо-Восточного федерального университета, 2016. – С. 319–321.

40. Васильев, Д.А., Ершова, В.Б., Прокопьев, А.В., Калинин, М.А., Казакова, Г.Г. Определение составов источников сноса юрских и меловых отложений северной части Приверхоянского краевого прогиба на основе систематики редкоземельных элементов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VII Всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: Издательский дом Северо-Восточного федерального университета, 2017. – Т. 2. – С. 46–51.

41. Васильев, Д.А., Прокопьев, А.В., Худолей, А.К., Казакова, Г.Г., Ветров, Е.В. Термохронология Усть-Оленекской системы складок и севера Оленекского поднятия по данным трекового датирования апатита // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы VIII Всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: Издательство Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, 2018. – Т. 2. – С. 32–36.

42. Васильев, Д.А., Прокопьев, А.В., Худолей, А.К., Ершова, В.Б., Ветров, Е.В. Термохронология Хараулахского антиклинория (Северное Верхоянье) по данным трекового датирования апатита // Материалы XVII Всероссийского научного совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса, от океана к континенту. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019а. – С. 42–43.

43. Васильев, Д.А., Прокопьев, А.В., Худолей, А.К., Ершова, В.Б., Казакова, Г.Г., Ветров, Е.В. Термохронология северной части Верхоянского складчато-надвигового пояса по данным трекового датирования апатита // Природные ресурсы Арктики и Субарктики, 2019б. – Т. 24. – №4. – С. 49–66.

44. Васильев, Д.А., Прокопьев, А.В., Худолей, А.К., Ершова, В.Б., Казакова, Г.Г. Термохронология северной части Приверхоянского краевого прогиба и Чекуровской антиклинали по данным трекового датирования апатита // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы IX Всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2019в. – Т.2. – С. 20–23.

45. Васильев, Д.А., Прокопьев, А.В., Ершова, В.Б. Новые данные о тектоническом строении северной части Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса // Материалы XIII Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 30-летию Академии наук Республики Саха (Якутия) и 40-летию Геологоразведочного факультета СВФУ им М.К. Аммосова «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России». – Якутск: Издательский дом СВФУ, 2023. – С. 271–275.

46. Ветров, Е.В. Эволюция термотектонических событий юго-восточного Алтая в позднем мезозое и кайнозое по данным трековой термохронологии апатита // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Москва, 2016. – 200 с.
47. Виноградов, В.А., Драчев, С.С. К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части шельфа моря Лаптевых // Доклады академии наук, 2000. – Т. 372. – №1. – С. 72–74.
48. Вольнов, Д.А., Гусев, А.И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Оленекская. Листы R-51-III, IV. Объяснительная записка. – Москва, 1972. – 87 с.
49. Гайдук, В.В., Прокопьев, А.В. Методы изучения складчато-надвиговых поясов. – Новосибирск: Наука, 1999. – 160 с.
50. Галабала, Р.О. Об орогенезе в Западном Верхоянье // Мезозойский тектогенез. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1971. – С. 61–68.
51. Герцева, М.В., Борисова, Т.П., Чибисова, Е.Д., Емельянова, Е.Н., Черенков, В.Г., Игнатъева, Л.М., Котов, И.А., Истошина, Е.Б., Федосеев, И.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист R-52 – Тикси. Объяснительная записка. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 312 с.+3 вкл.
52. Гзовский, М.В. Основы тектонофизики. – Москва: Наука, 1975. – 536 с.
53. Гогина, Н.И., Грошин, С.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. R-52-I, II. Объяснительная записка. – Москва, 1976. – 82 с.
54. Гогина, Н.И. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Нижнеленская. Лист S-52-XXXI, XXXII. Объяснительная записка. – Москва, 1979. – 89 с.
55. Граусман, В.В. Геологический разрез Усть-Оленекской скважины 2370 (интервал 3605-2700) // Тихоокеанская геология, 1995. – Т. 14. – №4. – С. 137–140.
56. Гриненко, О.В., Жарикова, Л.П., Фрадкина, А.Ф. и др. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1989. – 184 с.
57. Гусев, Г.С. Кинематика Южно-Верхоянской, Полоусненской и Индигиро-Колымской систем разломов Северо-Востока СССР // В кн.: Мезозойский тектогенез. – Магадан, 1969. – С. 86–88.
58. Гусев, Г.С. Складчатые структуры и разломы Верхояно-Колымской системы мезозойского периода. – М.: Наука, 1979. – 208 с.
59. Добрецов, Н.Л. Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010. – Т. 51 (6). – С. 761–784.
60. Драчев, С.С. Тектоника рифтовой системы дна моря Лаптевых // Геотектоника, 2000. – №6. – С. 43–58.

61. Драчев, С.С. О тектонике фундамента шельфа моря Лаптевых // Геотектоника, 2002. – №6. – С. 60–76.
62. Ершова, В.Б., Худолей, А.К., Прокопьев, А.В., Васильев, Д.А. Обстановки осадконакопления и фации нижневизейских отложений севера Сибирской платформы (низовья р. Лены) // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти В.Е. Хаина. – Москва: Изд-во Геологический факультет Московского Государственного Университета имени М.В.Ломоносова, 2011. – С. 634–637.
63. Ершова, В.Б., Прокопьев, А.В., Худолей, А.К., Фефилова, Л.А. Отложения палеокарстовых пустот как индикаторы палеогеографических обстановок в каменноугольный период на северо-востоке Сибирской платформы // ДАН, 2012. – Т. 442. – №4. – С. 511–515.
64. Ершова, В.Б., Худолей, А.К., Прокопьев, А.В. Реконструкция питающих провинций и тектонических событий в карбоне в северо-восточном обрамлении Сибирской платформы по данным U-Pb датирования обломочных цирконов // Геотектоника, 2013. – №2. – С. 32–41.
65. Задорожный, Д.Н. Тектонофизические критерии прогноза оруденения Верхоянской сереброносной провинции // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. – Москва, 2002. – 172 с.
66. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. – Якутск: Офсет, 2010. – 108 с.
67. Захаров, В.А., Ким, Б.И., Рогов, М.А. О возможном распространении верхнеюрских и нижнемеловых отложений на шельфе моря Лаптевых и перспективах их нефтегазоносности // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2013. – Т. 21. – №5. – С. 36–55.
68. Зоненшайн, Л.П. Тектоника и анализ складчатости Верхоянья // Геотектоника, 1965а. – №2. – С. 58–78.
69. Зоненшайн, Л.П., Сборщиков, И.М. Петроструктурный анализ некоторых складок Западного Верхоянья // Геотектоника, 1965б. – №4. – С. 92–105.
70. Зуева, И.Н., Чалая, О.Н., Глянцева, Ю.С., Лифшиц, С.Х., Прокопьев, А.В., Ершова, В.Б., Васильев, Д.А., Худолей, А.К. Характеристика битумопроявлений нижне-среднедевонских отложений Лаптевского бассейна Российской Арктики // Химия нефти и газа: Материалы IX Международной конференции. – Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2015. – С. 258–263.
71. Иванов, С.А. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Верхоянская. Лист Q-52-XXIII, XXIV. Объяснительная записка. – Москва, 1980. – 93 с.
72. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Активные разломы и сейсмоструктоника Северо-Восточной Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1990. – 138 с.

73. Имаева, Л.П. Сейсмоструктурная активизация новейших структур восточного сектора Сибирского кратона: монография. – Пенза: Научно-издательский центр «Социосфера», 2022. – 371 с.
74. Ивенсен, Ю.П. (ред.). Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Верхоянья (палеозой и нижний мезозой). – Новосибирск: Изд-во «Наука», 1976. – 133 с.
75. Израилев, Л.М., Кропачев, А.П. Тектоника центральных частей Орулганского антиклинория (северное Верхоянье) // Геотектоника, 1971. – №5. – С. 89–97.
76. Казаков, А.Н. Деформации и наложенная складчатость в метаморфических комплексах. – Ленинград: Наука, 1976. – 238 с.
77. Кирмасов, А.Б. Основы структурного анализа. – Москва: Научный мир, 2011. – 368 с.
78. Киселев, А.И., Ярмолюк, В.В., Иванов, А.В., Егоров, К.Н. Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазоносных кимберлитов на северо-западном плече Вилюйского рифта (Сибирский кратон) // Геология и геофизика, 2014. – Т. 55. – С. 185–196.
79. Князев, В.Г., Девятков, В.П., Шурыгин, Б.Н. Стратиграфия и палеогеография ранней юры востока Сибирской платформы. – Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. – 100 с.
80. Конторович, В.А., Конторович, А.Э., Губин, И.А., Зотеев, А.М., Лапковский, В.В., Малышев, Н.А., Соловьев, М.В., Фрадкин, Г.С. Структурно-тектоническая характеристика и модель геологического строения неопротерозойско-фанерозойских отложений Анабаро-Ленской зоны // Геология и геофизика, 2013. – Т. 54. – №8. – С. 1253–1274.
81. Костин, А.В., Зайцев, А.И., Шошин, В.В., Ганеев, А.Ш., Лобанов, С.П. Серебряная провинция Западного Верхоянья. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997. – 155 с.
82. Костин, А.В. Новые данные о геологии Эндыбальского сереборудного узла (Западное Верхоянье, Якутия) // Отечественная геология, 2008. – №5. – С. 33–41.
83. Крежевских, Ю.Г. О надвиговых явлениях в хребте Тас-Хаяхтах // В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. – Якутск, 1960. – вып. 1. – С. 121–124.
84. Кузьмичев, А.Б., Соловьев, А.В., Гоникберг, В.Е., Шапиро, М.Н., Замжицкий, О.В. Синколлизонные мезозойские терригенные отложения о. Большой Ляховский (Новосибирские острова) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006. – Т. 14. – №1. – С. 48–68.
85. Кутыгин, Р.В. Нижний карбон Восточной Сибири и Верхоянья // Отечественная геология, 2009. – № 5. – С. 66–74.

86. Лазуркин, Д.В., Вольнов, Д.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Оленекская. Лист S-51-XXV, XXVI. Объяснительная записка. – Москва, 1971. – 80 с.
87. Ларин, Н.И. К тектонике Восточного Верхоянья // В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. – Магадан, 1956. – Вып. 10. – С. 57–68.
88. Летникова, Е.Ф., Изох, А.Э., Николенко, Е.И., Похиленко, Н.П., Шелестов, В.О., Джен, Н., Лобанов, С.С. Позднетриасовый этап магматической активности высококалийного трахитового вулканизма северо-востока Сибирской платформы: свидетельства в осадочной летописи // Доклады академии наук. – 2014. – Т. 459. – №3. – С. 327–331.
89. Малышев, С.В., Худолей, А.К., Прокопьев, А.В., Ершова, В.Б., Казакова, Г.Г., Терентьева, Л.Б. Источники сноса каменноугольно-нижнемеловых терригенных отложений северо-востока Сибирской платформы: результаты Sm-Nd изотопно-геохронологических исследований // Геология и геофизика, 2016. – Т. 57. – №3. – С. 537–552.
90. Матвеевко, В.Т., Шаталов, Е.Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР // В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. – Москва: Изд-во АН СССР, 1958. – Т. 1. – С. 169–240.
91. Межвилк, А.А., Марков, Ф.Г. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Лист R-(50)-52 – Тикси. Объяснительная записка. – Ленинград: ВСЕГЕИ, 1983. – 135 с.
92. Мерзляков, В.М. Стратиграфия и тектоника Омuleвского поднятия (Северо-Восток СССР). – М.: Наука, 1971. – 152 с.
93. Мигурский, Ф.А., Якупова, Е.М. Новые данные о геологическом строении структур северной части Предверхоянского перикратонного прогиба // Перспективы нефтегазоносности и результаты ГРП, 2017. – №5. – С. 31–36.
94. Микуленко, К.И., Ситников, В.С., Тимиршин, К.В., Булгакова, М.Д. Эволюция структуры и условий нефтегазообразования осадочных бассейнов Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1995. – 178 с.
95. Микуленко, К.И., Ситников, В.С., Скрябин, Р.М., Тимиршин, К.В. Геология и нефтегазоносность арктических районов Западной Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1997. – 178 с.
96. Мокшанцев, К.Б., Горнштейн, Д.К., Гусев, Г.С. Деньгин, Э.В., Штех, Г.И. Тектоническое строение Якутской АССР. – Москва: Наука, 1964. – 292 с.
97. Мокшанцев, К.Б., Горнштейн, Д.К., Гудков, А.А., Гусев, Г.С., Деньгин, Э.В., Штех, Г.И. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. – М.: Наука, 1968. – 172 с.

98. Мокшанцев, К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С., Лутц Б.Г., Петров А.Ф., Сластенов Ю.Л., Фрумкин И.М., Штех Г.И. Тектоника Якутии. – Новосибирск: Наука, 1975. – 198 с.
99. Мокшанцев, К.Б. (отв. редактор). Тектоническая карта Якутской АССР и сопредельных территорий. Масштаб 1:1500 000. – Москва: ГУГК, 1976. – 6 листов.
100. Наумов, А.Н. О характере сочленения Верхоянской складчатой системы и Приверхоянского передового прогиба в районе западного склона хр. Орулган // Труды НИИГА, 1962. – Т. 130. – вып. 19. – С. 91–98.
101. Николаевский, А.А. Глубинные разломы Северо-Востока СССР и их металлогеническая характеристика // В кн.: Тектоника и глубинное строение Северо-Востока СССР. – Магадан, 1964. – С. 29–52.
102. Обручев, С.В. Материалы по тектонике Северо-Восточной Азии // Проблемы сов. геологии, 1934. – №6. – С. 182–200.
103. Огай, В.Ф. Миграции оси Предверхоянского краевого прогиба // Геотектоника, 1969. – №2. – С. 116–119.
104. Орлов, В.П., Миллинг, М.Е. Русский перевод Толкового словаря английских геологических терминов. Компьютерный макет и его электронная версия. – Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2002.
105. Парфенов, В.Д., Парфенова, С.И. К вопросу о реконструкции осей палеотектонических напряжений в горных породах // Докл. АН СССР, 1980. – Т. 251. – №4. – С. 238–241.
106. Парфенов, В.Д. К методике тектонофизического анализа геологических структур // Геотектоника, 1984. – №1. – С. 60–72.
107. Парфенов, Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. – Новосибирск: Наука, 1984. – 192 с.
108. Парфенов, Л.М. Сегментация и пликвативные дислокации Верхоянской складчатой зоны // Геология и геофизика, 1985а. – №7. – С. 12–24.
109. Парфенов, Л.М. Разрывные дислокации Верхоянской складчатой зоны и проблемы нефтегазоносности // Геология и геофизика, 1985б. – №12. – С. 8–18.
110. Парфенов, Л.М. Конседиментационные литрические сбросы в верхоянском комплексе Северного Верхоянья // Доклады АН СССР, 1987а. – Т. 294. – №2. – С. 432–435.
111. Парфенов, Л.М. Надвиги и связанный с ними меланж Хараулахских гор (Северное Верхоянье) // Доклады АН СССР, 1987б. – Т. 296. – №3. – С. 685–689.
112. Парфенов, Л.М. Два этапа мезозойской складчатости в Северном Верхоянье // Геология и геофизика, 1988. – №4. – С. 3–10.

113. Парфенов, Л.М., Прокопьев, А.В. Фронтальные надвиговые структуры Верхоянского складчатого пояса // Геология и геофизика, 1993. – №3. – С. 23–34.
114. Парфенов, Л.М. (редактор). Геодинамическая карта Якутии и сопредельных территорий масштаба 1:1500 000. – Якутск: ГУБК, 1994. – 12 листов.
115. Парфенов, Л.М., Прокопьев, А.В., Спектор, В.Б. Геодинамическая природа горных хребтов Восточной Якутии и их связь с раскрытием Евразийского бассейна // Геология и геофизика, 2001. – Т. 42. – №4. – С. 708–725.
116. Петров, О.В., Морозов, А.Ф., Чепкасова, Т.В., Киселев, Е.А., Стрельников, С.И., Богданов, Ю.Б., Вербицкий, В.Р., Вольский, А.С., Застрожнов, А.С., Гусев, Н.И., Жданов, А.В., Ковригина, Е.К., Колесников, В.И., Кропачев, А.П., Марковский, Б.А., Мащак, М.С., Проскурнин, В.Ф., Руденко, В.Е., Снежко, В.А., Шпикерман, В.И., Якобсон, К.Э., Каминский, В.Д., Гусев, Е.А., Лопатин Б.Г. Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2 500 000. – Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2011. – Лист 7.
117. Полянский, О.П., Прокопьев, А.В., Стефанов, Ю.П. Стадийность формирования Вилуйского осадочного бассейна: возможные механизмы на основе бэкстрипинг-анализа и численного моделирования // Доклады Академии наук, 2012. – Т. 443. – №4. – С. 486–491.
118. Полянский, О.П., Прокопьев, А.В., Бабичев, А.В., Коробейников, С.Н., Ревердатто В.В. Рифтогенная природа формирования Вилуйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкций осадконакопления и механико-математических моделей // Геология и геофизика, 2013. – Т. 54. – №2. – С. 163–183.
119. Прокопьев, А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген // Тихоокеанская геология, 1998. – Т. 17. – №5. – С. 3–10.
120. Прокопьев, А.В., Дейкуненко, А.В. Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // В кн.: Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. – Москва: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001а. – С. 156–198.
121. Прокопьев, А.В., Парфенов, Л.М., Томшин, М.Д., Колодезников, И.И. Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // В кн.: Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – Москва: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001б. – С. 113–155.
122. Прокопьев, А.В., Торо, Х., Бахарев, А.Г., Миллер, Э.Л., Хоуриген, Дж.К., Думитру, Т.А. Среднепалеозойско-мезозойская геодинамическая эволюция зоны сочленения Северо-Азиатского кратона и Охотского террейна по новым геохимическим и геохронологическим данным // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2004а. – С. 83–86.

123. Прокопьев, А.В., Фридовский, В.Ю., Гайдук, В.В. Разломы (морфология, геометрия, кинематика). – Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004б. – 148 с.
124. Прокопьев, А.В., Торо, Х., Смелов, А.П., Миллер, Э.Л., Вуден, Дж., Граханов, С.А., Олейников, О.Б. Усть-Ленский метаморфический комплекс (Северо-Восток Азии): первые U-Pb SHRIMP геохронологические данные // Отечественная геология. – 2007. – №5. – С. 26–30.
125. Прокопьев, А.В., Павлова, Г.Г., Борисенко, А.С., Травин, А.В., Торо, Х., Третьяков, Ф.Ф., Зайцев, А.И., Бахарев, А.Г., Трунилина, В.А., Васильев, Д.А., Роев, С.П. Дайки и плутоны поперечных магматических поясов Верхоянского складчато-надвигового пояса: новые геохронологические данные и их геодинамическая интерпретация // Тектоника и геодинамика складчатых поясов и платформ фанерозоя. – Москва: ГЕОС, 2010. – С. 174 – 177.
126. Прокопьев, А.В., Худолей, А.К., Ершова, В.Б., Васильев, Д.А. Позднепалеозойская и мезозойская палеогеография и геодинамика Арктической части Верхояно-Колымской складчатой области // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 10. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2012. – Т. 2. – С. 50.
127. Прокопьев, А.В., Ершова, В.Б., Миллер, Э.Л., Худолей, А.К. Раннекаменноугольная палеогеография северной части Верхоянской пассивной окраины по данным U-Pb датирования обломочных цирконов: роль продуктов размыва Центрально-Азиатского и Таймыро-Североземельского складчатых поясов // Геология и геофизика, 2013. – Т. 54. – №10. – С. 1530–1542.
128. Прокопьев, А.В., Худолей, А.К., Королева, О.В., Ершова, В.Б., Васильев, Д.А., Зайцев А.И. Новые данные о девонском вулканизме на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы V Всероссийской научно-практической конференции. – Якутск: Издательский дом Северо-Восточного федерального университета, 2015. – С. 382–384.
129. Прокопьев, А.В., Худолей, А.К., Королева, О.В., Казакова, Г.Г., Лохов, Д.К., Малышев, С.В., Зайцев, А.И., Роев, С.П., Сергеев, С.А., Бережная, Н.Г., Васильев, Д.А. Раннекембрийский бимодальный магматизм на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – №1. – С. 199–224.
130. Прокопьев, А.В., Борисенко, А.С., Гамянин, Г.Н., Фридовский, В.Ю., Кондратьева, Л.А., Анисимова, Г.С., Трунилина, В.А., Васюкова, Е.А., Иванов, А.И., Травин, А.В., Королева, О.В., Васильев, Д.А., Пономарчук, А.В. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика, 2018. – Т. 59. – №10. – С. 1542–1563.

131. Проскурнин, В.Ф., Шкарубо, С.И., Заварзина, Г.А., Нагайцева, Н.Н., Алексеев, М.А., Багаева, А.А., Большианов, Д.Ю., Васильев, Б.С., Гавриш, А.В., Горбачевич, Н.Р., Зинченко, А.Г., Зуйкова, О.Н., Кямря, В.В., Мохов, В.В., Нелюбин, В.В., Папин, М.Г., Парамонова, М.С., Петрушков, Б.С., Рекант, П.В., Салимьянова, И.Р., Солонина, С.Ф., Шманяк, А.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Лаптево-Сибироморская. Лист S-50 – Усть-Оленек. Объяснительная записка. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2017. – 264 с.+6 вкл.
132. Пушаровский, Ю.М. Приверхоянский краевой прогиб и мезозоида Северо-Восточной Азии // Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. – Москва: Геологический институт АН СССР, 1958. – 532 с.
133. Родыгин, А.И. Азимутальные проекции в структурной геологии. – Томск: Изд. ТГУ, 1980. – 136 с.
134. Родыгин, А.И. Методы стрейн-анализа. Учебное пособие. Издание второе, исправленное и дополненное. – Томск: Издательство Томского университета, 2006. – 168 с.
135. Рубинштейн, В.И., Григорьев, В.М. Отчет о результатах сейсморазведочных работ МОГТ на Хастахской площади за 1985-1986 гг. Том 1. – Якутск, 1987. – 77 с.
136. Рыбченков, В.Н., Горшкова, Е.Р. О крупном сбросо-сдвиге на западном склоне Западного Верхоянья // Доклады АН СССР, 1965. – Т. 164. – №3. – С. 651–653.
137. Рязанов, И.А. Особенности строения и развития мезозоид Северо-Востока СССР. – Москва: Наука, 1968. – 224 с.
138. Сафронов, А.Ф. Проблемы поисков не антиклинальных залежей углеводородов в Якутии // Проблемы поисков, разведки и разработки месторождений нефти и газа в Якутии. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1993. – С. 4–14.
139. Сборщиков, И.М. О возможном механизме образования некоторых коробчатых складок Верхоянья // Геотектоника. – 1966. – №1. – С. 91–94.
140. Сборщиков, И.М. Некоторые характерные особенности и природа складчатых дислокаций восточного крыла Западно-Верхоянского антиклинория // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968а. – №2. – С. 85–92.
141. Сборщиков, И.М. О трещинной тектонике Северного Верхоянья // Доклады АН СССР, 1968б. – Т. 178. – №1. – С. 165–168.
142. Сборщиков, И.М. Складчатая структура Верхоянья и некоторые вопросы ее формирования // Автореферат кандидатской диссертации. – М.: надзаг МГУ, 1969а. – 100 с.
143. Сборщиков, И.М., Натапов, Л.М. Дислокации, связанные с гипсово-ангидритовой толщей в Западном Верхоянье // Доклады АН СССР, 1969б. – Т. 186. – №5. – С. 1150–1153.

144. Сборщиков, И.М. Кливаж в пределах Верхоянского мегаантиклинория // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971а. – №5. – С. 41–46.
145. Сборщиков, И.М. Складки гравитационно-оползневые типа в Верхоянье // Геотектоника, 1971б. – №4. – С. 92–98.
146. Сборщиков, И.М. Концентрические складки (морфология и условия образования на примере Верхоянья) // Бюл. МОИП. Отделение геол., 1972. – Т. 47. – вып. 2. – С. 23–39.
147. Сергеенко, А.И., Прокопьев, А.В. Эоцен Кенгдейской впадины (Северное Верхоянье, Арктическая Якутия) // Отечественная геология, 2010. – №5. – С. 113–119.
148. Сметанникова, Л.И., Гриненко, В.С., Маланин, Ю.А., Прокопьев, А.В., Князев, В.Г., Трущелев, А.М., Юганова, Л.А., Жарикова, Л.П., Казакова, Г.Г., Шепелев, Н.Г., Ягнышев, Б.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Виллюйская. Лист R-51 – Джарджан. Объяснительная записка. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013. – 397 с.+9 вкл.
149. Соколов, Б.А., Сафронов, А.Ф., Трофимук, А.А., Фрадкин, Г.С., Бакин, В.Е., Каширцев, В.А., Япаскерт, О.В., Изосимова, А.Н. История нефтегазообразования и нефтегазоаккумуляции на востоке Сибирской платформы. – Москва: Наука, 1986. – 167 с.
150. Соловьев, А.В. Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит. Методы трекового и структурного анализа. Труды Геологического института РАН. Вып. 577. – Москва: Наука, 2008. – 320 с.
151. Спрингис, К.Я. Тектоника Верхояно-Колымской складчатой области. – Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1958. – 378 с.
152. Суворов, А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. – М.: Наука, 1968. – 316 с.
153. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Парфенов, Л.М., Кузьмин, М.И. (ред.). – Москва: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571 с.
154. Тильман, С.М. Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья // Труды СВКНИИ. – Магадан, 1962. – вып. 1. – 192 с.
155. Третьяков Ф.Ф. Среднепалеозойские рифтогенные структуры в основании Верхоянского складчатого пояса // Отечественная геология. – 2004. – №4. – С. 57–60.
156. Третьяков, Ф.Ф., Прокопьев, А.В., Васильев, Д.А. Тектонические структуры Мангазейского рудного узла (Западное Верхоянье, Восточная Якутия) // Отечественная геология, 2008. – №5. – С. 42–49.
157. Третьяков, Ф.Ф. Кливаж черносланцевых толщ и структурные ярусы Верхоянского складчато-надвигового пояса // Отечественная геология, 2011. – №5. – С. 28–33.

158. Третьяков, Ф.Ф. Стадии надвигового этапа позднемезозойских деформаций Верхояно-Колымской орогенной области // Отечественная геология, 2015. – №5. – С. 89–95.
159. Третьяков, Ф.Ф. Некоторые аспекты строения консолидированной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса // Отечественная геология, 2017. – №5. – С. 116–122.
160. Федоров, П.И., Флеров, Г.Б., Головин, Д.И. Новые данные о возрасте и составе вулканических пород острова Беннета (Восточная Арктика) // Доклады академии наук, 2005. – Т. 400. – №5. – С. 666–670.
161. Флейшер, Р.Л., Прайс, П.Б., Уокер, Р.М. Треки заряженных частиц в твердых телах: принципы и приложения. Ч. 2. Науки о Земле и космические исследования. Перев. А.Н.Комарова и Л.К.Левского. Ред. Ю.А. Шуколюков. – Москва: Энергоиздат, 1981. – 264 с.
162. Фор, Г. Основы изотопной геологии. – Москва: Мир, 1989. – 585 с.
163. Хабаров, Е.М., Изох, О.П. Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахского поднятия севера Восточной Сибири // Геология и геофизика, 2014. – Т. 55. – № 5/6. – С. 797–820.
164. Чиков, Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. – М.: Наука, 1970. – 152 с.
165. Шило, Н.А. Геологическое строение и коренные источники Яно-Колымского пояса россыпной золотоносности // Труды ВНИИ-1. – Магадан, 1960. – вып. 63. – 108 с.
166. Шкарубо, С.И., Заварзина, Г.А. Стратиграфия и характеристика сейсмических комплексов осадочного чехла западной части шельфа моря Лаптевых // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2011. – Т. 6. – №2. – С. 1–21.
167. Щербаков, О.И., Кропачев, А.П., Гамянин, Г.Н., Гриненко, В.С., Князев, В.Г., Метелев, В.И., Павлова, И.В., Прокопьев, А.В., Розинов, М.И., Серкина, Г.Г., Сметанникова, Л.И., Трущелев, А.М., Федорова, С.С. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Q-52 – Верхоянские цепи. Объяснительная записка. – Санкт-Петербург: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2008. – 335 с.+6 вкл.
168. Язиков, А.Ю., Изох, Н.Г., Сараев, С.В., Бахарев, Н.К., Гонта, Т.В., Соболев, Е.С. Новые данные по биостратиграфии и седиментологии верхнедевонских отложений о. Столб (дельта р. Лена) // Геология и геофизика, 2013. – Т. 54. – №8. – С. 1013–1027.
169. Ярошевский, В. Тектоника разрывов и складок. – Москва: Недра, 1981. – 245 с.
170. Яшим, Д.С., Вольнов, Д.А., Сороков, Д.С. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Оленекская. Листы S-51-XXXIII, XXXIV. Объяснительная записка. – Москва, 1971. – 72 с.

171. Abbott, L.D., Silver, E.A., Anderson, E.A., Smith, R., Ingle, J.C., Kling, S.A., Haig, D., Small, E., Galewsky, J., Sliter, W. Measurement of tectonic surface uplift rate in a young collisional mountain belt // *Nature*, 1997. – V. 385. – P. 501–507.
172. Allmendinger, R.W., Cardozo, N.C., Fisher, D. Structural geology algorithms // *Vectors & Tensors*. – Cambridge: Cambridge University Press, 2012. – 302 p.
173. Baksi, A.K., Archibald, D.A., Farrar, E. Intercalibration of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating standards // *Chemical Geology*, 1996. – V. 129. – P. 307–324.
174. Black, L.P., Kamo, S.L., Allen, C.M., Heinikoff, J.N., Davis, D.W., Russel, J., Korsch, R.J., Foudonlis, C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // *Chemical Geology*, 2003. – V. 200. – P. 155–170.
175. Boyer, S.E., Elliot, D. Thrust systems // *AAPG Bull.*, 1982. – V. 66. – №9. – P. 1196–1230
176. Brandon, M.T. Decomposition of fission-track grain-age distributions // *Amer. J. Sci.*, 1992. – V. 292. – P. 535–564.
177. Brandon, M.T. Probability density plot for fission-track grain-age samples // *Radiat. Measur.*, 1996. – V. 26. – N. 5. – P. 663–676.
178. Braun, J. Quantifying the effect of recent relief changes on age-elevation relationships // *Earth and Planetary Science Letters*, 2002. – V. 200. – P. 331–343.
179. Cardozo, N., Allmendinger, R.W. Spherical projections with OSXStereonet // *Computers & Geosciences*, 2013. – V. 51. – P. 193–205.
180. Carlson, W.D., Donelick, R.A., Ketcham, R.A. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: I. Experimental results // *American Mineralogist*, 1999. – V. 84. – P. 1213–1223.
181. Courtillot, V., Kravchinsky, V.A., Quidelleur, X., Renne, P.R., Gladkochub, D.P. Preliminary dating of the Viluy traps (Eastern Siberia): Eruption at the time of Late Devonian extinction events? // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2010. – V. 300. – P. 239–245.
182. Crowhurst, P.V., Green, P.F., Kamp P.J.J. Appraisal of (U-Th)/He apatite thermochronology as a thermal history tool for hydrocarbon exploration: an example from the Taranaki Basin, New Zealand // *AAPG Bull.*, 2002. – 86 (10). – P. 1801–1819.
183. Dahlstrom, C.D.A. Balanced cross sections // *Canadian journal earth science*, 1969. – V. 6. – №4. – P. 743–757.
184. Dahlstrom, C.D.A. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains // *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 1970. – V. 18. – P. 332–416.
185. Dartyge, E., Duraud, J.P., Langevin, Y., Maurette, M. New model of nuclear particle tracks in dielectric minerals // *Physical Review*, 1981. – V. B23. – P. 5213–5229.

186. De Grave, J., Van Den Haute, P. Denudation and cooling of the Lake Teletskoye Region in the Altai Mountains (South Siberia) as revealed by apatite fission track thermochronology // *Tectonophysics*, 2002. – V. 349. – P. 145–159.
187. De Grave, J., Buslov, M.M., Van Den Haute, P., Metcalf, J., McWilliams, M.O. Multi-method chronometry of the Teletskoye graben and its basement, Siberian Altai Mountains: new insights on its thermo-tectonic evolution email alerting service permission subscribe click here to subs // *Geological Society London Special Publications*, 2009. – V. 324. – P. 237–259.
188. De Grave, J., Glorie, S., Buslov, M.M., Izmer, A., Fournier-Carrie, A., Batalev, V.Y., Vanhaecke, F., Elburg, M., Van Den Haute, P. The thermo-tectonic history of the Song-Kul plateau, Kyrgyz Tien Shan: constraints by apatite and titanite thermochronometry and zircon U/Pb dating // *Gondwana Research*, 2011. – V. 20. – P. 745–763.
189. De Paor, D.G. Balanced section in thrust belts – Part 1: Construction // *AAPG bull.*, 1988. – V. 72. – №1. – P. 73–90.
190. Donelick, R.A., Miller, D.S. Enhanced TINT fission track densities in low spontaneous track density apatites using ^{252}Cf -derived fission fragment tracks: a model and experimental observations // *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 1991. – V. 3. – №18. – P. 301–307.
191. Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., Ketcham, R.A. Apatite-Track Analysis // *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 2005. – V. 58. – P. 49–94.
192. Drachev, S.S., Savostin, L.A., Bruni, I.E. Structural pattern and tectonic history of the Laptev Sea region / Eds. Kassens et al. // *Reports on Polar Research, 175/ Bremerhaven, Germany: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research*, 1995. – P. 348–366.
193. Drachev, S.S., Savostin, L.A., Grashev, V.G., Bruni I.E. Structure and geology of the continental shelf of the Laptev Sea, Eastern Russian Arctic // *Tectonophysics*, 1998. – V. 298. – N 4. – P. 357–393.
194. Drachev, S.S. On the basement tectonics of the Laptev Sea Shelf // *Geotectonics*, 2002. – V. 36. – P. 483–498.
195. Drachev, S.S., Malyshev, N. A., Nikishin, A.M. (2010). Tectonic history and petroleum geology of the Russian Arctic Shelves: an overview. Geological Society, London, Petroleum Geology Conference Series, 2010. – V. 7(1). – P. 591–619.
196. Drachev S.S. Chapter 25. Tectonic setting, structure and petroleum geology of the Siberian Arctic offshore sedimentary basins // From: Spencer, A. M., Embry, A. F., Gautier, D. L., Stoupakova, A. V. & Sørensen, K. (eds.) *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society, London, Memoirs, 0435-4052/11/\$15.00 # The Geological Society of London, 2011. – V. 35. – P. 369–394.
197. Drachev S.S. Fold belts and sedimentary basins of the Eurasian Arctic // *Arktos*, 2016. – 2:21.

198. Drachev, S.S., Shkarubo, S. I. Tectonics of the Laptev Shelf, Siberian Arctic. Geological Society, London, Special Publications, 2018. – V. 460(1). – P. 263–283.
199. England, P., Molnar, P. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks // *Geology*, 1990. – V. 18. – P. 1173–1177.
200. Ershova, V., Holbrook, J., Khudoley, A., Prokopiev, A. Priverkhoyansk foreland basin (Eastern Siberia): interaction between fold-thrust belt tectonics and sedimentary supply, in: 2012 GSA Annual Meeting in Charlotte (4–7 November 2012), USA. Abstract ID#: 211778.
201. Ershova, V.B., Khudoley, A.K., Prokopiev, A.V. Early Visean paleogeography of northern Siberia: new evidence of rift to drift transition along the eastern margin of Siberia // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2014. – V. 91. – P. 206–217.
202. Ershova, V.B., Prokopiev, A.V., Khudoley, A.K. Integrated provenance analysis of Carboniferous deposits from Northeastern Siberia: Implication for the late Paleozoic history of the Arctic // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015. – V. 109. – P. 38–49.
203. Ershova, V.B., Khudoley, A.K., Prokopiev, A.V., Tuchkova, M.I., Fedorov, P.V., Kazakova, G.G., Shishlov, S.B., O'Sullivan, P. Trans-Siberian Permian rivers: A key to understanding Arctic sedimentary provenance // *Tectonophysics*, 2016a. – V. 691. – P. 220–233.
204. Ershova, V.B., Prokopiev, A.V., Khudoley, A.K. Devonian–Permian sedimentary basins and paleogeography of the Eastern Russian Arctic: An overview // *Tectonophysics*, 2016b. – V. 691. – P. 234–255.
205. Ershova, V.B., Prokopiev, A.V., Khudoley, A.K. Hidden Middle Devonian magmatism of North-Eastern Siberia: Age Constraints from detrital zircon U-Pb data // *Minerals*, 2020. – 10. – 874.
206. Farley, K.A., Wolf, R.A., Silver, L.T. The effects of long alpha-stopping distances on (U-Th)/He ages // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1996. – 60. – P. 4223–4229.
207. Farley, K.A. Helium diffusion from apatite: general behavior as illustrated by Durango fluorapatite // *J. Geophys. Res.*, 2000. – 105. – P. 2903–2914.
208. Farley, K.A., Rusmore, M.E., Bogue, S.W. Post–10 Ma uplift and exhumation of the northern Coast Mountains, British Columbia // *Geology*, 2001. – 29. – P. 99–102.
209. Farley, K.A. (U-Th)/He dating: techniques, calibrations, and applications. In *Noble Gases in Geochemistry and Cosmochemistry // Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2002. – 47:819–44.
210. Fleischer, R.L., Price, P.B., Walker, R.M. Effects of temperature, pressure and ionization on the formation and stability of fission tracks in minerals and glasses // *Journal of Geophysical Research*, 1965. – V. 70. – P. 1497–1502.

211. Fleischer, R.L., Price, P.B., Walker, R.M. Nuclear tracks in solids: principles and applications. – University of California Press. Berkeley, 1975. – 605 p.
212. Fossen, H. Structural geology. – Cambridge University Press, United Kingdom, 2016. – 510 p.
213. Franke, D., Hinz, K., Block, M., Drachev, S.S., Neben, S., Kos'ko, M.K., Reichert, C., Roeser, H.A. Tectonics of the Laptev Sea Region in North-Eastern Siberia // *Polarforschung*, 2000. – V. 68. – P. 51–58.
214. Franke, D., Hinz, K., Oncken, O. The Laptev Sea Rift // *Marine and Petroleum Geology*, 2001. – V. 18. – N. 10. – P. 1083–1127.
215. Galbraith, R.F., Green, P.F. Estimating the ages in a finite mixture // *Nucl. Tracks Radiat. Meas.*, 1990. – V. 17. – N. 3. – P. 197–206.
216. Gallagher, K. Trans dimensional inverse thermal history modeling for quantitative thermochronology // *Journal of Geophysical Research e Solid Earth*, 2012. – V. 117. – P. 1–16.
217. Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Lovering, J.F. Fission track analysis: New tool for the evaluation of thermal histories and hydrocarbon potential // *Austral. Petrol. Explor. Assoc. J.*, 1983. – V. 23. – P. 93–102.
218. Gleadow, A.J.W., Duddy, I.R., Green, P.F., Hegarty, K.A. Fission track lengths in the apatite annealing zone and the interpretation of mixed ages // *Earth and Planetary Science Letters*, 1986. – V.78. – P. 245–254.
219. Gleadow, A.J.W., Kohn, B.P., Brown, R.W., O'Sullivan, P.B., Raza, A. Fission track thermotectonic imaging of the Australian continent // *Tectonophysics*, 2002. – V. 349. – P. 5–21.
220. Glorie, S., De Grave, J., Buslov, M.M., Elburg, M.A., Stockli, D.F., Gerdes, A., Van Den Haute, P., 2010. Multi-method chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): from emplacement to exhumation // *Journal of Asian Earth Sciences*, 2010. – V. 38. – P. 131–146.
221. Gradstein, F.M., Ogg F.M., Schmitz M.D., Ogg G.M (eds.). *Geologic Time Scale 2020*. Amsterdam, Netherlands, Elsevier, 2020. – 1357 p.
222. Green, P. F., Duddy, I. R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., Laskett, G. M. Thermal annealing of fission tracks in apatite. A qualitative description // *Chemical Geology (Isotopes Geoscience Section)*, 1986. – V. 59. – P. 237–253.
223. Green, P.F. The relationship between track shortening and fission track age reduction in apatite; combined influences of the inherent instability, annealing anisotropy, length bias and system calibration // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1988. – V. 89. – P. 335–352.
224. Green, P.F., Duddy, I.R. AFTA and low temperature thermochronology: the Geotrack approach // *Thermo 2014. 14th International Conference on Thermochronology*, 2014. – P. 1–69.

225. Harrison, C.G.A. Rates of continental erosion and mountain building // *Geologische Rundschau*, 1994. – V. 83. – P. 431–447.
226. Hurford, A.J., Green, P.F. A user's guide to fission-track dating calibration // *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982. – V. 59. – P. 343–354.
227. Hurford, A.J., Green, P.F. The Zeta age calibration of fission-track dating // *Isotope Geosci.*, 1983. – N. 1. – P. 285–317.
228. Hurford, A.J. Zeta: the ultimate solution to fission-track analysis calibration or just an interim measure? // *Advances in fission-track geochronology*. – Dordrecht: Kluwer, 1998. – P. 19–32.
229. Jamison W.R. Geometric analysis of fold development in overthrust terranes // *Journal of structural geology*, 1987. – V. 9. – №2. – P. 207–219.
230. Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Carlson, W.D. Variability of apatite fission-track annealing kinetics: III. Extrapolation to geologic time scales // *American Mineralogist*, 1999. – V. 84. – P. 1235–1255.
231. Ketcham, R.A., Donelick, R.A., Donelick, M.B. AFTSolve: a program for multikinetic modeling of apatite fission-track data // *Geol. Mater. Res.*, 2000. – V. 2. – P. 1–32.
232. Ketcham, R. A. Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data // *Rev Mineral Geochem.*, 2005. – V. 58. – P. 275–314.
233. Ketcham, R.A., Carter, A., Donelick, R.A., Barbarand, J., Hurford, A.J. Improved modeling of fission-track annealing in apatite // *American Mineralogist*, 2007. – V. 92. – P. 799–810.
234. Khudoley, A.K., Prokopiev, A.V. Defining the eastern boundary of the North Asian craton from structural and subsidence history studies of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt, in Sears, J.W., Harms, T.A., and Evenchick, C.A., eds., *Whence the Mountains? Inquiries into the evolution of orogenic systems: A volume in honor of Raymond A. Price: Geological Society of America Special Paper 433*, 2007. – P. 391–410.
235. Khudoley, A.K., Verzhbitsky, V., Prokopiev, A., Frantzen, E., Tuchkova, M., Egorov, A., Serkina, G., Vasiliev, D., Rogov, M., Zastrozhnov, D., Li, A. The Northern Siberia Geology and Hydrocarbon Systems: Project and the First Results. 71st EAGE Conference and Exhibition «Balancing Global Resources», 8–11 June 2009, Amsterdam, Netherlands. Extended Abstracts and Exhibitors' Catalogue, 2009. – Paper W026.
236. Khudoley, A.K., Prokopiev, A.V., Chamberlain, K.R., Ernst, R.E., Jowitt, S.M., Malyshev, S.V., Zaitsev, A.I., Kropachev, A.P., Koroleva, O.V. Early Paleozoic mafic magmatic events on the eastern margin of the Siberian Craton // *Lithos*, 2013. – V. 174. – P. 44–56.
237. Khudoley, A.K., Chamberlain, K., Ershova, V., Sears, J., Prokopiev, A., MacLean, J., Kazakova, G., Malyshev, S., Molchanov, A., Kullerud, K., Toro, J., Miller, E., Veselovskiy, R., Li, A., Chipley, D. Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of

Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // *Precambrian Research*, 2015. – V. 259. – P. 78–94.

238. Khudoley, A.K., Verzhbitsky, V.E., Zastrozhnov, D.A., O'Sullivan, P., Ershova, V.B., Proskurnin, V.F., Tuchkova, M.I., Rogov, M.A., Kyser, T.K., Malyshev, S.V., Schneider, G.V. Late Paleozoic – Mesozoic tectonic evolution of the Eastern Taimyr – Severnaya Zemlya Fold and Thrust Belt and adjoining Yenisey-Khatanga Depression // *Journal of Geodynamics*, 2018. – V. 119. – P. 221–241.

239. Khudoley, A.K., Prokopiev, A.V., Koroleva, O.V., Vasiliev, D.A., Zaitsev, A.I. Late Devonian Magmatism in the North-East Siberia: Northern Continuation of the Yakutsk-Vilyui LIP // AGU Chapman Conference on «Large-Scale Volcanism in the Arctic: The Role of the Mantle and Tectonics». 13-18 October 2019. – Selfoss, Iceland, 2019.

240. Kohn, B.P., Gleadow, A.J.W., Brown, R.W., Gallagher, K., O'Sullivan, P.B., Foster, D.A. Shaping the Australian crust over the last 300 million years: Insights from fission track thermotectonic and denudation studies of key terranes // *Australian Journal of Earth Science*, 2002. – V. 49. – P. 697–717.

241. Kohn, B.P., Gleadow, A.J.W., Brown, R.W., Gallagher, K., Lorencak, M., Noble, W.P. Visualizing thermotectonic and denudation histories using apatite fission-196 track thermochronology // *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 2005. – V. 58. – P. 527–565.

242. Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W. Thermal annealing of fission tracks in apatite. 2. A quantitative analysis // *Chemical Geology (Isotopes Geoscience Section)*, 1987. – V. 65. – P. 1–13.

243. Laslett, G.M., Galbraith, G.M. Statistical modelling of thermal annealing of fission tracks in apatite // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1996. – V. 60. – N. 24. – P. 5117–5131.

244. Layer, P.W., Newberry, R., Fujita, K., Parfenov, L.M., Trunilina, V.A., Bakharev, A.G. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, Northeast Russia, based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and trace element geochemistry // *Geology*, 2001. – V. 29. – N. 9. – P. 167–170.

245. Ludwig, K.R. SQUID 1.02. A user's manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. – 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA, 2001. – №2. – 19 p.

246. Ludwig, K.R. ISOPLOT 3.00. A user's manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication. – 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA, 2003. – №4. – 70 p.

247. Malyshev, S.V., Khudoley, A.K., Prokopiev, A.V., Ershova, V.B. Sm-Nd study of the Permian to Paleogene strata, Verkhoyansk foreland basin: provenance interpretation. AAPG Search and Discovery Article // 3P Arctic, The Polar Petroleum Potential Conference & Exhibition. 30 August – 2 September, 2011. – Halifax, Nova Scotia, Canada, 2011. – P. 90130.

248. Marrett, R, Allmendinger, R. Kinematic analysis of fault-slip data // *Journal of Structural Geology*, 1990. – V. 12. – P. 973–986.
249. McClay K.R. Glossary of thrust tectonics terms // *Thrust tectonics*. – London, New York, Tokyo, Melbourne, Madras: Chapman and Hall, 1992. – P. 419–433.
250. McConnell, D. Apatite. – Wien: Springer-Verlag, 1973. – N. 111. – P. 197.
251. Miller, E. L. Soloviev, A.V., Prokopiev, A.V., Toro, J., Harris, D, Kuzmichev, A.B., Gehrels, G.E. Triassic river systems and the paleo-Pacific margin of northwestern Pangea // *Gondwana Research*, 2013. – V. 23. – P. 1631–1645.
252. Naeser, C.W. The fading of fission tracks in the geologic environment // *Data from deep drill holes. Nuclear Tracks*, 1981. – V. 5. – P. 248–250.
253. Nagovitsin, K.E., Rogov, V.I., Marusin, V.V., Karlova, G.A., Kolesnikov, A.V., Bykova, N.V., Grazhdankin, D.V. Revised Neoproterozoic and Terreneuvian stratigraphy of the Lena-Anabar Basin and north-western slope of the Olenek Uplift, Siberian Platform // *Precambrian Research*, 2015. – 270. – P. 226–245.
254. Nikishin, A.M., Gaina, C., Petrov, E.I., Malyshev, N.A., Freiman, S.I. Eurasia Basin and Gakkel Ridge, Arctic Ocean: Crustal asymmetry, ultraslow spreading and continental rifting revealed by new seismic data // *Tectonophysics*, 2018. – V. 746. – P. 64–82.
255. Nikitenko, B.L., Pestchevitskaya, E.B., Khafaeva, S.N. High-resolution stratigraphy and paleoenvironments of the Volgian-Valanginian in the Olenek key section (Anabar-Lena region, Arctic East Siberia, Russia) // *Revue de micropaleontology*, 2018. – V. 61. – P. 3–4.
256. O’Sullivan, P.B., Brown, R.W. Effects of surface cooling on apatite fission track data: evidence for Miocene climatic change, North Slope, Alaska. In: *Advances in fission-track geochronology*. Van Den Haute, P. and De Corte, F. (Editors). – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. – P. 255–267.
257. Parfenov, L.M. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides in the context of plate-tectonics. // *Tectonophysics*, 1991. – V. 139. – P. 319–342.
258. Parfenov, L.M. Tectonics and regional metallogeny of the Verkhoyansk-Kolyma region // *The geology and mineral deposits of the Russian Far East. Anchorage (Alaska): Alaska Miners Assoc.*, 1995a. – P. 61–84.
259. Parfenov, L.M., Prokopiev, A.V., Gaiduk, V.V. Cretaceous frontal thrusts of the Verkhoyansk fold belt, eastern Siberia // *Tectonics*, 1995b. – V.14. – N 2. – P. 342–358.
260. Pavlovskaya, E.A., Khudoley, A.K., Ruh, J.B., Moskalenko, A.N., Guillong, M., Malyshev, S.V. Tectonic evolution of the northern Verkhoyansk Fold-and-Thrust Belt: insights from paleostress analysis and U-Pb calcite dating // *Geological Magazine*, 2022. – Published online by Cambridge University Press.

261. Piepjohn, K., Lorenz, H., Franke, D., Brandes, C., Von Gosen, W., Gaedicke, C., Labrousse, L., Sobolev, N.N., Solobev, P., Suan, G., Mrugalla, S., Talarico, F., Tolmacheva, T. Mesozoic structural evolution of the New Siberian Islands, in: Pease, V. & Coakley, B. (Eds.), Circum-Arctic Lithosphere Evolution. Geological Society, London, Special Publications, 2017. – V. 460.
262. Polyansky, O.P., Prokopiev, A.V., Koroleva, O.V., Tomshin, M.D., Reverdatto, V.V., Selyatitsky, A.Yu., Travin, A.V., Vasiliev, D.A. Time correlation between the formation of dike swarms and crustal extension stages in the Middle Paleozoic Vilyui rift basin (Siberian platform) // *Lithos*, 2017. – V. 282–283. – P. 45–64.
263. Powerman, V., Shatsillo, A., Coe, R., Xixi Zhao, Gladkochub, D., Buchwaldt, R., Pavlov, V. Paleogeography of the Siberian platform during middle Paleozoic Times (~450–400 Ma): new paleomagnetic evidence from the Lena and Nyuya rivers // *Geophys. J. Int.*, 2013. – V. 194(3). – P. 1412–1440.
264. Price, P.B., Walker, R.M. Fossil tracks of charged particles in mica and the age of minerals // *Journal of Geophysical Research*, 1963. – V. 68. – P. 4847–4862.
265. Price, R.A. The southeastern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging, and delamination of the lithosphere // *Journal of structural geology*, 1986. – V.8. – № 3/4. – P. 239–254.
266. Prokopiev, A.V., Fridovsky, V.Yu., Deikunenko A.V. Some aspects of the tectonics of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt (northeast Asia) and structural setting of the Dyandi gold ore cluster // *Polarforschung*, 2001. – V. 69. – P. 169–176.
267. Prokopiev, A.V., Toro, J., Miller, E.L., Gehrels, G.E. The paleo-Lena River – 200 m.y. of transcontinental zircon transport in Siberia // *Geology*, 2008. – V. 36. – N. 9. – P. 699–702.
268. Prokopiev, A.V., Khudoley, A.K., Egorov, A.Yu., Gertseva, M.V., Afanasieva, E.V., Sergeenko, A.I., Ershova, V.B., Vasiliev, D.A. Late Cretaceous – Early Cenozoic Indicators of Continental Extension on the Laptev Sea Shore (North Verkhoyansk) // *The Polar Petroleum Potential (3P Arctic)*, 15-18 october 2013. Conference & Exhibition Abstracts. – Stavanger, Norway, 2013a. – Paper 170.
269. Prokopiev, A.V., Khudoley, A.K., Ershova, V.B., Vasiliev, D.A. Structure and Late Mesozoic – Early Cenozoic Evolution of the Verkhoyansk and Olenek fold belts (Laptev Sea shore) Junction Z // *The Polar Petroleum Potential (3P Arctic)*, 15-18 october 2013. Conference & Exhibition Abstracts. – Stavanger, Norway, 2013b. – Paper 48.
270. Prokopiev, A.V., Khudoley, A.K., Ershova, V.B., Vasiliev, D.A. Tectonics of the northern part of Verkhoyansk and Olenek fold belts: Implication for Late Mesozoic – Early Cenozoic evolution of Laptev Sea region // *GSA Annual Meeting (GSA2017)*. 22-25 October 2017. – Seattle, Washington, USA. – 295939.

271. Prokopiev, A.V., Ershova, V.B., Anfinson, O., Stockli, D., Powell, J., Khudoley, A.K., Vasiliev, D.A., Sobolev, N.N., Petrov, E.O. Tectonics of the New Siberian Islands Archipelago: Structural Styles and Low-Temperature Thermochronology // *Journal of Geodynamics*, 2018a. – V. 121. – P. 155–184.
272. Prokopiev, A.V., Ershova, V.B., Khudoley, A.K., Vasiliev, D.A., Baranov, V.V., Kalinin, M.A. Pre-mid-Frasnian angular unconformity on Kotel'ny Island (New Siberian Islands Archipelago): evidence of Mid-Paleozoic Deformation in the Russian High Arctic // *Arktos*, 2018b.
273. Prokopiev, A.V., Tretyakov, F.F., Vasiliev, D.A. Tectonic structures of the Mangazeya ore cluster (Verkhoyansk Range, NE Asia) // 6th World Multidisciplinary Earth Sciences Symposium (WMESS 2020). IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. – IOP Publishing, 2020. – V. 609 – P. 012065.
274. Ramsay, J.G., Huber, M.I. The techniques of modern structural geology. V. 2. Folds and fractures. – London: Academic Press Inc, 1987. – 700 p.
275. Reiners, P.W., Brandon, M.T. Using thermochronology to understand orogenic erosion // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 2006. – 34:419–66.
276. Ricci, J., Quidelleur, X., Pavlov, V., Orlov, S., Shatsillo, A., Courtillot, V. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K-Ar ages of the Viluy traps (Eastern Siberia): Further evidence for a relationship with the Frasnian-Famennian mass extinction // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 2013. – V. 386. – P. 531–540.
277. Roeser, H.A., Block, M., Hinz, K., Reichert, C. Marine Geophysical Investigations in the Laptev Sea and the Western part of the East Siberian Sea // *Reports on Polar Research*. Bremerhaven, Germany: Alfred Wegener Institute for Polar and Marine Research, 1995. – V. 176. – P. 367–377.
278. Sengör, C., Natal'in, B. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Yin, A., Harrison, M. (Eds.) *The Tectonic Evolution of Asia*. – Cambridge University Press, Cambridge, 1996. – P. 486–640.
279. Sugai, T., Ohmori, H. A model of relief forming by tectonic uplift and valley incision in orogenesis // *Basin Research*, 1999. – V. 11. – P. 43–57.
280. Summerfield, M.A., Brown, R.W. Geomorphic factors in the interpretation of fission-track data. In: *Advances in fission-track geochronology*, Van Den Haute, P. and De Corte, F. (Editors). – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1998. – P. 269–284.
281. Suppe J. *Principles of structural geology*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, 1985. – 537 p.

282. Toro, J., Miller, E.L., Prokopiev, A.V., Xiaojing Zhang, Veselovskiy, R. Mesozoic orogens of the Arctic from Novaya Zemlya to Alaska // *Journal of the Geological Society*, 2016. – V. 173. – N. 6. – P. 989–1006.
283. Twiss, R.J., Moores, E.M. *Structural geology*. – New York: W.H. Freeman and Company, 1992. – 532 p.
284. Vasiliev, D.A., Prokopiev, A.V. Structure and Tectonophysics of the Ust'-Olenek anticline (Olenek foldbelt, Northern Siberian Craton) // *The Polar Petroleum Potential (3P Arctic)*, 15-18 October 2013. Conference & Exhibition Abstracts. – Stavanger, Norway, 2013. – Paper 171.
285. Vasiliev, D.A., Ershova, V.B., Ivensen, G.V., Prokopiev, A.V. Geochemistry of Lower Cretaceous strata of northern Priverkhoyansk Foreland Basin (NE Siberia): implications for provenance // *Geophysical Research Abstracts*, 27 April - 2 May 2014. EGU General Assembly 2014. – Vienna, Austria, 2014 – V. 16. – EGU2014-10291.
286. Vasiliev, D.A., Prokopiev, A.V., Tretyakov, F.F. Comparative analysis of tectonic structures of the North-Eastern and Eastern framing of the Siberian platform (North-East Asia) / 18th International Multidisciplinary Scientific GeoConference (SGEM 2018). Conference proceedings. Volume 18. Science and technologies in geology, exploration and mining. Issue 1.1. Geology, applied and environmental geophysics. 2 July – 8 July, 2018. Albena, Bulgaria. – Published by STEF92 Technology Ltd., 51 «Alexander Malinov» Blvd., 1712 Sofia, Bulgaria, 2018. – P. 43–50.
287. Vasiliev, D.A., Prokopiev, A.V. Paleostress axes in the North-eastern and Eastern folded framing of the Siberian platform / 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference (SGEM 2019). Conference proceedings. Volume 19. Science and technologies in geology, exploration and mining. Issue 1.1. Geology, applied and environmental geophysics. 30 June – 6 July, 2019. Albena, Bulgaria. – Published by STEF92 Technology Ltd., 51 «Alexander Malinov» Blvd., 1712 Sofia, Bulgaria, 2019. – P. 421–428.
288. Vereshchagin, O.S., Khudoley, A. K., Ershova, V.B., Prokopiev, A.V., Schneider, G.V. Provenance of Jurassic-Cretaceous siliciclastic rocks from the northern Siberian Craton: an integrated heavy mineral study // *Journal of Geosciences*, 2018. – V. 63. – P. 199–213.
289. Vermeesch, P. RadialPlotter: a Java application for fission track, luminescence and other radial plots // *Radiation Measurements*, 2009. – V. 44. – P. 409–410.
290. Wagner, G.A. The geological interpretation of fission track ages // *Transactions of the American Nuclear Society*, 1972. – V. 15. – P. 117.
291. Wagner, G.A., Reimer, G.M., Jager, E. Cooling ages derived by apatite fission track, mica Rb-Sr, and K-Ar dating: The uplift and cooling history of the Central Alps // *Mem Inst. Geol. Miner. Univ. Padova.*, 1977. – V. 30. – P. 1–27.

292. Wagner, G., Van Den Haute, P. Fission track dating. – Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1992. – 285 p.
293. Wendt, A.S., Vidal, O., Chadderton, L. Experimental evidence for the pressure dependence of fission track annealing in apatite // *Earth and Planetary Science Letters*, 2002. – V. 201. – P. 593–607.
294. Williams, G., Chapman, T. Strains developed in the hangingwalls of thrusts due to their slip/propagation rate: A dislocation model // *Journal of Structural Geology*, 1983. – V. 5. – №6. – P. 563–571.
295. Williams, I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Econ. Geol.*, 1998. – V. 7. – P. 1–35.
296. Wolfe, M.R., Stockli D.F. Zircon (U-Th)/He thermochronometry in the KTB drill hole, Germany, and its implications for bulk He diffusion kinetics in zircon // *Earth and Planetary Science Letters*, 2010. – 295:69–82.
297. Woodward, N.B., Boyer, S.E., Suppe, J. An outline of balanced cross-sections. – Tennessee: University, 1985. – 170 p.

СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА

№ рисунка	Название рисунка	Страница
1.1	Геологическая карта северо-востока Сибирской платформы и северного фланга ВСНП [по Петров и др., 2011 с изменениями и упрощениями].	13
1.2	Структурная схема Верхоянского складчато-надвигового пояса. В нижнем левом углу показана схема тектонического районирования [по Прокопьев, Дейкуненко, 2001a].	15
3.1	Схематическая геологическая карта центральной части Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, Лено-Анабарского прогиба и северного склона Оленекского поднятия Сибирской платформы [по Ванин и др., 2001; Межвилк, Марков, 1983 с изменениями и дополнениями].	32
3.2	Стратиграфические колонки: А – западного и северного склонов Оленекского поднятия [Вольнов, Гусев, 1972], Б – Лено-Анабарского прогиба [Яшим и др., 1971], В – Усть-Оленекской системы складок [Лазуркин, Вольнов, 1971].	33
3.3	Структурный разрез через Усть-Оленекскую систему складок [по Прокопьев, Дейкуненко, 2001a с изменениями и дополнениями].	34
3.4	Стереогаммы: А – полюсов слоистости пород, слагающих Усть-Оленекскую антиклиналь и прилегающие складчатые структуры, Б – сместителей надвигов и взбросов.	34
3.5	Надвиго-взбросовые деформации в триасовых толщах Усть-Оленекской системы складок: А – смещение известково-песчанистой конкреции в породах оленекского яруса вдоль субпараллельного слоистости надвига (в плане); Б – межслоевой надвиговой срыв на южном крыле Усть-Оленекской антиклинали (в плане); В – крутопадающие секущие слоистость под углами 45–70° взбросы, которые в нижней части выполаживаются и переходят в пологие надвиги (в разрезе); Г – взброс, по которому анизийские породы перемещены на карнийские (в разрезе).	35
3.6	Сбросовые деформации в юрских толщах Усть-Оленекской системы складок: А–Б – мелкоамплитудные сбросы, переходящие по падению в межслоевые листрические срывы. В – кварцевые жилы в породах триаса.	37
3.7	Стереогаммы полюсов сместителей сдвигов (А), сбросов (Б), а также для всех типов разломов (В) и кварцевых жил (Г).	38
3.8	Стереогаммы полюсов трещиноватости: А – в целом для изученного региона; Б – в мульде Таймылырской синклинали; В – на южном, Г – северо-восточном крыльях и Д–Е – в ядре (домены: Д – «Туора-Хайа», Е – «Тумул») Усть-Оленекской антиклинали; Ж – на южном крыле Приморской антиклинали.	39
3.9	Стереогаммы осей палеонапряжений Усть-Оленекской системы складок. Домен (д.) «Оленек»: А – надвиги и взбросы, Б – сдвиги; д. «Тумул»: В – надвиги и взбросы, Г – сдвиги, Д – сбросы; д. «Туора-Хайа»: Е – надвиги и взбросы, Ж – сдвиги, З – сбросы.	42
3.10	Тектоническая схема центральной части Усть-Оленекской системы складок [по Рубинштейн, Григорьев, 1987 с изменениями и	44

	дополнениями].	
3.11	Сейсморазведочные временные профили [Рубинштейн, Григорьев, 1987] (вверху) и их интерпретация на геологических разрезах (внизу). Профили: А – 852754, Б – 852755.	46
3.12	Сейсморазведочный временной профиль 852756 [Рубинштейн, Григорьев, 1987] (вверху) и его геологическая интерпретация (внизу).	47
3.13	Сейсморазведочный временной профиль 852768 [Рубинштейн, Григорьев, 1987] (вверху) и его геологическая интерпретация (внизу).	48
3.14	Сейсморазведочные временные профили [Рубинштейн, Григорьев, 1987] (вверху) и их интерпретация на геологических разрезах (внизу). Профили: А – 852759, Б – 852760, В – 852761.	49
3.15	Структурная карта Хараулахского сегмента Верхоянского складчато-надвигового пояса и северной части Приверхоянского краевого прогиба [по Ванин и др., 2001; Межвилк, Марков, 1983 с изменениями и дополнениями].	52
3.16	Стратиграфические колонки: А – северной части Приверхоянского прогиба [Биджиев и др., 1976], Б – северо-западная [Гогина, 1979], В – юго-восточная часть Быковского антиклинория и Центрально-Хараулахского синклинория [Биджиев и др., 1979].	53
3.17	Геологические разрезы через северную (А) и южную (Б) части Хараулахского сегмента зоны форланда Верхоянского складчато-надвигового пояса [по Парфенов, Прокопьев, 1993; Parfenov et al., 1995b; Прокопьев, Дейкуненко, 2001a с изменениями и дополнениями].	54
3.18	Геологическая карта северной части Центрально-Хараулахского синклинория и южной части Быковского антиклинория [по Гогина, 1979 с изменениями и дополнениями].	55
3.19	Структурная карта тыловой части зоны форланда Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [по Биджиев и др., 1979 с изменениями и дополнениями].	56
3.20	Складчатые структуры Быковского антиклинория: А – слоистость верхнедевонских отложений на о-ве Столб, в каменноугольных толщах: Б – северо-западное, крутое крыло крупной асимметричной синклинали на мысе Крест-Тумса, В – малоамплитудная асимметричная синклиналь, Г – асимметричные складки с наклоном осевой поверхности на юг, Д – лежащая изоклиальная подводно-оползневая складка, Е – подводно-оползневые складки на правом берегу р. Лены.	57
3.21	Стереогаммы полюсов слоистости и рассчитанных осей складчатости структур Быковского антиклинория: А – в домене «Столб», Б – в южной части домена «Крестях», В – в центральной части домена «Крестях», Г – в северной части домена «Крестях», Д – в домене «Быковский», Е – подводно-оползневых складок домена «Крестях».	58
3.22	Проявления кливажа в каменноугольных породах Быковского антиклинория: А – сплошной параллельный кливаж в каменноугольных толщах мыса Крест-Тумса, Б и В – рефракция кливажа в позднедевонских толщах в бухте Крест-Хомо, Г –	59

	«карандашная» отдельность (линейность пересечения слоистости и кливажа в карбонатных толщах на южном крыле антиклинория), Д – «грубый» кливаж.	
3.23	Стереогаммы полюсов кливажа в структурах Быковского антиклинория: А – в южной части домена «Крестях», Б – в центральной части домена «Крестях», В – в северной части домена «Крестях», Г – в домене «Быковский».	60
3.24	Стереогаммы полюсов тектонической трещиноватости в структурах Быковского антиклинория: А – в домене «Столб», Б – в южной части домена «Крестях», В – в центральной части домена «Крестях», Г – в северной части домена «Крестях», Д – в домене «Быковский».	61
3.25	Межслоевые надвиговые срывы в каменноугольных породах Быковского антиклинория: А – малоамплитудный межслоевой срыв, визуально похожий на рефракционную зону кливажа, Б – срыв, смещающий кварцевую жилу, В – надвиговый дуплекс.	62
3.26	Надвиговые и взбросовые деформации в каменноугольных толщах Быковского антиклинория: А – изгиб слоистости, начальная стадия формирования надвига, Б – крупный пологий субпараллельный слоистости надвиг, В – крупный надвиг со смещением в первые десятки метров, Г – малоамплитудный взброс.	63
3.27	Стереогаммы полюсов разломов (А–Г) и жил (Д) Быковского антиклинория: А – надвигов и взбросов, Б – сбросов, В – левых сдвигов, Г – правых сдвигов; Д – кварцевых и кальцитовых жил.	64
3.28	Сдвиговые деформации в каменноугольных породах Быковского антиклинория (план): А – левый сдвиг, Б – зона правого сдвига, представленная двумя разломами, между которыми протягиваются диагонально к ним расположенные кварцевые жилы, В – зона правого сдвига с оперяющими жилами, Г – левый сдвиг со сколами Риделя.	65
3.29	Сбросовые деформации в каменноугольных породах Быковского антиклинория: А – крупные постскладчатые сбросы, Б – постскладчатый малоамплитудный сброс, В – листрический сброс, Г – малоамплитудный листрический сброс.	66
3.30	Трещины отрыва в каменноугольных породах, выполненные кварцевыми и кальцитовыми жилами в обнажениях Быковского антиклинория: А – субпараллельные слоистости жилы, Б – заполненные жильным материалом межслоевые отслоения, В – «смятая» в складки жила, Г – секущая кварцевые жилы кальцитовая жила.	66
3.31	Субмеридиональный сброс с левосдвиговой составляющей на южном крыле Быковского антиклинория (правый борт р. Лены).	67
3.32	Складчатые структуры в среднекаменноугольно-пермских породах Центрально-Хараулахского синклиория: А – симметричная антиклиналь, Б – редкая лежащая складка с наклоненной на север осевой поверхностью, В–Д – опрокинутые на юго-запад складки, Е – асимметричная складка, деформированная более поздними сбросами.	68
3.33	Стереогаммы полюсов разрывных и складчатых структур в домене «Полигон»: А – слоистость, Б – кливаж, В – трещиноватость, Г – жилы.	69
3.34	Серия опрокинутых на запад складок пермо-триасовых отложений в Центрально-Хараулахском синклиории (правый борт р. Босхо).	70

3.35	Геологическая карта южной части Центрально-Хараулахского синклиория – Бырылахская синклинали [по Биджиев и др., 1979; Гогина, Грошин, 1976 с дополнениями и изменениями].	71
3.36	Стереогаммы полюсов складчатых и разрывных деформаций в домене «Кенгдей». <i>А</i> – слоистость, <i>Б</i> – трещиноватость, <i>В</i> – разломы, <i>Г</i> – жилы.	72
3.37	Фотографии обнажений каменноугольных пород в Быковском антиклинории (бухта Тикси): <i>А</i> – раскливажированная долеритовая дайка, <i>Б</i> – относительно слабо кливажированная толща, где отчетливо видна слоистость, <i>В</i> – сильно кливажированная толща, слоистости практически не видно, <i>Г</i> – секущие кливаж и слоистость разломы разной кинематики, <i>Д</i> – рефракция кливажа, <i>Е</i> – кинк-зона.	73
3.38	Фотографии взбросо-складок (<i>А</i>), пологих надвигов (<i>Б</i>) и осложненные взбросом опрокинутые складки (<i>В</i>) в среднекаменноугольно-пермских породах Центрально-Хараулахского синклиория (правобережье р. Лены).	74
3.39	Лежачая складка, сформированная над межслоевым надвиговым срывом (<i>А</i>), правосдвиговое зеркало скольжения (<i>Б</i>), сброс (<i>В</i>) и shear-зона надвиговой кинематики (<i>Г</i>) в среднекаменноугольно-пермских породах обнажений Центрально-Хараулахского синклиория.	75
3.40	Стереогаммы полюсов сместителей разломов Центрально-Хараулахского синклиория: <i>А</i> – надвиги и взбросы, <i>Б</i> – левые сдвиги, <i>В</i> – правые сдвиги, <i>Г</i> – сбросы.	76
3.41	Фотографии серии пологих надвигов на правом (<i>А–В</i>) и взбросов на левом борту (<i>Г</i>) р. Данил-Юряге, в пермо-триасовых толщах на западном крыле Бырылахской синклинали.	77
3.42	Надвиг (<i>А</i>), межслоевой срыв, сопряженный с левым взбросо-сдвигом (<i>Б</i>), правый сдвиг (<i>В</i>) и сброс (<i>Г</i>) в левом борту р. Данил-Юряге, в пермо-триасовых толщах Бырылахской синклинали.	78
3.43	Геологическая карта северной части Хараулахского антиклинория и южной части Центрально-Хараулахского синклиория [по Гогина, Грошин, 1976 с дополнениями и изменениями].	79
3.44	Геологическая карта южной части Хараулахского антиклинория (Чекуровская антиклинали) [по Биджиев и др., 1976 с дополнениями и изменениями].	80
3.45	Характер залегания пород в Юттыхской антиклинали (<i>А</i>), Тасаринской синклинали (<i>Б</i>), ядре Чекуровской антиклинали (<i>В</i>).	81
3.46	Стереогаммы полюсов складчатых и разрывных структур в домене «Тит-Ары». <i>А</i> – слоистость, <i>Б</i> – трещиноватость, <i>В</i> – разломы, <i>Г</i> – жилы.	82
3.47	Разрывные нарушения Юттыхской антиклинали: <i>А</i> – постскладчатый сброс, <i>Б</i> – серия малоамплитудных сбросов, <i>В</i> – надвиг в кембрийский толщах, <i>Г</i> – серия разломов в кембрийский породах.	83
3.48	Стереогаммы полюсов складчатых и разрывных структур в домене «Тас-Ары». <i>А</i> – слоистость, <i>Б</i> – трещиноватость, <i>В</i> – разломы.	83
3.49	Сброс (<i>А</i>) и взброс (<i>Б</i>) в триасовых породах западного крыла Тасаринской синклинали.	84
3.50	Стереогаммы полюсов складчатых и разрывных структур в домене «Чекуровский». <i>А</i> – слоистость, <i>Б</i> – трещиноватость, <i>В</i> – разломы, <i>Г</i> – жилы.	84

3.51	Взаимоотношения ранних (${}^X D_1$) и поздних (${}^X D_2$) деформаций на западном крыле Чекуровской антиклинали (левый борт р. Лены). Местоположение фотографии Б показано на рисунке А.	85
3.52	Примеры структур ранних надвиговых деформаций (${}^X D_1$) на западном крыле Чекуровской антиклинали (${}^X D_2$). Местоположение фотографий (А и Б) показано на верхнем рисунке 3.51А. В – интерпретация ориентировки структур (${}^X D_1$).	86
3.53	А – западное крыло Чекуровской антиклинали, Б – Чекуровский надвиг (деталь рис. А), В – «обратные» надвиги восточной вергентности (деталь рис. А), Г – малоамплитудные складки ${}^X F_2$ (деталь рис. Б), Д – микродуплекс (${}^X D_1$) (деталь рис. В), Е – межслоевой надвиг в опрокинутом крыле Чекуровской антиклинали (${}^X D_1$) (деталь рис. В), Ж – малоамплитудный «обратный» надвиг и сопровождающая его shear-зона (${}^X D_2$) (деталь рис. В).	87
3.54	Модель взаимоотношения деформаций первых двух этапов на крыльях и в ядре Чекуровской антиклинали (А) и система ориентированных в противоположном направлении надвигов в восточном крыле Чекуровской антиклинали (Б).	88
3.55	Стереогаммы полюсов складчатых и разрывных структур в домене «Чуча». А – слоистость, Б – трещиноватость, В – разломы.	88
3.56	Малоамплитудный надвиг (А), межслоевые срывы (Б, В) в нижнемеловых отложениях восточного крыла Огонер-Юряхской синклинали.	89
3.57	Ассоциирующие с надвигами взбросо-складки (А) и мелкие асимметричные рамповые складки (Б), надвиги со смещением в первые метры (В) и в первые десятки сантиметров (Г) в нижнемеловых толщах Огонер-Юряхской синклинали.	90
3.58	Серия «обратных» надвигов восточной вергентности, осложняющих нижнемеловые толщи восточного крыла Огонер-Юряхской синклинали (А–В).	91
3.59	Зеркало скольжения на поверхности сместителя правого сдвига (А), две разноориентированные штриховки на зеркале скольжения межслоевого срыва (Б), сбросы (В, Г) в нижнемеловых породах восточного крыла Огонер-Юряхской синклинали.	92
3.60	Крупный разлом, на западном крыле Чекуровской антиклинали, ранее считавшийся сдвигом второго этапа деформаций, но который связан с основной фазой складчатости и имеет значительную надвиговую составляющую (А). Б – деталь рисунка А, В – деталь рисунка Б.	93
3.61	Стереогаммы с рассчитанными осями палеонапряжений в Быковском антиклинории. А – разломы в домене «Столб», Б – сбросы в домене «Быковский»; домен «Крестях»: В – надвиги и взбросы, Г – сдвиги, Д – сбросы.	95
3.62	Стереогаммы с рассчитанными осями палеонапряжений в Центрально-Хараулахском синклинории. Домен «Полигон»: А – надвиги и взбросы, Б – сдвиги, В – сбросы; домен «Кенгдей»: Г – надвиги и взбросы, Д – сдвиги, Е – сбросы.	96
3.63	Стереогаммы с рассчитанными осями палеонапряжений в Хараулахском антиклинории. Домен «Тит-Ары»: А – надвиги и взбросы, Б – сдвиги, В – сбросы; домен «Тас-Ары»: Г – надвиги и взбросы, Д – сбросы.	97

3.64	Стереогаммы с рассчитанными осями палеонапряжений в Чекуровской антиклинали. Домен «Чекуровский»: А – надвиги и взбросы, Б – сдвиги, В – сбросы; домен «Чуча»: Г – надвиги и взбросы, Д – сдвиги, Е – сбросы.	98
3.65	Геологическая схема Мангазейского рудного узла [по Задорожный, 2002, Prokoriev et al., 2020 с упрощениями и изменениями].	100
3.66	Восточное (крутое) крыло Эндыбальской антиклинали.	101
3.67	Схематическая стратиграфическая колонка верхнепалеозойских и триасовых толщ [Иванов, 1980 с упрощениями и изменениями].	102
3.68	Геологический разрез через Эндыбальскую антиклиналь и Эргенняхскую синклиналь.	103
3.69	Стереогаммы полюсов складчатых и разрывных структур Эндыбальской антиклинали: А – слоистости, Б – кливажа, В – тектонической трещиноватости, Г – надвигов и взбросов: 1 – межслоевых срывов (n=18), 2 – надвигов (n=10), 3 – взбросов (n=16); Д – сдвигов: 1 – сдвигов, комбинированных со сбросами и взбросами (n=11), 2 – левых сдвигов (n=5), 3 – правых сдвигов (n=14), 4 – сдвигов неопределенной кинематики (n=45); Е – сбросов, Ж – трещин отрыва, З – крупных разломов Эндыбальской антиклинали.	104
3.70	Интенсивный кливаж, проявленный в глинистых пачках (А), пересекающий содержащиеся в них прослойки песчаников мощностью до 15–30 см (Б). По форме кливаж сплошной параллельный (В), иногда искривляющийся, огибая рассеянные круглые и овальные стяжения песчаников диаметром до 1 м (Г).	105
3.71	Структура и морфология надвигов. А – межслоевой надвиговой срыв, Б – пологие надвиги, пересекающие пласты песчаников ступенчато, В – кулисообразные зоны трещин отрыва, заполненные кварцем, Г – межслоевые зоны отрыва, заполненные рудным веществом, Д – асимметричная складка на восточном крыле Эндыбальской антиклинали.	106
3.72	Различные виды будинированных пластов песчаников: А – в толщах сильно кливажированных пород небольшой пласт песчаников, Б – будинированные пласты песчаников в не кливажированных породах, В – крупная будина песчаника.	107
3.73	Тектоническая трещиноватость: А – пересекающаяся практически под прямым углом, Б – плоскости крупных трещин, формирующие стенки обнажений, В – выполненная сидеритом, Г – перетертый и размазанный до зеркала скольжения более поздними сдвигами сидерит.	108
3.74	Структура и морфология постскладчатых сдвигов: А – Ньюктаминский правый сдвиг, Б – один из крупнейших оперяющих сдвигов, В – левосторонний мелкоамплитудный сдвиг, Г – оперяющий сдвиг, унаследовавший плоскость надвига.	109
3.75	Структура и морфология сбросов: А – малоамплитудные сбросы со смещением 1–2 м, Б – малоамплитудные сбросы со смещением в несколько десятков см, В – малоамплитудный сброс со смещением около 5 см, Г – дайка раннемелового возраста, внедренная вдоль поперечного сброса.	110
3.76	Диаграммы с конкордией датирования цирконов U-Pb методом [Прокопьев и др., 2018].	114
3.77	Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования слюд Мангазейского рудного узла	115

	методом ступенчатого прогрева [Прокопьев и др., 2018].	
3.78	Стереогаммы осей палеонапряжений Эндыбальской антиклинали: А – надвиги и взбросы, Б – сбросы, В – сдвиги.	115
3.79	Схема последовательного возникновения тектонических трещин и сбросов при растяжении верхней части антиклинали концентрического типа с широким сводом [по Ярошевский, 1981 с изменениями и дополнениями]: А – поперечный срез антиклинали, Б – вид свода антиклинали сверху.	119
3.80	Этапы формирования складчато-надвиговых структур Эндыбальской антиклинали и Эргенняхской синклинали.	120
4.1	Геологическая карта северо-востока Сибирской платформы и северного фланга ВСНП [по Петров и др., 2011 с изменениями и дополнениями], на которой показаны места отбора проб для трекового датирования.	124
4.2	Схематическая геологическая карта Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, Лено-Анабарского прогиба и северного склона Оленекского поднятия Сибирской платформы [по Ванин и др., 2001; Межвилк, Марков, 1983 с изменениями и дополнениями] с местами отбора проб для трекового датирования.	126
4.3	Первая группа образцов по распределению длин треков и значению средних длин треков в апатитах из пород Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, измеренных в лаборатории А2Z.	128
4.4	Вторая группа образцов по распределению длин треков и значению средних длин треков в апатитах из пород Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса, измеренных в лаборатории А2Z.	129
4.5	Распределение длин треков и значения средних длин треков в апатитах в изученных образцах Оленекского сектора (А–Г) и Ютхянской антиклинали Хараулахского антиклинория (Д), измеренных в лаборатории университета Гента.	129
4.6	Трековый возраст первой группы образцов Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. А – 08-АП-135, Б – 08-АП-142, В – 08-АП-112, Г – 08-АП-118, Д – 08-АП-121, Е – sg-08-19.	130
4.7	Радиальные диаграммы АФТ возрастов детритовых апатитов, построенные с помощью программы RadialPlottersoftware [Vermeesch, 2009]. Образцы: А – 08-ДВ-60, Б – 08-ДВ-67, В – 08-ДВ-56/1, Г – 08-ДВ-13, Д – 07-АП-67.	131
4.8	Трековый возраст второй группы образцов Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса. Образцы: А – sg-08-60/2, Б – 08-АП-133, В – 08-АП-107, Г – 08-АП-119.	132
4.9	«График-бумеранг» (А) [Green, Duddy, 2014], для образцов Оленекского сектора ВСНП и график соотношений трековых и стратиграфических возрастов (Б).	134
4.10	Графики термальной эволюции пород, основанные на модели программы HeFTy [Ketcham, 2005] для образцов: А – sg-08-19, Б – 08-АП-142, В – sg-08-60/2.	135
4.11	Графики термальной эволюции, основанные на модели программы QTQt [Gallagher, 2012; Ketcham et al., 2007] для образцов, проанализированных в университете Гента. Образцы: А – 08-ДВ-13,	136

	<i>Б – 08-ДВ-60, В – 08-ДВ-67, Г – 08-ДВ-56/1, Д – 07-АП-67.</i>	
4.12	Графики термальной эволюции основанные на модели программы HeFTy [Ketcham, 2005] для образцов позднемеловой группы – 08-АП-135 (А), 08-АП-118 (Б) и 08-АП-112 (В).	137
4.13	Графики термальной эволюции, основанные на модели программы HeFTy [Ketcham, 2005] для образцов позднемеловой группы – 08-АП-121 (А), 08-АП-107 (Б), 08-АП-119 (В), 08-АП-133 (Г).	138
4.14	Этапы изменения скорости денудации по данным интерпретации графиков термальной эволюции позднемеловой группы образцов из Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса.	143
4.15	Этапы изменения скорости денудации по данным интерпретации графиков термальной эволюции раннеюрской и позднеюрско-раннемеловой групп образцов из Оленекского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса.	144
4.16	Геологические карты Центрально-Хараулахского синклиория и Быковского антиклинория [Гогина, 1979] (А), Ютяхской антиклинали и Тасаринской синклинали [Гогина, Грошин, 1976] (Б), Бырылахской синклинали [Биджиев и др., 1979; Гогина, Грошин, 1976] (В) с местами отбора проб для трекового датирования и их номера.	147
4.17	Схематическая геологическая карта зоны сочленения Чекуровской антиклинали, Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса с северной частью Приверхоянского краевого прогиба [Биджиев и др., 1976 с изменениями и упрощениями] и места отбора проб для трекового датирования.	148
4.18	Распределение и значения средних длин треков в апатитах из изученных образцов Центрально-Хараулахского синклиория (А), Кенгдейского грабена (Б) и Приверхоянского краевого прогиба (В – sg-09-11/1, Г – sg-09-25/1, Д – sg-09-36/1).	150
4.19	Распределение и значения средних длин треков в апатитах из изученных образцов Тасаринской синклинали (А – 7-v09-34, Б – 09-АП-37) и Чекуровской антиклинали (В – 19-v09-8, Г – 19-v09-27, Д – 19-v09-39, Е – 19-v09-81).	151
4.20	Трековый возраст апатитов из образцов Центрально-Хараулахского синклиория (А), Кенгдейского грабена (Б) и Тасаринской синклинали (В – 7-v09-34, Г – 09-АП-37) Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП.	152
4.21	Трековый возраст апатитов из образцов Чекуровской антиклинали Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП: А – 19-v09-8, Б – 19-v09-27, В – 19-v09-39, Г – 19-v09-81.	153
4.22	Трековый возраст апатитов из образцов Приверхоянского краевого прогиба: А – sg-09-11/1, Б – sg-09-25/1, В – sg-09-36/1.	154
4.23	«График-бумеранг» [Green, Duddy, 2014] (А), для образцов Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса и график соотношений трековых и стратиграфических возрастов (Б).	155
4.24	Графики термальной эволюции, основанные на модели программы HeFTy [Ketcham, 2005] для образцов Приверхоянского краевого прогиба: А – sg-09-11/1, Б – sg-09-25/1, В – sg-09-36/1.	156
4.25	Графики термальной эволюции, основанные на модели программы	157

	HeFTy [Ketcham, 2005] для образцов Центрально-Хараулахского синклиория (А), Кенгдейского грабена (Б) и Тасаринской синклинали (В – 7-v09-34, Г – 09-АП-37) Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП.	
4.26	Графики термальной эволюции, основанные на модели программы HeFTy [Ketcham, 2005] для образцов Чекуровской антиклинали Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП: А – 19-v09-8, Б – 19-v09-27, В – 19-v09-39, Г – 19-v09-81.	158
4.27	Упрощенная геологическая карта тыловой части зоны форланда Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса [по Биджиев и др., 1979 с изменениями и упрощениями].	162
4.28	Этапы вздымания и остывания по данным трекового анализа апатита образцов из северной части Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП.	164
4.29	Этапы вздымания и остывания по данным трекового анализа апатита образцов из Чекуровской антиклинали Хараулахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП и Приверхоянского краевого прогиба.	165
4.30	Геологическая карта зоны сочленения Куранахского антиклиория и Сартангского синклиория (Эндыбальская антиклиналь) [по Иванов, 1980 с изменениями и упрощениями] с местами отбора проб для трекового датирования.	168
4.31	Распределение и значения средних длин треков в апатитах из изученных образцов Эндыбальской антиклинали Куранахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП, измеренных в лаборатории университета Гента.	169
4.32	Радиальные диаграммы АФТ возрастов детритовых апатитов, построенные с помощью программы RadialPlottersoftware [Vermeesch, 2009]. <i>Образцы:</i> А – 07-АП-75, Б – 15-ДВ-6.	169
4.33	«График-бумеранг» [Green, Duddy, 2014] (А) для образцов из структур Эндыбальской антиклинали Куранахского сегмента Западно-Верхоянского сектора ВСНП и (Б) график соотношений трековых и стратиграфических возрастов. <i>Образцы:</i> 1 – 07-АП-75, 2 – 15-ДВ-6.	170
4.34	Графики термальной эволюции, основанные на модели программы QTQt [Gallagher, 2012; Ketcham et al., 2007] для образцов, проанализированных в университете Гента: А – 07-АП-75, Б – 15-ДВ-6.	171
4.35	Стратиграфические колонки: А – северного склона Оленекского поднятия [по Вольнов, Гусев, 1972 с изменениями]; Б – Лено-Анабарского прогиба [по Яшим и др., 1971 с изменениями], В – Усть-Оленекской системы складок (Приморская антиклиналь) [Лазуркин, Вольнов, 1971 с изменениями].	174
4.36	Стратиграфические колонки: А – Быковского антиклиория и Центрально-Хараулахского синклиория [по Гогина, 1979 с изменениями], Б – Приверхоянского краевого прогиба [по Биджиев и др., 1976 с изменениями], В – Эндыбальской антиклинали [по Иванов, 1980 с упрощениями и изменениями].	175
4.37	Геологическая карта северо-востока Сибирской платформы и северного фланга ВСНП [по Петров и др., 2011 с изменениями и	176

	дополнениями], на которой показаны изолинии мощностей денудированных пород.	
5.1	Основные установленные мезозойско–кайнозойские термально-тектонические события на северо-востоке Сибирской платформы и прилегающих районов Верхоянского складчато-надвигового пояса.	181
5.2	Корреляция термальных и тектонических событий на северо-востоке Сибирской платформы и в прилегающих районах Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП).	182
5.3	Палеотектонические реконструкции на позднемезозойское время северной части Верхояно-Колымской складчатой области и Новосибирско-Чукотского орогенного пояса.	184